

UNIVERSIDADE DE LISBOA
Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**Modelação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com
métodos estatísticos e determinísticos**

Raquel Susana dos Reis Alcântara de Melo

Orientador: Prof. Doutor José Luís Gonçalves Moreira da Silva Zêzere

Tese especialmente elaborada para obtenção do grau de Doutor em Geografia, especialidade de
Geografia Física

2018

UNIVERSIDADE DE LISBOA
Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



Modelação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com métodos estatísticos e determinísticos

Raquel Susana dos Reis Alcântara de Melo

Orientador: Prof. Doutor José Luís Gonçalves Moreira da Silva Zêzere

Tese especialmente elaborada para obtenção do grau de Doutor em Geografia, especialidade de Geografia Física

Júri:

Presidente: Doutor José Manuel Henriques Simões, Professor Catedrático e membro do Conselho Científico do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa.

Vogais:

- Doutor Theo W.J. van Asch, Retired Professor, Faculty of Geosciences, da Utrecht University, Países Baixos;
- Doutor Carlos Valdir de Meneses Bateira, Professor Associado, Faculdade de Letras da Universidade do Porto;
- Doutor Rui Tiago Fernandes Marques, Professor Auxiliar Convidado, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade dos Açores;
- Doutor Fernando Manuel Silva da Fonseca Marques, Professor Associado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa;
- Doutor José Luís Gonçalves Moreira da Silva Zêzere, Professor Catedrático, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa;
- Doutor Gonçalo Brito Guapo Teles Vieira, Professor Associado, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa.

Tese financiada pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia no âmbito da bolsa de doutoramento SFRH/BD/60872/2009

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que tiveram um especial contributo nas diversas etapas desta dissertação.

Ao Professor José Luís Zêzere, meu orientador, pelo enorme apoio e incentivo. Não só o seu sentido crítico e transmissão de conhecimento, em cada discussão ou revisão de texto, foram fundamentais para o rigor científico desta dissertação, como também o seu entusiasmo foi crucial para que eu nunca duvidasse que este era o caminho que queria percorrer.

Ao Professor Theo van Asch, que, não sendo formalmente meu coorientador, recebeu-me na Universidade de Utrecht e, sempre com uma enorme simpatia, despendeu muito do seu tempo em reuniões, onde me transmitiu inúmeros conhecimentos, nomeadamente no que respeita à modelação dinâmica. Também estou profundamente grata por, mesmo à distância, responder prontamente a todas as dúvidas e questões que iam surgindo ao longo do trabalho.

Ao Centro de Estudos Geográficos (CEG), como instituição de acolhimento, e ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT), como instituição que confere o grau.

À Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT), pela bolsa de doutoramento que possibilitou, do ponto de vista financeiro, a realização desta dissertação.

À Universidade de Utrecht, especialmente ao departamento de Geografia Física da Faculdade de Geociências, que me proporcionou todas as condições para realizar o estágio; e aos Professores Rens van Beek e Derek Karssenbergh, que sempre se mostraram disponíveis para esclarecer dúvidas e permitiram a realização, de forma gratuita, dos cursos relacionados com o *software* PCRaster.

À Câmara Municipal de Manteigas e ao Eng. Pedro Lucas pela disponibilização da cartografia digital e material diverso relativo aos incêndios florestais de 2005.

Aos Bombeiros de Manteigas, particularmente ao Sr. Francisco Tacanho, Adjunto do Comandante dos Bombeiros de Manteigas, que me forneceu dados acerca da ocorrência de movimentos de vertente registados no vale do Zêzere.

À Estradas de Portugal, nomeadamente à Eng. Ana Cardoso, que me facultou a memória descritiva e as peças desenhadas que estiveram na base do projeto das barreiras dinâmicas da EN 338.

Ao Sr. José Maria Saraiva, que, tendo assistido à escoada de detritos que afetou o Hotel das Caldas de Manteigas em 1993, não hesitou em descrever-me pormenorizadamente o que aconteceu naquela noite, bem como em ceder-me a crónica por si escrita no âmbito dessa ocorrência. Também estou profundamente grata por me ter transmitido o seu conhecimento acerca das escoadas de detritos ocorridas em 2005 e por me ter cedido os apontamentos coligidos e coordenados para o I Centenário da Administração Florestal de Manteigas, pelo Eng. Barjona de Freitas, onde se encontram os relatos antigos acerca da ocorrência de escoadas de detritos na área de estudo.

Ao Eng. André Esteves de Carvalho, pelo seu importante contributo para esta investigação, ao facultar-me os dados da sua estação meteorológica particular, localizada em Manteigas, nomeadamente para o período em que ocorreram as escoadas de detritos de 2005.

Ao Sr. José Faísca, pela simpatia com que sempre me recebeu nos seus terrenos e pelas conversas enriquecedoras que tivemos quando eu “por lá passava” e nos cruzávamos, durante o trabalho de campo.

À Aldina Piedade, Alexandre Trindade, André Fonseca, Ana Salomé David, Clémence Guillard-Gonçalves, Gonçalo Duarte, Jorge Rocha, Ricardo Garcia, Sandra Oliveira, Sérgio Oliveira, Sónia Melo, Susana Pereira e Teresa Vaz; que colaboraram de diversas maneiras. O seu contributo passou pela amizade, pela ajuda ao nível da discussão e resolução de problemas metodológicos, e pela companhia nos agradáveis momentos de trabalho de campo.

Aos colegas que se encontram instalados no Complexo Interdisciplinar, agradeço a partilha e a companhia.

Aos meus amigos, que acabaram por acompanhar de perto as diversas etapas deste trabalho.

Por fim, quero agradecer à minha família, que está sempre presente, aos que já partiram e aos que, entretanto, chegaram!

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	VII
ÍNDICE DE QUADROS.....	XIII
RESUMO	XVII
ABSTRACT.....	XIX
ACRÓNIMOS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	XXI
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1: ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO	13
1.1. Bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António	13
1.1.1. Enquadramento geográfico.....	13
1.1.2. Geologia	15
1.1.3. Hidrografia e geomorfologia	21
1.1.4. Regime da precipitação na Região a Norte de Lisboa.....	27
1.2. Bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas)	30
1.2.1. Enquadramento geográfico.....	30
1.2.2. Geologia	31
1.2.3. Geomorfologia	35
1.2.4. Regime da precipitação na Serra da Estrela.....	44
CAPÍTULO 2: DESLIZAMENTOS SUPERFICIAIS E ESCOADAS DE DETRITOS - CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS.....	51
2.1. Introdução.....	51
2.2. Sistema de classificação de movimentos de vertente	52
2.3. Deslizamentos de detritos.....	54
2.3.1. Definição.....	54
2.3.2. Fatores condicionantes e fatores desencadeantes.....	57
2.4. Deslizamentos superficiais: comportamento mecânico das vertentes naturais e o papel da água	58
2.5. Escoadas de detritos	62
2.5.1. Definição.....	62
2.5.2. Evolução e cinemática das escoadas: iniciação, transporte e deposição	63

2.5.2.1.	Iniciação.....	64
2.5.2.2.	Transporte	69
2.5.2.3.	Deposição	74
2.6.	Magnitude, Velocidade e Intensidade do perigo	76
2.7.	Evidências geomorfológicas	79
2.8.	Escoadas de detritos em vertente (não confinadas).....	80
CAPÍTULO 3: METODOLOGIA		85
3.1.	Modelação das áreas de iniciação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com base em métodos estatísticos	85
3.1.1.	Regressão Logística (RL)	85
3.1.2.	Valor Informativo (VI).....	87
3.1.3.	Seleção das variáveis independentes.....	88
3.1.4.	Diagnóstico de multicolinearidade.....	95
3.2.	Modelação das áreas de iniciação de deslizamentos superficiais com base num método determinístico (método do Talude Infinito).....	96
3.3.	Modelação das áreas de propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com base em métodos estatísticos	99
3.3.1.	Modelo de AC para a propagação de deslizamentos superficiais.....	99
3.3.2.	Modelo Flow-R	106
3.3.3.	Modelo <i>D-infinity downslope influence</i> (DI).....	111
3.4.	Modelação da iniciação, propagação e deposição de escoadas de detritos com base num método determinístico (modelação dinâmica)	112
3.4.1.	Modelação dinâmica	112
3.4.2.	Classificação dos modelos dinâmicos contínuos.....	113
3.4.3.	Os modelos reológicos	113
3.4.4.	Modelação dinâmica: simulação dos processos de iniciação, erosão, propagação e deposição de escoadas de detritos	119
3.4.5.	Descrição do modelo	120
3.5.	Validação dos modelos.....	123
CAPÍTULO 4: MODELAÇÃO DA RUTURA E PROPAGAÇÃO DE DESLIZAMENTOS DE DETRITOS .		129
4.1.	Introdução.....	129
4.2.	Inventário de deslizamentos superficiais nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António	132
4.3.	Modelação estatística das áreas de rutura de deslizamentos superficiais.....	136
4.3.1.	Variáveis independentes.....	136

4.3.2.	Diagnóstico de multicolinearidade.....	145
4.3.3.	Modelo de Regressão Logística (RL).....	145
4.3.4.	Importância das variáveis preditivas.....	151
4.4.	Modelação determinística das áreas de rutura de deslizamentos superficiais (método do Talude Infinito).....	154
4.4.1.	Modelo hidrológico	154
4.4.2.	Parâmetros geotécnicos dos solos superficiais.....	156
4.4.3.	Modelo do Talude Infinito (TI)	162
4.4.4.	Análise da sensibilidade do modelo do TI à variação de água no solo	164
4.5.	Comparação e combinação dos modelos de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais	166
4.6.	Modelação das áreas de propagação de deslizamentos superficiais	175
4.7.	Resumo e discussão	183
CAPÍTULO 5: MODELAÇÃO ESTATÍSTICA DA INICIAÇÃO E PROPAGAÇÃO DE ESCOADAS DE DETRITOS.....		195
5.1.	Introdução.....	195
5.2.	Relatos de antigas ocorrências de escoadas de detritos na região de Manteigas e do vale do Zêzere	197
5.3.	Inventário das escoadas de detritos recentes	201
5.3.1.	Identificação das zonas de iniciação, transporte e deposição	205
5.3.2.	Caracterização das sub-bacias hidrográficas com escoadas recentes	207
5.4.	Modelação estatística das áreas de iniciação de escoadas de detritos.....	213
5.4.1.	Variáveis independentes.....	213
5.4.2.	Diagnóstico de multicolinearidade.....	220
5.4.3.	Regressão Logística e Valor Informativo	220
5.5.	Modelação estatística da propagação de escoadas de detritos	232
5.5.1.	Calibração do modelo de propagação Flow-R.....	232
5.5.2.	Modelo de propagação <i>D-infinity downslope influence</i> (DI).....	235
5.5.3.	Avaliação dos resultados dos modelos Flow-R e DI	235
5.6.	Modelação estatística da iniciação e propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, num cenário de incêndio florestal recente.....	242
5.7.	Resumo e discussão	249
CAPÍTULO 6: MODELAÇÃO DETERMINÍSTICA DA INICIAÇÃO E PROPAGAÇÃO DE ESCOADAS DE DETRITOS.....		257

6.1.	Introdução	257
6.2.	Configuração do modelo	260
6.2.1.	Duração da precipitação e valores de <i>excess rain</i> (excesso de precipitação)...	262
6.2.2.	Reologia e coeficiente de erosão	264
6.2.3.	Parâmetros constantes	265
6.3.	Avaliação da aplicação do modelo dinâmico	266
6.4.	Modelação dinâmica da propagação das escoadas de detritos à escala da bacia ...	276
6.5.	Resumo e discussão	283
	CONCLUSÃO	291
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	299

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Enquadramento geográfico das bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	14
Figura 1.2 – Cartografia e coluna lito-estratigráfica das formações em estudo	16
Figura 1.3 – Altimetria nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António	23
Figura 1.4 – Declive nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António..	24
Figura 1.5 – Vertente direita do rio Pequeno, junto à confluência com o rio Silveira	26
Figura 1.6 – Precipitação anual registada na estação de SJT, entre 1956/57 e 2009/10	28
Figura 1.7 – Enquadramento geográfico da área de estudo.....	30
Figura 1.8 – Litologia da área de estudo	33
Figura 1.9 – Altimetria na bacia hidrográfica do rio Zêzere, a montante da vila de Manteigas .	36
Figura 1.10 – Declive na bacia hidrográfica do rio Zêzere, a montante da vila de Manteigas ...	38
Figura 1.11 – Localização dos cortes observados por Vieira (2004) na área de estudo	43
Figura 1.12 – Precipitação anual registada na estação da Lagoa Comprida, entre 1953/54 e 1987/88	46
Figura 2.1 – Deslizamento de detritos e principais elementos morfológicos.....	56
Figura 2.2 – Direção das forças de resistência, tangencial e normal num deslizamento translacional.....	59
Figura 2.3 – Identificação da zona de iniciação, zona de transporte e zona de deposição, numa escoada de detritos.....	64
Figura 2.4 – Perfil longitudinal de uma escoada de detritos com acumulação de blocos na parte frontal.....	70
Figura 2.5 – Perfil longitudinal (a) e perfil planimétrico (b) da representação da trajetória dos sedimentos e consequente segregação granulométrica	72
Figura 2.6 – Estrutura granulométrica de uma escoada de detritos	80
Figura 2.7 – Escoada em vertente	81
Figura 3.1 – Ilustração da definição da direção horizontal	102
Figura 3.2 – Representação do ângulo de movimento relativo horizontal (HRMA).....	103
Figura 3.3 – Fator horizontal de movimento forward.....	104
Figura 3.4 – Fator vertical linear	105
Figura 3.5 – Janela 3x3 (vizinhança de Moore) utilizada no modelo de AC.....	106
Figura 3.6 – Representação do índice de Youden (J) no espaço ROC	125
Figura 4.1 – Metodologia utilizada na modelação da rutura e propagação de deslizamentos de detritos.....	131

Figura 4.2 – Inventários de deslizamentos superficiais nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António	133
Figura 4.3 – Deslizamentos superficiais, ocorridos em 2010, na área de estudo	134
Figura 4.4 – Declive nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.	138
Figura 4.5 – Exposição das vertentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	138
Figura 4.6 – Inverso do Wetness Index (IWI) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	139
Figura 4.7 – Perfil transversal das vertentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	139
Figura 4.8 – Perfil longitudinal das vertentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António	140
Figura 4.9 – Uso do solo nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António	140
Figura 4.10 – Unidades litológicas nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	141
Figura 4.11 – Modelo Digital do Terreno (MDT) para as bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António	142
Figura 4.12 – Espessura do solo (modelo Z) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	142
Figura 4.13 – Espessura do solo (modelo S) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	143
Figura 4.14 – Espessura do solo (modelo sGIST) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.	143
Figura 4.15 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais (média dos 50 modelos de RL).....	147
Figura 4.16 – Curvas ROC e quantificação da AUC para os modelos de RL	148
Figura 4.17 – Relação entre a probabilidade média (obtida a partir dos 50 modelos de RL) e a sua variação	150
Figura 4.18 – Transmissividade do solo na área de estudo.	155
Figura 4.19 – Modelo hidrológico (razão h/z) elaborado com base no limiar crítico de precipitação para 1 dia.....	156
Figura 4.20 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais obtido pelo método do TI e correspondentes classes de suscetibilidade	163
Figura 4.21 – Curva ROC e quantificação da AUC para os modelos do TI.....	164
Figura 4.22 – Modelo de suscetibilidade elaborado com o método do TI, considerando a situação de ausência de água no solo ($m = 0$).....	165
Figura 4.23 – Modelo de RL reclassificado de acordo com as classes de FS.....	167
Figura 4.24 – Avaliação da concordância espacial entre os modelos de RL e de TI.....	169
Figura 4.25 – Frequência das classes de declive por formação geológica	170
Figura 4.26 – Frequência do uso do solo por formação geológica	171

Figura 4.27 – Mapa final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, resultante da combinação dos modelos de RL e TI.....	173
Figura 4.28 – Relação entre o volume da rutura e a área de acumulação, para os 81 deslizamentos superficiais	177
Figura 4.29 – Resultado do modelo de AC gerado com 5 iterações	179
Figura 4.30 – Potenciais novas ruturas e respetiva área de propagação.....	183
Figura 5.1 – Metodologia utilizada na modelação estatística da iniciação e propagação de escoadas de detritos	196
Figura 5.2 – Localização das linhas de água com referências históricas de ocorrência de escoadas de detritos.....	198
Figura 5.3 – Incêndio florestal no vale do Zêzere (a) e escoada de detritos na EN 338 (b).....	201
Figura 5.4 – Identificação, delimitação e datação de escoadas de detritos recentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere, a montante da vila de Manteigas	203
Figura 5.5 – Escoadas de detritos #6 e #13: deposição de detritos a jusante da EN 338.	206
Figura 5.6 – Escoada de detritos #6: acumulação na zona de transporte e dique lateral.....	206
Figura 5.7 – Escoadas de detritos #6 e #13: zona de acumulação de detritos	206
Figura 5.8 – Caracterização das 34 sub-bacias hidrográficas (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas).....	208
Figura 5.9 – Comprimento da bacia, índice de rugosidade, relação de relevo e percentagem da bacia com declive compreendido entre 30° e 40°, para as 34 sub-bacias no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas).....	210
Figura 5.10 – Comprimento da bacia e índice de rugosidade (IR), para as 34 sub-bacias (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	211
Figura 5.11 – Comprimento da bacia e relação de relevo (RR), para as 34 sub-bacias (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	212
Figura 5.12 – Comprimento da bacia e percentagem de área com declive entre 30° e 40°, para as 34 sub-bacias (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas).....	212
Figura 5.13 – Declive na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	214
Figura 5.14 – Exposição das vertentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	214
Figura 5.15 – Inverso do Wetness Index (IWI) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	215
Figura 5.16 – Perfil transversal das vertentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	215
Figura 5.17 – Perfil longitudinal das vertentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).....	216
Figura 5.18 – Litologia na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	216
Figura 5.19 – Modelo Digital do Terreno (MDT) para a bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).....	217
Figura 5.20 – Espessura do solo (modelo Z) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	218
Figura 5.21 – Espessura do solo (modelo S) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas)	218

Figura 5.22 – Espessura do solo (modelo sGIST) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).....	219
Figura 5.23 – Curvas ROC e quantificação da AUC para os modelos de RL	222
Figura 5.24 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas recentemente ardidas (média dos 60 modelos de RL).....	223
Figura 5.25 – Relação entre a probabilidade média (obtida a partir dos 60 modelos de RL) e a sua variação	225
Figura 5.26 – Curvas ROC e quantificação da AUC para os 3 modelos de VI	229
Figura 5.27 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos (média dos 3 modelos de VI)	230
Figura 5.28 – Análise sensitiva dos parâmetros de calibração (expoente de Holmgren, ângulo de alcance e velocidade máxima)	234
Figura 5.29 – Simulação da propagação do material proveniente das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos, com base no modelo Flow-R.....	236
Figura 5.30 – Simulação da propagação do material proveniente das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos, com base no algoritmo D-infinity downslope influence (DI)	237
Figura 5.31 – Percentagem de área de propagação (real) obtida em cada classe de suscetibilidade (modelo Flow-R), para cada uma das 34 escoadas de detritos	239
Figura 5.32 – Percentagem de área de propagação (real) obtida em cada classe de suscetibilidade (modelo DI), para cada uma das 34 escoadas de detritos	239
Figura 5.33 – a) resultado dos modelos Flow-R e DI; b) delimitação da escoada #29 no ortofotomapa e localização do depósito antigo; c) observação de campo do depósito antigo	241
Figura 5.34 – Integração das potenciais áreas de iniciação com as respetivas áreas potencialmente afetadas pela propagação dos detritos, calculadas com o modelo Flow-R ...	245
Figura 5.35 – Integração das potenciais áreas de iniciação com as respetivas áreas potencialmente afetadas pela propagação dos detritos, calculadas com o modelo DI	246
Figura 5.36 – Avaliação da suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos, à escala da bacia, num cenário de incêndio florestal recente	248
Figura 6.1 – Metodologia utilizada na modelação determinística da iniciação e propagação de escoadas de detritos	259
Figura 6.2 – Identificação e delimitação da escoada de detritos #6.....	260
Figura 6.3 – Identificação e delimitação da escoada de detritos #13.....	261
Figura 6.4 – (a) Material depositado na zona de transporte; (b) Depósitos na zona de acumulação.	261
Figura 6.5 – Simulação das escoadas de detritos #6 e #13 com os modelos reológicos de resistência friccional de Coulomb e de Voellmy	267
Figura 6.6 – Correlação entre o volume máximo e (a) a distância de propagação e (b) a velocidade máxima do fluxo, para a escoada de detritos #6	269
Figura 6.7 – Correlação entre o volume máximo e (a) a distância de propagação e (b) a velocidade máxima do fluxo, para a escoada de detritos #13	270

Figura 6.8 – Evolução temporal da espessura do material depositado, tendo em consideração resultados que validam os três critérios definidos (simulação #62 para a escoada #6 e simulação #64 para a escoada #13)	273
Figura 6.9 – Modelação da propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, considerando um escoamento superficial de 30 mm h ⁻¹ (cenário A)	277
Figura 6.10 – Modelação da propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, considerando um escoamento superficial de 35 mm h ⁻¹ (cenário B)	278
Figura 6.11 – Modelação da propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, considerando um escoamento superficial de 40 mm h ⁻¹ (cenário C)	279

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1.1 – Características morfométricas das bacias hidrográficas da área de estudo.....	22
Quadro 1.2 – Estatística exploratória das precipitações mensais e anual em SJT (1956/57 a 2009/10).....	29
Quadro 1.3 – Características morfométricas da bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas).....	37
Quadro 1.4 – Estatística exploratória das precipitações mensais e anual na Lagoa Comprida (1953/54 a 1987/88).....	47
Quadro 2.1 – Escala de velocidades associada a movimentos de vertente.....	54
Quadro 2.2 – Processos geradores de instabilidade em vertentes naturais, de acordo com a escala temporal.....	60
Quadro 2.3 – Declive médio (°) da área de deposição das escoadas de detritos confinadas a um canal de drenagem pré-existente.....	75
Quadro 2.4 – Declive médio (°) da área de deposição das escoadas de detritos em vertente (não confinadas).....	82
Quadro 3.1 – Matriz de confusão elaborada para os modelos de suscetibilidade.....	123
Quadro 3.2 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão.....	124
Quadro 4.1 – Características e distribuição das áreas de rutura dos deslizamentos superficiais, por unidade litológica.....	135
Quadro 4.2 – Comparação entre os resultados dos modelos e os valores de espessura do solo medidos no terreno (89 pontos de levantamento).....	144
Quadro 4.3 – Comparação entre os resultados dos modelos e os valores de espessura do solo medidos no terreno (89 pontos de levantamento + 58 centroides de áreas de rutura).....	144
Quadro 4.4 – Diagnóstico de multicolinearidade entre as variáveis independentes.....	145
Quadro 4.5 – Matriz de confusão elaborada para o modelo final de probabilidade espacial de ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais (método da RL).....	148
Quadro 4.6 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão do modelo final de probabilidade espacial (método da RL).....	149
Quadro 4.7 – Percentagem da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial (modelo de RL) <i>versus</i> percentagem acumulada de área instável (grupo de validação).....	150
Quadro 4.8 – Scores de suscetibilidade, para cada classe dos fatores de predisposição, estimados através da aplicação do método do VI.....	152
Quadro 4.9 – Cálculo e hierarquização dos índices <i>Accountability</i> (ACC) e <i>Reliability</i> (REL)....	153
Quadro 4.10 – Parâmetros geotécnicos das unidades litológicas presentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.....	157

Quadro 4.11 – Peso específico natural do solo (γ_m), peso específico do solo saturado (γ_{sat}) e peso específico submerso do solo (γ_{sub}) para as unidades litológicas sujeitas a retroanálise dos valores de coesão efetiva e ângulo de atrito interno efetivo	159
Quadro 4.12 – Valores de coesão efetiva e ângulo de atrito interno efetivo, obtidos por retroanálise, para os solos superficiais associados a cada unidade litológica instabilizada	160
Quadro 4.13 – Percentagem acumulada de área não instabilizada e instável (grupo de validação) em cada classe de Fator de Segurança (FS)	163
Quadro 4.14 – Percentagem de áreas de rutura (grupo de validação) por classe de suscetibilidade e <i>effective ratio</i> para os mapas resultantes dos métodos de RL e TI.....	168
Quadro 4.15 – Tabela de contingência obtida a partir da sobreposição entre os modelos de RL e TI (em % de área total da bacia).....	172
Quadro 4.16 – Classes de suscetibilidade e <i>effective ratio</i> correspondente, do mapa final de suscetibilidade.....	173
Quadro 4.17 – Estatísticas exploratórias do volume da rutura e da área de acumulação dos 81 deslizamentos superficiais	177
Quadro 4.18 – Estimativa da área real de acumulação classificada como verdadeiro positivo, de acordo com a seleção do número de iterações, e validação através da <i>fitness function</i>	180
Quadro 4.19 – Matriz de confusão elaborada para o modelo gerado com 5 iterações	180
Quadro 4.20 – Distância de propagação (em metros) real e simulada, para os 81 deslizamentos superficiais	181
Quadro 4.21 – Estatísticas exploratórias do volume da rutura e da área de acumulação estimada a partir da equação da curva, resultante da função potencial, para as novas zonas de rutura obtidas com os modelos estatístico (RL) de determinístico (TI)	182
Quadro 4.22 – Diagnóstico de multicolinearidade entre o uso do solo e as restantes variáveis independentes (para os locais com presença de áreas de rutura de deslizamentos superficiais)	191
Quadro 5.1 – Comparação entre os resultados dos modelos e os valores de espessura do solo medidos no terreno	219
Quadro 5.2 – Diagnóstico de multicolinearidade entre as variáveis independentes	220
Quadro 5.3 – Separação das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos em três grupos, para efeitos de modelação e de validação.....	221
Quadro 5.4 – Conjuntos de dados (para os modelos de RL e VI) e seleção das ausências (para o modelo de RL)	221
Quadro 5.5 – Matriz de confusão elaborada para o modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas recentemente ardidas (utilizando o método da RL).....	224
Quadro 5.6 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão do modelo final de suscetibilidade (método da RL).....	224
Quadro 5.7 – Percentagem da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial (modelo de RL) <i>versus</i> percentagem acumulada de área instável.....	226
Quadro 5.8 – <i>Scores</i> de suscetibilidade, para cada classe dos fatores de predisposição, estimados através da aplicação do método do VI para os conjuntos de dados A, B e C	227
Quadro 5.9 – Cálculo e hierarquização dos índices ACC e REL (média obtida para os 3 modelos de VI)	228

Quadro 5.10 – Matriz de confusão elaborada para o modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas recentemente ardidadas (utilizando o método do VI)	231
Quadro 5.11 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão do modelo final de suscetibilidade (método do VI)	231
Quadro 5.12 – Percentagem da área em estudo com os <i>scores</i> mais elevados de suscetibilidade (modelo do VI) <i>versus</i> percentagem acumulada de área instável	231
Quadro 5.13 – Simulação da propagação das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos (desencadeadas dentro da zona ardidada em 2005). Reclassificação dos modelos Flow-R e DI em quartis associados a diferentes níveis de suscetibilidade	238
Quadro 5.14 – Simulação da propagação de potenciais áreas de iniciação de escoadas de detritos, à escala da bacia. Reclassificação dos modelos Flow-R e DI em quartis associados a diferentes níveis de suscetibilidade	244
Quadro 5.15 – Tabela de contingência obtida a partir da sobreposição entre os modelos Flow-R e DI (em % de área total da bacia)	249
Quadro 6.1 – Precipitação registada a 30 de outubro de 2005 nas estações próximas do vale do Zêzere	263
Quadro 6.2 – Modelos reológicos implementados e respetivos parâmetros de calibração	264
Quadro 6.3 – Resumo estatístico das 180 simulações realizadas com os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous para a escoada de detritos #6	268
Quadro 6.4 – Resumo estatístico das 180 simulações realizadas com os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous para a escoada de detritos #13	268
Quadro 6.5 – Parâmetros utilizados e estimativas obtidas nas 12 simulações consideradas mais corretas	272
Quadro 6.6 – Validação das 32 escoadas de detritos (não utilizadas na calibração) considerando os resultados dos modelos que utilizam 32 e 33 mm h ⁻¹ de escoamento superficial	275
Quadro 6.7 – Velocidade máxima, espessura máxima, volume total e máxima distância de propagação, para os cenários A, B e C	280
Quadro 6.8 – Classificação da espessura dos depósitos e área ocupada (cenário A)	280
Quadro 6.9 – Classificação da espessura dos depósitos e área ocupada (cenário B)	281
Quadro 6.10 – Classificação da espessura dos depósitos e área ocupada (cenário C)	283

RESUMO

A presente tese versa na avaliação da suscetibilidade à ocorrência de dois tipos de movimento de vertente: os deslizamentos superficiais e as escoadas de detritos. O trabalho desenvolvido foca-se na implementação de métodos estatísticos e determinísticos para a modelação das áreas de iniciação e propagação destes dois tipos de movimento de vertente.

Na avaliação da suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais, recorre-se à comparação entre um método estatístico (Regressão Logística) e um método determinístico (método do Talude Infinito). Na simulação das áreas de propagação, utiliza-se um modelo simples de autómatos celulares.

Para a avaliação da suscetibilidade à iniciação e propagação de escoadas de detritos, em contexto de área ardida, estabelece-se a comparação entre um método estatístico bivariado (Valor Informativo) e um multivariado (Regressão Logística). Na simulação das áreas afetadas pela passagem e deposição do material transportado procede-se à comparação entre o modelo empírico *Flow Path Assessment of Gravitational Hazards at a Regional Scale* (Flow-R) e o algoritmo de direção de escoamento *D-infinity downslope influence* (DI). Aplica-se ainda um modelo dinâmico, a 2D, para a simulação da iniciação, erosão, propagação e deposição de escoadas de detritos à escala da bacia.

A investigação realizada permite reconhecer a aplicabilidade dos modelos estatísticos de iniciação e propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos. Os resultados mostram que é possível obter modelos robustos e validáveis, partindo de dados incompletos e adquiridos a custo reduzido. Contudo, constata-se que os procedimentos de validação nem sempre excluem a necessidade de uma análise mais aprofundada, baseada em critérios geomorfológicos que atendem ao funcionamento dos processos físicos.

Conclui-se, também, que o tipo de modelo (estatístico ou determinístico) deverá ser escolhido em função dos dados disponíveis; porém, a combinação dos diferentes métodos oferece resultados mais credíveis e permite identificar áreas classificadas como incertas, no que respeita à suscetibilidade, mas com elevado potencial para se instabilizarem, o que não é possível quando se utiliza um único modelo de suscetibilidade.

Por fim, a aplicação de um modelo dinâmico, a 2D, possibilita a elaboração de cenários de propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, que se revelam consistentes com os registos históricos sobre a ocorrência de escoadas na área de estudo e viabilizam uma comparação com o edificado atualmente existente e, conseqüentemente, a contabilização dos edifícios em risco.

Palavras-chave: deslizamentos superficiais; escoadas de detritos; modelação estatística; modelação determinística; modelação dinâmica.

ABSTRACT

This research is focused on the susceptibility assessment of two types of landslides: shallow slides and debris flows. To evaluate the initiation and run-out areas, statistical and physically-based methods are used.

The susceptibility assessment of shallow slides rupture areas is established through comparison of a statistical method (Logistic Regression) and a physically-based method (Infinite Slope model). The run-out simulation is computed using a simple cellular automata model.

The modeling of debris flows initiation areas is performed using two statistical methods: a bivariate (Information Value) and a multivariate (Logistic Regression). The run-out is simulated by applying two different methods: the empirical model Flow Path Assessment of Gravitational Hazards at a Regional Scale (Flow-R) and the hydrological algorithm D-infinity downslope influence (DI). Additionally, a dynamic model is used to simulate the surface runoff, concentrated erosion along the channels, propagation and deposition of flow material at the basin scale.

The conducted research allows to recognize the applicability of statistical models for the initiation and run-out of shallow slides and debris flows. The results show that is possible to achieve a combination of low-cost methodology, with limited input data, that offers a good performance of the susceptibility assessment.

However, it comes to attention that validation procedures do not always exclude the need for further analysis, especially based on geomorphological criteria related to physical processes. It is also concluded that the type of model (statistical or physically-based) should be chosen according to the available data. In addition, the combination of different methods allows to achieve more reliable results, as well as the identification

of areas classified with uncertain susceptibility, but with high potential to become unstable, which is not possible when only a single susceptibility model is used.

The application of a two-dimensional one phase continuum model enables the computation of debris flow run-out scenarios at the basin scale. The results obtained are consistent with the historical records on the occurrence of debris flows in the study area. Furthermore, a comparison between the simulation outputs and the present-day buildings is performed, which allows accounting the buildings at risk.

Keywords: shallow slides; debris flows; statistical modeling; physically-based modeling; dynamic modeling.

ACRÓNIMOS, ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

AC Autómatos Celulares

ACC *Accountability*

APA Agência Portuguesa do Ambiente

ArcSDM *Arc-Spatial Data Modeller*

AUC Área Abaixo da Curva

BH Bacia Hidrográfica

CA_MARKOV *Cellular Automata Markov*

CFL *Courant-Friedrichs-Levy*

DGADR Direção-Geral de Agricultura e Desenvolvimento Rural

DGPS *Differential Global Positioning System*

DI *D-infinity downslope influence*

DP / Desv. - pad. Desvio-Padrão

EN Estrada Nacional

ESRI *Environmental Systems Research Institute*

FAO *Food and Agriculture Organization*

FH Fator Horizontal

Flow-R *Flow Path Assessment of Gravitational Hazards at a Regional Scale*

FN Falso Negativo

FP Falso Positivo

FS Fator de Segurança

FV Fator Vertical

HRMA Ângulo de Movimento Relativo Horizontal

IGP Instituto Geográfico Português

INAG Instituto Nacional da Água

INETI Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação

- IPMA** Instituto Português do Mar e da Atmosfera
- IWI** Inverso do *Wetness Index*
- LFCD** *Land Facet Corridor Designer*
- MDT** Modelo Digital do Terreno
- NOAA** *The National Oceanic and Atmospheric Administration*
- PMA** Precipitação Média Anual
- REL** Reliability
- RL** Regressão Logística
- ROC** *Receiver Operating Characteristic*
- sGIST** *Simplified Geomorphologically Indexed Soil Thickness*
- SHALSTAB** *A Shallow Landslide Slope Stability Model*
- SIG** Sistemas de Informação Geográfica
- SJT** São Julião do Tojal
- Taudem** *Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*
- TFP** Taxa de Falsos Positivos
- TI** Método do Talude Infinito
- TIN** *Triangulated Irregular Network*
- TPI** *Topographic Position Index*
- TVP** Taxa de Verdadeiros Positivos
- VI** Valor Informativo
- VIF** *Variance Inflation Factor*
- VN** Verdadeiro Negativo
- VP** Verdadeiro Positivo
- VRMA** Ângulo de Movimento Relativo Vertical
- c* Coesão
- c'* Coesão efetiva
- C_r* Limiar crítico de precipitação

g Aceleração gravítica

h Espessura do solo saturado / espessura do fluxo de detritos

J Índice de Youden

k_s Condutividade hidráulica do solo saturado

m ou $\frac{h}{z}$ Razão entre a espessura do solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável

n Coeficiente de Manning

Q Precipitação efetiva

R² Coeficiente de determinação

r_u Razão de pressão na água dos poros

S Resistência ao corte

S_f Resistência ao escoamento

T Transmissividade do solo

τ_c Taxa de cedência constante

u Pressão na água dos poros

u_s = (***u_w*** – ***u_a***) Sucção matricial

v Velocidade do fluxo de detritos

ξ Coeficiente de turbulência

η Viscosidade dinâmica

φ Ângulo de atrito interno

φ' Ângulo de atrito interno efetivo

ρ Densidade do fluxo

σ Tensão normal total

σ' Tensão normal efetiva

γ_m Peso específico natural do solo

γ_{sat} Peso específico do solo saturado

γ_{sub} Peso específico do solo submerso

γ_w Peso específico da água

INTRODUÇÃO

INTRODUÇÃO

Para um eficaz ordenamento do território e uma gestão equilibrada do risco, é necessário conhecer a instabilidade geomorfológica e a predisposição do território para a ocorrência de movimentos de vertente (Zêzere, 2007).

O desenvolvimento de uma análise integrada, que combine a modelação das potenciais áreas de rutura (ou áreas de iniciação do movimento) com as áreas de propagação do material mobilizado, tem sido defendido por vários autores como uma solução adequada para a predição da instabilidade geomorfológica (e.g. Dai e Lee, 2002; Dai *et al.*, 2002; Corominas *et al.*, 2003; Hürlimann *et al.*, 2006; van Westen *et al.*, 2006; Guinau *et al.*, 2007; Clerici *et al.*, 2010; Dahl *et al.*, 2010; Greiving *et al.*, 2014).

Nas situações em que a informação disponível permite determinar a probabilidade espacial, temporal e a magnitude dos movimentos de vertente, a avaliação da suscetibilidade pode ser utilizada como a primeira etapa da análise quantitativa da perigosidade e do risco (Greiving *et al.*, 2014). Mais frequentemente, e devido à dificuldade em obter dados acerca da magnitude e frequência dos movimentos de vertente, os métodos utilizados fornecem apenas informação acerca da distribuição espacial das áreas mais ou menos propensas à ocorrência do processo. Neste contexto, a cartografia da suscetibilidade é utilizada como um produto final, de indiscutível utilidade para o ordenamento do território, ou pode, eventualmente, ser utilizada na avaliação qualitativa do risco.

A cartografia da suscetibilidade deverá integrar não só as áreas de iniciação dos movimentos, como também aquelas potencialmente atingidas pelo material mobilizado. Este objetivo é alcançado através da separação da análise da suscetibilidade em duas componentes distintas (Greiving *et al.*, 2014): (i) a primeira componente, que

é também a mais explorada na literatura, corresponde à modelação das áreas de iniciação do movimento; (ii) a segunda componente refere-se à modelação das respetivas áreas de propagação, utilizando, como *input*, os mapas com a delimitação das potenciais áreas de iniciação.

O mapa de suscetibilidade de potenciais áreas de iniciação (ou áreas de rutura) reflete a probabilidade da ocorrência espacial de futuros movimentos de vertente e pode ser elaborado por métodos qualitativos (heurísticos) ou quantitativos (estatísticos e determinísticos) (e.g. Carrara *et al.*, 1995; Soeters e van Westen, 1996; Guzzetti *et al.*, 1999, 2006; Dai *et al.*, 2002; van Westen *et al.*, 2006, 2013; Hervás e Bobrowsky, 2009; Clerici *et al.*, 2010; Vergari *et al.*, 2011).

Os métodos heurísticos subdividem-se em diretos (análise geomorfológica/cartografia direta) ou indiretos (de indexação). Na abordagem indireta, o peso específico atribuído a cada uma das variáveis ou fatores responsáveis pela instabilidade geomorfológica é baseado no conhecimento *a priori* por parte do investigador. Deste modo, as regras para a delimitação das áreas instáveis baseiam-se em decisões subjetivas, o que constitui uma das principais limitações deste método (e.g. Guzzetti *et al.*, 1999; van Westen *et al.*, 2013). Nas últimas décadas, o avanço tecnológico e a utilização dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) permitiram a proliferação dos métodos quantitativos (e.g. van Westen *et al.*, 2006; Bai *et al.*, 2010b, 2011). Os modelos estatísticos (bivariados e multivariados) tornaram-se os mais utilizados (Hervás *et al.*, 2013), dado que permitem determinar quantitativamente o peso específico de cada variável na instabilidade, ao mesmo tempo que possibilitam a validação dos resultados através da elaboração de curvas de sucesso e de predição (e.g. Chung e Fabbri, 2003; Zêzere *et al.*, 2004; Guillard e Zêzere, 2012) ou de curvas ROC (*Receiver Operating Characteristic*) (e.g. Beguería, 2006; Gorsevski *et al.*, 2006; van den Eeckhaut *et al.*, 2009; Frattini *et al.*, 2010). A aplicação de métodos determinísticos (ou de base física) implica o conhecimento dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos dos terrenos. A incerteza inerente a estes dados, bem como à geometria e profundidade dos planos de rutura, tem motivado a escolha de métodos simples, como o Modelo da Vertente Infinita, para o cálculo do Fator de

Segurança das vertentes (e.g. Montgomery e Dietrich, 1994; van Westen e Terlien, 1996; Delmonaco *et al.*, 2003; Ray e Smedt, 2009).

Uma vez determinadas as potenciais áreas de iniciação, é necessário analisar o comportamento da propagação do material mobilizado, com o objetivo de definir o seu trajeto ao longo da vertente e delimitar as áreas afetadas pela sua passagem e deposição. Este tipo de avaliação é tanto mais necessário quanto maior é a taxa de propagação dos movimentos de vertente estudados.

No caso das escoadas de detritos, os parâmetros que caracterizam o comportamento da propagação incluem a máxima distância percorrida pelo fluxo, a velocidade, a espessura e distribuição dos depósitos, e a força de impacto contra obstáculos (Hungr, 1995). A propagação do material mobilizado pode ser analisada através de algoritmos simples que calculam a direção do escoamento (e.g. Guinau *et al.*, 2007; Kritikos, 2013), de abordagens empírico-estatísticas (e.g. Benda e Cundy, 1990; Corominas, 1996b; Rickenmann, 1999; Fannin e Wise, 2001; Scheidl e Rickenmann, 2010), de métodos analíticos (e.g. Hürlimann *et al.*, 2007) ou de métodos dinâmicos (e.g. O'Brien *et al.*, 1993; Iovine *et al.*, 2003; D'Ambrosio *et al.*, 2003b; Hungr e McDougall, 2009; Beguería *et al.*, 2009; Christen *et al.*, 2010; Quan Luna *et al.*, 2012, 2016; Avolio *et al.*, 2013).

Na análise da direção do escoamento (*flow direction*), parte-se do pressuposto que, na sequência de precipitação intensa, as escoadas de detritos tendem a percorrer os trajetos com máximo declive e a convergir com a rede de drenagem (Guinau *et al.*, 2007). Neste sentido, recorre-se a algoritmos hidrológicos simples que calculam a direção do escoamento em cada célula do Modelo Digital do Terreno (Hürlimann *et al.*, 2007). Nas abordagens empíricas, a avaliação da velocidade e da distância percorrida pelo fluxo de detritos baseia-se na análise de relações estatísticas, estimadas a partir de dados observados, entre o volume do movimento, a topografia e a distância percorrida pelo material mobilizado (Hungr *et al.*, 2005b). Porém, este tipo de modelo não entra em consideração com os mecanismos ou processos físicos que controlam o movimento do fluxo e a deposição dos detritos (Fannin e Wise, 2001). Os modelos analíticos, também designados de *mass point models* (Hürlimann *et al.*, 2007; Mergili *et al.*, 2012b),

incorporam leis de resistência ao fluxo para estimar a velocidade ao longo de uma trajetória previamente definida. Um inconveniente neste tipo de abordagem relaciona-se com o facto da massa da escoada de detritos ser definida através de um único ponto (Mergili *et al.*, 2012a, b), o que significa que, do total da massa em movimento, somente pode ser calculada a deslocação do centro de gravidade (Legros, 2002). Tal situação poderá introduzir erros no cálculo da distância máxima percorrida, considerando que entre o centro de gravidade e o limite distal do depósito da escoada de detritos pode existir uma distância significativa (Hürlimann *et al.*, 2007). A abordagem dinâmica é resolvida numericamente, através de modelos de base física assentes na mecânica de fluidos. Neste tipo de modelação, a propagação do fluxo é simulada em uma (1D) ou duas dimensões (2D), com base na aplicação de leis de conservação de massa, *momentum* e energia, e o comportamento do material em movimento é definido pelas respetivas propriedades reológicas (Dai *et al.*, 2002; Quan Luna *et al.*, 2012, 2016). Estes modelos permitem o cálculo de diversos parâmetros, tais como a velocidade do fluxo, a espessura dos depósitos, a pressão de impacto contra obstáculos e a extensão da propagação da massa deslocada.

O comportamento da propagação das escoadas de detritos é determinado por diversos fatores, entre eles a topografia, as propriedades do solo, o tipo de ocupação, o volume de sedimentos e o conteúdo em água (Guinau *et al.*, 2007). Dada a complexidade e variabilidade espacial de alguns destes parâmetros, a modelação da propagação é raramente aplicada a áreas extensas (Corominas *et al.*, 2014). Por este motivo, a análise a uma escala média ou regional é geralmente apoiada em modelos empíricos, por serem menos exigentes na quantidade de dados de *input*, ao mesmo tempo que permitem uma identificação preliminar das áreas potencialmente afetadas, que posteriormente deverão ser alvo de estudos mais detalhados (Kappes *et al.*, 2011). As abordagens de base física são geralmente aplicadas a uma escala local, servindo de suporte ao desenvolvimento de medidas estruturais de mitigação e à criação de sistemas de alerta (Quan Luna *et al.*, 2014).

Do ponto de vista científico, a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente baseia-se em três princípios fundamentais (Varnes, 1984; Carrara *et al.*,

1991; Hutchinson, 1995; Guzzetti, 2005): 1) os movimentos de vertente podem ser reconhecidos, classificados e cartografados; 2) as condições que causam a instabilidade (i.e., os fatores de predisposição) podem ser identificadas, registadas e utilizadas para construir modelos preditivos; e 3) a ocorrência de movimentos de vertente pode ser espacialmente inferida. Dentro deste esquema concetual, é assumido que os futuros movimentos de vertente terão maior probabilidade de ocorrer em áreas onde as condições geológicas e geomorfológicas são semelhantes àquelas que, no passado, originaram a instabilidade das vertentes (Guzzetti *et al.*, 1999). Este esquema concetual tem sido aplicado a diferentes métodos de avaliação da suscetibilidade, independentemente da sua natureza (Varnes, 1984; Hutchinson, 1995; Aleotti e Chowdhury, 1999; Carrara *et al.*, 1999; Fell *et al.*, 2008). Porém, embora o esquema concetual se enquadre perfeitamente nos métodos estatísticos de avaliação da suscetibilidade, o mesmo não é válido quando se trata de métodos determinísticos. Estes últimos baseiam-se em leis físicas e princípios da mecânica de solos, e a vertente é vista como um sistema onde a tensão tangencial e a resistência ao corte estão continuamente em oposição. Na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente, a comparação entre abordagens distintas não constitui algo de novo quando realizada, exclusivamente, com diferentes métodos estatísticos ou com diferentes métodos determinísticos. Também, em alguns estudos, procede-se à comparação da capacidade preditiva dos resultados produzidos pelos métodos estatísticos e determinísticos. Contudo, poucos são aqueles que integram a combinação dos resultados obtidos com as duas abordagens distintas.

Neste contexto, a presente dissertação tem como objetivo geral a modelação das áreas de iniciação e propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com métodos estatísticos e determinísticos. Pretendeu-se, assim, contribuir para o conhecimento destas tipologias de movimentos de vertente, abordando temas menos explorados na literatura científica, como é o caso da integração das áreas de iniciação dos movimentos com as áreas de propagação do material mobilizado ou da avaliação e combinação de diferentes métodos para a modelação à escala da bacia hidrográfica.

Pretendeu-se, ainda, recorrer a metodologias de baixo custo e pouco exigentes em termos de dados de *input*.

Na sequência do objetivo geral, considerou-se pertinente tentar dar resposta às seguintes questões:

- 1) Partindo de dados incompletos e obtidos a custo reduzido, é possível aplicar modelos de iniciação e propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos que sejam robustos e com resultados validáveis?
- 2) Os procedimentos de validação dos modelos estatísticos devem ser verificados com critérios geomorfológicos que atendem ao funcionamento dos processos?
- 3) Quando se deverá optar pela modelação estatística ou determinística? Fará sentido a conjugação, num mapa de suscetibilidade, de dois métodos concetualmente distintos?
- 4) É possível aplicar um modelo dinâmico de iniciação, propagação e deposição de escoadas de detritos, à escala da bacia, e com resultados validáveis?

De forma a responder às questões anteriormente referidas, desenvolveram-se os seguintes objetivos específicos:

- a) Avaliação da suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais, considerando a rutura e a propagação. Para a modelação das áreas de rutura recorre-se à comparação entre um método estatístico (Regressão Logística) e um método determinístico (método do Talude Infinito). Na simulação das áreas de propagação, utiliza-se um modelo simples de autómatos celulares.
- b) Determinação dos fatores de predisposição responsáveis pela ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais e definição hierárquica da sua importância, recorrendo a índices estatísticos.
- c) Elaboração de um modelo de suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais (incluindo as áreas de rutura e de propagação), à escala da bacia. Este

modelo combina os resultados dos métodos estatístico e determinístico para a modelação das ruturas.

- d) Avaliação da suscetibilidade à iniciação e propagação de escoadas de detritos, em contexto de área ardida. Para a modelação das áreas de iniciação recorre-se à comparação entre um método estatístico bivariado (Valor Informativo) e um multivariado (Regressão Logística). Na simulação das áreas afetadas pela passagem e deposição do material transportado estabelece-se a comparação entre o modelo empírico *Flow Path Assessment of Gravitational Hazards at a Regional Scale* (Flow-R) e o algoritmo de direção de escoamento *D-infinity downslope influence* (DI).
- e) Elaboração de um modelo estatístico de suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos (incluindo as áreas de iniciação e de propagação), à escala da bacia, em contexto de incêndio florestal recente.
- f) Aplicação de um modelo dinâmico, a 2D, para a simulação da iniciação, erosão, propagação e deposição de duas escoadas de detritos desencadeadas durante um evento chuvoso, e calibração, por retroanálise, dos parâmetros reológicos e do valor de escoamento superficial.
- g) Aplicação de um modelo dinâmico, a 2D, para a elaboração de cenários de propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia.

Para responder aos objetivos enunciados, a presente tese encontra-se organizada em seis capítulos:

No capítulo 1 é efetuado o enquadramento das duas áreas de estudo: as bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António (na Região a Norte de Lisboa), onde se desenvolveu o estudo dos deslizamentos superficiais; e a bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas, na Serra da Estrela), onde incidu o estudo sobre as escoadas de detritos. Este capítulo inclui, ainda, a

caracterização geológica, geomorfológica e do regime da precipitação para as duas áreas.

No capítulo 2 apresenta-se o estado da arte acerca dos processos físicos envolvidos nos movimentos de vertente em estudo. Relativamente aos deslizamentos superficiais, enunciam-se os tipos de fatores que exercem maior influência na instabilidade e aborda-se, de forma genérica, o mecanismo de rutura e a influência da presença de água. No que respeita às escoadas de detritos, apresenta-se uma descrição do conceito e efetua-se uma breve abordagem à evolução e cinemática, mencionando os principais processos e mecanismos que atuam na iniciação, no transporte e na deposição das escoadas.

No capítulo 3 são sistematizados os métodos estatísticos e determinísticos utilizados para a modelação das áreas de iniciação e de propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos, bem como os métodos utilizados na validação dos modelos.

O capítulo 4 coloca o enfoque na modelação estatística e determinística da rutura e na modelação estatística da propagação de deslizamentos superficiais. Pretende-se, também, definir quais os fatores de predisposição responsáveis por este tipo de movimento e estabelecer hierarquicamente a sua importância, recorrendo a índices estatísticos.

No capítulo 5 procede-se à modelação das áreas de iniciação e propagação de escoadas de detritos com métodos estatísticos. É avaliada a suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos numa área ardida, em 2005, na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas), considerando a iniciação e a propagação. Posteriormente, desenvolve-se um modelo de suscetibilidade para toda a bacia, o qual inclui as potenciais áreas de iniciação e propagação de escoadas de detritos ocorridas em contexto de incêndio florestal.

O capítulo 6 pretende colmatar a lacuna existente no que respeita à aplicação de modelos dinâmicos de propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia. Inicialmente, procede-se à modelação da propagação de duas escoadas de detritos desencadeadas durante um evento chuvoso, em 2005, apenas dois meses após a deflagração dos incêndios florestais na área de estudo. Posteriormente, com base nos

parâmetros reológicos aferidos por retroanálise, aplica-se o modelo à escala da bacia, com vista à elaboração de diferentes cenários de propagação, de acordo com os valores de escoamento superficial utilizados. Para cada cenário é estabelecida a comparação entre o resultado da simulação e o edificado atualmente existente, o que possibilita a contabilização dos edifícios em risco.

Por fim, a conclusão é estruturada em torno das respostas às questões colocadas no capítulo introdutório.

CAPÍTULO 1

CAPÍTULO 1: ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

O presente capítulo tem como objetivo o enquadramento geográfico das áreas de estudo, assim como a caracterização geológica, geomorfológica e do regime da precipitação.

A avaliação da suscetibilidade a dois tipos diferentes de movimento de vertente levou a que a investigação, desenvolvida ao longo dos próximos capítulos, incidisse em duas áreas-teste distintas: as bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António (na Região a Norte de Lisboa), no estudo dos deslizamentos translacionais superficiais; e a bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas, na Serra da Estrela), no estudo das escoadas de detritos.

Em ambos os casos, as áreas-teste foram selecionadas atendendo aos seguintes critérios: i) existência de inventários de instabilidade históricos e/ou ocorrência de eventos recentes; ii) possibilidade de realização de observações de campo de forma sistemática; iii) disponibilidade e qualidade da informação de base para suportar a modelação.

1.1. Bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António

1.1.1. Enquadramento geográfico

As bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António localizam-se na Região a Norte de Lisboa, a cerca de 5 km a W da cidade de Vila Franca de Xira e a 25 km a N da cidade de Lisboa (fig. 1.1). A área de estudo inclui, ainda, um pequeno

conjunto de sub-bacias secundárias, situadas entre as duas bacias principais (fig. 1.1). No seu conjunto, encerram uma superfície de, aproximadamente, 38 km², sendo tributárias da bacia hidrográfica do rio Tejo. Em termos administrativos, embora a área de estudo se enquadre, quase na sua totalidade, no concelho de Vila Franca de Xira (94,8%), a sua abrangência é intermunicipal, uma vez que integra áreas limítrofes dos concelhos de Arruda dos Vinhos (3,5%) e de Loures (1,7%). Os dois últimos estão representados pelas freguesias de Santiago dos Velhos e de Bucelas, respetivamente, enquanto o concelho de Vila Franca de Xira encontra-se representado pelas freguesias de Calhandriz, Sobralinho, São João dos Montes, Alhandra e Alverca do Ribatejo.

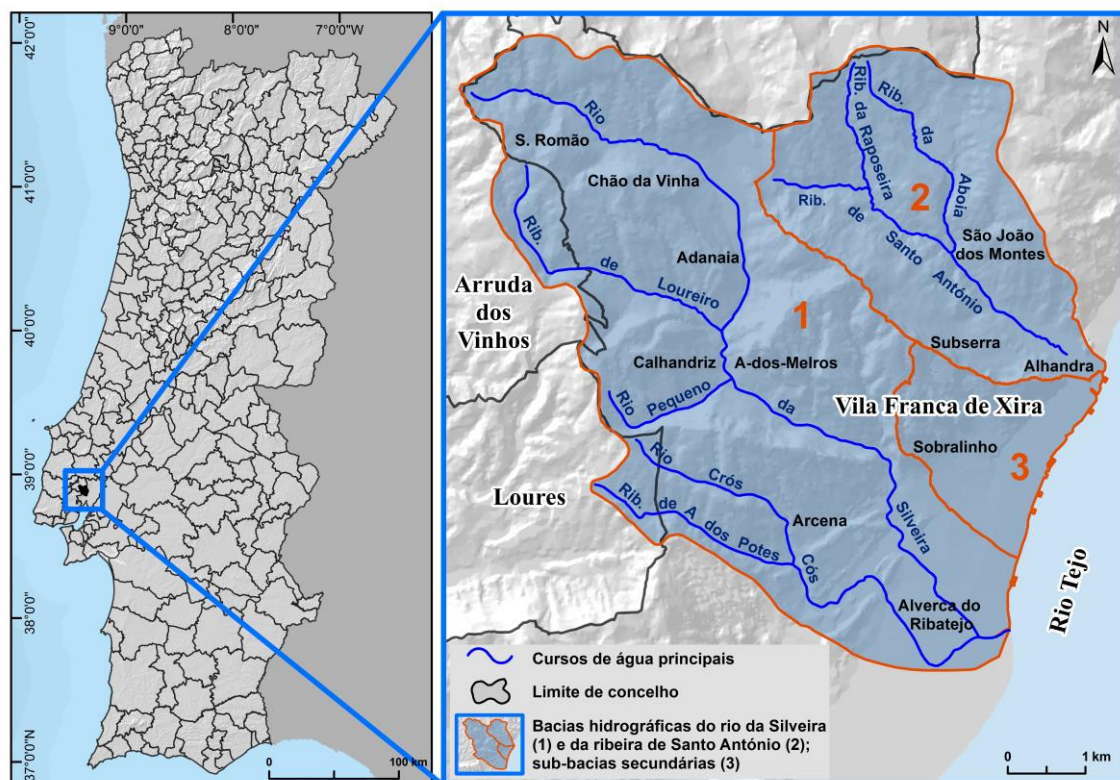


Figura 1.1 – Enquadramento geográfico das bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António (fonte: Carta Administrativa Oficial de Portugal, 2013; Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folhas 389, 390, 403 e 404).

A existência, para a área de Calhandriz, de um inventário histórico de deslizamentos elaborado por Zêzere (1997), levou a que se estendesse a inventariação deste tipo de movimento de vertente para toda a bacia do rio da Silveira, onde a área de Calhandriz se insere. A investigação no presente trabalho alargou-se, ainda, à bacia da ribeira de

Santo António, devido à sua semelhança com a anterior, dos pontos de vista geológico e geomorfológico.

1.1.2. Geologia

a) Estrutura geológica

As bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António situam-se na Orla Mesocenozóica Ocidental e enquadram-se na Bacia Lusitaniana, cuja evolução tectónica e sedimentar, desenvolvida em episódios de *rifting*, se encontra relacionada com a abertura do Atlântico Norte (Kullberg *et al.*, 2006). A tectónica da Bacia Lusitaniana é caracterizada pela presença de famílias de acidentes, com diferentes direções, e respeitantes, na sua maioria, ao rejogo de fraturas tardi-variscas. Como consequência destes acidentes tectónicos, a Região a Norte de Lisboa apresenta ondulações sinclinais e anticlinais, de ampla curvatura, e com orientações béticas (ENE-WSW) (Ribeiro *et al.*, 1979).

A área de estudo apresenta, em termos gerais, uma estrutura geológica monoclinal resultante do seu enquadramento no flanco sul do anticlinal centrado na depressão de Arruda dos Vinhos, onde existe um exemplo típico de inversão de relevo (Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1997). As camadas mergulham para SW, S e SE, em direção ao estuário do Tejo (Zêzere, 1997), pelo que as rochas aflorantes à superfície são de idade progressivamente mais recente, de N para S.

A área de estudo é, ainda, afetada por um conjunto de falhas de orientação predominante NE-SW e NW-SE que, não se manifestando claramente no relevo, delimitam, em alguns casos, contactos entre unidades litológicas de natureza e comportamento mecânico distintos (Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1997).

b) Litologia

Nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António afloram, sobretudo, rochas de natureza sedimentar datadas desde o Jurássico Superior ao Quaternário. Na figura 1.2 é apresentada a cartografia e a coluna lito-estratigráfica das formações geológicas em estudo, que são abrangidas pelas folhas 389, 390, 403 e 404 da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa, na escala 1:25 000 (INETI, 2005).

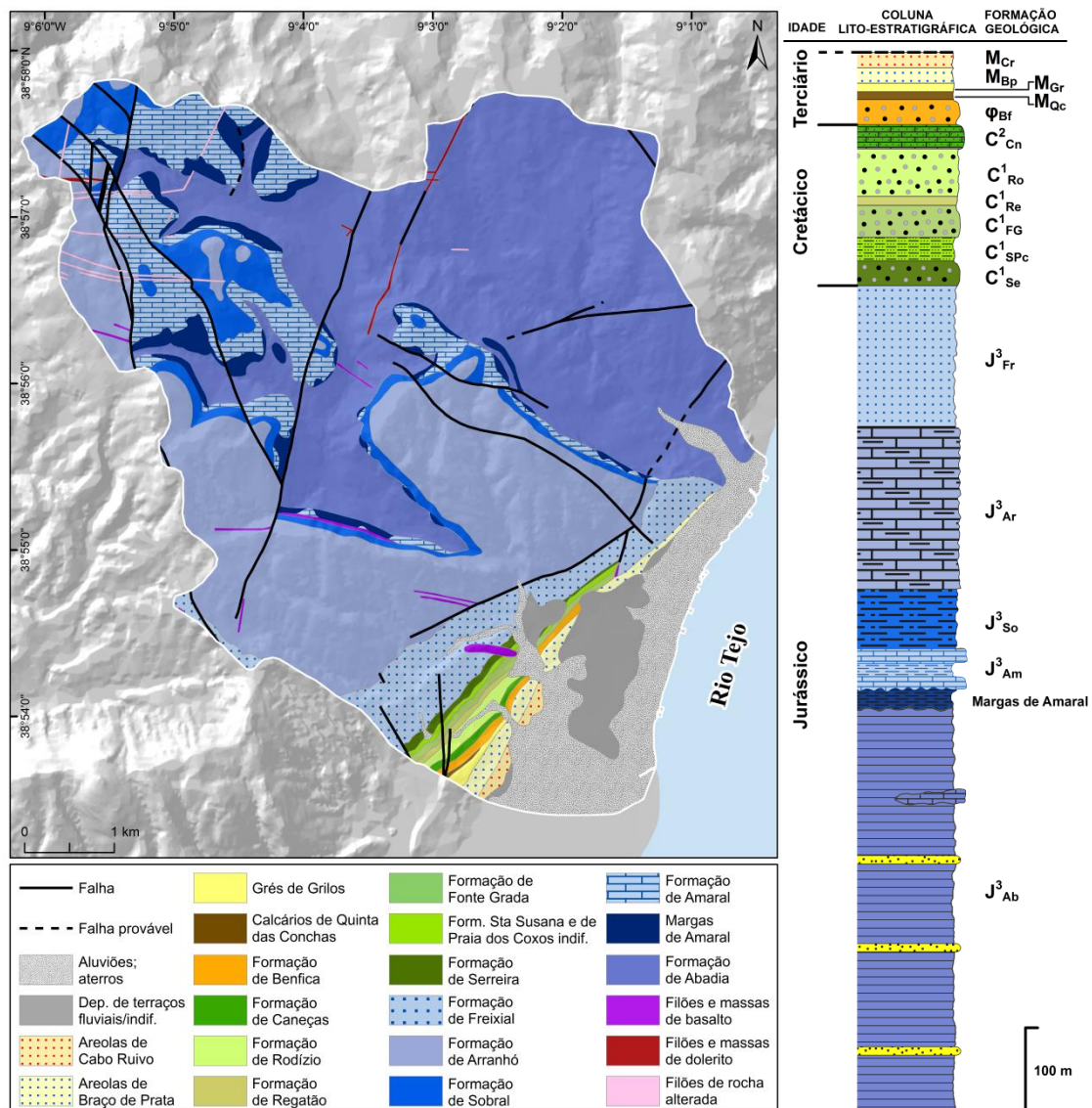


Figura 1.2 – Cartografia e coluna lito-estratigráfica das formações em estudo (fonte: cartografia adaptada da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25 000; coluna lito-estratigráfica adaptada de Coelho, 1979).

A coluna lito-estratigráfica (fig. 1.2) representa a seguinte sucessão de formações (das mais antigas para as mais recentes):

Formações do Jurássico

Formação de Abadia (J^3_{Ab}): datada do Kimeridgiano Inferior - Médio (?), é a unidade com maior representação na área de estudo (36,6%), onde ocupa uma superfície de 15,8 km². Estende-se ao longo do vale do rio da Silveira até Calhandriz e abrange, quase na totalidade, a bacia hidrográfica da ribeira de Santo António. Esta unidade, que chega a atingir os 800 m de espessura, é constituída por argilas e margas cinzentas ou azuladas, que poderão adquirir uma tonalidade amarelada em função da sua alteração. Em algumas situações as margas são arenosas e micáceas, com nódulos calcários ou limoníticos, e com intercalações de grés e conglomerados mais ou menos desenvolvidos. Na parte média da formação, frequentemente observam-se camadas lenticulares de calcários recifais (Zbyszewski e Assunção, 1965).

Formação de Amaral (J^3_{Am}): datada do Kimeridgiano Superior, apresenta uma espessura que pode variar entre 30 e 80 m (Kullberg *et al.*, 2006). É composta por massas calcárias agregadas entre si ou separadas por margas ou margo-calcários. No meio da unidade é frequente existirem bancadas de oólitos miliares e de grés compactos. O contacto que a Formação de Amaral estabelece com a parte superior da Formação de Abadia ocorre de forma bastante irregular e, por vezes, as primeiras camadas corálicas apresentam um aspeto lenticular (Zbyszewski e Assunção, 1965). Zbyszewski (1964) refere, como exemplo, a parte superior do vale de Subserra onde os calcários recifais, de elevada dureza, originam cornijas bem marcadas.

Dentro do complexo de Amaral foi criada, no âmbito desta dissertação, uma subunidade à qual se atribuiu a designação de Margas de Amaral. Através de observações de campo e da interpretação da fotografia aérea e da topografia à escala 1:10 000 verificou-se, nalguns locais de contacto entre a Formação de Amaral e a Formação de Abadia, a existência de sectores com carácter margoso, onde as vertentes apresentam um declive manifestamente mais suave e um perfil predominantemente côncavo. A mesma diferenciação litológica já tinha sido

identificada por Pimenta (2011) no seu trabalho realizado em Arruda dos Vinhos. Consequentemente, a delimitação desta subunidade irá permitir que a mesma seja interpretada como classe independente, sempre que a litologia for utilizada como variável nos processos de modelação.

Na Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa, na escala 1:25 000 (INETI, 2005), a Formação de Sobral e a Formação de Arranhó surgem como duas unidades distintas, contudo, elas correspondem à designação antiga de Complexo Pteroceriano (Zbyszewski, 1964).

Formação de Sobral (J^3_{So}): do Kimeridgiano Superior (?) - base do Titoniano (?), apresenta uma espessura que varia entre 65 e 130 m. É constituída por uma sequência de margas siltosas ou arenosas e fossilíferas, argilas siltosas e arenitos, mais ou menos grosseiros, que apresentam raros e finos horizontes de calcários micríticos com calhaus de quartzo em percentagem variável. Em toda a unidade ocorrem, também, níveis desenvolvidos de arenitos avermelhados (Kullberg *et al.*, 2006).

Formação de Arranhó (J^3_{Ar}): datada do Titoniano Inferior, representa, imediatamente a seguir à Formação de Abadia, a unidade com maior expressão na área de estudo (25,5%), estendendo-se por uma superfície de 11 km². É constituída por calcários e margas fossilíferos, cuja espessura pode variar entre 150 e 250 m (Kullberg *et al.*, 2006). De um modo geral, para W domina a componente margosa, enquanto para SE o elemento calcário possui um maior desenvolvimento. No caso da região de Alhandra, para além das bancadas calcárias serem mais desenvolvidas, também as bancadas margosas, a W, encontram-se representadas por uma alternância de margo-calcários e de calcários (Zbyszewski, 1964).

Formação de Freixial (J^3_{Fr}): datada do Titoniano Médio – Superior, apresenta uma espessura que varia entre 150 e 200 m (Kullberg *et al.*, 2006). Na região de Arcena, o seu limite inferior caracteriza-se pela presença de um complexo de grés sem fósseis. No limite intermédio, surge uma camada com cerca de 25 m de espessura, onde calcários e margo-calcários alternam com bancadas gresosas. O limite superior, com

aproximadamente 100 m de espessura, apresenta um conjunto de grés grosseiro e feldspático com intercalações de bancadas calcárias fossilíferas (Zbyszewski, 1964).

O Cretácico e o Terciário estão representados por formações que se localizam, essencialmente, entre os sectores SSW e ESE da área de estudo. Constituem unidades de carácter mais detrítico que afloram paralelamente ao estuário do Tejo, ocupando, apenas, 3,8% da área total.

Formações do Cretácico

Formação de Serreira (C^1_{se}): do Berriasiano Inferior - Titoniano (?), compreende uma alternância de conglomerados, com arenitos e pelitos (Kullberg *et al.*, 2006).

Formação de Santa Susana e de Praia dos Coxos indiferenciada (C^1_{spc}): do Hauteriviano Inferior a Valanginiano terminal, é composta por margas, arenitos, calcários e pelitos. Próximo do Sobralinho, a largura do afloramento é de cerca de 50 m (Zbyszewski, 1964).

Formação de Fonte Grada (C^1_{fg}): do Barremiano Inferior a Hauteriviano Superior, trata-se de um complexo constituído por arenitos, conglomerados e pelitos (INETI, 2005).

Formação de Regatão (C^1_{re}): do Barremiano Superior, corresponde a um depósito de ambiente estuarino que apresenta uma sedimentação predominante de arenitos, pelitos e dolomitos (Kullberg *et al.*, 2006; INETI, 2005).

Formação de Rodízio (C^1_{ro}): unidade datada do Albiano Inferior (?) ao Aptiano Superior, formada por pelitos, arenitos e conglomerados. Choffat (1885, citado por Zbyszewski, 1964) atribuiu-lhe a designação de «Camadas de Almargem».

Formação de Caneças (C^2_{cn}): formação do Cenomaniano Médio a Albiano Superior (?), constituída por calcários e arenitos. Refere-se ao antigo “Belasiano”, definido por Choffat (1886, citado por Pais *et al.*, 2006).

Formações do Terciário

Formação de Benfica (ϕ_{Bf}): unidade datada do Oligocénico a Eocénico, composta por conglomerados, arenitos e argilitos (Pais *et al.*, 2006).

Calcário de Quinta das Conchas (M_{Qc}): formação do Langhiano, constituída por calcários margosos, argilas, margas e grés calcários (Zbyszewski, 1964).

Grés de Grilos (M_{Gr}): datado do Serravaliano, corresponde a um complexo gresoso com algumas intercalações calcárias e argilosas (Zbyszewski, 1964).

Areolas de Braço de Prata (M_{Bp}): unidade do Tortoniano Inferior que constitui uma alternância de arenitos finos, areias finas e bancadas pouco espessas de calcários margosos e gresosos muito fossilíferos (Zbyszewski, 1964; Pais *et al.*, 2006).

Areolas de Cabo Ruivo (M_{Cr}): unidade do Tortoniano Superior que surge como um pequeno afloramento, a W de Alverca, representado por areias finas e médias, grés calcário, calcários gresosos, calcários fossilíferos, argilas e siltes (Zbyszewski, 1964; Pais, *et al.*, 2006).

Formações do Quaternário

Depósitos de terraços fluviais: complexo, datado do Plistocénico, que corresponde ao antigo terraço fluvial localizado entre Alhandra e Alverca, cujo desenvolvimento atinge uma espessura de cerca de 15 a 20 m (Zbyszewski, 1964). É composto por conglomerados com elementos de calcário jurássico, por formações siltsas com calhaus rolados ou com seixos quartzosos e por formações argilo-arenosas. Na base, encontra-se uma série argilosa com uma ligeira inclinação em direção ao estuário do Tejo (Zbyszewski, 1964).

Aluviões: unidade, datada do Holocénico, que se estende ao longo da faixa de contacto com o estuário do Tejo. A sua expressão é mais acentuada na zona de confluência entre o rio da Silveira e o rio Crós Cós, bem como na foz da ribeira de Santo António. Corresponde a uma sucessão de lodos cinzentos e de areias com alguns níveis de

calhaus rolados, principalmente na base. A sua espessura, embora variável de local para local, chega a atingir os 60 m (Zbyszewski, 1964).

Na área de estudo verifica-se, também, a existência de algumas rochas de natureza eruptiva. Os filões e massas de basalto, dolerito e de rocha alterada apresentam uma orientação predominante W-E e NE-SW. Enquanto o primeiro grupo se relaciona com um grande conjunto vulcânico localizado na região de Mafra, o segundo revela uma direção mais ou menos paralela aos acidentes tectónicos que ocorrem no vale do Tejo, nomeadamente na região de Vila Franca de Xira (Zbyszewski e Assunção, 1965). Devido à sua limitada expressão geográfica e morfológica, os filões não foram considerados como classe litológica independente, na elaboração dos modelos apresentados nos capítulos seguintes, tendo-se optado por agregá-los às unidades nas quais se deu a intrusão.

1.1.3. Hidrografia e geomorfologia

A bacia hidrográfica do rio da Silveira (fig. 1.1), de quinta ordem (segundo Strahler, 1957), constituída por um total de 22 sub-bacias, ocupa uma superfície de 26,5 km² e tem uma densidade de drenagem de 3,7 km/km² (quadro 1.1). O rio da Silveira corresponde ao curso de água principal, com 12,1 km de comprimento, e destacam-se, como principais afluentes, a ribeira de Loureiro (4,1 km/km²) e o rio Crós Cós (3,9 km/km²).

A bacia hidrográfica da ribeira de Santo António (fig. 1.1), de quarta ordem (segundo Strahler, 1957), com densidade de drenagem de 2,6 km/km² (quadro 1.1), ocupa uma área bastante menor (11,4 km²), sendo constituída por apenas 7 sub-bacias. A ribeira de Santo António, que corresponde ao curso de água principal, possui um comprimento de 6 km. Os seus principais afluentes são as ribeiras da Aboia e da Raposeira, cujas sub-bacias apresentam densidades de drenagem de 2,8 km/km² e 2,4 km/km², respetivamente. No sector jusante, a ribeira de Santo António encontra-se artificialmente canalizada, atravessando assim a localidade de Alhandra.

De forma a evitar lacunas espaciais, foram incluídas na área de estudo 4 pequenas sub-bacias (fig. 1.1), localizadas junto ao estuário do Tejo, entre as bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António. As sub-bacias ocupam uma superfície de cerca de 5 km² (quadro 1.1) e correspondem a cursos de água cujos comprimentos variam entre os 0,2 e 2,7 km, encontrando-se, de forma geral, canalizados artificialmente a jusante. Por conseguinte, em termos globais, a área em análise corresponde a 43 km².

Quadro 1.1 – Características morfométricas das bacias hidrográficas da área de estudo

		BH do rio da Silveira	BH da rib ^a . de Santo António	Sub-bacias secundárias
Altitude (m)	Máxima	377,4	310,9	260,0
	Média	188,4	137,8	62,4
	Mínima	0,0	4,2	0,6
	Desv. - pad.	106,3	59,6	64,7
Declive (°)	Máximo	58,1	47,8	49,4
	Médio	10,6	9,9	6,6
	Mínimo	0,0	0,0	0,0
	Desv. - pad.	7,5	5,5	6,8
Densidade de drenagem (km/km ²)		3,7	2,6	0,6
Área (km ²)		26,5	11,4	5,1

Nas bacias hidrográficas da área em estudo, a cota varia entre os 0 m, no contacto com o estuário do Tejo, e os 377 m, a N de S. Romão (fig. 1.3). O valor altitudinal médio e máximo mais elevado ocorre na bacia do rio da Silveira, em contraste com os valores mais baixos que se observam nas sub-bacias secundárias (quadro 1.1). 60% da área total encontra-se a altitudes inferiores a 200 m.

Em termos de declive, as bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António apresentam valores médios semelhantes, de 10,6° e 9,9°, respetivamente (quadro 1.1). Em ambas as bacias, o declive máximo é elevado, contudo, trata-se de situações pontuais, uma vez que valores acima de 30° ocorrem somente em 2,4% da bacia do rio da Silveira e em 0,9% da bacia da ribeira de Santo António. Na primeira bacia, 80% da vertente oriental e 78% da vertente ocidental apresentam declives

inferiores a 15°. No caso da bacia da ribeira de Santo António, os declives inferiores a 15° ocorrem em 94% da vertente oriental, essencialmente devido ao predomínio de rochas com menor resistência à erosão (margas e argilas), enquanto 28% da vertente ocidental possui declives superiores a esse valor, nomeadamente na parte superior do vale de Subserra, imediatamente abaixo da linha de festo que delimita a bacia.

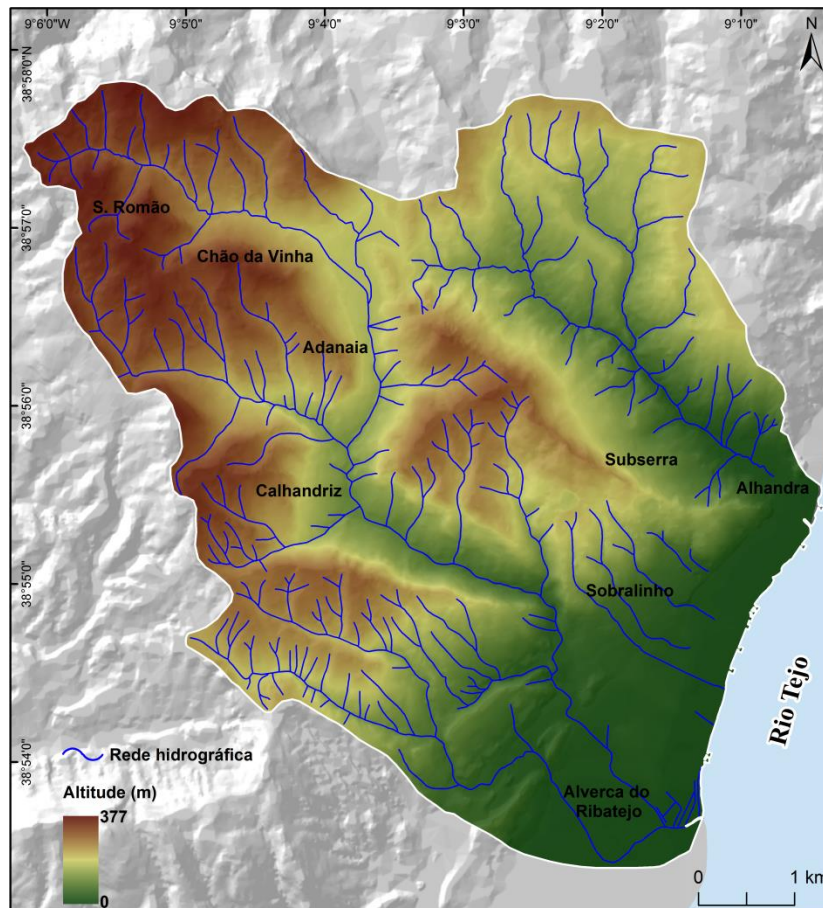


Figura 1.3 – Altimetria nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António (fonte: carta topográfica digital na escala 1:10 000, do IGP; e hidrografia na escala 1:25 000, do IGeoE).

Do ponto de vista geomorfológico, a área de estudo apresenta quatro unidades principais: a planície aluvial do rio Tejo; os fundos dos vales extensos e profundos correspondentes aos principais cursos de água; as vertentes cuja geometria está associada às litologias presentes e à estrutura dominante monoclinial; e os topos.

A planície aluvial do rio Tejo consiste numa superfície aplanada constituída pelas aluviões, onde a cota varia entre 0 e 10 m. O enchimento aluvial é dominado por depósitos de terraços fluviais (fig. 1.2), que culminam a 20 m de altitude. Nesta área, de declive inferior a 5° (fig. 1.4), estão implantados dois dos principais aglomerados urbanos (Alverca do Ribatejo e Alhandra).



Figura 1.4 – Declive nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António (fonte: carta topográfica digital na escala 1:10 000, do IGP; e hidrografia simplificada na escala 1:25 000, do IGeoE).

Destacam-se dois importantes vales, talhados pelos principais cursos de água que atravessam a região: o vale do rio da Silveira e o vale da ribeira de Santo António. A E de Chão da Vinha, o vale do rio da Silveira apresenta um fundo aproximadamente plano, com uma largura próxima dos 400 m a uma cota altimétrica de 170 m, e observa-se uma considerável dissimetria relativamente ao comando das vertentes, sendo este superior na margem direita (150 m) em relação à margem esquerda (25 m).

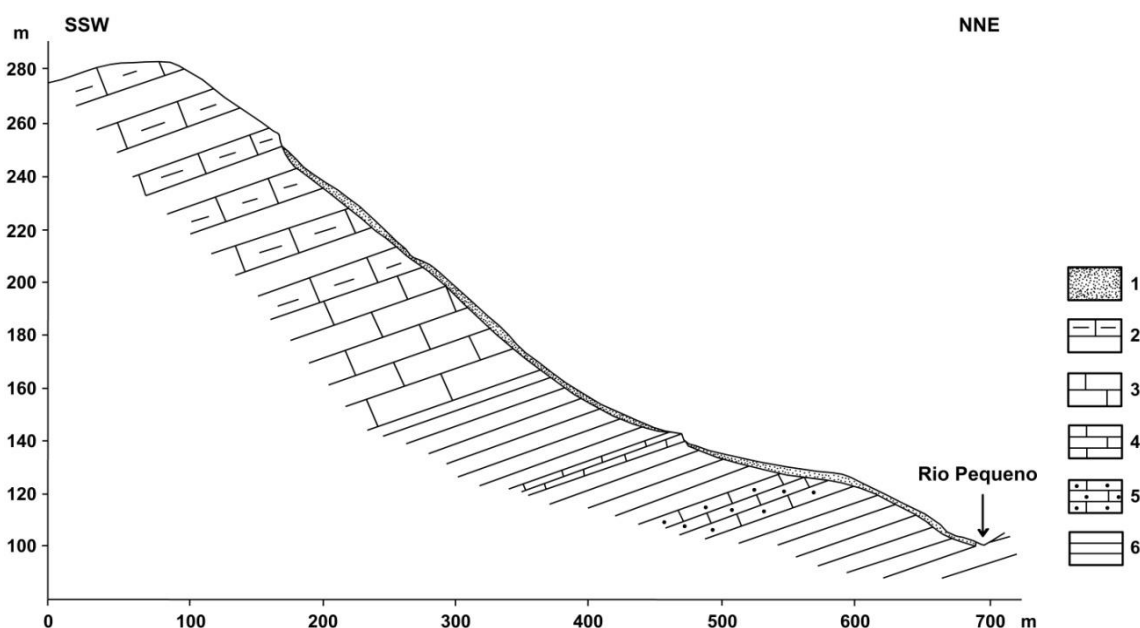
Contudo, esta situação tende a alterar-se para jusante onde, a partir de Adanaia, o fundo do vale começa a apresentar um perfil em “V”, que se mantém até atingir a planície aluvial do Tejo. Também o comando das vertentes assume valores mais elevados e a dissimetria em ambas as margens é atenuada, podendo, porém, existir variações no declive, sobretudo devido à presença de intercalações de rochas com diferentes resistências.

No que respeita ao vale da ribeira de Santo António, verifica-se que o comando das vertentes nas duas margens é bastante similar e o fundo de vale assume um perfil em “V”, exceto na confluência com a ribeira da Raposeira, onde é plano e com uma largura de cerca de 200 m a uma cota altimétrica de 90 m.

As vertentes dos vales são dissimétricas, o que se atribui ao seu desenvolvimento em estrutura monoclinal, associado à alternância de rochas com diferentes níveis de dureza, permeabilidade e plasticidade (Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1991, 1997). Deste modo, as vertentes cataclinais caracterizam-se por vertentes longas, com inclinações para SW, S e SE e declive médio de 10°. Por outro lado, as vertentes anaclinais são vertentes mais abruptas, expostas a N e NE, em que a parte superior, com perfil retilíneo, é constituída por cornijas calcárias, seguindo-se um perfil predominantemente côncavo conferido pelas margas e argilas da Formação de Abadia. Na bacia hidrográfica do rio da Silveira, destacam-se os alinhamentos de relevos em estrutura monoclinal de Chão da Vinha e Calhandriz, enquanto, na bacia da ribeira de Santo António, o vale de Suberra corresponde ao anverso do relevo em estrutura monoclinal de Sobralinho.

Embora os calcários da Formação de Amaral sejam os responsáveis por grande parte das cornijas que ocorrem, sobretudo, no topo dos anversos, também as unidades heterogéneas correspondentes ao Complexo Pteroceriano (atualmente individualizado em Formação de Sobral e Formação de Arranhó) dão origem a cornijas calcárias, com forte declive, em ambas as margens do rio da Silveira. Esta situação foi ilustrada por Zêzere (1997) através de um corte geológico elaborado na vertente direita do rio Pequeno, junto à confluência com o rio da Silveira (fig. 1.1 e 1.5). Perto de Calhandriz, as cornijas apresentam um comando com cerca de 6 m e são pouco propícias à

conservação de depósitos de vertente, conforme descrito por Zêzere (1997). Também na Formação de Abadia ocorrem, por vezes, algumas intercalações de calcários e calcarenitos, das quais resultam cornijas secundárias e rechãs estruturais (Zêzere, 1997). Estes patamares com diferentes níveis de resistência à erosão quebram, de alguma forma, a uniformidade do relevo induzida pelas margas e argilas.



1 - depósitos de vertente; 2 - margas, calcários margosos e calcários (Complexo Pteroceriano); 3 - calcários de Amaral; 4, 5, 6 - calcários, calcarenitos, margas e argilas de Abadia.

Figura 1.5 – Vertente direita do rio Pequeno, junto à confluência com o rio Silveira (fonte: Zêzere, 1997).

Os topos, que se localizam na bacia hidrográfica do rio da Silveira, apresentam diferentes posições altitudinais e orientações: entre Arcena e Alverca do Ribatejo (entre 35 e 97 m de altitude) a orientação é paralela ao estuário do Tejo; na área de Calhandriz (entre 235 e 330 m de altitude) desenvolvem-se na direção W-E; próximo da localidade de A-dos Melros (entre 199 e 317 m de altitude) apresentam uma orientação WSW-ENE ou N-S; próximo de S. Romão e Chão da Vinha (entre 340 e 372 m de altitude) a orientação é N-S ou NW-SE. A sua forma é alongada e, por vezes, estreita, com valores médios de comprimento e largura de, respetivamente, 195 m e 57 m. O declive médio varia entre 3 e 6°. Na bacia hidrográfica da ribeira de Santo António, os topos localizam-se a altitudes compreendidas entre 150 e 310 m e

desenvolvem-se nas direções N-S ou NW-SE. A sua forma é estreita e alongada, o que se reflete num comprimento médio de 290 m e largura média de 55 m. O declive médio varia entre 4 e 9°.

1.1.4. Regime da precipitação na Região a Norte de Lisboa

Na região de Lisboa, o regime da precipitação é tipicamente mediterrâneo e caracterizado por uma elevada irregularidade dos valores registados, tanto a nível inter-sazonal, como inter-anual (Zêzere *et al.*, 2005, 2008; Zêzere e Trigo, 2011). Esta variabilidade compreende longos períodos de chuva ou de seca, assim como episódios de precipitação com curta duração e elevada intensidade (Zêzere *et al.*, 2005, 2008). O ciclo sazonal é marcado por uma concentração dos quantitativos, no período que se estende de outubro a março, e por pouca ou nenhuma precipitação durante os meses de verão (Zêzere *et al.*, 2005, 2008; Zêzere e Trigo, 2011). Dado a sua proximidade ao Oceano Atlântico, esta região é frequentemente influenciada, não só pelo anticiclone dos Açores, como também por sistemas depressionários (Zêzere *et al.*, 2008; Kutiel e Trigo, 2014) responsáveis por grande parte da precipitação registada.

Nos estudos envolvendo movimentos de vertente, na Região a Norte de Lisboa, a estação meteorológica de São Julião do Tojal (SJT) tem sido amplamente utilizada para caracterizar o regime da precipitação nesta área e para estabelecer limiares críticos de precipitação que determinam o início da instabilidade geomorfológica (Zêzere, 1997; Zêzere e Rodrigues, 2002; Trigo *et al.*, 2005; Oliveira, 2012). A sua utilização como estação de referência deve-se, essencialmente, à proximidade com as áreas em estudo e à fiabilidade dos dados disponíveis.

Oliveira (2012) comparou, para três eventos distintos (1983, 1989 e 2010), os limiares de precipitação crítica que deram origem à instabilidade de vertentes à escala regional. Neste sentido, utilizou cinco estações meteorológicas: Arranhó, Calhandriz, Sobral de Monte Agraço, Vila Franca de Xira e SJT. O autor verificou que os dados de precipitação provenientes da estação de SJT permitem obter um melhor ajuste dos limiares empíricos calculados com base na regressão linear dos eventos de instabilidade, pelo

que sugere que esta deverá permanecer como estação de referência regional. No que respeita à capacidade de predição da instabilidade, a obtenção de um menor número de falsos positivos levou, também, o mesmo autor a considerar esta estação como sendo a que apresenta dados mais robustos para a determinação dos limiares regionais de precipitação.

A estação de SJT, pertencente à rede do ex-INAG (atual APA, Agência Portuguesa do Ambiente), localiza-se no concelho de Loures, a 6 m de altitude. Embora a sua posição não seja representativa da topografia geral da área em estudo, optou-se por utilizá-la como estação de referência, essencialmente devido às razões anteriormente descritas.

A figura 1.6 mostra o registo anual da precipitação para um total de 54 anos consecutivos, compreendidos entre 1956/57 e 2009/10. Evidencia-se que o período em análise é marcado por uma irregularidade inter-anual nos totais de precipitação. A década de 60 caracterizou-se por ser bastante chuvosa e somente três anos registaram valores inferiores à média (730,9 mm). Já a década de 70 revelou uma tendência oposta, sendo, no geral, menos chuvosa. Contudo, de 1976/77 a 1978/79, registaram-se valores anuais entre os 801 e 1182 mm.

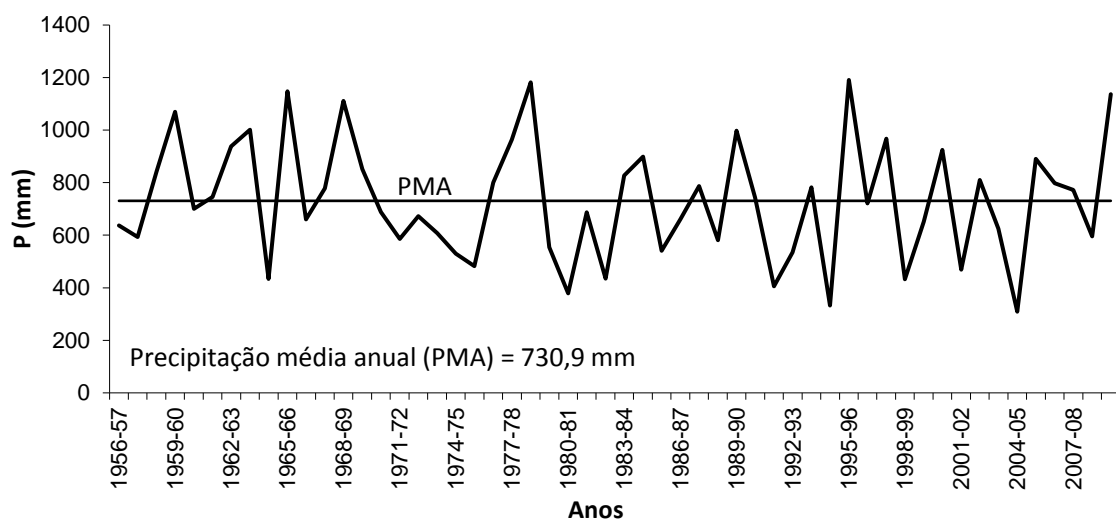


Figura 1.6 – Precipitação anual registada na estação de SJT, entre 1956/57 e 2009/10.

A acentuada irregularidade dos totais anuais de precipitação é, também, evidente a partir da década de 80 até 2009/10, onde, em 31 anos, 14 apresentam valores superiores à média. Atendendo à série completa de 54 anos, o valor anual de 1000 mm foi ultrapassado por 7 vezes, tendo-se destacado um maior número de ocorrências na década de 60.

O quadro 1.2 apresenta a estatística exploratória dos valores mensais e anual da precipitação registada na estação de SJT, durante o período em análise.

Quadro 1.2 – Estatística exploratória das precipitações mensais e anual em SJT (1956/57 a 2009/10)

	Média	Desv. - pad.	Mínimo	Máximo
Set	30,6	31,1	0,0	128,2
Out	85,6	67,7	3,9	246,9
Nov	109,7	86,2	1,7	447,2
Dez	108,4	89,6	14,7	347,1
Jan	101,2	74,2	0,0	359,0
Fev	94,4	66,5	3,3	272,6
Mar	69,2	58,2	0,5	266,9
Abr	60,3	43,8	5,5	189,5
Mai	46,9	37,5	0,0	141,2
Jun	16,4	19,1	0,0	79,0
Jul	2,9	6,0	0,0	30,8
Ago	5,2	12,1	0,0	82,7
Ano	730,9	226,2	309,1	1191,0

Observa-se que os valores médios mensais de precipitação são mais elevados entre outubro e fevereiro e pouco significativos entre junho e agosto, o que confirma a variabilidade inter-sazonal anteriormente referida. Os quantitativos mínimos e máximos mensais absolutos corroboram a variabilidade intra-anual da precipitação. Por um lado, observa-se que esta pode ser reduzida, ou mesmo ausente, em qualquer um dos meses do ano. Por outro, todos os meses, com exceção de junho, julho e agosto, apresentaram, em determinada altura, quantitativos superiores à média do mês mais chuvoso (109,7 mm).

1.2. Bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas)

1.2.1. Enquadramento geográfico

O estudo das escoadas de detritos incidu na área-teste do vale do Zêzere, situada em pleno Parque Natural da Serra da Estrela. O limite da área de estudo foi definido com base na linha de fecho da bacia hidrográfica do rio Zêzere, mais concretamente do sector localizado a montante da vila de Manteigas, perfazendo uma superfície de cerca de 44 km². Entre Piornal e o Alto da Torre (fig. 1.7) optou-se por seguir o limite do concelho, atendendo a que a linha de fecho se prolonga por uma vasta área de planalto sem relevância para o tipo de estudo em questão. Contudo, por razões práticas, manteve-se a designação de bacia hidrográfica.

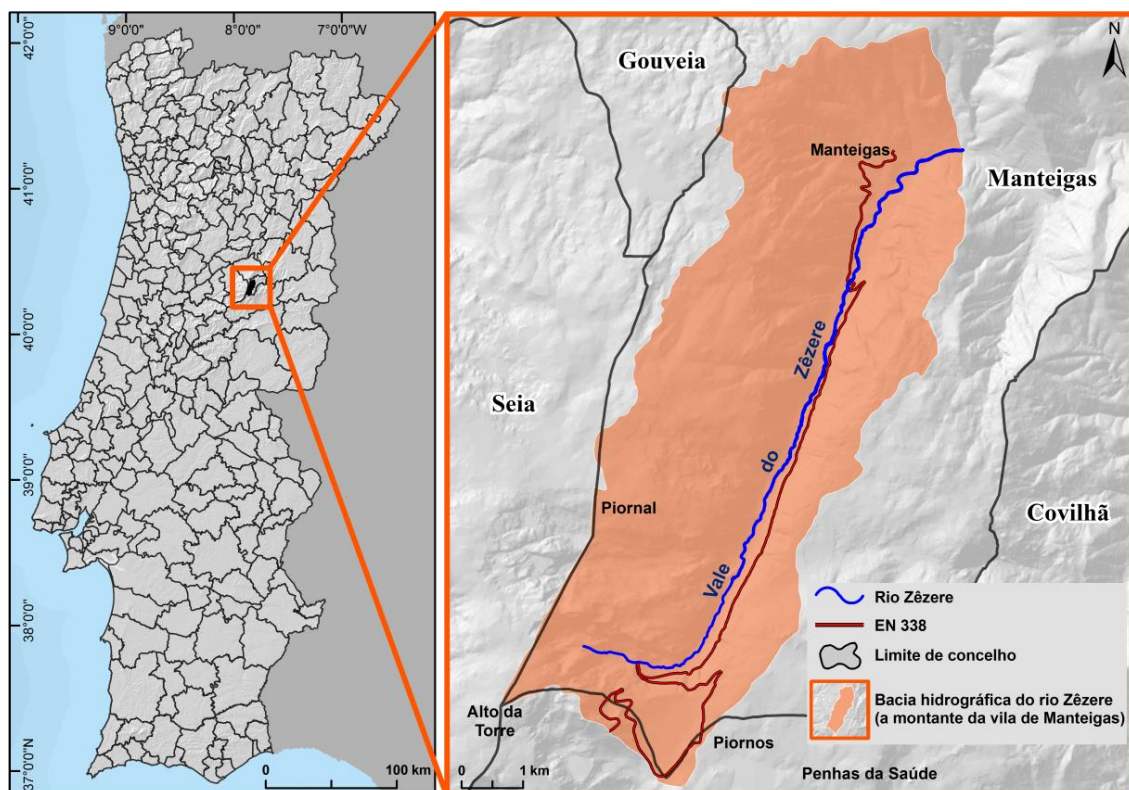


Figura 1.7 – Enquadramento geográfico da área de estudo (fonte: Carta Administrativa Oficial de Portugal, 2013; Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folhas 212, 213, 223 e 224).

Do ponto de vista administrativo, 97% da área-teste enquadra-se no município de Manteigas, correspondendo os restantes 3% a áreas limítrofes dos municípios adjacentes (Seia, Gouveia e Covilhã).

O principal interesse pela área em estudo advém das escoadas de detritos, ocorridas após a deflagração de incêndios florestais no verão de 2005, que provocaram o encerramento temporário do troço da EN 338, que liga Manteigas a Piornos, embora sem se registarem vítimas. A referida via constitui a principal ligação entre a vila de Manteigas e locais de elevada atração turística, tais como Penhas da Saúde, o Alto da Torre ou Unhais da Serra, pelo que a afetação da mesma representa não só uma importante condicionante na acessibilidade da população residente e turistas, como também um grave comprometimento das condições de segurança na circulação. Consequentemente, entre 2009 e 2010, foram instaladas barreiras dinâmicas, ao longo do troço Piornos-Manteigas, nas situações identificadas como mais gravosas em termos de segurança da estrada (Estradas de Portugal, 2009). Estes dispositivos têm como objetivo travar a mobilização de materiais rochosos.

1.2.2. Geologia

a) Estrutura geológica

A Serra da Estrela insere-se na Cordilheira Central Ibérica, uma morfoestrutura do tipo “montanha de blocos” (Ribeiro, 1954 citado por Vieira, 2004), de orientação ENE-WSW, com cerca de 40 km de largura e 500 km de extensão. De E para W, individualizam-se as principais serras: Somosierra, Guadarrama, Gredos, Gata, Estrela, Gardunha, Açor, Lousã (Vieira, 2004).

De acordo com o modelo proposto por Ribeiro (1988) e Ribeiro *et al.* (1990), a Cordilheira Central corresponde a um *horst* compressivo, com orientação subparalela à Cordilheira Bética, que se formou devido à colisão entre as placas Euroasiática e Africana, durante a orogenia alpina. A Cordilheira Central é delimitada, a NNW e a SSE, por acidentes paralelos que deram origem a um cavalgamento do Soco Varisco Ibérico

sobre a Cobertura cenozóica, o que indica que o Soco foi reativado por rejogo de antigos desligamentos tardi-variscos. A reativação alpina do Soco é, assim, explicada pela compressão das Cadeias Béticas, que terá originado uma separação do mesmo ao longo do Moho, e a Cordilheira Central corresponderia a uma estrutura “de resalto”, do tipo *pop-up*, entre um cavalgamento para NNW e um retrocavalgamento para SSE (Ribeiro *et al.*, 1990).

A tectónica fraturante do ciclo varisco e do ciclo alpino conferem um cunho particular à paisagem da Serra da Estrela (Rebelo, 1992). O relevo é essencialmente dominado por dois planaltos principais, separados por dois vales de fratura de direcção NNE-SSW – o vale do Zêzere e o vale de Alforfa – instalados ao longo do alinhamento tectónico tardi-varisco de Bragança-Unhais da Serra, com a mesma orientação (Rebelo, 1992; Vieira *et al.*, 2005; Ferreira, 2005). Do ciclo alpino destaca-se a topografia em degraus, descrita por diversos autores (e.g. Daveau, 1969; Rebelo, 1992; Vieira, 2004).

b) Litologia

Na área-teste da bacia hidrográfica do rio Zêzere afloram, sobretudo, rochas de natureza granítica de idade varisca, que contactam com uma pequena orla de metamorfismo de idade Precâmbrica-Câmbrica (Ferreira e Vieira, 1999; Vieira *et al.*, 2005). Os depósitos glaciários e fluvioglaciários datam do Plistocénico Superior (Vieira, 2004).

Na figura 1.8 é apresentada a litologia da área em estudo, que abrange as folhas 17-D (Gouveia) e 20-B (Covilhã) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. A sua descrição é feita com base nos trabalhos de Teixeira *et al.* (1967, 1974).

Orlas metamórficas: a orla de metamorfismo presente na área de estudo é formada por corneanas e xistos mosqueados pertencentes ao Complexo Xistograuváquico e séries metamórficas derivadas. As corneanas são de tipo pelítico, de textura porfiroblástica, ou quartzo-pelítico, de textura microbrechóide. Predominam as corneanas básicas (anfíbolíticas) cuja origem, muito provavelmente, se encontra

relacionada com antigos filões doleríticos metamorfizados por contacto, estando, por isso, classificadas como filões de rochas básicas metamorfizadas. Os xistos mosqueados apresentam uma textura porfiroblástica e uma matriz micácea ou quartzo-micácea, que varia entre fina a muito fina.

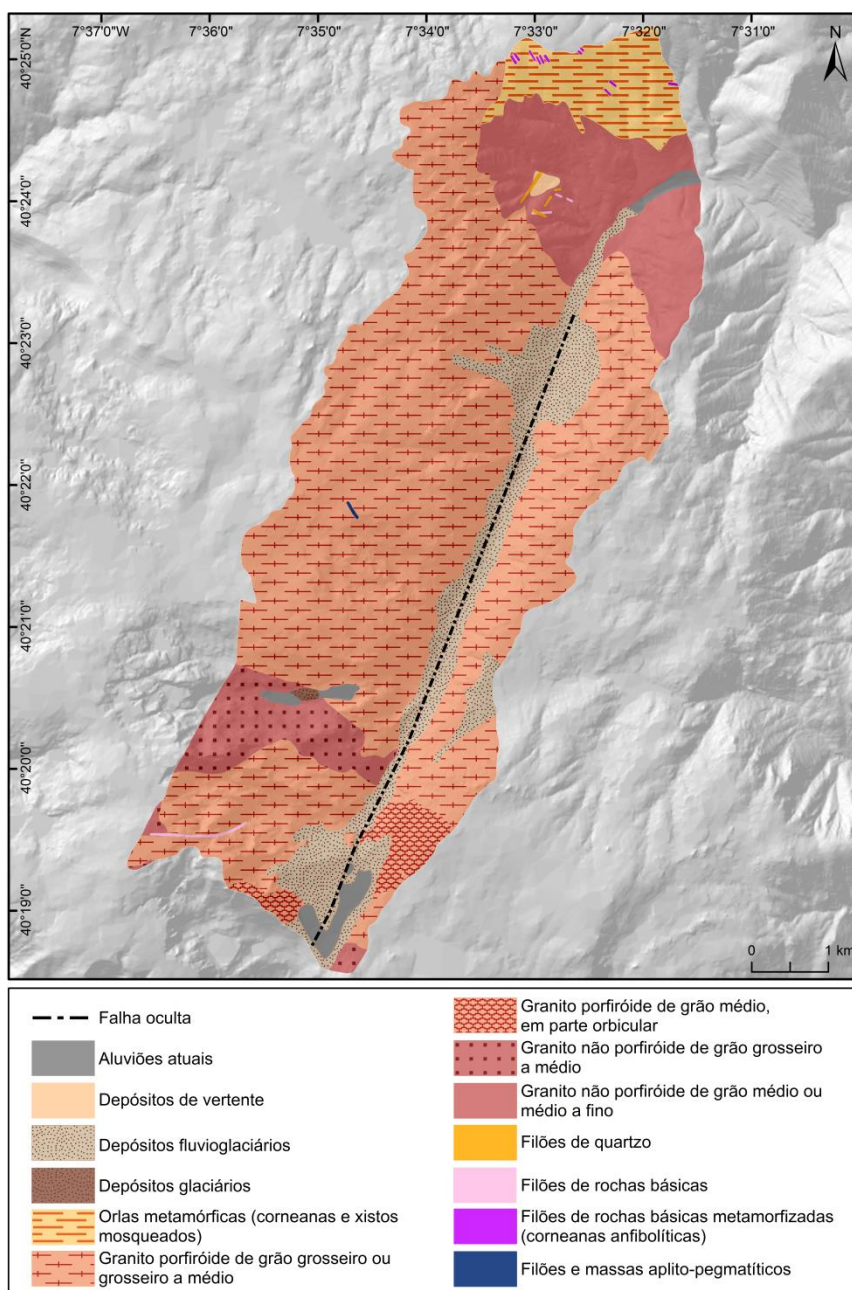


Figura 1.8 – Litologia da área de estudo (fonte: adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000).

Granito porfiróide de grão grosseiro ou grosseiro a médio: corresponde à unidade litológica mais extensa presente na área de estudo, onde ocupa uma superfície de 27 km² (61,8%). Predomina o granito porfiróide de grão grosseiro ou, por vezes, de grão grosseiro a médio, de duas micas, e biotítico. A rocha apresenta-se frequentemente alterada, muito caulinizada e com um aspeto ferruginoso. Ferreira e Vieira (1999) subdividiram esta unidade em Granito da Covilhã e Granito de Seia, embora ambos possuam características muito próximas. De acordo com Vieira (2004), as principais diferenças estão relacionadas com o tamanho do grão e com a especificidade dos fenocristais. Enquanto o Granito da Covilhã apresenta um grão médio e fenocristais de aspeto tabular e orientados de acordo com o fluxo magmático, no Granito de Seia o grão é grosseiro e os fenocristais possuem contornos mal definidos e sem orientação. Não obstante esta subdivisão, optou-se por considerar a classificação presente na Carta Geológica de Portugal, sempre que a litologia é utilizada como variável independente nos modelos desenvolvidos nos capítulos seguintes.

Granito porfiróide de grão médio, em parte orbicular: é um granito alcalino, de duas micas, com predominância de biotite ou, em alguns casos, de moscovite. A S do Cântaro Raso (ver fig. 1.9), o granito é orbicular.

Granito não porfiróide de grão grosseiro a médio: corresponde a um granito essencialmente moscovítico e alcalino, contudo, em alguns locais, pode apresentar uma tendência porfiróide ou, também, calco-alcalina.

Granito não porfiróide de grão médio ou médio a fino: o afloramento forma uma mancha alongada na direção NW-SE e circunscrita pelos granitos porfiróides e pelos xistos. Na região de Manteigas, trata-se de um granito biotítico, de composição calco-alcalina e com grão médio.

Depósitos glaciários e fluvioglaciários: depósitos constituídos por detritos oriundos de diversos tipos de granito. Os calhaus e blocos, de aspeto arredondado e com dimensões muito variáveis, geralmente encontram-se misturados com detritos finos. Alguns dos blocos, transportados por glaciares, chegam a atingir grandes dimensões. Um destes exemplos, que mede cerca de 4x5x12 m, denomina-se de “Poio do Judeu” e

localiza-se no extremo N da Nave de Santo António, assente sobre a moreia do glaciar do Zêzere.

Depósitos de vertente: são formados por material detrítico resultante da degradação das rochas. O estudo do depósito de vertente que se localiza na região de Manteigas foi aprofundado por Vieira (2004), que o considerou como o mais desenvolvido da Serra da Estrela. O depósito, constituído predominantemente por cascalhos e areias grosseiras, encontra-se associado aos granitos porfiróides de grão grosseiro.

Aluviões atuais: correspondem a depósitos de areias e materiais detríticos provenientes da desagregação das rochas. A formação mais extensa ocorre no vale do Zêzere, onde chega a atingir alguns metros de espessura.

Para além dos filões de rochas básicas metamorfizadas, anteriormente referidos, observam-se, também, filões de rochas básicas e filões de quartzo, ambos instalados ao longo de falhas nos granitos. Destaca-se o filão de rocha básica com mais de um quilómetro de extensão, composto principalmente por doleritos, que se localiza no Cântaro Magro (ver fig. 1.9).

1.2.3. Geomorfologia

A Serra da Estrela, de orientação NE-SW, constitui a parte oriental e mais elevada de um alinhamento montanhoso que se estende por 115 km desde a região da Guarda até à Serra da Lousã (Daveau, 1969; Vieira, 2004). Corresponde à mais alta montanha do território continental português, atingindo 1993 m no Alto da Torre (no sector SW). As altitudes diminuem para NE e, na região da Guarda, atingem apenas cerca de 100 m sobre a superfície da Meseta. Consequentemente, o pendor dos planaltos para NE sugere que a serra oscila nesta direção (Ferreira, 2005). Os flancos SE e NW, que contactam com as plataformas da Meseta e do Mondego, apresentam vertentes abruptas e com comandos na ordem dos 1000 m (Vieira, 2004; Vieira *et al.*, 2005).

Na área-teste da bacia hidrográfica do rio Zêzere as altitudes variam entre os 1990 m, próximo do Alto da Torre, e diminuem progressivamente para NNE até atingir os 668 m (fig. 1.9), no limite da área de estudo, a E da vila de Manteigas.

A altitude média nas vertentes ocidental e oriental da bacia é de, respetivamente, 1348 m e 1319 m (quadro 1.3). 46,3% da vertente ocidental e 34,4% da vertente oriental estão acima dos 1500 m de altitude, enquanto 15,3% da vertente ocidental e 16,2% da vertente oriental encontram-se a uma cota altimétrica inferior a 1000 m.

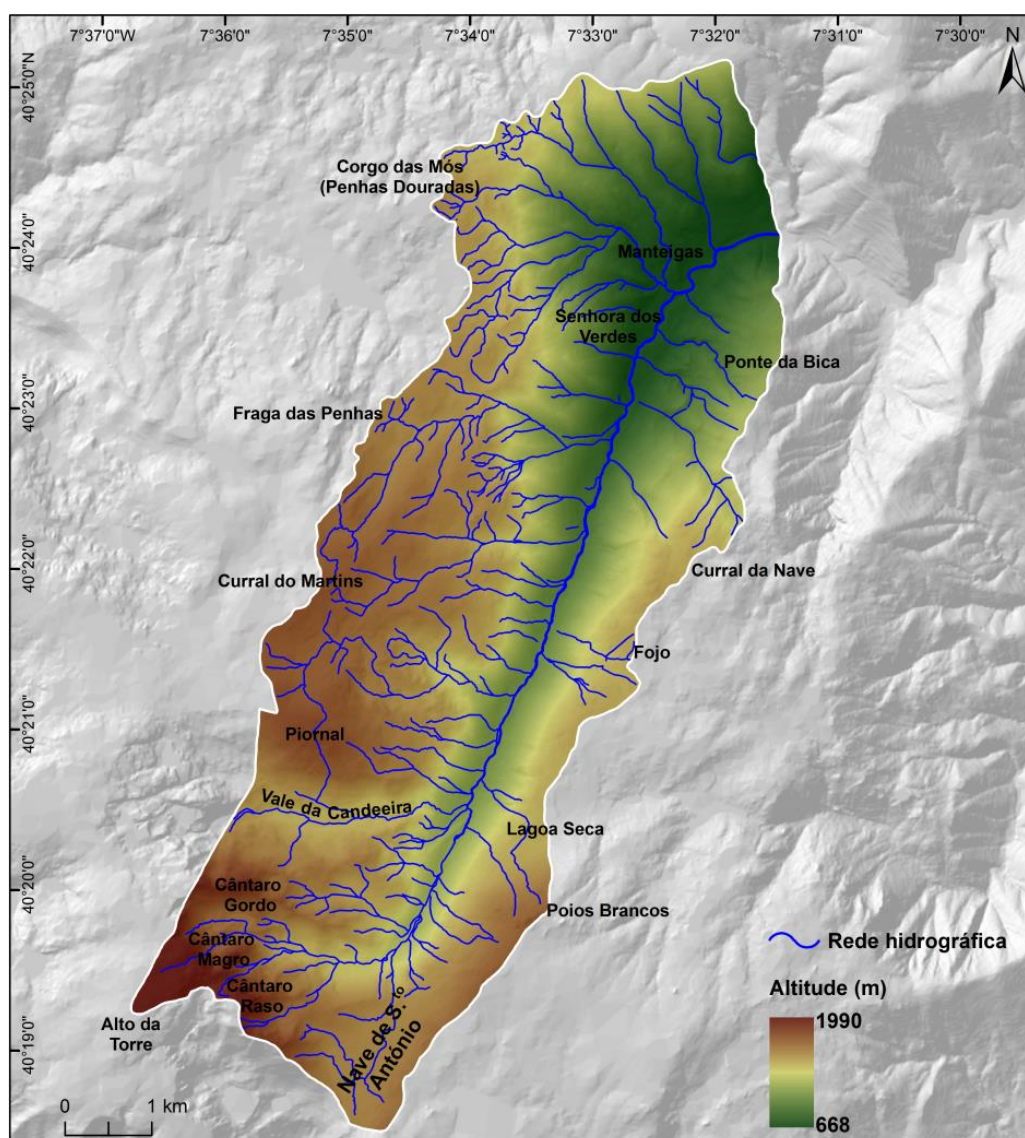


Figura 1.9 – Altimetria na bacia hidrográfica do rio Zêzere, a montante da vila de Manteigas (fonte: base cartográfica na escala 1:10 000 do município de Manteigas).

Quadro 1.3 – Características morfométricas da bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas)

		Vertente ocidental	Vertente oriental
Altitude (m)	Máxima	1965,0	1990,0
	Média	1347,6	1319,2
	Mínima	668,6	667,6
	Desv. - pad.	281,9	288,8
Declive (°)	Máximo	78,3	78,9
	Médio	21,2	21,6
	Mínimo	0,0	0,0
	Desv. - pad.	12,1	12,1
Densidade de drenagem (km/km ²)		4,0	2,3
Área (km ²)		29,0	14,8

Os valores de declive máximo, médio e mínimo são semelhantes para ambas as vertentes (quadro 1.3), assim como a área abrangida pelas classes de declive consideradas. No que concerne às classes mais elevadas, 24,3% da vertente ocidental apresenta valores compreendidos entre 25 e 35° e 14,1% possui um declive superior a 35°. Na vertente oriental, os valores compreendidos entre 25 e 35° ocorrem em 25,6% da área e o declive superior a 35° em 13,4%.

O extremo SW da área de estudo, acima dos 1900 m de altitude, corresponde a um sector do planalto do Alto da Torre, que ainda se encontra dentro dos limites da bacia, pelo que o declive geralmente não ultrapassa os 15° (fig. 1.10). Abaixo desta cota, o declive acentua-se de forma drástica e irregular. Merecem referência os cântaros Gordo, Magro e Raso, onde os afloramentos de substrato granítico originam declives superiores a 50°. Nestes locais, o comando varia entre os 250 m, na vertente exposta a S do Cântaro Gordo, e os 450 e 480 m nas vertentes do Cântaro Magro e Cântaro Raso, respetivamente. Regra geral, o perfil das vertentes é convexo-côncavo. A base do Cântaro Magro, conhecida por Covão da Ametade, apresenta um fundo plano que se estende por cerca de 200 m a uma cota altimétrica de 1430 m. É a partir deste sector que se desenvolve o vale do rio Zêzere (ver fig. 1.7), cujo perfil em U evidencia o efeito da erosão glaciária (e. g. Daveau, 1971; Ferreira e Vieira, 1999; Vieira, 2004).

O relevo acidentado dos cântaros contrasta com a superfície aplanada da Nave de Santo António. Esta portela, com declive médio inferior a 5°, localiza-se a cerca de 1540 m de altitude e apresenta, aproximadamente, um comprimento de 1500 m e uma largura de 750 m. De acordo com Vieira (2004), os limites N e S caracterizam-se pela presença de acumulações lineares de blocos sub-redondos com dimensões muito variáveis e geralmente envolvidos numa abundante matriz areno-siltosa, o que indica tratar-se de acumulações de material morénico.

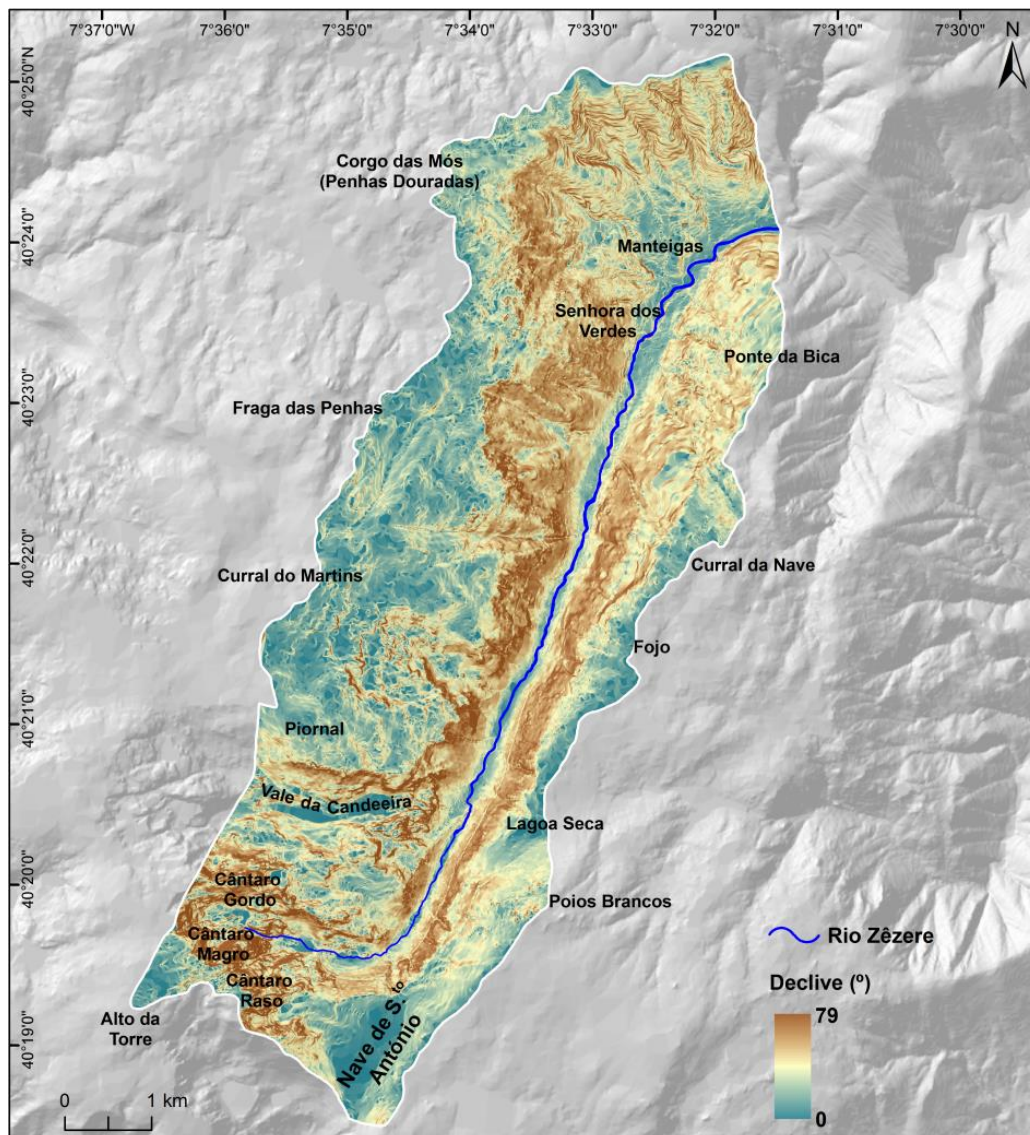


Figura 1.10 – Declive na bacia hidrográfica do rio Zêzere, a montante da vila de Manteigas (fonte: base cartográfica na escala 1:10 000 do município de Manteigas).

Outro elemento que merece referência é o vale suspenso do ribeiro da Candeeira. Trata-se de um curso de água tributário do rio Zêzere, cujo vale se encontra suspenso 300 m em relação a este, o que origina quedas de água em alturas de maior precipitação. O fundo do vale é plano e as vertentes apresentam um declive variável, podendo exceder os 50° em alguns locais, nomeadamente no limite S, onde aflora o substrato granítico.

Na vertente ocidental da bacia, no sector entre Piornal e Fraga das Penhas, acima dos 1500 m de altitude, são frequentes os declives inferiores a 15°, com exceção dos entalhes mais profundos dos cursos de água e de alguns locais com afloramento de rocha nua. Esta área encontra-se inserida no Planalto Ocidental, que se estende, ao longo de vários degraus, entre o Alto da Torre e as Penhas Douradas (Vieira, 2004). Abaixo dos 1500 m de altitude, 77% da área do sector tem declive superior a 20°, sendo que o valor diminui progressivamente em direção ao fundo do vale. Consequentemente, o perfil das vertentes é, regra geral, convexo-retilíneo-côncavo. No que respeita ao comando das vertentes, este aumenta para jusante, como seria de esperar. Nas direções de Piornal, Curral do Martins e Fraga das Penhas o comando, calculado entre o limiar dos 1500 m de altitude e a base da vertente, é de, respetivamente, 380 m, 450 m e 650 m. Na região de Manteigas, a vertente ocidental é longa, com perfil convexo-côncavo, e o comando atinge, aproximadamente, 800 m na área de Corgo das Mós (a 1500 m de altitude). No que respeita ao declive, junto ao aglomerado urbano de Manteigas, o valor médio é de cerca de 15°. Acima dos 900 m de altitude, 76% do sector compreende declives entre 20 e 40°, contudo, em alguns locais, o declive é superior a 40° (6% do sector). Já na proximidade do planalto das Penhas Douradas, em Corgo das Mós, o declive diminui, apresentando um valor médio de 15°.

Na vertente oriental da bacia, entre a superfície aplanada da Nave de Santo António e a Lagoa Seca, acima dos 1500 m de altitude, o declive médio é de cerca de 17°, porém, entre a Lagoa Seca e o Curral da Nave, acima dos 1400 m de altitude, o valor médio decresce para os 11°. Pontualmente surgem pequenas áreas com pendor bastante elevado, relacionadas com a presença de formas de *tor* (Vieira, 2004). Ambos os

sectores inserem-se no Planalto Oriental, que se prolonga entre o Alto da Pedrice (já fora dos limites da área de estudo) e o Curral da Nave (Vieira, 2004). Entre a Nave de Santo António e o Curral da Nave, a cotas inferiores às anteriormente referidas, o declive médio é de 28°. Em 51% da área do sector, os declives variam entre 20 e 35°, enquanto 28% apresenta um pendor superior, nomeadamente próximo da rutura de declive originada pela construção da EN 338, onde frequentemente ultrapassa os 35°. Após a passagem da estrada, em direção ao fundo de vale, o declive tende a diminuir gradualmente. O perfil da vertente é retilíneo ou convexo-retilíneo, até à EN 338, e retilíneo-côncavo ou predominantemente côncavo, em direção ao fundo de vale. Tal como na vertente ocidental, o comando também aumenta para jusante, embora apresente valores muito inferiores, o que indica que o topo da vertente se encontra a cotas significativamente mais baixas. Entre o limiar de 1400 m de altitude e o fundo do vale, determinou-se um comando de 270 m, 350 m e 420 m na Lagoa Seca, Fojo e proximidades de Curral da Nave, respetivamente. Na área de Manteigas, a vertente oriental tem um perfil convexo-retilíneo. No sector acima dos 1000 m de altitude, o declive médio é de 18° e apenas 13% da área apresenta um valor superior a 25°. No sector que se localiza abaixo dos 1000 m de altitude, o declive médio é de 23°, sendo que 46% da área tem valor superior a 25°. O comando, calculado entre o topo da vertente da Ponte da Bica (a 1170 m) e o fundo do vale, é de 470 m.

Já no limite da área de estudo, a E da vila de Manteigas, ocorre um alargamento significativo do vale do Zêzere favorecido pela erosão diferencial do granito, que, neste local, se encontra bastante alterado (Vieira, 2004).

Relativamente à rede hidrográfica (ver fig. 1.9), é bastante evidente a assimetria entre as duas vertentes da bacia, o que se traduz numa densidade de drenagem de 4,0 km/km², na vertente ocidental, e 2,3 km/km², na vertente oriental (ver quadro 1.3). De acordo com Teixeira *et al.* (1974), muitos dos cursos de água não são de regime permanente, contudo, durante as épocas de maior precipitação, são arrastadas grandes quantidades de material detrítico, segundo as linhas de maior declive, o que provoca uma incisão dos flancos das vertentes.

Desde o início do Séc. XIX que vários autores se dedicaram ao estudo dos vestígios glaciários na Serra da Estrela. Destacam-se os primeiros, de carácter científico, publicados por Lautensach em 1929 e 1932 e, quarenta anos mais tarde, o trabalho publicado por Daveau, baseado em pormenorizadas observações de campo e apoiado pela interpretação de fotografias aéreas e mapas topográficos na escala 1:25 000 (Vieira e Ferreira, 1998). Mais recentemente, Vieira (2004) apresentou um estudo detalhado sobre a geomorfologia glaciária e periglaciária dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Dos vários temas abordados pelo autor destaca-se a modelação da superfície glaciária, a elaboração e interpretação de um mapa geomorfológico na escala 1:50 000 e, também, a análise pormenorizada de cortes em depósitos fluvioglaciários e em depósitos de vertente.

Remetendo especificamente para a área em estudo neste trabalho, Vieira (2004) estimou, a partir de um modelo matemático, que o glaciário da bacia do Zêzere apresentava uma espessura máxima de 344 m e um comprimento de 11,3 km. Em termos globais, o glaciário ocuparia, no Último Máximo da Glaciação da Serra da Estrela, uma superfície de 23 km². Com base no modelo foi ainda possível aferir que o mesmo desceu até uma altitude de cerca de 750 m na área da Senhora dos Verdes, em Manteigas.

O mapa geomorfológico elaborado por Vieira (2004) pretende ilustrar a distribuição espacial das principais formas e depósitos, com o objetivo de representar o testemunho das heranças glaciárias e periglaciárias, bem como da geomorfologia pós-glaciária com maior significado na paisagem. Atendendo ao tema da presente dissertação, merecem referência alguns dos elementos cartografados, tais como os cones de detritos, os depósitos fluvioglaciários e os depósitos de vertente.

Do ponto de vista genético, os cones de detritos são formas ativas associadas a escoadas de detritos, assim como ao escoamento superficial que contribui para o entalhe dos canais (Vieira, 2004). No vale do Zêzere, nas vertentes ocidental e oriental, foram cartografados diversos cones de detritos. Possuem uma geometria triangular e, geralmente, encontram-se embutidos nos taludes, em localizações diretamente ligadas à presença de valeiros (Vieira, 2004). De acordo com Vieira (2004), as escoadas de

dejetos ocorrem com alguma frequência e, para além de afetarem os cones, modificam os próprios taludes, podendo levar à formação de futuros cones.

Vieira (2004) analisou vários cortes em depósitos fluvioglaciários, alguns dos quais localizados no vale do Zêzere. São descritos, de forma sucinta, os cortes que se consideram de interesse para a presente dissertação (fig. 1.11):

- ⇒ No corte da Ponte de Santo António (1) o material que se encontra em posição superior na parte central apresenta uma estrutura maciça e com dimensões muito variáveis (blocos, calhaus e areias), o que, de acordo com o autor, corresponde a características associadas a escoadas de detritos com uma maior carga sólida e maior viscosidade. A mesma posição e características foram observadas em cortes, paralelos a este, mas recuados 15 m. O autor refere, ainda, que na época em que efetuou a análise do corte apenas era possível observar uma pequena parte do mesmo, devido às várias casas que foram construídas no local.
- ⇒ O corte do INATEL (2), apenas visível durante um curto período de tempo em 1999, localizava-se na EN 338, a cerca de 200 m a N do INATEL. No corte, era possível observar uma sobreposição de várias unidades sobre o substrato rochoso. Porém, a última unidade correspondia a restos morénicos e a outros clastos poligénicos que, de acordo com o autor, se deslocaram por gravidade ou através de escoadas de detritos ligadas ao barranco existente no local.
- ⇒ O corte na área do Covão da Caldeira (3), a 1070 m de altitude, também já não existe atualmente. No entanto, na altura foram observadas duas unidades: uma inferior, associada a uma dinâmica fluvioglaciária; e uma superior, que indicava um transporte por escoada de detritos e outros movimentos de vertente. A unidade superior correspondia a um depósito com 1 a 2 m de espessura, proveniente do desmantelamento de moreias, constituído por blocos e calhaus sub-angulosos a sub-rolados, envolvidos numa abundante matriz areno-siltosa de carácter maciço e com fraca compactação.

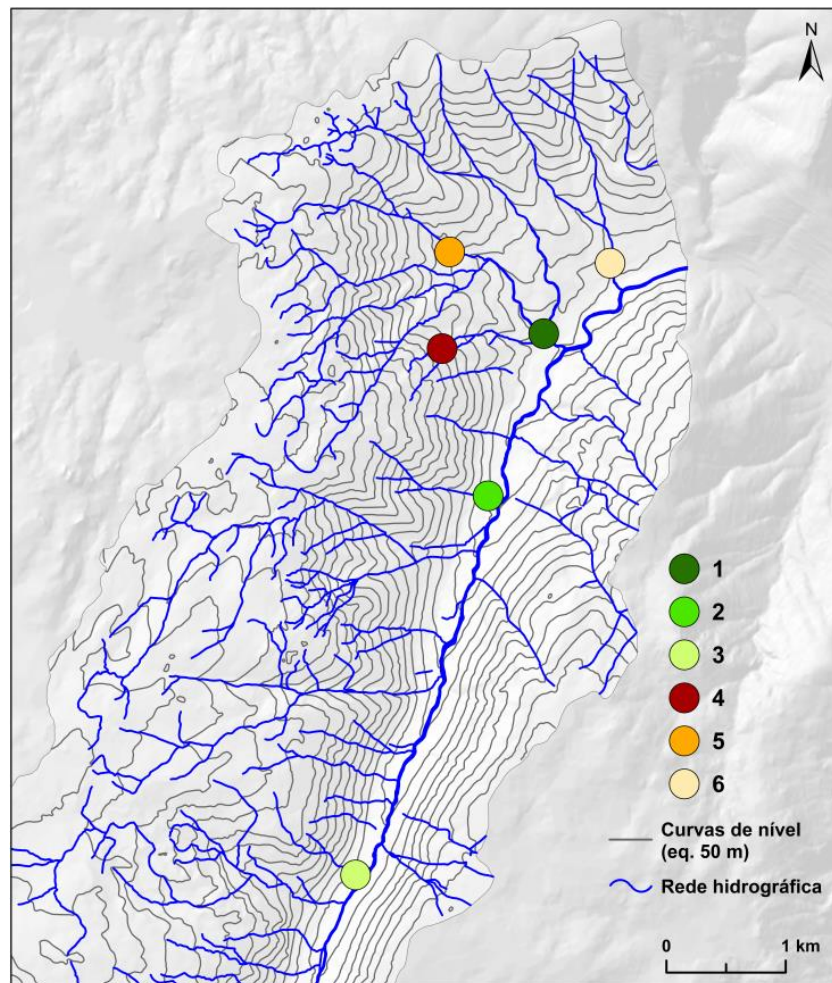


Figura 1.11 – Localização dos cortes observados por Vieira (2004) na área de estudo (base cartográfica do município de Manteigas).

Vieira (2004) analisou diversos cortes em depósitos de vertente, onde identificou as escoadas de detritos como um dos principais processos implicados na sua origem. Referem-se, de forma sucinta, algumas das suas observações (fig. 1.11):

- ⇒ No corte de São Sebastião (4), a 1010 m de altitude, o autor opta por não apresentar uma proposta genética, mas indica a possibilidade de se tratar de um depósito proveniente de escoamento hídrico, marcado, também, por episódios de escoamento hiperconcentrado, com eventual intervenção de escoadas de detritos.
- ⇒ O corte do depósito do campo de futebol (5), a 900 m de altitude, esteve visível apenas durante a década de 90. Vieira e Ferreira (1998, citado por Vieira, 2004) indicam que a génese do depósito se encontra associada a escoadas de detritos,

sendo que a sedimentação resultou, em larga medida, da diminuição da capacidade de transporte juntamente com a redução do declive da vertente, induzida pela existência de uma rechã. O corte era formado por três unidades sedimentares distintas. A unidade intermédia era constituída por blocos e calhaus sub-rolados a sub-angulosos, de natureza granítica, alguns dos quais com diferentes graus de alteração. Os blocos e calhaus encontravam-se envoltos numa matriz arenosa não consolidada e sem organização interna, o que, de acordo com os autores, indicaria a presença de escoadas de detritos em regime torrencial.

- ⇒ No corte da Avesseira (6), a 710 m de altitude, Vieira (2004) considerou como processos dominantes as escoadas de detritos e o escoamento fluvial. Foram observadas intercalações de fácies sedimentar distintos, com predominância do material fino próximo da superfície. Um fácies correspondia a níveis grosseiros, com espessura até 70 cm, constituído por calhaus e blocos angulosos e sub-angulosos, de corneanas e xisto, envoltos numa escassa matriz areno-siltosa. O outro fácies era composto por níveis de areias, grânulos e silte, com carácter maciço e mal calibrado, e com cerca de 1 m de espessura próximo da superfície. De acordo com o autor, os leitos de material grosseiro correspondem a escoamentos com grande capacidade de transporte, mas com pouca viscosidade, pois embora se tenha verificado a deposição do material mais grosseiro, o caudal seria suficientemente forte para transportar os materiais finos para jusante. Em contrapartida, os leitos maciços de areias e siltes apontariam para um escoamento hiperconcentrado.

Vieira (2004) refere, ainda, que as escoadas de detritos ocorrem com alguma frequência e atuam como um processo importante na evolução das vertentes desde, pelo menos, o Plistocénico Superior.

1.2.4. Regime da precipitação na Serra da Estrela

O regime anual da precipitação na Serra da Estrela apresenta características mediterrâneas de montanha, nomeadamente uma época estival seca, à qual se

seguem períodos de precipitação abundante, que se estendem de outubro a maio. Os locais mais elevados registam uma precipitação anual superior a 2500 mm, enquanto, nos sopés, os valores variam entre 1000 e 1200 mm (Vieira, 2004; Mora, 2006). Durante o inverno também pode ocorrer queda de neve, embora menos frequente do que as situações de chuva.

De forma a caracterizar o regime da precipitação, foi feita uma análise dos valores registados na estação meteorológica da Lagoa Comprida, que se localiza no concelho de Seia, a 1560 m de altitude. A estação da Lagoa Comprida, pertencente à rede da APA, integra o conjunto de estações meteorológicas de maior altitude na Serra da Estrela, sendo que, atualmente, apenas a das Penhas Douradas (1380 m) se encontra em funcionamento. Embora a estação da Lagoa Comprida tenha estado em atividade entre 1943 e 2010, somente o período compreendido entre 1953/54 e 1987/88 dispõe de registos ininterruptos. Não obstante a elevada quantidade de dados em falta, esta estação apresenta, ainda assim, um maior número de anos com registos completos, comparativamente aos dados disponibilizados gratuitamente pela NOAA (*The National Oceanic and Atmospheric Administration*) para a estação das Penhas Douradas.

Atendendo à figura 1.12, é possível constatar que o período compreendido entre 1953/54 e 1987/88, que corresponde a 35 anos consecutivos, é marcado por uma irregularidade inter-anual nos totais de precipitação. Tendo em conta a série em análise, observa-se que foi na década de 50 que se contabilizou o maior número de anos sucessivos (6) com registo de precipitação inferior à média anual (1855 mm). Foi também nesta década que ocorreu o total anual mais baixo de toda a série (965,5 mm). Contudo, esta tendência é contrariada logo no início da década de 60, com os três primeiros anos a registarem valores superiores à média anual e, os restantes, a apresentarem, de forma intercalada, quantitativos acima e abaixo da média. Nas décadas de 70 e 80, observam-se períodos de 2 a 3 anos consecutivos com quantitativos de precipitação inferiores à média anual, seguidos pela ocorrência, por igual período de tempo, de valores superiores à média. Atendendo à série completa de 35 anos, 26 apresentaram uma precipitação anual superior a 1500 mm. Já o valor de

2500 mm foi ultrapassado por 6 vezes, tendo-se destacado um maior número de ocorrências na década de 70.

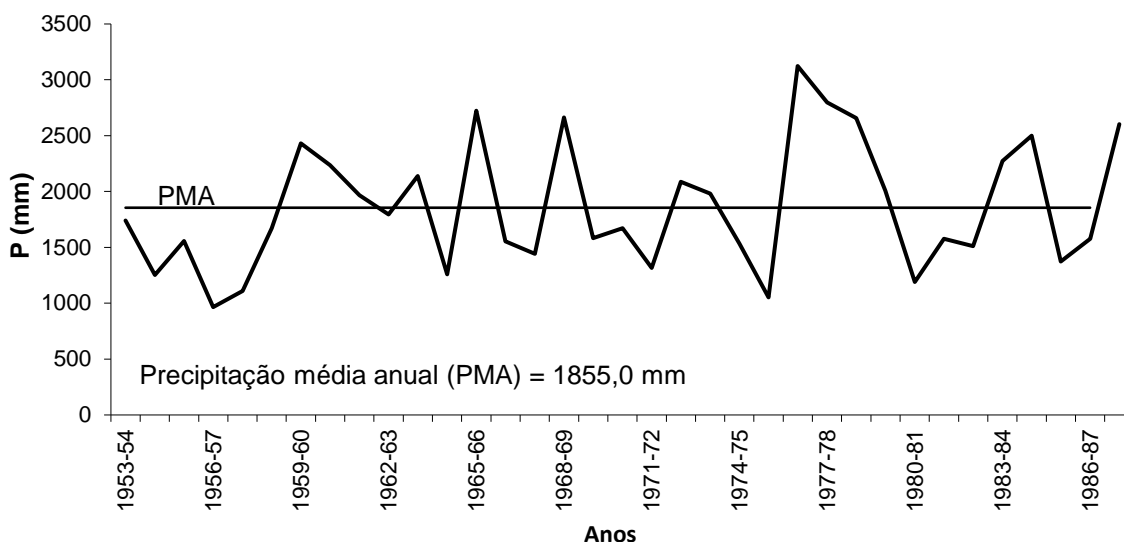


Figura 1.12 – Precipitação anual registada na estação da Lagoa Comprida, entre 1953/54 e 1987/88.

O quadro 1.4 apresenta a estatística exploratória dos valores mensais e anual da precipitação registada na estação da Lagoa Comprida, durante o período em análise. Observa-se uma variabilidade inter-sazonal, que se traduz em precipitações médias mensais mais elevadas entre outubro e março, que contrastam com os quantitativos menos significativos que ocorrem durante o verão, nomeadamente nos meses de julho e agosto em que a média mensal não ultrapassa os 30 mm. Os valores mínimos e máximos mensais absolutos também denotam uma variabilidade intra-anual da precipitação, que pode ser reduzida, ou mesmo ausente, em qualquer um dos meses do ano. No entanto, todos os meses, com exceção de julho e agosto, apresentaram, em determinada altura, quantitativos superiores à média do mês mais chuvoso (250,5 mm).

Quadro 1.4 – Estatística exploratória das precipitações mensais e anual na Lagoa Comprida (1953/54 a 1987/88)

	Média	Desv. - pad.	Mínimo	Máximo
Set	83,9	68,8	0,0	288,7
Out	195,0	152,4	8,7	533,5
Nov	237,5	172,0	1,8	661,7
Dez	250,5	198,2	30,2	876,7
Jan	248,5	156,3	1,7	511,2
Fev	219,3	162,8	14,2	567,4
Mar	178,1	109,1	4,9	436,7
Abr	149,5	81,6	25,2	319,3
Mai	144,2	87,5	17,7	370,1
Jun	93,7	82,8	5,9	348,5
Jul	25,7	30,5	0,0	141,7
Ago	29,1	31,0	0,0	113,1
Ano	1855,0	566,5	965,5	3123,5

Mora (2006) cita diversos autores de forma a enumerar um conjunto de fatores que, para além da altitude, também deverão ser considerados como explicativos na ocorrência de valores mais elevados de precipitação, tais como as condições sinópticas, as características físicas das massas de ar, a altura da base das nuvens e as características da topografia. Yoshino (1974, citado por Mora, 2006) indica que os valores máximos de precipitação ocorrem a meia vertente, principalmente onde o declive é mais elevado, ou no sector com maior destaque no seu perfil. Geiger (1961, citado por Mora, 2006) salienta a influência do vento e da exposição das vertentes na variabilidade da distribuição espacial da precipitação.

Do ponto de vista regional, a Serra da Estrela apresenta uma orientação perpendicular à circulação dominante de W. As massas de ar húmidas provenientes do atlântico, ao encontrarem a serra, podem originar uma precipitação com características diferentes nas suas fachadas ocidental e oriental, sendo o efeito da continentalidade mais acentuado nesta última (Mora, 2006).

À escala local, o padrão de distribuição é mais complexo e relaciona-se com o controlo que a morfologia exerce na convergência e divergência das massas de ar. Daveau *et al.* (1977, citados por Mora) analisaram os registos de precipitação em três estações de

altitude (Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida), entre 1931 e 1960, e constataram diferenças espaciais entre o número de dias com precipitação e os valores da mesma. De acordo com os autores, o Alto da Torre é o local onde ocorrem mais dias com precipitação, embora, de forma geral, seja fraca e contínua. Por outro lado, devido à convergência dos fluxos de ar, os valores mais elevados verificam-se no planalto do Alto da Pedrice – Poios Brancos, traduzindo-se num número de episódios mais reduzido, mas com elevada intensidade.

Mora (2006) utilizou os dados disponíveis de diversas estações meteorológicas e udométricas, localizadas tanto em altitude, como nos flancos ocidental e oriental da serra, para estudar a distribuição da precipitação à escala regional. Segundo a autora, os resultados foram concordantes com os estudos elaborados anteriormente por Daveau *et al.* Em linhas gerais, confirmou-se a dissimetria na distribuição da precipitação entre as fachadas ocidental e oriental da serra, bem como a sua variação em função da altitude e do relevo. Adicionalmente, o seu estudo mostrou que, na fachada ocidental, são predominantemente as perturbações de W que originam um maior número de dias de chuva, mas de fraca intensidade. Já a fachada oriental é marcada por um período seco mais prolongado e por episódios de precipitação intensa e concentrada no tempo, relacionados com o fluxo de ar de SW.

CAPÍTULO 2

CAPÍTULO 2: DESLIZAMENTOS SUPERFICIAIS E ESCOADAS DE DETRITOS - CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS

2.1. Introdução

O presente capítulo tem como principal objetivo fornecer uma base teórica, que permita compreender melhor os movimentos de vertente em estudo.

Relativamente aos deslizamentos translacionais superficiais, é apresentada a definição mais recente, baseada na revisão proposta por Hungr *et al.* (2014) do sistema de classificação de movimentos de vertente elaborado por Varnes (1978) e, posteriormente, atualizado por Cruden e Varnes (1996). Para além de se enunciarem os tipos de fatores que exercem influência na estabilidade de uma vertente, também se aborda, de forma genérica, o mecanismo de rutura dos deslizamentos superficiais, bem como a influência da presença de água.

No que respeita às escoadas de detritos, apresenta-se uma descrição do conceito, com base na sistematização das definições avançadas por diferentes autores, e efetua-se uma breve abordagem à evolução e cinemática, mencionando os principais processos e mecanismos que atuam na iniciação, no transporte e na deposição das escoadas. É também feita uma referência aos principais fatores condicionantes e desencadeantes, frequentemente citados na literatura. Definem-se os conceitos de magnitude e velocidade, dois parâmetros que assumem uma especial relevância neste tipo de movimento de vertente, e procura-se entender quais os fatores que estão na base da cessação do movimento e, por conseguinte, na deposição do material transportado. A última parte desta componente teórica remete para as evidências geomorfológicas

que, geralmente, se observam no terreno e que indiciam sinais de atividade antiga ou recente.

Importa ainda referir que, no presente capítulo, é dada uma maior importância à caracterização das escoadas de detritos, o que se reflete num maior número de páginas sobre o tema, comparativamente à caracterização dos deslizamentos superficiais. Esta discrepância é intencional e resulta, sobretudo, do diferente nível de complexidade dos dois tipos de movimentos de vertente em estudo. Com efeito, os mecanismos dos deslizamentos superficiais são mais simples e o seu conhecimento encontra-se consolidado há mais tempo na comunidade científica, ao contrário do que acontece com as escoadas de detritos.

2.2. Sistema de classificação de movimentos de vertente

O sistema de classificação de movimentos de vertente mais difundido e utilizado em todo o mundo foi elaborado por Varnes (1978) e, posteriormente, atualizado por Cruden e Varnes (1996). Neste sistema de classificação, os movimentos de vertente são definidos como movimentos gravitacionais de rocha, solo ou detritos, que se deslocam para jusante e para o exterior (Varnes, 1978; Cruden, 1991). A diferenciação da tipologia é feita com base no material (rocha, solo e detritos) e no tipo de movimento (desabamento, balançamento, deslizamento, expansão lateral e escoada) (Cruden e Varnes, 1996). Recentemente, alguns aspetos deste sistema de classificação foram revistos por Hungr *et al.* (2014), em consequência do desenvolvimento científico das últimas décadas e do atual conhecimento acerca dos mecanismos e materiais envolvidos nos movimentos de vertente. As alterações propostas pelos autores encontram-se sustentadas por inúmeros exemplos e referências.

De acordo com Hungr *et al.* (2014), a tripla divisão em rocha, detritos e solo, proposta por Varnes (1978), é incompatível com as classificações geotécnicas baseadas nas propriedades mecânicas. Consequentemente, os autores consideram mais útil e adequado utilizar-se uma terminologia relacionada com o material geotécnico, uma

vez que o tipo de material é um dos fatores que exerce uma maior influência no comportamento dos movimentos de vertente. Também a atribuição de uma dada nomenclatura deverá refletir o objetivo particular do estudo. No caso dos movimentos de vertente de tipo fluxo, se, por exemplo, a investigação se foca na área afetada pelo fenómeno, em toda a sua extensão, considera-se adequada a designação de escoada de detritos (*debris flow*). Se, por outro lado, o interesse incidir apenas na área de iniciação, poderá ser mais indicada a denominação de deslizamento de detritos (*debris slide*).

O sistema de classificação de rocha e solo proposto por Hungr *et al.* (2014) pretende, assim, substituir a classificação utilizada por Varnes (1978), passando a integrar os seguintes tipos de materiais: rocha (*rock*), gelo (*ice*), argila (*clay*), lama (*mud*), silte (*silt*), areia (*sand*), cascalho (*gravel*), blocos (*boulders*), detritos (*debris*) e turfa (*peat*). Quando o tipo de solo em estudo se encontra numa transição entre classes texturais, os autores sugerem que a designação atribuída seja respeitante à componente que mais condiciona o comportamento físico dos materiais. O mesmo se aplica às áreas de iniciação e propagação dos movimentos de vertente. No caso da presença de vários materiais, deverá considerar-se aquele que desempenha um papel preponderante no mecanismo de rutura e de propagação.

A velocidade é um dos parâmetros mais importantes na determinação do potencial destrutivo de um movimento de vertente (Hungr, 2007). No quadro 2.1 aplica-se a proposta de Cruden e Varnes (1996). De acordo com os autores, a destruição provocada pelos movimentos de vertente cuja velocidade se insere na classe 1 é impercetível, caso não se recorra a instrumentos de medição. Nestas situações, a construção é possível, desde que sejam asseguradas as devidas condições de segurança. Considerando-se a classe 2 de velocidade, algumas estruturas permanentes não são danificadas em consequência do movimento. No caso do movimento de vertente apresentar uma velocidade de classe 3, é possível aplicar medidas corretivas aquando da ocorrência do mesmo e as estruturas menos sensíveis podem ser conservadas recorrendo frequentemente a trabalhos de manutenção, desde que não exista uma fase de aceleração do movimento. Na classe 4 de velocidade, a

manutenção das estruturas, mesmo as menos sensíveis, é apenas temporária. A classe 5 de velocidade provoca a destruição de estruturas, bens e equipamentos, embora seja possível proceder à evacuação dos locais em risco. Na classe 6, a velocidade atingida já não permite que todas as pessoas consigam abandonar o local atempadamente, pelo que ocorrem algumas perdas de vida. Na classe 7, que corresponde à velocidade capaz de gerar a destruição mais violenta, o abandono do local por parte das pessoas é improvável, o que poderá gerar inúmeras perdas de vida. Também os edifícios poderão ficar totalmente destruídos em consequência do impacto provocado pelo material em movimento.

Quadro 2.1 – Escala de velocidades associada a movimentos de vertente (adaptado de Cruden e Varnes, 1996; e Hungr, 2005)

Classe de velocidade	Descrição	Velocidade (mm/s)	Velocidade típica	Resposta humana
7	Extremamente rápido	5×10^3	5 m/s	Nula
6	Muito rápido	5×10^1	3 m/min	Nula
5	Rápido	5×10^{-1}	1,8 m/h	Evacuação
4	Moderado	5×10^{-3}	13 m/mês	Evacuação
3	Lento	5×10^{-5}	1,6 m/ano	Manutenção
2	Muito lento	5×10^{-7}	16 mm/ano	Manutenção
1	Extremamente lento			Nula

2.3. Deslizamentos de detritos

2.3.1. Definição

O termo deslizamento (*slide*) refere-se a um “movimento de solo ou rocha que ocorre predominantemente ao longo de planos de rutura ou de zonas relativamente estreitas, alvo de intensa deformação tangencial” (Cruden e Varnes, 1996). O material deslocado

durante o movimento apresenta níveis de deformação variáveis consoante o tipo de deslizamento (Zêzere, 1997).

Atendendo ao modo de deslizamento, Cruden e Varnes (1996) estabeleceram a distinção entre deslizamentos rotacionais, translacionais ou compósitos.

Os deslizamentos rotacionais ocorrem, sobretudo, em materiais homogêneos, ao longo de superfícies de rutura curvas e côncavas. Quando o perfil da superfície de rutura é circular, a massa deslizada poderá deslocar-se, ao longo da superfície, com pouca deformação interna (Cruden e Varnes, 1996). Este tipo de movimento apresenta uma forma topográfica bastante característica, isto é, devido à concavidade do plano de deslizamento, o movimento envolve uma rotação, originando um abatimento do sector montante do deslizamento, bem como um levantamento do sector frontal, o que se traduz na formação de aclives (Zêzere, 1997).

Nos deslizamentos translacionais, a massa desloca-se ao longo de uma superfície de rutura planar ou pouco ondulada, movimentando-se, frequentemente, para além da superfície de deslizamento (Cruden e Varnes, 1996). O movimento é fortemente controlado pela existência de superfícies de fraqueza, tais como falhas, planos de estratificação ou contacto entre uma cobertura detrítica e o substrato rochoso (Zêzere, 1997).

Os deslizamentos com superfície de rutura compósita encontram-se na transição entre os deslizamentos rotacionais e os translacionais (Cruden e Varnes, 1996). Neste tipo de deslizamentos, o plano de rutura tende a apresentar duas secções (Zêzere, 1997): a montante destaca-se a forma circular ou planar com forte inclinação, enquanto que a secção a jusante apresenta um carácter translacional e uma inclinação mais reduzida.

No sistema de classificação (Hungry *et al.*, 2014), os deslizamentos translacionais passam a ser classificados como deslizamentos em solo (*slides in soil*) e a adquirir designações diferentes consoante o tipo de material envolvido. Os autores propõem as seguintes definições:

Deslizamento planar de argila ou silte (*clay/silt planar slide*). Consiste no movimento lento ou rápido de um bloco de solo coesivo sobre uma superfície inclinada, com rutura planar e formada por uma camada com pouca resistência.

Deslizamento de cascalho, de areia ou de detritos (*gravel/sand/debris slide*). Este tipo de movimento ocorre em superfícies com rutura planar, pouco profundas e paralelas à superfície topográfica. O material deslocado consiste, geralmente, num revestimento de coluvião, solo alterado ou depósitos piroclásticos que se movimentam sobre um substrato resistente ou sobre um horizonte com baixa condutividade hidráulica.

No caso dos deslizamentos de detritos (fig. 2.1), é raro que o material deslocado permaneça dentro ou próximo da área de rutura. Em certas situações, quando a instabilidade do material não consolidado envolve a perda de coesão e, também, a liquefação total ou parcial, os deslizamentos de detritos podem transformar-se em escoadas de detritos (Hungar *et al.*, 2014). Este tipo de movimento de vertente é um dos mais comuns em todas as zonas climáticas do planeta e caracteriza-se por apresentar uma espessura reduzida, geralmente inferior a 2 m (e.g. van Asch *et al.*, 1999). A velocidade dos deslizamentos de detritos, bem como a sua distância de propagação, aumenta com o declive e diminui com o incremento do conteúdo em argila, tendo sido registadas velocidades até 16 m/s (Corominas, 1996a).

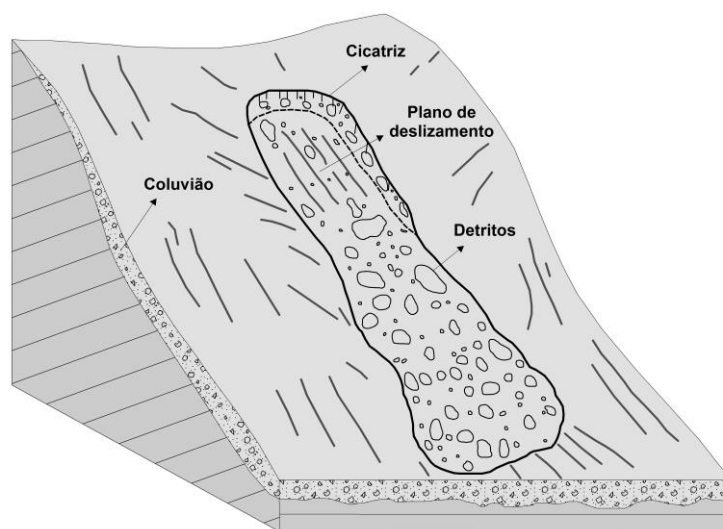


Figura 2.1 – Deslizamento de detritos e principais elementos morfológicos (fonte: adaptado de Cruden e Varnes, 1996).

Refira-se que, na presente tese, as designações de deslizamentos superficiais e deslizamentos de detritos apresentam-se como sinónimos, referindo-se a movimentos que ocorrem ao longo de uma superfície de rutura planar e que afetam os solos superficiais. Deste modo, dos diferentes tipos de deslizamentos anteriormente referidos, neste trabalho apenas serão abordados os deslizamentos de detritos.

2.3.2. Fatores condicionantes (de predisposição e preparatórios) e fatores desencadeantes

De acordo com Glade e Crozier (2005) existem três tipos de fatores que exercem influência na estabilidade de uma vertente: fatores de predisposição, fatores preparatórios e fatores desencadeantes.

Os fatores de predisposição (e.g. litologia, declive) são estáticos e relativos a características intrínsecas ao próprio terreno, o que faz com que determinem a variação espacial do potencial de instabilidade num território. A sua influência não se reduz apenas ao grau de estabilidade, podendo também atuar como catalisador de outros fatores dinâmicos, favorecendo o aumento da sua eficácia (Glade e Crozier, 2005). Contudo, apesar de considerados estáticos, estes fatores podem sofrer alterações a médio ou longo prazo (Garcia, 2012), o que significa que não são totalmente imutáveis. Os locais mais prováveis à ocorrência de deslizamentos de detritos são as bacias de primeira ordem, em vertentes com declives compreendidos entre 18 e 50°, embora a maioria das ruturas se localize entre os 25 e 45° (Corominas, 1996a).

Os fatores preparatórios, em conjunto com os fatores de predisposição, provocam, ao longo do tempo, um decréscimo da margem de estabilidade de uma vertente, sem, no entanto, serem responsáveis pelo início do movimento (Glade e Crozier, 2005). Estes fatores, de carácter dinâmico, podem manifestar-se a escalas temporais relativamente longas (e.g. meteorização, movimentos tectónicos) ou num curto espaço de tempo (e.g. desflorestação, erosão, atividade antrópica) (Glade e Crozier, 2005). No caso dos deslizamentos superficiais, a destruição da vegetação, devido a incêndios florestais ou

a atividades ligadas à extração de madeira, é um fator preparatório geralmente associado à sua ocorrência (Corominas, 1996a; Gariano e Guzzetti, 2016). Este tipo de movimento de vertente é também frequente em solos residuais, pouco espessos, formados através da meteorização física e química do substrato rochoso (Abramson, 2002).

Os fatores desencadeantes (e.g. precipitação intensa, rápida fusão da neve, precipitação prolongada, erupções vulcânicas, atividade sísmica, abertura de taludes) são, também, dinâmicos e determinam o ritmo temporal dos movimentos de vertente (Glade e Crozier, 2005; Garcia, 2012). Estabelecem a transição entre uma condição marginalmente estável para uma condição de instabilidade ativa, o que significa que são os responsáveis pelo início do movimento (Glade e Crozier, 2005). No que se refere aos deslizamentos de detritos, estes são geralmente desencadeados por precipitação intensa ou por atividade sísmica (Corominas, 1996a; Lee, 2002; Gariano e Guzzetti, 2016), podendo também resultar da combinação de ambos os fatores (Tang *et al.*, 2011a). A quantidade total de precipitação necessária para desencadear deslizamentos superficiais é menor comparativamente aos deslizamentos cuja superfície de ruptura se localiza a uma maior profundidade (van Beek, 2002).

2.4. Deslizamentos superficiais: comportamento mecânico das vertentes naturais e o papel da água

Nas vertentes naturais, os solos encontram-se sujeitos a uma tensão tangencial (ou tensão de cisalhamento) induzida sobretudo pela força gravítica. Enquanto as forças se mantiverem em equilíbrio, i.e., a resistência ao corte (ou resistência ao cisalhamento) contrabalançar a tensão tangencial, a vertente permanece estável. Contudo, quando a tensão tangencial supera a resistência ao corte máxima que o terreno pode desenvolver (proveniente da coesão e do atrito entre as partículas), o material entra em movimento até que o equilíbrio das forças seja novamente alcançado. Assim, a estabilidade de uma vertente pode ser definida em termos de Fator de Segurança (FS) (equação 2.1), o qual resulta da razão entre a força de resistência (*resisting force*) e a

força tangencial (*driving force*), que atuam paralelamente à superfície de rutura potencial (fig. 2.2):

$$FS = \frac{\text{Força de resistência}}{\text{Força tangencial}} \quad (2.1)$$

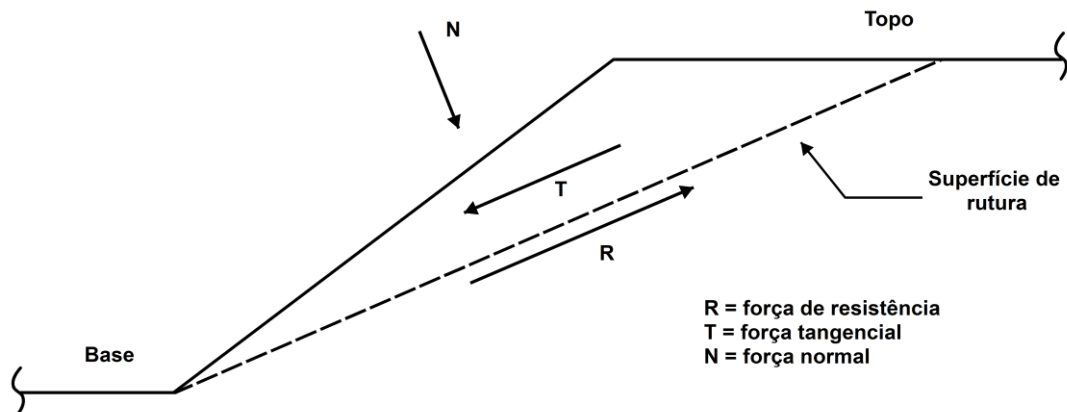


Figura 2.2 – Direção das forças de resistência, tangencial e normal num deslizamento translacional (fonte: adaptado de Pariseau, 2011).

Conseqüentemente, se a força de resistência for superior à força tangencial, isto é, $FS > 1$, a vertente permanece estável. Pelo contrário, se a força de resistência for igual ou inferior à força tangencial, então $FS \leq 1$, logo, a vertente é instável.

Bogaard (2001) sistematizou os processos que, de acordo com a escala temporal, poderão levar à instabilidade de uma vertente natural (quadro 2.2). As causas internas, que reduzem a resistência ao corte, são subdivididas em fatores hidrológicos (aumento da pressão na água dos poros) e fatores de resistência (redução das propriedades de resistência dos materiais). As causas externas, que originam um aumento da tensão tangencial, são designadas de gravitacionais.

Colocando o enfoque nos fatores hidrológicos instantâneos, uma vez que constituem a causa mais comum da instabilidade geomorfológica (Sidle e Bogaard, 2016), é sabido que, nos solos superficiais, o balanço da água é essencialmente controlado pela infiltração, pela percolação da água em terrenos não saturados ou, também, por uma

rápida subida da toalha freática (van Asch *et al.*, 1999; Dikau, 2013). Deste modo, a presença de água (em forma de chuva ou neve derretida) provoca uma diminuição da resistência ao corte, quer em solos saturados, quer em solos não saturados. Tendo em conta que o aumento da pressão na água dos poros encontra-se diretamente relacionado com a profundidade do plano de rutura, os deslizamentos superficiais não são tão exigentes em termos de quantidade de água necessária para que a instabilidade ocorra, ao contrário do que acontece com os deslizamentos profundos (Bogaard, 2001).

Quadro 2.2 – Processos geradores de instabilidade em vertentes naturais, de acordo com a escala temporal (fonte: adaptado de Bogaard, 2001)

Processo		Escala de tempo	
		Escala temporal curta	Escala temporal longa
Redução da resistência ao corte (causa interna)	Aumento da pressão na água dos poros	Fatores hidrológicos instantâneos (e.g. infiltração e percolação)	Fatores hidrológicos a longo prazo (e.g. alterações do clima e do uso do solo; fluxo de água subterrânea à escala regional)
	Redução da resistência dos materiais	Fatores de resistência instantâneos (e.g. congelação-degelo artificial; tratamento químico)	Fatores de resistência a longo prazo (e.g. meteorização física e química; aumento da resistência dos materiais devido ao crescimento de raízes de plantas)
Aumento da tensão tangencial (causa externa)		Fatores gravitacionais instantâneos (e.g. sismos; cortes em taludes)	Fatores gravitacionais a longo prazo (e.g. erosão ou acumulação)

A resistência ao corte é geralmente representada com base na teoria de Mohr-Coulomb, expressa pela equação 2.2 (e.g. Chowdhury *et al.*, 2010, entre outros):

$$S = c + \sigma \tan\varphi, \tag{2.2}$$

onde S é a resistência ao corte ao longo do plano de rutura; σ é a tensão normal total; c é a coesão; e φ é o ângulo de atrito interno.

De acordo com Terzaghi (1952), a influência da água na estabilidade das vertentes pode ser descrita através do princípio da tensão efetiva, pelo que, na presença de solos saturados, a anterior equação é modificada da seguinte forma (Terzaghi, 1952):

$$S = c' + \sigma' \tan\varphi', \quad 2.3$$

onde $\sigma' (= \sigma - u)$ é a tensão normal efetiva quando a pressão na água dos poros é u . Os parâmetros c e φ (equação 2.2) geralmente apresentam valores diferentes de c' e φ' (equação 2.3). Os primeiros correspondem a parâmetros de resistência da tensão total e os segundos a parâmetros de resistência da tensão efetiva.

Em solos não saturados ou parcialmente saturados, a infiltração da água poderá conduzir a uma diminuição da resistência ao corte através da eliminação da sucção matricial (Sidle e Bogaard, 2016), que corresponde à diferença entre a pressão negativa na água dos poros e a pressão no ar dos poros. Assim, a equação que representa a resistência ao corte num solo não saturado ou parcialmente saturado (equação 2.4) requer a inclusão do produto entre dois parâmetros adicionais: o primeiro refere-se à sucção, enquanto o segundo expressa a tangente do ângulo de atrito (que difere de φ') (Chowdhury *et al.*, 2010):

$$S = c' + (\sigma - u_w) \tan\varphi' + (u_w - u_a) \tan\varphi^b, \quad 2.4$$

onde $(u_w - u_a) = u_s$ é a sucção matricial, atribuída aos fenômenos de adsorção e capilaridade na estrutura do solo; e $\tan\varphi^b$ é o ângulo de atrito que reflete a influência da sucção matricial na resistência ao corte.

Quando o solo está saturado, $u_a = 0$ e $u = u_w$. Nos solos saturados, a pressão intersticial resulta da pressão hidrostática dos poros, relacionada com o nível freático, e do excesso de pressão dos poros devido à carga aplicada. Quando se verifica o carregamento em condições não drenadas ou parcialmente drenadas, a tendência para a variação de volume resulta do excesso de pressão dos poros, o qual pode ser positivo ou negativo dependendo do tipo de solo e das tensões envolvidas (Wu, 1996).

Para além da diminuição da resistência ao corte, devido ao encharcamento progressivo do solo, qualquer sobrecarga externa, tal como o aumento do peso do mesmo durante um evento de precipitação, promove a instabilidade em vertentes naturais (Sidle e Bogaard, 2016).

2.5. Escoadas de detritos

2.5.1. Definição

A escoada de detritos (*debris flow*) ou fluxo de detritos (e.g. Rebelo, 2010) consiste num fenómeno perigoso, cuja ocorrência é bastante comum em regiões que combinam um relevo acidentado com episódios de precipitação intensa ou de rápida fusão de neve (Corominas *et al.*, 1996). O seu poder destrutivo pode refletir-se, de forma direta, na perda de vidas humanas e destruição do mais variado tipo de infraestruturas e estruturas.

Para entender o comportamento das escoadas de detritos é necessário, em primeiro lugar, descrever o material que as constitui. No conhecido sistema de classificação de movimentos de vertente elaborado por Varnes (1978) e modificado por Cruden e Varnes (1996), o termo “detritos” (*debris*) refere-se a um solo, do ponto de vista geotécnico, onde os fragmentos grosseiros, com diâmetro superior a 2 mm, constituem entre 20 a 80% das partículas. Não obstante a vasta utilização, a nível mundial, deste sistema de classificação, Hungr *et al.*, (2001) realçam a dificuldade em aplicar tal critério, aparentemente simples, à fotointerpretação ou às observações de campo, essencialmente devido à heterogeneidade da distribuição granulométrica dos depósitos. Estes últimos autores também consideram o referido critério demasiado generalista, uma vez que se aplica a materiais com diferentes índices de plasticidade e, conseqüentemente, com características mecânicas bastante distintas. Deste modo, Hungr *et al.* (2001, 2014) sugerem que o termo detritos deverá corresponder a material com pouca plasticidade originado, entre outros, por processos de meteorização, de movimentos de massa e de transporte glacial, o que lhes confere um carácter pouco consolidado e mal calibrado. Do ponto de vista textural, trata-se de uma mistura de areia, cascalho e blocos, com proporções variáveis de argila e silte, onde também podem estar presentes restos de matéria orgânica. Os sedimentos com tamanho igual ou inferior à areia constituem a matriz.

Na definição de “escoada” ou “fluxo” (*flow*), Cruden e Varnes (1996) referem um movimento espacialmente contínuo, no qual as superfícies de tensão tangencial (ou de

cisalhamento) são efémeras e mal preservadas, e a distribuição das velocidades, na massa deslocada, assemelha-se à de um fluido viscoso.

Para uma completa definição do fenómeno, vários autores baseiam-se no tipo de material envolvido, no conteúdo em água e na velocidade (e.g. Varnes, 1978; Cruden e Varnes, 1996; Corominas *et al.*, 1996; Hungr *et al.*, 2001, 2014; Iverson, 2014). Contudo, independentemente da definição utilizada, está sempre subjacente uma interação entre forças sólidas e fluidas, o que, segundo Iverson (1997), constitui a principal característica que distingue as escoadas de detritos dos demais movimentos de vertente. Sistematizando as definições apresentadas pelos autores, considera-se que as escoadas de detritos correspondem a uma mistura de detritos e água, que se move por impulsos sucessivos induzidos pela força gravítica. A componente sólida, cuja concentração geralmente ultrapassa 50% do volume total, compreende uma mistura de sedimentos finos (argila, silte e areia) e grosseiros (cascalho e blocos), com formas irregulares, e com índice de plasticidade inferior a 5% nas frações mais finas. Os sedimentos de tamanho igual ou inferior ao silte tipicamente correspondem a menos de 30% da componente sólida. A deslocação da massa geralmente ocorre em canais de drenagem pré-existentes, com declive acentuado, e a uma escala de velocidade que varia entre muito rápida a extremamente rápida (ver quadro 2.1, na secção 2.2.). Ao longo do trajeto, a escoada de detritos pode incorporar uma carga adicional de sedimentos e água, resultando num aumento do seu volume.

2.5.2. Evolução e cinemática das escoadas de detritos: iniciação, transporte e deposição

No trajeto percorrido pelas escoadas de detritos são, geralmente, identificadas três zonas distintas, onde se manifestam diferentes processos: zona de iniciação, zona de transporte e zona de deposição (fig. 2.3).

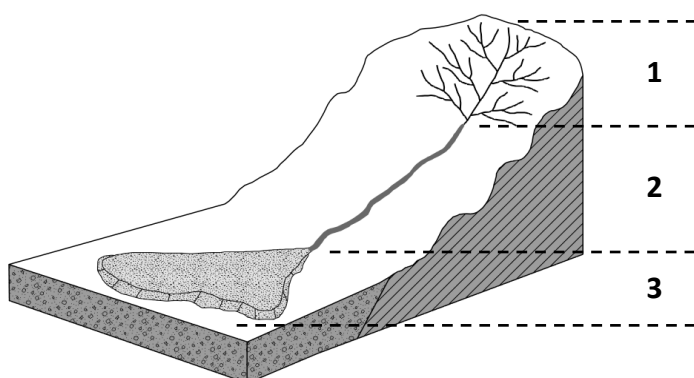


Figura 2.3 – Identificação da zona de iniciação (1), zona de transporte (2) e zona de deposição (3), numa escoada de detritos.

2.5.2.1. Iniciação

A zona de iniciação refere-se ao local onde se gera a massa, constituída por detritos e água, que será transportada ao longo do canal de drenagem. Tal como nos restantes movimentos de vertente, as escoadas de detritos estão estreitamente ligadas à presença de fatores condicionantes (de predisposição e preparatórios) e de fatores desencadeantes, os quais se encontram relativamente bem definidos na literatura. Com efeito, são estes fatores que determinam a propensão de um dado local à ocorrência do fenómeno, assim como a dinâmica temporal do mesmo. Por outro lado, o processo, propriamente dito, de iniciação das escoadas de detritos pode ser decorrente de diferentes tipos de mecanismo.

a) Mecanismos de iniciação

O processo de iniciação das escoadas de detritos pode ser subdividido em dois principais tipos de mecanismo (e.g. Coussot e Meunier, 1996; Hungr, 2005; Takahashi, 2007b; van Asch *et al.*, 2014): (i) erosão dos canais de drenagem, provocada por um escoamento superficial concentrado, e (ii) ocorrência de deslizamentos, que evoluem para escoadas de detritos. Em ambos os casos, o movimento inicia-se quando, a determinada profundidade, a tensão tangencial é superior à resistência ao cisalhamento (Iverson, 2014). O primeiro tipo de mecanismo ocorre quando a

disponibilidade de água é suficiente para produzir um escoamento superficial capaz de erodir os detritos que preenchem o leito do canal de drenagem, assim como as respectivas margens. O aumento da pressão intersticial na massa de detritos, induzido pela presença de água, atua, muito possivelmente, como precursor da escoada (van Asch *et al.*, 1999). No terreno, este mecanismo traduz-se na ausência de superfícies de rutura e na existência de sulcos, que evidenciam a erosão (Ancey, 2010). O segundo tipo de mecanismo é, provavelmente, o mais comum (Iverson *et al.*, 1997; Bregoli *et al.*, 2010). A origem da escoada de detritos poderá dever-se a um único deslizamento ou à coalescência de vários deslizamentos superficiais de pequenas dimensões (Iverson *et al.*, 1997). Os processos inerentes à mobilização de um deslizamento e subsequente desenvolvimento em escoada de detritos têm sido alvo de investigação por parte de muitos autores, nomeadamente no que respeita ao estudo dos mecanismos que poderão gerar um excesso de pressão intersticial (*excess pore pressure*) e liquefação do material envolvido (e.g. Costa, 1984; Iverson *et al.*, 1997; Sassa e Wang, 2005; Gabet e Mudd, 2006; van Asch *et al.*, 2006; Igwe *et al.*, 2014). Do ponto de vista da mecânica dos solos, consideram-se três etapas que podem ocorrer quase simultaneamente (Iverson *et al.*, 1997; van Asch *et al.*, 2006; de Wrachien *et al.*, 2010): (a) rutura do solo, de acordo com o critério de Mohr-Coulomb; (b) liquefação total ou parcial da massa deslizada, devido a um aumento da pressão na água dos poros; (c) mobilização e aceleração da massa fluidificada, através da conversão de energia gravítica em energia cinética. Takahashi (2007b) refere a destruição de represas naturais como o terceiro tipo de mecanismo mais frequente no processo de iniciação das escoadas de detritos. As represas naturais são originadas por deslizamentos que causam a obstrução total ou parcial de cursos de água. A determinada altura, poderá dar-se a sua destruição, quer pelo galgamento de água, quer pelo colapso da própria estrutura, o que, do ponto de vista mecânico, se pode considerar semelhante a (i) e (ii), respetivamente.

Não obstante a investigação realizada no sentido de melhorar o conhecimento destes mecanismos, permanecem, ainda, algumas incertezas em relação aos processos implícitos na transição de deslizamento para escoada (Corominas *et al.*, 1996; Bourke e

Thorp, 2005; van Asch *et al.*, 2006). No entanto, a incerteza é ainda maior relativamente à iniciação das escoadas de detritos com origem num escoamento superficial concentrado (Coe *et al.*, 2008a, 2008b; Kean *et al.*, 2013).

b) Fatores condicionantes e fatores desencadeantes

A iniciação das escoadas de detritos é, de forma geral, atribuída à combinação crítica de três fatores (e.g. Takahashi, 1981; Rickenmann e Zimmermann, 1993; Tang *et al.*, 2011b): declive acentuado; existência de material não consolidado; e presença de água.

Fatores condicionantes (de predisposição e preparatórios)

São vários os limiares críticos de declive (fator de predisposição) referenciados na literatura, porém, todos eles apresentam como característica comum um valor relativamente elevado. Iverson (2014) indica que as áreas de iniciação se localizam, tendencialmente, em vertentes com declive superior a 25/30°. Hungr (2005) refere uma maior suscetibilidade em declives compreendidos entre 20 e 45°, uma vez que valores inferiores poderão ser insuficientes para favorecer a deslocação gravítica do material, enquanto vertentes com pendor superior a 45° não apresentam condições adequadas à formação de solos. Ancey (2010) realça que as vertentes com declive superior a 35° são mais propensas à erosão, causada pelo escoamento superficial, e à ocorrência de deslizamentos. Calligaris e Zini (2012), numa abordagem mais conservadora, indicam que a suscetibilidade é mais elevada em pendores a partir de 15°.

A litologia é um fator de predisposição bastante relevante, pois as áreas mais propícias à iniciação das escoadas de detritos são aquelas em que os materiais, sujeitos a meteorização (fator preparatório), produzem quantidades abundantes de detritos (Iverson, 2014). Ancey (2010) e Calligaris e Zini (2012) referem a importância da deposição de uma elevada quantidade de material não consolidado no leito dos canais de drenagem. O material pode resultar dos lentos e contínuos processos erosivos que atuam nas vertentes das bacias hidrográficas, assim como de deslizamentos em

depósitos com fraca consolidação, provenientes de moreias ou desabamentos, que contribuem diretamente para o fornecimento de sedimentos aos canais (Ancey, 2010). Adicionalmente, em algumas regiões do planeta, a intensa atividade sísmica é um fator preparatório a ter em consideração devido à sua capacidade de gerar deslizamentos e, conseqüentemente, depósitos de material solto, que facilmente se mobilizam na presença de água (Zhang *et al.*, 2012; Tang *et al.*, 2012; Zhou *et al.*, 2014). O conhecimento acerca da acumulação de detritos poderá ajudar a compreender a recorrência temporal do fenômeno, apenas introduzindo a água como fator desencadeante (Calligaris e Zini, 2012).

Para além da combinação crítica inicialmente referida, alguns autores acrescentam, como fatores de predisposição, os parâmetros morfométricos que caracterizam a geometria da bacia de drenagem (e.g. Jakob, 1996; Wilford *et al.*, 2004; Calligaris e Zini, 2012), atendendo a que as escoadas de detritos geralmente ocorrem em bacias de ordem zero (i.e. sem canal definido) até segunda ordem (Hungr, 2005).

A ausência ou escassez de vegetação, devida, entre outros, a incêndios florestais e a atividades de exploração de madeira, é um fator preparatório frequentemente referenciado na literatura (e.g. Cannon *et al.*, 2001; Nettleton *et al.*, 2005; Kuriakose, 2006; Highland e Bobrowsky, 2008; Calligaris e Zini, 2012; Staley *et al.*, 2013a). O efeito da vegetação na estabilidade das vertentes pode ser classificado como mecânico ou hidrológico (Kuriakose, 2006; Kuriakose *et al.*, 2006) e varia de acordo com a densidade e o tipo de coberto vegetal (Nettleton *et al.*, 2005). No primeiro caso, os principais benefícios estão relacionados com as raízes, que produzem um reforço mecânico e uma contenção do solo, o que leva a um aumento da sua coesão (Kuriakose, 2006; Kuriakose *et al.*, 2006). Do ponto de vista hidrológico, o efeito da vegetação reflete-se na perda de precipitação, por intercepção, e na redução da humidade do solo, por evapotranspiração (van Beek, 2002). Neste sentido, é evidente que a ausência de coberto vegetal intensifica a erosão causada pelo escoamento superficial da água (e.g. van Beek, 2002; Cannon e Gartner, 2005; Ancey, 2010). Porém, embora os efeitos hidrológicos da vegetação exerçam uma função extremamente importante na estabilidade das vertentes a longo prazo, eles são pouco significativos

aquando da ocorrência de episódios de precipitação intensa (Kuriakose *et al.*, 2006). Adicionalmente, nas regiões temperadas, as escoadas de detritos ocorrem, de forma geral, durante o outono e inverno, o que coincide com a altura do ano em que existe um maior conteúdo de água no solo e uma menor taxa de evapotranspiração (Sidle, 2005). Por este motivo, o efeito mecânico da vegetação adquire uma maior relevância comparativamente ao hidrológico (Kuriakose *et al.*, 2006). Sidle (2005) salienta que o reforço transmitido pelas raízes, na resistência ao cisalhamento, poderá determinar a estabilidade ou instabilidade de uma vertente, especialmente nas situações em que o estado de equilíbrio é muito ténue devido à saturação total ou parcial do solo. O mesmo autor refere que o contributo mecânico tem um maior significado em solos superficiais, atendendo à possibilidade das raízes se fixarem com firmeza em substratos rochosos estáveis, ao contrário do que acontece quando as potenciais superfícies de rutura apresentam áreas e profundidades consideráveis. Assim, é indiscutível o papel da vegetação na redução do potencial de iniciação de escoadas de detritos, contudo, é necessário ter presente que o mesmo não significa uma total ausência do fenómeno em áreas arborizadas (Ancy, 2010).

Fatores desencadeantes

A presença de água é um fator determinante no desencadeamento das escoadas de detritos. A sua ocorrência encontra-se frequentemente associada a eventos meteorológicos extremos, tais como tempestades que originam precipitações intensas ou à rápida fusão de neve devido a um aumento brusco da temperatura (Wieczorek e Glade, 2005; Remaître, 2006). Wieczorek e Glade (2005) designaram estes fatores de “influências climáticas primárias”, uma vez que estão diretamente associados ao desencadeamento quase imediato deste tipo de movimento de vertente. A iniciação das escoadas de detritos também poderá decorrer de uma súbita libertação de água causada pelo rompimento de barragens naturais (Takahashi, 2007b), pela fusão de neve ou gelo devido a erupções vulcânicas (Major *et al.*, 2005) e pelo colapso da estrutura que sustenta os lagos glaciares (Breien *et al.*, 2008), embora sejam situações menos comuns do que os eventos meteorológicos extremos.

Alguns autores referem a importância da precipitação antecedente no desencadeamento das escoadas de detritos (e.g. Wieczorek, 1987; Wieczorek e Glade, 2005; Baum e Godt, 2010; Guo *et al.*, 2013) e vários estudos demonstraram que, em diversas regiões do planeta, a saturação do solo foi determinante para que o movimento fosse desencadeado na sequência de eventos sísmicos (Wieczorek e Glade, 2005). De acordo com Baum e Godt (2010), as escoadas de detritos em vertentes com vegetação iniciam-se através de deslizamentos superficiais, que geralmente ocorrem após uma precipitação antecedente significativa. O tempo necessário para que o conteúdo de água no solo aumente consideravelmente está estreitamente ligado a características específicas do próprio solo, principalmente no que respeita à espessura, resistência e condutividade hidráulica. Dependendo do seu grau de saturação, uma tempestade de maior ou menor duração poderá gerar um aumento da pressão intersticial e, conseqüentemente, uma diminuição da resistência efetiva, levando ao desencadeamento de deslizamentos superficiais que, posteriormente, se transformam em escoadas de detritos.

Porém, a precipitação antecedente tem pouco significado nas situações em que as escoadas de detritos se iniciam devido a um escoamento superficial concentrado, uma vez que este mecanismo é preferencialmente desencadeado por precipitações com elevada intensidade e curta duração (Berti e Simoni, 2005; Coe *et al.*, 2008a; Malet e Remaître, 2011).

2.5.2.2. Transporte

Após o início do movimento, o material mobilizado percorre a zona de transporte. A zona de transporte consiste num canal de drenagem, com declive geralmente superior a 10°, cujo substrato pode ser ou não erodível, ou encontrar-se preenchido com sedimentos soltos (Hungar, 2005). A propagação do fluxo não é sempre uniforme. Durante um evento, o material poderá deslocar-se através de um único impulso (*surge*) ou poderão ocorrer dezenas de impulsos, com intervalos de tempo de segundos a horas, que transportam um volume variável de detritos (Hungar, 2005). A

intermitência dos impulsos é bastante comum, independentemente do tipo de material que predomina, verificando-se tanto em escoadas de detritos com maior plasticidade (fluxos de uma fase) como em escoadas onde domina a tensão originada pela colisão entre detritos (fluxos de duas fases) (Takahashi, 2007a). O carácter pulsátil das escoadas de detritos é frequentemente atribuído à instabilidade intrínseca do fluxo, caso os ciclos não excedam algumas centenas de segundos (Takahashi, 2007a). Outras explicações para os impulsos sucessivos relacionam-se com a obstrução temporária do canal de drenagem e com a introdução de material proveniente de deslizamentos superficiais (Iverson, 1997).

A presença de um canal de drenagem, no qual ocorre a propagação do fluxo, permite que se verifiquem duas condições (Hungry *et al.*, 2001): por um lado, a água transportada no canal é incorporada pelo fluxo de detritos, o que leva a um aumento do seu conteúdo em água; por outro, o confinamento lateral possibilita a manutenção da espessura do fluxo e facilita a ordenação longitudinal dos detritos.

O perfil longitudinal de uma escoada de detritos com acumulação de blocos na parte frontal (fluxo de duas fases) é tipicamente dividido em três partes principais (fig. 2.4), de acordo com as diferenças ao nível da concentração de sólidos.

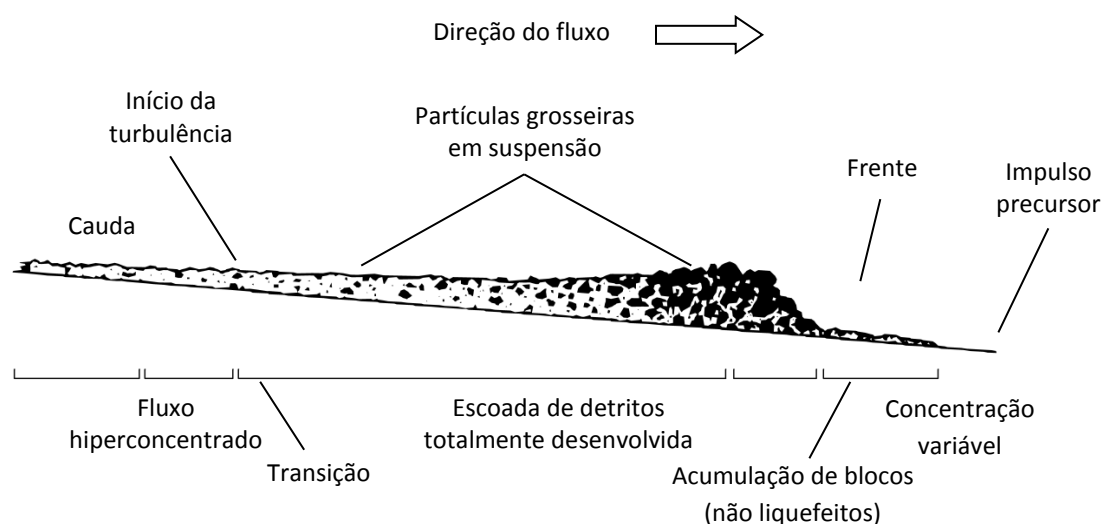


Figura 2.4 – Perfil longitudinal de uma escoada de detritos com acumulação de blocos na parte frontal (fonte: adaptado de Pierson, 1986 in Hungry, 2005).

Na parte frontal (frente), para além da ausência de matriz, verifica-se uma maior espessura do fluxo e a acumulação de detritos grosseiros, o que lhe confere um aspeto abrupto. O seu conteúdo em água é bastante reduzido devido à elevada permeabilidade inerente ao tamanho dos interstícios (Iverson, 1997, 2005; Hungr, 2005; Takahashi, 2007a).

A génese das acumulações de detritos grosseiros na frente das escoadas – alguns dos quais com vários metros de diâmetro – tem sido frequentemente associada à estrutura de gradação inversa, na qual a granulometria diminui do topo para a base do depósito (Takahashi, 2007a). Os mecanismos responsáveis por este tipo de estrutura podem ser complexos e envolver mais do que um processo (Iverson, 1997), razão pela qual têm sido alvo de estudo por parte de diversos investigadores. Takahashi (1980, citado por Takahashi, 2007a, 2009) elaborou um modelo conceptual, posteriormente testado em laboratório, que visa explicar o processo de gradação inversa com base no conceito de Bagnold (1954, citado por Takahashi, 2007a, 2009, entre outros), segundo o qual a colisão entre partículas origina uma pressão dispersiva, o que promove a suspensão dos grãos. Neste modelo, a velocidade aumenta da base para a camada superior do fluxo, atingindo um valor médio entre estes dois limites. Consequentemente, quando os detritos de maior dimensão são transferidos para a camada superior do fluxo, onde a velocidade é mais elevada, os mesmos são transportados a uma velocidade superior à velocidade média de propagação da frente da escoada. Ao chegarem à parte frontal, caem sobre o substrato e são incorporados pelo fluxo. Porém, quando o seu tamanho é superior ao dos detritos circundantes, eles surgem novamente na camada superior do fluxo, o que origina uma repetição de todo o processo anteriormente descrito e, naturalmente, a acumulação de material grosseiro na frente da escoada (fig. 2.5). Outro mecanismo que visa explicar a segregação granulométrica dos sedimentos, e que acaba por ser contrário ao anterior, consiste no peneiramento cinemático (*kinetic sieving*) (Middleton, 1970 citado por Scott, 1988 e por Iverson, 1997, entre outros). De acordo com este mecanismo, os sedimentos mais finos deslocam-se pelos interstícios que se vão formando durante a agitação das partículas, dando origem a uma

acumulação de material fino na base e, conseqüentemente, a uma acumulação residual de sedimentos grosseiros na superfície do fluxo e na frente da escoada.

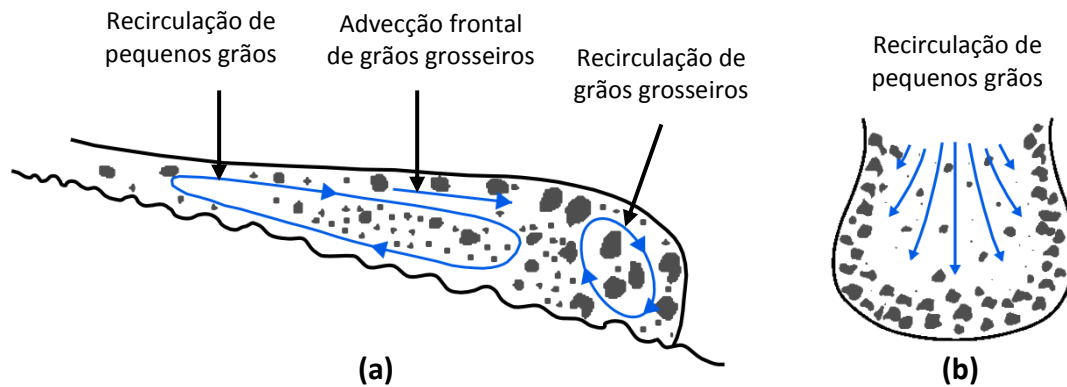


Figura 2.5 – Perfil longitudinal (a) e perfil planimétrico (b) da representação da trajetória dos sedimentos e conseqüente segregação granulométrica (fonte: adaptado de Iverson, 2005).

A parte intermédia (corpo) da escoada antecede a parte frontal e corresponde a uma massa com menor espessura, constituída por sedimentos mais finos, onde a pressão na água dos poros é suficiente para provocar a liquefação do material (Iverson, 1997; Iverson, 2003; Hungr, 2005).

A parte terminal (cauda), que apresenta uma diminuição significativa da concentração de sólidos, corresponde a um fluxo hiperconcentrado com características semelhantes a uma *debris flood* devido, essencialmente, à sua composição fluida e turbulenta (Hungr, 2005; Iverson, 2005; Ancey, 2010).

A ordenação longitudinal, ao nível da concentração de sólidos, tem um reflexo direto na mobilidade do fluxo. Deste modo, a frente da escoada, caracterizada por uma elevada resistência devido ao domínio de forças sólidas, retarda a mobilidade da parte terminal (cauda), com menor resistência e sob a influência de forças fluidas (Iverson, 1997).

No caso das escoadas de detritos de tipo viscoso (fluxos de uma fase), cujo material envolvido é praticamente idêntico ao da zona de iniciação, a ausência de acumulações

de blocos na parte frontal é uma das características que as distinguem das escoadas anteriormente referidas (fluxos de duas fases). Ainda assim, as escoadas de detritos do tipo viscoso têm a capacidade de transportar blocos de grandes dimensões, os quais são posteriormente depositados, de forma dispersa, na área de acumulação (Takahashi, 2007a).

O mecanismo de transporte do fluxo de detritos é geralmente acompanhado pela incorporação de sedimentos (*entrainment*). Existem dois tipos de mecanismos que atuam na incorporação de sedimentos no fluxo de detritos. Uma primeira tipologia deve-se à combinação da força gravítica e da força de atrito, associadas à passagem de uma massa de detritos saturada, que poderá instabilizar o leito do canal de drenagem – nas situações em que o declive é superior a 10° – e originar a erosão massiva dos sedimentos que o preenchem, assim como a respetiva incorporação no fluxo (Hungar *et al.*, 2005a). Para a instabilização do leito do canal também contribui, em larga medida, a perda de resistência do material devido a um rápido carregamento não drenado, a uma carga de impacto ou à liquefação. De acordo com Sassa e Wang (2005), uma massa de detritos, ao deslocar-se sobre os depósitos soltos, origina um carregamento não drenado que pode elevar a pressão intersticial dos depósitos, o que facilita a sua incorporação na massa em movimento. Um segundo mecanismo responsável pela incorporação de sedimentos no fluxo de detritos provém da instabilidade das margens do canal, resultante da erosão do próprio leito. A instabilidade das margens poderá desencadear uma resposta imediata, através da ocorrência de deslizamentos superficiais e introdução de material diretamente no fluxo, ou uma resposta tardia, com a libertação de material no canal, que será incorporado no fluxo seguinte. Segundo Hungar *et al.* (2005a), estes processos são extremamente complexos e difíceis de quantificar, tendo em conta que o nível de estabilidade das margens dos canais (incluindo a coesão promovida pela vegetação) e as relações temporais entre descargas de fluxos, erosão do leito, rutura das margens e mistura de água e detritos, são variáveis difíceis de obter.

2.5.2.3. Deposição

Muitos dos fatores que influenciam o transporte da massa de detritos – tais como o declive e rugosidade (ou atrito) do canal, o confinamento, a presença de obstáculos e as propriedades mecânicas do fluxo – também determinam o local da sua deposição (Benda e Cundy, 1990).

A acumulação mais significativa das escoadas de detritos verifica-se no final da distância de propagação, em consequência da perda de confinamento e/ou de uma redução do declive. Por este motivo, os leques aluviais ou a desembocadura de ravinas são localizações preferenciais para a acumulação dos detritos (Costa, 1984; Fannin e Bowman, 2008; Ancey, 2010).

Com a redução do declive e a perda de confinamento, o fluxo tende a dispersar-se lateralmente, o que leva ao decréscimo da sua espessura até um determinado valor crítico que impede a continuidade do movimento (Costa, 1984; Ancey, 2010). A cessação do movimento, e, por conseguinte, a deposição dos detritos, ocorre quando a resistência ao cisalhamento do depósito é superior à tensão tangencial interna do fluxo (Costa, 1984). Tal deve-se à acumulação dos detritos mais grosseiros ao longo do perímetro da escoada, o que origina um aumento do atrito interno devido à ausência de elevadas pressões intersticiais (Major e Iverson, 1999). Deste modo, é possível inferir que a diminuição do declive e da espessura do fluxo, aliados ao aumento do atrito interno, são os principais responsáveis pela interrupção do movimento e consequente deposição dos detritos.

Quanto ao limiar de declive, não existe um valor universal que defina o início da deposição, tal como sugere a amplitude de valores médios encontrada em alguns exemplos da literatura (quadro 2.3). O ângulo que determina a deposição dos sedimentos é influenciado pelo conteúdo em água, bem como pela composição e tamanho dos detritos que constituem a frente da escoada, o que pode ser bastante variável entre eventos ou até mesmo entre impulsos (Hungry *et al.*, 2005a). As escoadas de detritos de grandes dimensões, com elevado conteúdo em água e granulometria homogénea, têm tendência a formar extensos depósitos com pouca espessura (Major,

1997), pelo que a sua deposição ocorre em áreas com menor declive (Hungr *et al.*, 2005a). Já as escoadas de detritos com uma maior concentração de sólidos, logo, com menor conteúdo em água, são propensas a formar depósitos menos extensos, mas com maior espessura (Major, 1997), e a depositarem-se em declives mais elevados (Hungr *et al.*, 2005a).

Quadro 2.3 – Declive médio (°) da área de deposição das escoadas de detritos confinadas a um canal de drenagem pré-existente

Hungr <i>et al.</i> (1984, in Hungr <i>et al.</i> , 2005a)	8 – 12
Slaymaker (1988)	5 – 12
Corominas <i>et al.</i> (1996)	3 – 11
Fannin e Wise (2001)	10 – 22
Jakob (2002)	10 – 15
Ballantyne (2004)	12 – 25
May e Gresswell (2004)	5 – 10
Rickenmann (2005)	6 – 12
Ancey (2010)	6 – 14
Guthrie <i>et al.</i> (2010)	12 – 15

A súbita diminuição do declive pode levar a uma paragem repentina da frente e ao aumento da espessura do corpo da escoada (Ancey, 2010). No caso das frentes com concentração de material grosseiro, formam-se lóbulos terminais, de aspeto abrupto, que vão ser contornados pelos detritos finos e saturados, que constituem o corpo (Costa, 1984; Hungr *et al.*, 2001), pelo que, tendencialmente, os sedimentos de maior dimensão depositam-se em declives mais elevados, ao contrário do que acontece com os sedimentos de menor dimensão (Coussot e Meunier, 1996). Quando a deposição acontece dentro do canal de drenagem, formam-se barragens temporárias prontas a serem erodidas pelo impulso seguinte ou num próximo evento.

Do ponto de vista sedimentológico, os depósitos são mal calibrados e sem estratificação interna. Os detritos, que chegam a atingir alguns metros de diâmetro, encontram-se embutidos numa matriz de grão fino, tipicamente angulosa a sub-angulosa, ou, caso esta tenha sido removida, são estruturalmente suportados por

fragmentos grosseiros. O perfil horizontal do depósito geralmente apresenta uma concentração dos detritos grosseiros nas margens, enquanto no centro a sua distribuição é aleatória. Já o perfil vertical pode exibir um depósito sem ordenação, embora seja frequente observar-se uma gradação normal ou gradação inversa (e.g. Costa, 1984; Corominas *et al.*, 1996; Coussot e Meunier, 1996; Major, 1997; Pierson, 2005; Calligaris e Zini, 2012).

Com base nas características sedimentológicas, Cui *et al.* (2005) identificaram cinco classes distintas de depósitos de escoadas de detritos: 1) depósito com gradação normal, decorrente de escoadas com baixa viscosidade, em que os detritos de maior dimensão depositam-se na base do fluxo; 2) depósito sem ordenação, onde os materiais finos e grosseiros (por exemplo, blocos) se encontram bem misturados, como resultado de um movimento em simultâneo durante uma escoada de detritos com elevada viscosidade; 3) depósito com gradação inversa, que geralmente se forma em escoadas de detritos sub-viscosas onde a força dispersiva ultrapassa a força viscosa; 4) depósito blindado (*armored deposit*), onde somente ficam presentes os detritos de maior dimensão, em consequência da erosão da matriz; 5) depósitos com base lamacenta, constituída por argila e areias siltosas.

2.6. Magnitude, velocidade e intensidade do perigo

A magnitude de uma escoada de detritos é definida pelo volume total de material mobilizado para a área de deposição, podendo ser igualmente expressa pela área de propagação (*run-out*) ou pela vazão de pico (Hungar *et al.*, 2005a; Jakob, 2005).

A área de propagação é definida como sendo a área potencialmente afetada pela passagem do fluxo de detritos, desde o local da sua origem até ao local da sua completa deposição.

A vazão de pico corresponde ao produto da área da máxima secção transversal do canal pela velocidade do fluxo, num determinado intervalo de tempo, quando passa pela área da máxima secção transversal (Jakob, 2005). No caso das escoadas, cuja

ordenação longitudinal dos detritos origina frentes com acumulações grosseiras, verifica-se um aumento da vazão de pico, o que se traduz num maior potencial destrutivo (Hungr *et al.*, 2005a). Por outro lado, quando a composição é mais fluida, o caudal de pico é mais reduzido, embora a distância de propagação possa ser maior (Hungr, 2007).

O volume é definido pela quantidade total de sedimentos, água e material orgânico, transportados para a área de deposição. De acordo com Jakob (2005), resulta da conjugação de três elementos: 1) volume da rutura ou ruturas iniciais; 2) volume incorporado ao longo da zona de transporte; e 3) volume depositado ao longo da zona de transporte. O processo de incorporação de sedimentos (*entrainment*) geralmente manifesta-se nos trajetos com declive mais acentuado, enquanto a deposição do material tende a ocorrer em locais com declive suave (Fannin e Bowman, 2008). Com efeito, o volume total de uma escoada de detritos raramente é determinado a partir do seu volume inicial, pois este aumenta, ao longo do trajeto, devido à incorporação de sedimentos provenientes da erosão do substrato e de deslizamentos superficiais que ocorrem nas margens do canal de drenagem (Hungr *et al.*, 2005a; Iverson, 2014). Este processo é exemplificado por King (1996, citado por Hungr *et al.*, 2005a), na sua referência a uma escoada de detritos ocorrida em Hong Kong, que se iniciou com um volume de 400 m³ e que, devido à incorporação de coluvião ao longo do seu trajeto, se transformou num depósito com 20 000 m³. Deste modo, o volume total de uma escoada é particularmente determinado pela eficiência do mecanismo de incorporação de detritos saturados, ao longo do percurso (Hungr *et al.*, 2005a; Hungr, 2007). Eventualmente é também possível que árvores e elementos estruturais e infraestruturais sejam arrastados durante a passagem da frente da escoada (Iverson, 2014).

A intensidade do perigo, face a uma escoada de detritos, é definida pela velocidade, pela espessura máxima do fluxo e dos depósitos, pela distância de propagação (*runout distance*), e pela força de impacto e altura do *runup* contra obstáculos (Jakob, 2005; Hungr, 2005).

As escoadas de detritos geralmente apresentam velocidades compreendidas entre 0,5 e 20 m/s (Costa, 1984), pelo que se considera um fenómeno com mobilidade “muito rápida” a “extremamente rápida” (Hungar *et al.*, 2014) (ver quadro 2.1). A variabilidade dos valores encontra-se relacionada, sobretudo, com o tamanho e concentração dos sedimentos, assim como com a geometria do trajeto percorrido (Corominas *et al.*, 1996). Segundo Takahashi (2009), a velocidade da escoada é tanto maior quanto maior for a espessura do fluxo e o declive do canal de drenagem. Por outro lado, a concentração dos sedimentos também desempenha um papel crucial, uma vez que quanto maior é a densidade da concentração, menor é a velocidade atingida.

A velocidade exerce uma influência direta no mecanismo de sobrelevação do fluxo (*superelevation*), assim como na força de impacto e altura do *runup* contra obstáculos (Prochaska *et al.*, 2008). A sobrelevação geralmente ocorre nos trajetos curvos do canal de drenagem, como resultado da aceleração centrífuga do fluxo. Tipicamente gera-se uma elevação do fluxo no exterior da curva e um declínio do mesmo no interior da curva, sendo que a sobrelevação se caracteriza pela diferença entre a altura do fluxo no exterior e interior da curva (Melis *et al.*, 1995). Tal como a sobrelevação, também a força de impacto e o *runup* podem destruir os obstáculos por completo, pelo que a avaliação da vulnerabilidade de infraestruturas e a implementação de medidas de mitigação requerem um profundo conhecimento acerca da velocidade máxima atingida (Prochaska *et al.*, 2008), bem como da espessura máxima do fluxo (Jakob, 2005).

Para além da destruição de estruturas e infraestruturas, as escoadas de detritos podem causar a perda de vidas humanas devido, sobretudo, à impossibilidade de uma resposta em tempo útil, a partir do momento que se inicia o movimento (quadro 2.1). Esta realidade está bem patente nas velocidades atingidas, que ultrapassam, indiscutivelmente, a velocidade máxima a que um ser humano consegue correr (cerca de 5 m/s).

2.7. Evidências geomorfológicas

Para determinar a propensão à ocorrência de escoadas de detritos, não só é necessário ter em conta o conjunto de fatores condicionantes, como também é fundamental explorar a existência de sinais de atividade antiga ou recente, tanto na zona de transporte, como na zona de acumulação.

Na zona de transporte, a ocorrência de escoadas de detritos pode ser inferida a partir de determinadas evidências geomorfológicas, tais como (Jakob, 2002, 2005): os diques laterais (*lateral levees*); as marcas de impacto nas árvores; as marcas erosivas nas vertentes do canal; os indícios de sobrelevação do fluxo; e os blocos de grandes dimensões. Na zona de acumulação, destacam-se como elementos característicos (Jakob, 2002, 2005): os lóbulos terminais; os depósitos mal calibrados; a angulosidade dos blocos; a gradação inversa dos depósitos; e a existência de troncos arrancados pelo impacto do fluxo.

Os lóbulos terminais formam-se no perímetro do fluxo e constituem acumulações, com forma alongada, ligeiramente mais elevadas do que o resto do corpo da escoada (fig. 2.4 e 2.5). Os depósitos apresentam, frequentemente, uma estrutura vertical com gradação inversa e uma ordenação longitudinal da granulometria, com tendência para os sedimentos de maior dimensão se concentrarem na parte frontal (fig. 2.6) (Takahashi, 2007a). A morfologia dos lóbulos, embora distinta, é também variável. Os depósitos poderão apresentar um perfil longitudinal curvo, em forma de parábola, um perfil reto e inclinado, ou ainda assemelharem-se a um depósito aluvial (Ancey, 2010).

Os diques laterais (fig. 2.6) são acumulações lineares de blocos que se formam nas margens do fluxo, originando, na maioria das vezes, secções transversais com perfil curvo e elevada coesão (Ancey, 2010). Em termos mecânicos, o processo de formação resulta de um deslocamento lateral da frente da escoada – constituída por detritos grosseiros e com elevado atrito interno – devido ao avanço do corpo, composto por material liquefeito e com maior mobilidade (Iverson, 2003; Ancey, 2012), o que manifesta a importância da ordenação longitudinal dos sedimentos. Embora os diques laterais não se formem necessariamente em todas as escoadas de detritos, é comum

que os mesmos sejam observados em determinados trajetos da zona de transporte ou da zona de acumulação, na sequência de uma perda de confinamento devido ao galgamento do fluxo nas margens do canal ou à sua entrada no leque aluvial/coluvial (Hungar *et al.*, 2001; Iverson, 2003). A formação deste tipo de depósito limita a dispersão lateral do fluxo e a dissipação de energia, o que se reflete num aumento da distância de propagação (Ancey, 2012; Iverson, 2014).

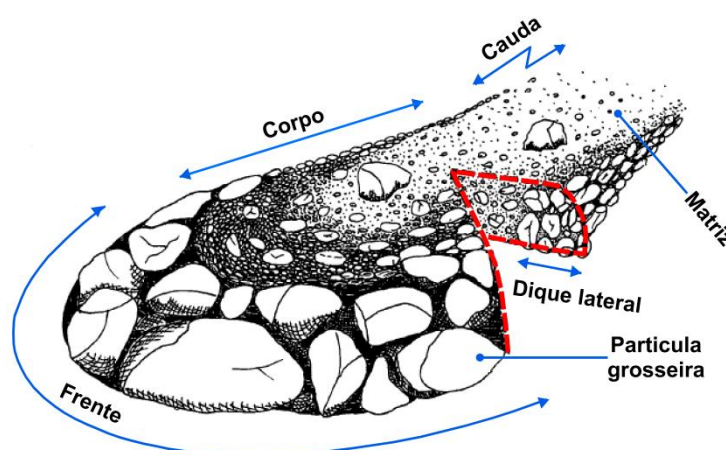


Figura 2.6 – Estrutura granulométrica de uma escoada de detritos (fonte: adaptado de Bardou, 2002).

Apesar destas evidências geomorfológicas serem testemunhos inequívocos da presença de escoadas de detritos, é necessário ter em conta que tais indicadores nem sempre são claramente visíveis no terreno, especialmente no caso de canais de drenagem onde o fenómeno tem longos intervalos de recorrência (Jakob, 2005).

2.8. Escoadas de detritos em vertente (não confinadas)

Embora grande parte dos autores refira que as escoadas de detritos encontram-se confinadas a canais de drenagem pré-existentes, é, também, frequente encontrar na literatura a referência a escoadas que ocorrem em vertentes abertas, sem encaixe da rede hidrográfica (e.g. Cruden e Varnes, 1996; Lorente *et al.*, 2003; Ballantyne, 2004; Chen *et al.*, 2009; Guthrie *et al.*, 2010; Fischer *et al.*, 2012).

Em termos gerais, as escoadas em vertente (não confinadas/canalizadas) iniciam-se com um deslizamento superficial, que rapidamente se transforma num fluxo de detritos (fig. 2.7).

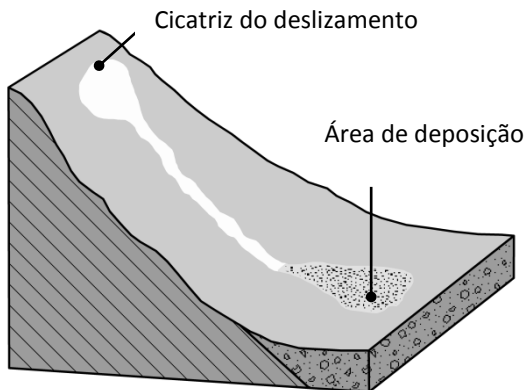


Figura 2.7 – Escoada em vertente (fonte: adaptado de Chen *et al.*, 2009).

A sua área de iniciação e de transporte é caracterizada por um declive acentuado, uma abundância de material não consolidado e uma escassa cobertura vegetal (Brunsdén, 1979 citado por Lorente *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2009; e Fischer *et al.*, 2012, entre outros). No trajeto compreendido entre a área de rutura do deslizamento superficial e o lóbulo terminal da escoada de detritos, desenvolve-se um pequeno canal ou incisão que indicia a passagem do fluxo (Cruden e Varnes, 1996; Lorente *et al.*, 2003). A eventual formação de diques laterais, tanto na zona de transporte, como na zona de deposição, favorece a circunscrição do fluxo (Cruden e Varnes, 1996; Lorente *et al.*, 2003), contudo, as escoadas de detritos não confinadas percorrem distâncias mais curtas, atendendo a que a ausência de um canal de drenagem, ou de uma topografia côncava, favorece a dissipação da energia (Hofmeister *et al.*, 2002). De acordo com Ballantyne (2004), também o volume de material mobilizado é menor, comparativamente às escoadas confinadas (ou canalizadas). A sua deposição ocorre em declives mais elevados, tal como se observa no quadro 2.4, onde se sistematizam os principais valores referidos na literatura.

Quadro 2.4 – Declive médio (°) da área de deposição das escoadas de detritos em vertente (não confinadas)

Hungr <i>et al.</i> (1984, <i>in</i> Hungr <i>et al.</i> , 2005a)	10 – 14
Wong <i>et al.</i> (1997, <i>in</i> Hungr <i>et al.</i> , 2005a)	30 – 40
Fannin e Wise (2001)	19 – 24
Lorente <i>et al.</i> (2003)	17,8
Guthrie <i>et al.</i> (2010)	18 – 24

Em última análise, a distinção entre escoadas confinadas e escoadas em vertente é feita com base nas características do canal e nas áreas de deposição (Lorente *et al.*, 2003). Chen *et al.* (2009) definiram equações empíricas que permitem distinguir características geomorfológicas entre estes dois tipos de escoadas, tais como o declive médio e o comprimento do canal de drenagem, a área da bacia e o fator de forma.

CAPÍTULO 3

CAPÍTULO 3: METODOLOGIA

No capítulo 3, pretende-se sistematizar os métodos estatísticos e determinísticos utilizados para a modelação das áreas de iniciação e de propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos. Neste capítulo são, também, apresentados os métodos utilizados na validação dos respetivos modelos.

3.1. Modelação das áreas de iniciação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com base em métodos estatísticos

3.1.1. Regressão Logística (RL)

A Regressão Logística (RL) é, atualmente, um dos métodos de análise estatística multivariada mais utilizados na avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente (e.g. Atkinson e Massari, 1998; Guzzetti *et al.*, 1999; Dai e Lee, 2002; Süzen e Doyuran, 2004; Ayalew e Yamagishi, 2005; Gorsevski *et al.*, 2006; Lee, 2007; Carrara *et al.*, 2008; Nefeslioglu *et al.*, 2008; van den Eeckhaut *et al.*, 2006, 2010; Bai *et al.*, 2010b, 2011; Das *et al.*, 2010; Fressard *et al.*, 2010; Bui *et al.*, 2011; Schicker e Moon, 2012; Kavzoglu *et al.*, 2014).

A RL consiste num modelo matemático que permite definir a relação entre uma variável dependente dicotómica e o conjunto de variáveis independentes (ou preditivas). É um método simples e robusto que apresenta inúmeras vantagens. Relativamente a outros métodos estatísticos multivariados, destaca-se a dicotomia da variável dependente – que neste trabalho se traduz na presença ou ausência de áreas

de rutura de deslizamentos superficiais ou de áreas de iniciação de escoadas de detritos – e a possibilidade de interpretar os resultados do modelo como valores de probabilidade espacial, uma vez que os mesmos se encontram restringidos a um intervalo entre 0 e 1 (Dai e Lee, 2002; Kavzoglu *et al.*, 2014). Por outro lado, os fatores de predisposição (variáveis preditivas) podem ser categóricos ou contínuos (ou ambos) e não necessitam de apresentar uma distribuição normal (Fressard *et al.*, 2010; Schicker e Moon, 2012). Comparativamente à análise estatística bivariada, a RL apresenta a vantagem de não ser sensível a uma eventual dependência condicional entre os fatores de predisposição considerados no modelo (Fressard *et al.*, 2010). Esta característica é particularmente importante, uma vez que a dependência condicional pode conduzir a uma sobreavaliação dos valores de probabilidade espacial (Blahut *et al.*, 2010a, b).

Em termos quantitativos, a relação de dependência entre o fenómeno em estudo (variável dependente) e as variáveis preditivas, pode ser expressa de acordo com a equação 3.1 (e.g. Dai e Lee, 2002, entre outros)

$$Pr = 1/(1 + e^{-Z}), \quad (3.1)$$

Onde Pr é a probabilidade espacial de ocorrência do fenómeno; Z corresponde à combinação linear expressa pela equação 3.2

$$Z = B_0 + B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_nX_n, \quad (3.2)$$

Onde B_0 é uma constante; B_i ($i = 1, 2, \dots, n$) é o coeficiente estimado; n é o número de variáveis independentes; e X_i ($i = 1, 2, \dots, n$) é a variável independente. Uma vez que Z varia entre $-\infty$ e $+\infty$, a probabilidade varia entre 0 e 1 numa função sigmoïdal.

A RL define, com base no método da máxima verosimilhança (*maximum likelihood*), a equação que melhor se ajusta aos dados. Este método permite estimar os parâmetros do modelo (constante e coeficientes) que maximizam a probabilidade de encontrar a variável dependente na amostra (e.g. Dai e Lee, 2002; Lee, 2007).

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, com base no modelo de RL, integra quatro etapas fundamentais (Bai *et al.*, 2010a, b): (a) separação

dos dados de presença da variável dependente em dois grupos (modelação e validação) e amostragem aleatória de dados de ausência, onde o total de unidades de terreno selecionado deverá ser igual ao número de unidades de terreno com presença da variável dependente (Süzen e Doyuran, 2004); (b) elaboração de um diagnóstico de multicolinearidade entre as variáveis preditivas; (c) implementação dos modelos de RL; e (d) validação dos resultados.

3.1.2. Valor Informativo (VI)

O Valor Informativo (VI) é um método estatístico bivariado que pressupõe uma definição prévia de unidades de terreno e a consideração de um conjunto de fatores de predisposição que controlam a presença da variável dependente. Neste tipo de análise, que tem sido aplicada com sucesso na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente (e.g. Zêzere, 2002; Pereira, 2010; Piedade *et al.*, 2011; Guillard e Zêzere, 2012; Oliveira, 2012; Garcia, 2012; Pereira *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2015, 2017), o peso relativo de cada classe de cada fator de predisposição (ou variável preditiva) é calculado com base na densidade da variável dependente (Süzen e Doyuran, 2004). Para cada classe de cada fator de predisposição é determinado o respetivo VI, a partir da equação 3.3 (Yin e Yan, 1988; Zêzere, 2002):

$$I_i = \log \frac{S_i/N_i}{S/N} \quad (3.3)$$

onde I_i é o VI da variável i ; S_i é o número de unidades de terreno com movimentos de vertente (variável dependente) e com a presença da variável X_i (variável independente ou variável preditiva); N_i é o número de unidades de terreno com a presença da variável X_i ; S é o número total de unidades de terreno com movimentos de vertente; e N é o número total de unidades de terreno.

Quando o valor de I_i é negativo considera-se que a variável independente não é determinante na ocorrência da instabilidade geomorfológica. Já os resultados positivos

indicam uma relação entre a presença da variável independente e a instabilidade, tanto mais acentuada quanto maior for o *score*.

Quando uma classe das variáveis independentes não contém movimentos de vertente, a razão S_i/N_i é igual a zero. Nesta situação, tendo em conta a transformação logarítmica, o valor de li é indeterminado. O problema é contornado através da atribuição do menor valor de li obtido na totalidade das classes com presença de instabilidade, em todas as variáveis consideradas (Guillard e Zêzere, 2012).

O VI total de uma unidade de terreno j (célula com 5 m) é determinado pela equação 3.4:

$$I_j = \sum_{i=0}^m X_{ji} I_i \quad (3.4)$$

onde m corresponde ao número de variáveis; X_{ji} assume o valor 0, se a variável não se encontra presente na unidade de terreno, ou o valor 1, na sua presença.

3.1.3. Seleção das variáveis independentes

De acordo com Ayalew e Yamagishi (2005), um modelo é tanto mais completo quanto maior o número de variáveis independentes que o integram, mas apenas se estas desempenharem um papel relevante na determinação da variável dependente. No entanto, a seleção das variáveis pode ser um trabalho bastante complexo, uma vez que não existem critérios ou orientações universais. Não obstante, é consenso geral que as variáveis independentes terão que apresentar determinadas características, tais como (Ayalew e Yamagishi, 2005): (i) um certo grau de afinidade com a variável dependente; (ii) uma variação não uniforme, pelo que a sua representação deve variar espacialmente; (iii) abranger a totalidade da área de estudo; (iv) serem mensuráveis ou expressas por qualquer tipo de escala; e (v) não serem redundantes.

De acordo com as propostas de van Westen *et al.* (2008) e Corominas *et al.* (2014), utilizaram-se, no presente estudo, as seguintes variáveis preditivas: declive, exposição

das vertentes, inverso do *Wetness Index* (IWI), perfil transversal, perfil longitudinal, espessura do solo, litologia e uso e ocupação do solo. A seleção das variáveis teve como pressuposto as características anteriormente referidas, no âmbito da informação disponível.

a) Declive

O declive é considerado como um dos fatores de predisposição com maior influência na ocorrência de movimentos de vertente (e.g. Ayalew e Yamagishi, 2005; Clerici *et al.*, 2010; Das *et al.*, 2010). A seleção do número de classes, assim como a amplitude, baseou-se em dois critérios: por um lado, optou-se por aqueles que resultaram numa melhor diferenciação do declive, no contexto da área de estudo; por outro, e particularmente no que respeita à iniciação das escoadas de detritos, pretendeu-se respeitar os limiares críticos de declive frequentemente referidos na literatura (e.g. Hungr *et al.*, 2005a; Ancey, 2010; Calligaris e Zini, 2012; Iverson, 2014).

b) Exposição das vertentes

A exposição das vertentes é uma variável preditiva bastante utilizada nos modelos de suscetibilidade, embora gere discordância na comunidade científica. Para alguns autores, nas médias e altas latitudes, as vertentes expostas a N e NW são as mais propensas à instabilidade geomorfológica, por serem mais húmidas, mais frias e também mais sombrias. Porém, algumas investigações apontam que a relação entre a exposição e os movimentos de vertente é condicionada por outros fatores ou influenciada por condições específicas dos locais. Outros estudos indicam que a relação é fraca ou até mesmo sem significado (Clerici *et al.*, 2010). Contudo, atendendo a que a exposição das vertentes é uma das variáveis preditivas indicadas por van Westen *et al.* (2008) e Corominas *et al.* (2014), optou-se pela sua inclusão no presente estudo.

c) Inverso do *Wetness Index* (IWI)

O *Wetness Index* (WI) é um índice que combina a área de contribuição a montante de uma determinada célula com o declive dessa mesma célula, o que descreve a sua tendência para acumular água. É definido pela equação 3.5 (Beven e Kirkby, 1979):

$$WI = \ln(a/\tan\beta), \quad (3.5)$$

onde a é a área de contribuição da célula; e β o seu declive.

O WI é geralmente utilizado para quantificar o controlo topográfico nos processos hidrológicos, dado a importância da topografia na distribuição espacial da humidade, assim como no escoamento subterrâneo (Sørensen *et al.*, 2006). No caso dos movimentos de vertente, as células que representam a instabilidade possuem, tendencialmente, valores mais elevados de WI (Nefeslioglu *et al.*, 2008). Frequentemente, o WI é substituído pelo cálculo do inverso do *Wetness Index* (IWI). Nesta função, o denominador corresponde à área de contribuição e o numerador ao declive, de forma a evitar erros de divisão quando o declive é zero (Tarboton, 2013).

No presente trabalho, calculou-se o IWI recorrendo ao módulo Taudem (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*), desenvolvido por Tarboton (1997). O IWI foi reclassificado aplicando um intervalo baseado numa progressão logarítmica de base 10. O número de classes, bem como a amplitude, foi selecionado de acordo com a melhor diferenciação entre os locais onde existe maior ou menor potencial de acumulação de água. A classificação individualiza o valor zero, por se encontrar associado a declives nulos, o que geralmente acontece em áreas de fundo de vale ou interflúvios (Garcia, 2012; Oliveira, 2012).

d) Curvatura das vertentes: perfil transversal (*plan curvature*) e perfil longitudinal (*profile curvature*)

Para avaliar a curvatura das vertentes, calculou-se o perfil transversal e o perfil longitudinal, ambos fatores de predisposição frequentemente utilizados na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente (e.g. van den Eeckhaut *et al.*, 2006; Nefeslioglu *et al.*, 2008; Bai *et al.*, 2010b, 2011). O perfil transversal diz respeito à

curvatura medida na intersecção entre o plano horizontal e a superfície topográfica (Ohlmacher, 2007). Neste tipo de curvatura, os valores positivos correspondem a vertentes convexas e os negativos a vertentes côncavas, pelo que valores próximos do zero referem-se a vertentes retilíneas ou áreas planas. O perfil longitudinal diz respeito à curvatura da vertente na sua direção descendente (Ohlmacher, 2007). Os valores positivos remetem para vertentes côncavas e os negativos para vertentes convexas, sendo que os valores próximos do zero são também indicativos de vertentes retilíneas ou áreas planas. Por refletir a taxa de variação do declive, o perfil longitudinal condiciona a mudança de velocidade de uma massa, quando esta se desloca ao longo da vertente (Gallant e Wilson, 2000; Clerici *et al.*, 2010). Para obter um melhor ajuste à escala das formas de relevo, utilizou-se, nos respetivos cálculos, um modelo digital do terreno (MDT) com resolução de 20 m, no estudo das escoadas de detritos, e um MDT com resolução de 30 m, no estudo dos deslizamentos superficiais. A informação foi posteriormente convertida para células com 5 m, de forma a compatibilizar-se com as restantes variáveis preditivas.

e) Espessura do solo

A espessura do solo – neste trabalho interpretada como a profundidade medida entre a superfície topográfica e a rocha mãe ou a profundidade medida até à primeira alteração significativa nas propriedades hidrológicas – é um fator reconhecido pela sua influência em inúmeros processos geomorfológicos (e.g. Selby, 1993; Dietrich *et al.*, 1995; Catani *et al.*, 2010; Das *et al.*, 2010, 2012). Porém, a variabilidade espacial da espessura do solo resulta de interações complexas entre diversos fatores (biológicos, climáticos, topográficos, químicos e físicos), pelo que, ainda hoje em dia, é bastante difícil quantificar esta variável com exatidão, sobretudo quando se trata de áreas extensas (van Beek, 2002; Tesfa *et al.*, 2009). Não obstante, é também uma variável imprescindível na avaliação da suscetibilidade com recurso a modelos determinísticos, uma vez que estes integram o efeito da infiltração e da coesão do solo (van Westen *et al.*, 2006; Baum *et al.*, 2011). A variação espacial deste fator afeta significativamente a humidade do solo, o escoamento superficial e o escoamento subterrâneo (Tesfa *et al.*, 2009). Neste contexto, a sua influência é bastante relevante na ocorrência de

movimentos de vertente. Assim, a espessura do solo é frequentemente calculada recorrendo a modelos empíricos ou, de forma mais genérica, utilizando mapas com valores constantes. Atendendo a que os resultados dos modelos de suscetibilidade dependem, em larga medida, da qualidade dos dados de *input*, optou-se, no presente trabalho, por calcular a espessura do solo recorrendo a três métodos distintos, com o objetivo de definir qual o que produz melhores resultados nas áreas de estudo.

Espessura do solo em função da elevação (Z)

A correlação entre a espessura do solo e a elevação (Saulnier *et al.*, 1997) é descrita pela equação 3.6

$$h_i = h_{max} - \frac{Z_i - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}} (h_{max} - h_{min}). \quad (3.6)$$

No modelo Z, a espessura do solo é inversamente proporcional à elevação. O modelo baseia-se no pressuposto de que os solos pouco profundos ocorrem a altitudes mais elevadas, devido ao predomínio da erosão, enquanto os solos mais espessos ocorrem a menores altitudes, devido à prevalência da deposição.

Espessura do solo em função do declive (S)

A correlação entre a espessura do solo e o declive (Saulnier *et al.*, 1997) é descrita pela equação 3.7

$$h_i = h_{max} \left[1 - \frac{\tan \theta_i - \tan \theta_{min}}{\tan \theta_{max} - \tan \theta_{min}} \left(1 - \frac{h_{min}}{h_{max}} \right) \right]. \quad (3.7)$$

No modelo S, a espessura do solo é inversamente proporcional ao declive. O modelo assume que os solos são menos profundos nos declives mais acentuados, devido à maior intensidade dos processos erosivos, ao contrário do que acontece nas superfícies planas, onde há menor erosão e um predomínio da deposição, o que conduz à formação de solos mais espessos.

Nas equações 3.6 e 3.7, h_i corresponde à espessura do solo na célula i ; h_{max} e h_{min} dizem respeito aos valores máximo e mínimo de espessura do solo medidos na área de estudo; Z_i e θ_i correspondem, respetivamente, aos valores de elevação e

declive na célula i ; Z_{max} e Z_{min} referem-se aos valores máximo e mínimo de elevação na área de estudo; θ_{max} e θ_{min} dizem respeito aos valores máximo e mínimo de declive na área de estudo.

Simplified geomorphologically indexed soil thickness (sGIST)

No modelo *geomorphologically indexed soil thickness* (GIST) (Catani *et al.*, 2010; Segoni *et al.*, 2012), a espessura do solo é calculada com base na combinação de três fatores (C, P e S), cujos valores variam entre 0 e 1. Os atributos morfométricos, correspondentes a cada um dos fatores, são: curvatura para o fator C; posição ao longo do perfil da vertente para o fator P; e declive para o fator S. Os valores assumidos em cada célula, para cada um dos fatores, dependem do valor do respetivo atributo morfométrico nessa célula. A espessura do solo é expressa pelo produto dos três fatores, como demonstra a equação 3.8

$$h = -K_c \cdot C \cdot \eta \cdot \psi^{-1}, \quad (3.8)$$

onde h é a espessura do solo; K_c é a constante de calibração, calculada para cada classe litológica; C é um índice baseado na curvatura; η é a espessura relativa, de acordo com a posição topográfica; e ψ^{-1} corresponde ao limiar crítico de declive, para cada litologia, responsável pela instabilidade. Os três índices (C , η e ψ^{-1}) refletem, através de valores que variam entre 0 e 1, a propensão para cada célula apresentar uma menor ou maior espessura de solo, enquanto a constante K_c , calculada com base nas medições de campo, transforma os valores (entre 0 e 1) em unidades métricas.

Devido à dificuldade em efetuar medições de espessura do solo que abrangessem a totalidade das classes litológicas das áreas de estudo, bem como à incerteza relativamente ao limiar crítico de declive, responsável pela instabilidade, para cada litologia, optou-se por elaborar a versão simplificada do modelo GIST, designada de *simplified geomorphologically indexed soil thickness* (sGIST) (Catani *et al.*, 2010; Segoni *et al.*, 2012). A principal diferença relaciona-se com a ausência de indexação geomorfológica, tanto na constante de calibração, K_c , como no índice ψ^{-1} . Deste modo, para o modelo sGIST, calcularam-se os seguintes parâmetros:

K_c : constante de calibração estimada por tentativa e erro, de forma a fazer coincidir, tanto quanto possível, o valor máximo de espessura do solo no modelo, com o valor máximo observado no terreno.

C : é um índice adimensional que varia entre 0 e 1, através de uma normalização linear, e que traduz a curvatura do perfil longitudinal das vertentes. C expressa a espessura do solo expectável em cada célula, de acordo com a curvatura.

η : corresponde à posição de um ponto ao longo do perfil da vertente. Para calcular η utilizou-se a ferramenta *Land Facet Corridor Designer* (LFCD), que opera em ambiente SIG. O módulo LFCD calcula o *Topographic Position Index* (TPI) (Jenness *et al.*, 2013), cujo índice classifica a paisagem de acordo com três posições topográficas: áreas de topo, vertentes e fundos de vale. O cálculo do TPI baseia-se na diferença entre o valor de elevação de uma célula e o valor médio de elevação das células vizinhas. Os valores de TPI são transformados, através de uma normalização linear, num índice adimensional que varia entre 0 e 1. O valor mínimo corresponde às áreas de topo, predominantemente erosivas, enquanto o valor máximo caracteriza os fundos de vale, onde se verifica uma maior acumulação.

ψ^{-1} : corresponde ao declive traduzido num índice adimensional, que varia entre 0 e 1 através de uma normalização linear. O valor mínimo corresponde às áreas com maior declive, predominantemente erosivas, enquanto o valor máximo remete para áreas com menor declive, onde ocorre uma maior deposição.

f) Litologia

A litologia é um fator de predisposição frequentemente utilizado na avaliação da suscetibilidade (e.g. Dai e Lee, 2002; Ayalew e Yamagishi, 2005; Clerici *et al.*, 2010; Bui *et al.*, 2011). As variações na litologia, em termos de estrutura e propriedades, originam diferenças ao nível da resistência e permeabilidade das rochas e dos solos (Ayalew e Yamagishi, 2005), influenciando por isso a suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente. Para o estudo dos deslizamentos superficiais, a informação acerca da litologia nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António foi obtida através da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa, na

escala 1: 25 000. Para o estudo das escoadas de detritos, no vale do Zêzere, recorreu-se à informação obtida a partir da digitalização da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000. Em ambos os casos a informação foi posteriormente convertida para estrutura matricial com uma resolução de 5 m, de forma a compatibilizar-se com as restantes variáveis preditivas utilizadas nos modelos.

g) Uso e ocupação do solo

O uso e ocupação do solo é uma variável preditiva bastante utilizada na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente (e.g. Dai e Lee, 2002; Nefeslioglu *et al.*, 2008; Das *et al.*, 2010, 2012; Fressard *et al.*, 2010; Bui *et al.*, 2011; Schicker e Moon, 2012) e a sua representação provém de informação oficial produzida com base na interpretação visual de imagens aéreas, de 2007, ortorrectificadas (IGP, 2010). O tema foi convertido de estrutura vetorial para matricial, com uma resolução de 5 m.

3.1.4. Diagnóstico de multicolinearidade

Através do coeficiente de determinação (R^2) e do fator de inflação da variância (VIF, *Variance Inflation Factor*) avaliou-se uma eventual correlação entre as variáveis preditivas (O'Brien, 2007). O R^2 indica a proporção da variância de uma determinada variável independente, tendo em conta as restantes variáveis presentes no modelo. O VIF é definido pela equação $VIF = 1/(1 - R^2)$ e indica a inflação da variância acima do que seria expectável caso a variável independente fosse ortogonal relativamente às outras variáveis independentes presentes no modelo (i.e., se $R^2 = 0$) (O'Brien, 2007). Alguns autores (e.g. van den Eeckhaut *et al.*, 2006; Bai *et al.*, 2010a, b, 2011) sugerem que valores de $VIF > 2$ indicam multicolinearidade, pelo que as respetivas variáveis devem ser excluídas do modelo de RL. Outros autores (e.g. Bui *et al.*, 2011; Kavzoglu *et al.*, 2014) sugerem que ocorre multicolinearidade quando $VIF > 10$.

3.2. Modelação das áreas de iniciação de deslizamentos superficiais com base num método determinístico (método do Talude Infinito)

De acordo com Chowdhury *et al.* (2010), existem duas classes de métodos convencionais de equilíbrio limite, que se distinguem pela forma das potenciais superfícies de rutura: (i) métodos que consideram que a superfície de deslizamento é assumidamente plana; e (ii) métodos que consideram que a superfície de deslizamento pode ser curva ou compósita.

No tipo de deslizamentos em estudo, com componente translacional superficial, a modelação determinística da suscetibilidade à rutura geralmente baseia-se na aplicação do método do Talude Infinito (TI). Neste método de equilíbrio limite assume-se que o plano de ruptura, que se localiza a uma profundidade pequena e constante, é paralelo à superfície topográfica e o comprimento da vertente é infinito, sendo que os efeitos laterais e terminais na área deslizada são ignorados (Zêzere, 2005). Este método permite avaliar a estabilidade do conjunto da vertente e calcular o Factor de Segurança (FS) para diferentes condições. Tal como foi referido no capítulo 2, o FS traduz-se na razão entre a resistência ao corte disponível e a resistência ao corte necessária para manter a vertente em equilíbrio. A aplicação deste modelo é, assim, adequada no caso dos deslizamentos superficiais, uma vez que é expectável que a rutura ocorra ao longo de superfícies de descontinuidade, onde o solo superficial, com pouca coesão, contacta com o substrato rochoso de maior resistência.

Nas formulações mais frequentes do método do TI, o fluxo de água subterrâneo/nível freático é paralelo à superfície topográfica e a máxima profundidade é equivalente à espessura máxima do solo saturado (Pimenta, 2011). Neste sentido, a integração de um modelo hidrológico em condições estáticas permite relacionar a razão entre a espessura do solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável. O FS para cada unidade de terreno (célula) é então calculado com base no método do TI, o qual incorpora um modelo de espessura do solo e um modelo hidrológico para a área de estudo, de acordo com a equação 3.9 (Sharma, 2002):

$$FS = \frac{c' + h \cos^2 \beta [(1-m)\gamma_m + m\gamma_{sub}] \tan \varphi'}{h \sin \beta \cos \beta [(1-m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]} \quad (3.9)$$

Onde c' é a coesão efetiva (kPa); h é a espessura do solo potencialmente instável; β é o declive da unidade de terreno; m corresponde à componente hidrológica do modelo e define-se como a razão entre a espessura do solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável; φ' é o ângulo de atrito interno ($^\circ$); γ_m é o peso específico natural do solo (kN m^{-3}); γ_{sat} é o peso específico do solo saturado (kN m^{-3}); e γ_{sub} é o peso específico submerso do solo (kN m^{-3}).

Os valores do FS podem ser interpretados de duas formas (Oliveira *et al.*, 2017): numa abordagem mais conservadora, é assumido que todas as unidades de terreno com $FS \leq 1$ são instáveis. Numa interpretação mais ampla, os resultados do FS são comparados com os resultados obtidos através da utilização da abordagem estatística. Por outras palavras, cada unidade de terreno que compõe a área de estudo pode ser hierarquizada de acordo com os valores do FS, onde o menor valor indica a suscetibilidade mais elevada à ocorrência de deslizamentos superficiais. O desenvolvimento do modelo do TI foi apoiado nos seguintes parâmetros: (i) variáveis topográficas (declive e área de contribuição), (ii) espessura do solo, (iii) parâmetros hidrológicos (condutividade hidráulica, transmissividade do solo e limiar crítico de precipitação diária), (iv) parâmetros geotécnicos (pesos específicos do solo – natural, saturado e submerso –, coesão e ângulo de atrito interno).

O módulo hidrológico adotado no presente estudo, o qual se baseia no modelo TOPOG desenvolvido por O'Loughlin (1986), corresponde à componente hidrológica presente no modelo SHALSTAB (*A shallow landslide slope stability model*) (Dietrich e Montgomery, 1998). Importa referir que o modelo SHALSTAB faz a integração do referido módulo hidrológico, em condições estáticas, com o modelo do talude infinito, contudo, não permite a introdução de mapas com a variação espacial dos valores de coesão e de ângulo de atrito interno. Por este mesmo motivo, optou-se por apenas utilizar a componente hidrológica do modelo SHALSTAB.

A componente hidrológica (designada de m na equação 3.9), que se define como a razão entre a espessura do solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável, é obtida através da equação 3.10 (Dietrich e Montgomery, 1998):

$$\frac{h}{z} = \frac{Q}{T} \frac{a}{b \sin\beta} \quad (3.10)$$

Onde h/z (ou m) corresponde à razão entre a espessura do solo saturado acima da camada impermeável e a espessura total do solo potencialmente instável; Q é a precipitação efetiva (m dia^{-1}); T é a transmissividade do solo ($\text{m}^2 \text{dia}^{-1}$); a é a área de contribuição a montante (m^2); b é a largura da célula (m); e β é o declive ($^\circ$).

A razão hidrológica Q/T descreve a magnitude da precipitação, Q , em relação à capacidade de transmissão de água, T . Quanto maior o valor de Q relativamente a T , maior a probabilidade do solo se tornar saturado. A razão topográfica ($a/(b \sin\beta)$) descreve o efeito topográfico no escoamento superficial (Dietrich e Montgomery, 1998; Montgomery *et al.*, 1998).

A transmissividade do solo foi estimada através da equação 3.11 (Hendriks, 2010):

$$T = k \cdot z, \quad (3.11)$$

Onde T é a transmissividade do solo ($\text{m}^2 \text{dia}^{-1}$); k é a condutividade hidráulica do solo saturado (m dia^{-1}); e z é a espessura do solo (m).

Uma vez que, para a área de estudo, não existem valores de condutividade hidráulica baseados em medições de campo, este parâmetro foi estimado com base nos valores sistematizados por Rawls *et al.* (1982) para diferentes tipos de solo, de acordo com as respectivas propriedades texturais. Através do mapa oficial de solos, à escala 1:25 000 (DGADR, 1999), foram extraídas as frações de argila, silte, areia e areia grosseira para os diferentes tipos de solo presentes na área de estudo.

A taxonomia do solo foi estabelecida de acordo com a classificação do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (*US Department of Agriculture*). A referida classificação procede à distinção entre tipos de solo através do triângulo de classificação textural. Às áreas urbanas e afloramentos rochosos foi atribuído o valor

de -1, correspondendo, assim, ao valor 0 (ausência de água) no modelo hidrológico. O valor -1 foi também atribuído aos solos Castanozemes, uma vez que a etapa pedológica típica destes solos, na área de estudo, corresponde a uma fase rochosa.

A precipitação efetiva foi estimada através da equação 3.12, proposta por Trigo *et al.* (2005), que define o limiar crítico de precipitação para o desencadeamento de deslizamentos na região a Norte de Lisboa.

$$C_r = 7,4D + 107, \quad (3.12)$$

Onde C_r corresponde ao limiar crítico de precipitação (mm) associado à ocorrência de deslizamentos; e D refere-se ao número de dias consecutivos antecedentes com precipitação.

Atendendo a que a maioria dos deslizamentos na área de estudo ocorre durante o inverno, parte-se do pressuposto que o efeito da evapotranspiração pode ser negligenciado (Oliveira *et al.*, 2017). Deste modo, o valor de precipitação efetiva é assumido como sendo igual ao valor de precipitação total, nomeadamente para períodos de chuva relativamente curtos. Através da equação 3.12 obtém-se um limiar crítico de precipitação, para a ocorrência de deslizamentos, de 114,4 mm. A precipitação concentrada em apenas um dia constitui um cenário passível de desencadear deslizamentos superficiais, tais como aqueles que ocorreram na região de Lisboa em 1967 e 1983 (Zêzere *et al.*, 2005, 2015).

3.3. Modelação das áreas de propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos com base em métodos estatísticos

3.3.1. Modelo de autómatos celulares para a propagação de deslizamentos superficiais

Os autómatos celulares (AC) correspondem a um sistema espacial dinâmico e relativamente simples, tradicionalmente caracterizado por uma matriz (Rocha, 2012).

O estado de cada célula, que compõe essa matriz, encontra-se estritamente dependente do estado prévio das células que integram uma determinada vizinhança, de acordo com certas regras de transição (Rocha, 2012). A iteração seguinte encontra-se sempre dependente da iteração anterior e, no final da simulação, originam-se padrões complexos. É por este motivo que os AC podem ser aplicados, de forma eficiente, na simulação de processos naturais complexos (D'Ambrosio *et al.*, 2003a).

A sua utilização na simulação do crescimento urbano e na modelação da alteração dos padrões de uso do solo é amplamente conhecida (e.g. van Vliet *et al.*, 2009; Guan *et al.*, 2011; Mitsova *et al.*, 2011; Al-shalabi *et al.*, 2013; Vaz e Arsanjani, 2015). No domínio dos movimentos de vertente, os AC são geralmente utilizados na simulação da propagação de escoadas de detritos ou de outros movimentos do tipo fluxo (e.g. Segre e Deangeli, 1995; Avolio *et al.*, 2003, 2006, 2012; Barpi *et al.*, 2007; Tiranti e Deangeli, 2015; Gregoretti *et al.*, 2016). Um dos modelos mais difundidos, o SCIDDICA (*Simulation through Computational Innovative methods for the Detection of Debris flow path using Interactive Cellular Automata*) apresenta diversas versões, com diferentes níveis de complexidade, e tem sido aplicado em inúmeros estudos (e.g. D'Ambrosio *et al.*, 2003a, b; Iovine *et al.*, 2003, 2005; Avolio *et al.*, 2010; 2013; Lupiano *et al.*, 2014, 2015). Trata-se de um modelo de AC diferente dos modelos clássicos, uma vez que utiliza parâmetros geotécnicos e incorpora leis da física.

No que respeita à avaliação da propagação de deslizamentos superficiais, é notória a escassez de estudos, independentemente do método utilizado. Tal poderá relacionar-se com os danos potenciais causados por este tipo de movimento de vertente, os quais são substancialmente inferiores comparativamente a outras tipologias, tal como as escoadas de detritos. Não obstante, os movimentos superficiais frequentemente afetam estruturas e infraestruturas, provocando danos diretos e indiretos.

O modelo de AC, utilizado na simulação da propagação de deslizamentos superficiais, foi implementado através de cinco etapas sequenciais: 1) pré-processamento; 2) estabelecimento de regras de transição; 3) integração das variáveis; 4) indexação temporal; e 5) simulação. A primeira etapa diz respeito à transformação e à

codificação dos dados, de forma a criar camadas espaciais de informação, que constituem o *input* do modelo, com base nas variáveis preditivas. A segunda etapa centra-se no uso de regras espaciais que se relacionam com as variáveis preditivas. A terceira etapa refere-se à integração de todas as camadas de informação numa única superfície de probabilidade. A quarta etapa diz respeito à classificação dos dados, com o objectivo de gerar uma série temporal de alterações. Por último, a quinta etapa baseia-se na criação de cenários através de operações de simulação.

1) Pré-processamento

Na fase de pré-processamento, gera-se uma base de dados com as diferentes camadas de informação necessárias à execução dos modelos, nomeadamente o inventário multi-temporal de deslizamentos superficiais e o MDT, de onde se derivam os declives e a exposição das vertentes. Atendendo a que os AC se baseiam numa estrutura matricial, o inventário multi-temporal é referenciado numa matriz com as mesmas características dos dados topográficos. Por fim, as suas células são codificadas para representar estados binários, i.e., presença (1) ou ausência (0).

2) Estabelecimento de regras de transição

No contexto do presente trabalho, as regras de transição estão diretamente relacionadas com a facilidade, ou não, da massa de terreno se movimentar. Deste modo, são identificadas as direções preferenciais de deslocação, tanto no sentido vertical (designada de fator vertical, FV), como no sentido horizontal (designada de fator horizontal, FH). Estes dois fatores correspondem ao declive (em graus) e à exposição das vertentes, respetivamente.

3) Integração das variáveis

Para a integração das regras de transição utiliza-se o algoritmo *Path Distance* da ESRI (2014). Este método determina o custo mínimo acumulado do percurso entre uma origem e todas as células de uma matriz. Permite não só calcular o custo acumulado sobre uma superfície de custo, como também a distância de superfície real que deve ser percorrida e o FH e FV que influenciam o custo total do movimento entre dois

locais. Assim, o método possibilita a criação de uma matriz de saída, onde é atribuído, a cada célula, o custo acumulado do percurso a partir da célula fonte. O algoritmo representa o centro da célula como um nó, sendo que cada nó se encontra ligado aos nós adjacentes (ESRI, 2014). Deste modo, para a aplicação do método são necessárias três componentes: uma superfície de custo, o FH e o FV.

Na superfície matricial de custo é atribuído, a cada célula, um peso proporcional ao custo associado à passagem, em cada célula, do objecto de modelação em questão.

O FH influencia o custo total de movimento numa célula, sendo responsável por qualquer atrito horizontal encontrado (ESRI, 2014). Para calcular este fator é necessário um processo composto por duas etapas: (i) primeiro calcula-se o sentido horizontal; e (ii), posteriormente, calcula-se o FH.

O objetivo da primeira etapa (i) passa por estabelecer a direção horizontal predominante, a qual é definida em graus. O zero (ou norte) localiza-se acima da célula de processamento e os valores aumentam no sentido horário, criando um círculo e retornando a si mesmo aos 360 graus (fig. 3.1). Assim, a direção horizontal é definida para cada célula, sendo geralmente identificada a direção com o menor custo horizontal de movimento em relação à célula de processamento (ESRI, 2014).

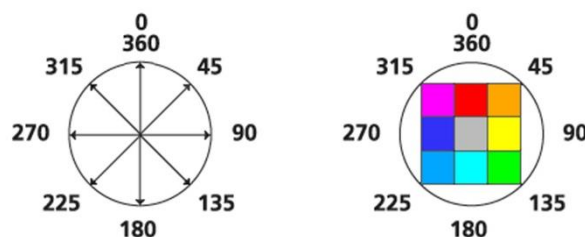


Figura 3.1 – Ilustração da definição da direção horizontal. A célula a vermelho representa a célula de processamento (fonte: ESRI, 2014).

Na segunda etapa (ii), determina-se o FH utilizado no cálculo do custo total do movimento ao longo de um segmento (ESRI, 2014). Assim, calcula-se o valor da posição da célula em relação à direção horizontal, sendo que, o valor que prevalece na célula de origem é aquele que corresponde ao ângulo entre a direção horizontal de

uma célula e a direção de movimento, i.e., o ângulo de movimento relativo horizontal (*horizontal relative moving angle*, HRMA) (fig. 3.2).

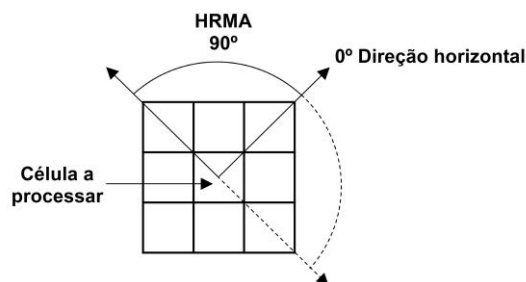


Figura 3.2 – Representação do ângulo de movimento relativo horizontal (HRMA).

Para o cálculo do FH utilizou-se a função de movimento *forward* (fig. 3.3), a qual estabelece que apenas é permitido o movimento em frente. Se o HRMA for inferior a 45° , o FH da célula é definido como o valor associado ao Fator Zero, cujo valor padrão é 0,5 (ESRI, 2014). Quando o HRMA é igual ou superior a 45° e menor que 90° , o FH é definido como o Valor Lateral, o qual por definição é assumido como 1 (ESRI, 2014). Se o HRMA é igual ou superior a 90° , o FH é definido como infinito (ESRI, 2014). Na prática isto significa que a massa de terreno deslocada nunca pode voltar para trás ($\text{HRMA} \geq 90 \rightarrow \text{FH} = \infty$) e que o movimento se processa preferencialmente num ângulo de 45° , visto que o custo de deslocação entre os 45° e os 90° é duas vezes superior (de 1 para 0,5).

O fator vertical (FV) estabelece a dificuldade da massa de terreno se mover de uma célula para a outra, tendo em consideração os elementos verticais que podem afetar o movimento (ESRI, 2014). Para determinar o valor do FV, na transição de uma célula para outra, utiliza-se um processo bastante semelhante ao utilizado para estimar o FH, exceto que neste caso a operação não é dividida em duas etapas. Tal deve-se ao facto de existir apenas um declive entre os centros das duas células, logo, existe apenas um ângulo de movimento relativo vertical (*vertical relative moving angle*, VRMA).

Para estimar o FV, calcula-se o declive entre duas células a partir dos valores presentes na matriz (i.e., no raster dos declives) que define o FV. A inclinação resultante corresponde ao VRMA, o qual é representado no gráfico do FV de forma a identificar o valor a ser utilizado por este parâmetro nos cálculos de movimento de célula para célula. Quanto maior o FV, mais difícil é o movimento.

O VRMA é especificado em graus, com um intervalo de valores entre -90° e 90° , compensando inclinações positivas e negativas (ESRI, 2014). A resolução do VRMA é de $0,25^\circ$. O FV foi estabelecido através do modelo linear, onde os valores são determinados por uma linha reta no sistema de coordenadas FV-VRMA (fig. 3.4). A linha intercepta o eixo y (FV) no valor associado com o Fator Zero. O declive da linha pode ser especificado utilizando um parâmetro de modificação da inclinação. Se este parâmetro não for estabelecido, o valor padrão é de $1/90$ (0,01111). Por defeito, o ângulo de corte inferior é de -90° e o ângulo de corte superior é de 90° (ESRI, 2014).

Esta parametrização indica que os “declives negativos” têm menor custo, i.e., havendo alternativa de escolha, a massa de terreno desce sempre a vertente. Quanto mais baixos os valores de declive (ou seja, declives mais elevados no sentido descendente), mais fácil será o movimento. Pelo contrário, quanto maior o declive no sentido ascendente, menor a probabilidade de que ocorra uma movimentação nesse sentido.

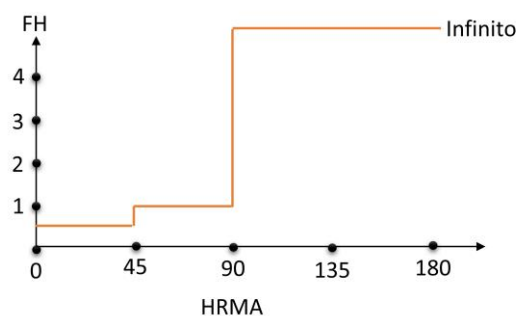


Figura 3.3 – Fator horizontal de movimento *forward* (fonte: adaptado da ESRI, 2014).

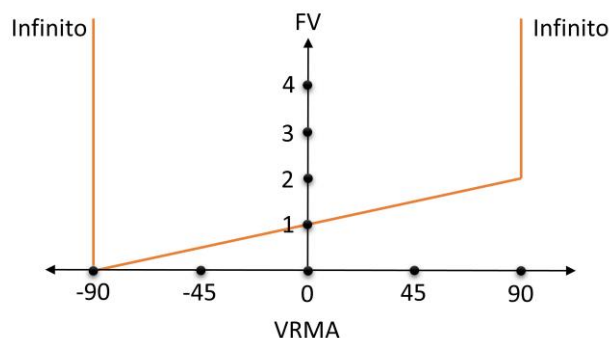


Figura 3.4 – Fator vertical linear (fonte: adaptado da ESRI, 2014).

4) Indexação temporal

A quantidade de células (massa de terreno) que supostamente muda de localização pode ser calculada através de um processo estocástico designado de cadeias de Markov. A abordagem de Markov estabelece que, para uma variável com propriedades markovianas, a única informação necessária para prever o futuro é o seu estado atual, o que significa que o conhecimento dos valores relativos aos estados anteriores não altera a probabilidade de transição (Walsh, 2004). Neste caso, a matriz de probabilidades de transição provém do cruzamento de duas matrizes – pré e pós movimentos de vertente - ajustadas pelo erro proporcional. A matriz da área de transição resulta do produto de cada coluna pelo número de células correspondente na camada referente à situação inicial. O erro proporcional expressa a probabilidade da identificação dos movimentos de vertente, no mapa de entrada, serem imprecisos.

5) Simulação

Através da execução do modelo de AC é possível prever a deslocação do movimento de vertente. Nesta fase, é necessário usar a probabilidade de movimento, que informa sobre o sentido preferencial (espacial) de deslocação e a quantidade de área que será alterada. O processo é executado utilizando uma janela móvel clássica de 3 linhas por 3 colunas – que define o contexto espacial – com uma vizinhança de oito células (fig.

3.5). Esta janela não pode ser maior, a exemplo do que acontece noutras situações, porque a massa de terreno movimenta-se sempre para a célula adjacente.

0,7	1	0,7
1	1	1
0,7	1	0,7

Figura 3.5 – Janela 3x3 (vizinhança de Moore) utilizada no modelo de AC.

As células que se encontram no alinhamento da matriz (movimento horizontal e vertical) têm peso 1, ou seja, não alteram o valor de custo de movimento. Já as células que se encontram na diagonal face à célula central da janela, como estão mais distantes desta (cf. teorema de Pitágoras), têm um peso de 0,7, o que torna a propagação menos provável nessas direções. O algoritmo corre iterativamente sobre o mapa de transição até que o número total de células, que deverá transitar, seja alocado.

3.3.2. Modelo Flow-R

O modelo empírico *Flow Path Assessment of Gravitational Hazards at a Regional Scale* (Flow-R), desenvolvido na Universidade de Lausanne (Suíça), permite a identificação automática de potenciais áreas de iniciação e a simulação da propagação de escoadas de detritos à escala da bacia (Horton *et al.*, 2008, 2011; Blahut *et al.*, 2010b; Kappes *et al.*, 2011; Baumann, 2011; Fischer *et al.*, 2012; Stalsberg *et al.*, 2012; Quan Luna *et al.*, 2014), bem como de outro tipo de processos gravitacionais (Michoud *et al.*, 2012; van Westen *et al.*, 2014).

A identificação das potenciais áreas de iniciação é apoiada em métodos de indexação. Os dados de base, frequentemente utilizados, baseiam-se no MDT e variáveis derivadas, bem como num conjunto de parâmetros definidos pelo usuário, os quais

pretendem refletir as condições responsáveis pela iniciação das escoadas de detritos. Em alternativa, o modelo permite a introdução de áreas de iniciação, previamente geradas por outros métodos, sob a forma de ficheiros matriciais binários.

Uma vez definidas as áreas de iniciação, é possível calcular a propagação potencial do fluxo de detritos. O procedimento implica a combinação de algoritmos probabilísticos de direção de escoamento, que visam a definição do trajeto das escoadas, com algoritmos baseados em cálculos simplificados de energia, que estabelecem a distância máxima de propagação (Horton *et al.*, 2008, 2011). Assim, considerando os parâmetros selecionados pelo usuário, é definida, para cada uma das potenciais áreas de iniciação, a superfície afetada pela passagem e deposição do fluxo de detritos. O volume da massa deslocada não é tido em conta na análise devido à dificuldade em estimar, à escala regional, a erosão e deposição dos sedimentos ao longo do trajeto percorrido (Horton *et al.*, 2011).

O modelo Flow-R dispõe de vários algoritmos para a definição probabilística da direção de escoamento. Embora a escolha fique a cargo do usuário, vários trabalhos recomendam a utilização do algoritmo de Holmgren para a simulação da propagação das escoadas de detritos (e.g. Horton *et al.*, 2008, 2011, 2013; Blahut *et al.*, 2010b; Baumann, 2011; Kappes *et al.*, 2011; Fischer *et al.*, 2012; Quan Luna *et al.*, 2014; van Westen *et al.*, 2014). Os algoritmos de direção de escoamento permitem que o fluxo seja direcionado de uma célula central para, pelo menos, uma das oito células vizinhas. No algoritmo D8 (O'Callaghan e Mark, 1984), um dos primeiros a ser implementado, é atribuída, a uma determinada célula, uma única direção de escoamento. Assim, tendo em conta as oito células vizinhas, somente se considera a direção que apresenta um maior declive. Porém, a distribuição do fluxo em apenas uma das 8 direções possíveis, separadas por ângulos de 45°, pode ser encarada como demasiado simplista e sensível a pequenos erros, o que dificulta um adequado ajuste às condições topográficas (Horton *et al.*, 2008), nomeadamente no que respeita à representação de fluxos divergentes. Uma forma de ultrapassar as limitações impostas pelo algoritmo anterior passa pela introdução de métodos de direções múltiplas, tais como o D_{∞} (Tarboton, 1997), o método proposto por Quinn *et al.* (1991) e o método de Holmgren (Holmgren,

1994). No D^∞ , considerando uma janela de 3x3, centrada numa determinada célula, a direção do escoamento é caracterizada por um número infinito de possibilidades, representadas por ângulos compreendidos entre 0 e 2π . Assim, o fluxo proveniente de uma determinada célula é distribuído proporcionalmente, no sentido do maior declive, pelas duas células vizinhas mais próximas. Não obstante a melhoria introduzida, relativamente ao D8, o algoritmo apresenta, ainda assim, limitações significativas no cálculo da dispersão (*spreading*) das escoadas de detritos, particularmente ao nível da representação da divergência do fluxo que, frequentemente, ocorre no final da distância de propagação (Horton *et al.*, 2008). Esta questão é contornada pelo método de direções múltiplas proposto por Quinn *et al.* (1991), no qual o fluxo é distribuído, proporcionalmente, por todas as células com declive superior a zero. Embora este método seja vantajoso para calcular a propagação de forma mais detalhada e realista, ele apresenta a desvantagem de exacerbar a representação da dispersão (Horton *et al.*, 2008). Por conseguinte, Holmgren (1994) adicionou um expoente ao algoritmo anterior, de forma a controlar a divergência do fluxo (equação 3.13).

$$f_{si} = \frac{(\tan\beta_i)^X}{\sum_{j=1}^8 (\tan\beta_j)^X}, \quad (3.13)$$

Onde i, j são as direções de fluxo (1...8); f_{si} é a proporção do fluxo (0...1) na direção i ; $\tan\beta_i$ é o declive entre a célula central e a célula na direção i ; X é um expoente variável.

Quando $X = 1$, o escoamento apresenta múltiplas direções, mas se $X \rightarrow \infty$, gera-se uma única direção de escoamento (D8), pelo que quanto mais elevado for o expoente, maior é a convergência do fluxo. De acordo com Horton *et al.* (2008), para a representação da dispersão das escoadas de detritos, os valores ótimos do expoente de Holmgren variam entre 4 e 6.

O conceito de inércia, que neste contexto corresponde à tendência do fluxo para manter a sua direção, é também incluído no modelo através de uma função de persistência (*persistence function*) (equação 3.14), na qual as direções do fluxo são

ponderadas com base na mudança de ângulo, em relação à direção anterior (Gamma, 2000 citado por Horton *et al.*, 2008, 2011, 2013, entre outros).

$$\begin{aligned}
 f_{pi} &= \omega_0 \Leftrightarrow \alpha_i = 0^\circ \\
 f_{pi} &= \omega_{45} \Leftrightarrow \alpha_i = 45^\circ \\
 f_{pi} &= \omega_{90} \Leftrightarrow \alpha_i = 90^\circ \\
 f_{pi} &= \omega_{135} \Leftrightarrow \alpha_i = 135^\circ \\
 f_{pi} &= 0 \Leftrightarrow \alpha_i = 180^\circ
 \end{aligned} \tag{3.14}$$

Onde i são as direções de fluxo (1...8); f_{pi} é a proporção do fluxo (0...1) na direção i ; α_i é o ângulo compreendido entre a direção anterior e a direção entre a célula central e a célula i ; $\omega_{0,45,90,135}$ são ponderações para a correspondente mudança na direção. A célula oposta à direção do fluxo é nula ($\omega_{180} = 0$), de forma a evitar que a propagação ocorra em sentido contrário, o que poderia conduzir a processos de modelação bastante morosos (Horton *et al.*, 2013).

A probabilidade final resulta da combinação do algoritmo de direção de escoamento com a função de persistência, de acordo com a equação 3.15 (Horton *et al.*, 2008, 2011).

$$f_i = \frac{f_{si} f_{pi}}{\sum_{j=1}^8 f_{sj} f_{pj}} f_0, \tag{3.15}$$

Onde i, j são as direções de fluxo (1...8); f_i é a proporção total do fluxo (0...1) na direção i (ou seja, o valor da probabilidade na direção i); f_{si} é a proporção do fluxo de acordo com o algoritmo de direção; f_{pi} é a proporção do fluxo de acordo com a persistência; f_0 é a proporção do fluxo, previamente determinado, da célula central. A modelação da propagação, a partir de uma dada célula de iniciação, é executada apenas uma vez. Todas as células, desde que apresentem um valor mínimo de probabilidade, são incluídas no trajeto percorrido pela escoada de detritos. Porém, os valores de probabilidade deverão ser interpretados qualitativamente, e não do ponto de vista matemático (Horton *et al.*, 2011).

Para avaliar a distância máxima de propagação, utilizam-se algoritmos baseados em cálculos simplificados de energia, os quais definem se uma célula poderá ser potencialmente interceptada pela escoada de detritos, ou se, pelo contrário, a energia do fluxo não é suficiente para tal. Uma vez que o modelo não entra em consideração com o volume da massa deslocada, o cálculo da distância máxima de propagação baseia-se num balanço de energia processado numa unidade de massa (equação 3.16), numa função de perda de energia por atrito (equação 3.17) e num limite máximo de velocidade. Embora a abordagem seja bastante simplificada, quando comparada com a complexidade real dos processos físicos, ainda assim ela permite obter resultados realistas (Horton *et al.*, 2008, 2011, 2013). A energia cinética, correspondente a um determinado intervalo de tempo, é obtida através da seguinte equação:

$$E_{kin}^i = E_{kin}^{i-1} + \Delta E_{pot}^i - E_{loss}^i, \quad (3.16)$$

Onde E_{kin} é a energia cinética; E_{pot} é a variação na energia potencial; E_{loss} é a constante de perda de energia por atrito; e i = intervalo de tempo (*time step*).

A perda de energia pode ser calculada através de um modelo de atrito simples, com um único coeficiente (equação 3.17). Este modelo é baseado na máxima distância de propagação possível, a qual é caracterizada por um ângulo de alcance mínimo (*angle of reach*). O ângulo de alcance – formado entre a linha imaginária, que liga a área de iniciação com o ponto mais distal da massa deslocada, e o plano horizontal – expressa a mobilidade relativa de um movimento de vertente (Corominas, 1996b). Deste modo, o princípio do ângulo de alcance, também conhecido como método de *Fahrböschung*, é implementado na determinação da distância máxima de propagação, servindo de medida para a perda de energia por atrito.

$$E_{loss}^i = g \Delta x \mu = g \Delta x \tan \phi_b, \quad (3.17)$$

Onde Δx é o incremento do deslocamento horizontal; ϕ_b é o ângulo de atrito basal ligado ao coeficiente de atrito μ ; g é a aceleração gravítica. Segundo Horton *et al.* (2011) estabelece-se, como limite inferior de ϕ_b , o declive médio do trajeto, de acordo com o qual a escoada cessa o movimento.

De forma a obter resultados realistas, é necessário estabelecer um limite para a energia cinética envolvida no processo. No caso da simulação da propagação das escoadas de detritos, é definido um limite máximo de velocidade, com base nos conhecimentos adquiridos para a área em estudo (Horton *et al.*, 2008, 2011, 2013). O movimento do fluxo é interrompido quando a energia cinética atinge o valor 0.

A simulação da propagação é executada para cada célula classificada como área de iniciação. Como resultado, são produzidos dois temas, os quais representam o valor da energia cinética e a probabilidade de propagação das escoadas de detritos. Tal como foi anteriormente referido, o mapa de probabilidade deverá ser avaliado de forma qualitativa. Quanto ao mapa de energia cinética, o mesmo deverá ser interpretado com algumas reservas, na medida em que o modelo não entra em consideração com o volume da massa deslocada (Horton *et al.*, 2013).

3.3.3. Modelo *D-infinity downslope influence* (DI)

O algoritmo de direção de escoamento – *D-infinity downslope influence* (DI) –, presente no módulo Taudem (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*) (Tarboton, 1997), opera em ambiente *ArcGIS*. O módulo Taudem consiste num conjunto de ferramentas que, com base no MDT, permitem a extração e análise da informação hidrológica através da topografia. Algumas das ferramentas que constituem o módulo possibilitam a definição automática da potencial trajetória do fluxo de detritos, a partir da delimitação das áreas de iniciação. Seguindo a metodologia desenvolvida por Guinau *et al.* (2007), utilizaram-se, no presente estudo, duas destas ferramentas: *D-infinity Flow Direction* (D^∞) e *D-infinity downslope influence* (DI). O D^∞ atribui, a cada célula, múltiplas direções de escoamento, com base na inclinação descendente mais acentuada. Uma descrição detalhada do algoritmo pode ser consultada em Tarboton (1997). O DI serve para localizar, a partir de uma determinada origem, a trajetória expectável dos sedimentos, tendo em conta a direção do escoamento em cada célula a jusante. A contribuição, decorrente de um conjunto de células de origem, pode seguir trajetos diferentes, de acordo com as

múltiplas direções de fluxo. O nível de influência, ao longo dos trajetos, pode diminuir com a distância, caso a contribuição de origem seja dispersa por um elevado número de células com fluxo divergente (Tarboton, 2003; Tarboton e Baker, 2008).

3.4. Modelação da iniciação, propagação e deposição de escoadas de detritos com base num método determinístico (modelação dinâmica)

3.4.1. Modelação dinâmica

De acordo com o princípio frequentemente aplicado aos modelos dinâmicos contínuos (*dynamic continuum models*), as escoadas de detritos, embora constituam uma mistura heterogénea, são tratadas como um *continuum*, o que possibilita a sua modelação dinâmica com base num fluido equivalente ("*equivalent*" *fluid*), cujas propriedades reológicas do fluxo simulado visam descrever o comportamento real das fases sólida e fluida das escoadas (Pirulli e Sorbino, 2008; Wang, 2008).

Os modelos dinâmicos contínuos utilizam uma abordagem designada de *depth-averaged*, segundo a qual as equações que descrevem o movimento dinâmico do fluxo entram em conta com a sua espessura (Hussin *et al.*, 2012). Esta abordagem tem sido amplamente utilizada por diversos autores nos últimos 10 anos (e.g. Arattano *et al.*, 2006; Medina *et al.*, 2008; Pirulli e Sorbino, 2008; Beguería *et al.*, 2009; Graf e McArdell, 2011; Quan Luna *et al.*, 2012; Hussin *et al.*, 2012).

O princípio do *depth-averaged* é aplicado quando o comprimento do fluxo (escala longitudinal) é muito maior do que a sua espessura (escala vertical) (Pirulli e Sorbino, 2008; Beguería *et al.*, 2009). Consequentemente, assume-se que a velocidade vertical é desprezível e que a distribuição vertical de pressões é hidrostática (Beguería *et al.*, 2009), o que possibilita a modelação do fluxo através das equações de Saint-Venant (também designadas de *depth-averaged flow equations* ou *shallow water equations*). A abordagem *depth-averaged* permite, assim, representar o comportamento reológico

do fluxo de detritos através de um único termo, o qual expressa as forças friccionais que interagem na interface entre o fluxo e o canal de drenagem (Pirulli e Sorbino, 2008; Quan Luna *et al.*, 2013).

3.4.2. Classificação dos modelos dinâmicos contínuos

Quan Luna (2012) classifica os modelos dinâmicos contínuos com base (i) na simulação do movimento do fluxo com recurso a equações governativas a uma (1D) ou duas dimensões (2D), (ii) nas descrições euleriana ou lagrangeana e (iii) na reologia basal. Nos modelos 1D, a topografia é representada pela secção transversal com uma largura predefinida (Quan Luna, 2012), pelo que podem ser aplicados a escoadas de detritos que se encontram confinadas a canais de drenagem pré-existentes, atendendo a que o trajeto do fluxo é previamente conhecido (Ferrari *et al.*, 2014). Já os modelos 2D têm a capacidade de simular, sobre superfícies topográficas irregulares, as escoadas de detritos não confinadas, assim como de determinar a área de deposição no leque aluvial (Ferrari *et al.*, 2014). Nos modelos dinâmicos contínuos, o movimento do fluxo pode ser definido com base nas descrições euleriana ou lagrangeana, embora a primeira seja a mais utilizada na mecânica de fluidos (Granger, 1995). A descrição euleriana baseia-se numa malha de referência fixa, pelo que a sua utilização é direcionada para a descrição das propriedades do fluxo num determinado ponto e num dado instante (Granger, 1995). A descrição lagrangeana baseia-se numa malha de referência móvel, onde cada partícula do fluxo – bem como as respetivas propriedades – é seguida individualmente (Granger, 1995). A reologia basal refere-se às forças de resistência ao escoamento que operam na interface entre o fluxo e o canal de drenagem.

3.4.3. Os modelos reológicos

Os fluxos com elevadas concentrações de sedimentos apresentam 4 tipos de tensões tangenciais (*shear stress*) (Julien e Lan, 1991; Julien e Leon, 2000): (i) tensão de

cedência (*yield stress*), relacionada com a coesão entre as partículas de sedimentos; (ii) tensão viscosa (*viscous stress*), devido a interações viscosas fluido-partícula; (iii) tensão colisional (*dispersive stress*), como consequência do impacto das partículas de maior dimensão e (iv) tensão turbulenta (*turbulent stress*) dos fluidos, quando ocorre uma menor concentração de sedimentos. A tensão tangencial dominante irá depender da concentração volumétrica dos sedimentos bem como da quantidade de partículas finas (Julien e Leon, 2000).

Quando a avaliação da suscetibilidade requer uma análise mais detalhada acerca do comportamento das escoadas de detritos, geralmente recorre-se a modelos matemáticos complexos que permitem quantificar algumas das características dinâmicas mais importantes, tal como a velocidade, a erosão, a duração do fluxo e a espessura do depósito (Arattano *et al.*, 2006). Deste modo, a modelação do comportamento do fluxo de detritos requer a aplicação de modelos reológicos (ou equações constitutivas). As propriedades reológicas dependem de diversos fatores, nomeadamente a concentração de sólidos em suspensão, a forma e a distribuição do tamanho das partículas, a coesão do fluido intersticial, a colisão e o atrito entre as partículas e a pressão na água dos poros (de Wrachien *et al.*, 2010).

Na literatura, as escoadas de detritos são frequentemente subdivididas em fluxos de uma fase (*single-phase debris flows*) e fluxos de duas fases (*two-phase debris flows*) (e.g. Iverson, 1997; Takahashi, 2007a; Pudasaini, 2012; Wang *et al.*, 2015). Tal subdivisão deve-se ao facto do comportamento reológico estar estreitamente ligado à composição dos sedimentos e variar de acordo com uma maior preponderância da fase sólida ou da fase fluida (Pudasaini, 2012).

Nos fluxos de uma fase, também designados de escoadas de detritos de tipo viscoso (Takahashi, 2007a; Wang *et al.*, 2015), não existe uma distinção entre as fases sólida e fluida, sendo ambas consideradas um fluido *continuum* ou homogéneo, cujas propriedades já refletem os efeitos da interação entre as duas fases (Takahashi, 2007a). Estes fluxos são constituídos por uma mistura fluida de água com elevada quantidade de argila, silte e areia em suspensão, onde também podem estar presentes partículas grosseiras, tais como cascalhos ou blocos, embora não se observe um

movimento relativo entre as partículas sólidas e o material em suspensão (Wang *et al.*, 2015). Nos fluxos de duas fases, a fase sólida é constituída por detritos grosseiros (cascalho e blocos), enquanto a fase fluida é composta por água com uma menor quantidade de argila, silte e areia em suspensão (Wang *et al.*, 2015). A principal característica que distingue o fluxo de duas fases do anteriormente referido diz respeito à clara diferenciação e interação entre a fase sólida e a fase fluida, tornando-se evidente o movimento relativo entre ambas.

As escoadas de detritos de uma fase são considerados fluxos reológicos, pelo que é necessário recorrer a modelos reológicos para descrever o seu comportamento não-newtoniano. Já no caso das escoadas de detritos de duas fases, os modelos reológicos não são suficientes para descrever o comportamento do fluxo, atendendo ao movimento relativo e à troca de energia entre as duas fases (Wang *et al.*, 2015). Contudo, de forma a simplificar a complexidade das escoadas de detritos de duas fases, o seu movimento é geralmente representado com base num fluido equivalente (Wang, 2008), pelo que diversos autores utilizam os modelos reológicos para descrever este tipo de fluxos (Wang *et al.*, 2015).

Tal como referido anteriormente, a descrição das propriedades reológicas das escoadas de detritos tem por base a utilização de modelos reológicos. A viscosidade do fluido intersticial, a turbulência, o atrito e a colisão entre as partículas têm sido desde sempre considerados elementos chave na troca de momento linear (*momentum exchange*) (Wang, 2008).

Tendo em conta os fatores preponderantes na troca de momento linear, seleciona-se a equação reológica mais adequada para representar as características do fluxo de detritos. Na literatura, são frequentemente propostos os seguintes modelos reológicos: 1) modelo de resistência friccional de Coulomb (*Coulomb frictional resistance*); 2) modelo de Bingham; 3) modelo de Coulomb-Viscous; e 4) modelo de Voellmy (*Voellmy frictional-turbulent resistance*).

1) Modelo de resistência friccional de Coulomb (*Coulomb frictional resistance*)

O modelo de resistência friccional de Coulomb baseia-se na relação entre a tensão tangencial efetiva e a tensão normal efetiva, na base do fluxo, e na pressão intersticial (Hungr e McDougall, 2009; Ferrari *et al.*, 2014):

$$S_f = \tan \varphi', \quad (3.18)$$

$$\tan \varphi' = (1 - r_u) \tan \varphi ,$$

Onde S_f é a resistência ao escoamento (*unit base resistance*); r_u é a razão de pressão na água dos poros (*pore-fluid pressure ratio*), que se traduz na razão entre a pressão intersticial e a tensão normal total, na base do fluxo; e φ ($^\circ$) é o ângulo de atrito basal dinâmico (*dynamic basal friction angle*). Se r_u for considerado constante, a tensão basal é friccional, o que significa que a tensão normal total e a tensão tangencial permanecem proporcionais. Deste modo, a equação pode ser simplificada de forma a incluir apenas o ângulo de atrito basal. Como os parâmetros relacionados com a coesão e a viscosidade são ignorados, o modelo de resistência friccional de Coulomb é geralmente aplicado a escoadas de detritos granulares (Wang, 2008), uma vez que, não existindo liquefação, predomina o contacto entre grãos (Iverson, 2003).

2) Modelo de Bingham

O modelo de Bingham assenta no pressuposto de que o material que constitui a escoada de detritos apresenta um comportamento visco-plástico (Naef *et al.*, 2006), com fluxo laminar. Neste modelo, a força de resistência é uma função da espessura do fluxo, da velocidade, da taxa de cedência constante (*constant yield strength*) e da viscosidade dinâmica (*dynamic viscosity*) (Coussot, 1997 citado por Quan Luna, 2012). A partir do momento em que o valor crítico de tensão de cedência é ultrapassado, a taxa de tensão-deformação assume-se como linear e a velocidade média do fluxo deriva do aumento linear da tensão tangencial com a profundidade (Coussot, 1997 citado por Quan Luna, 2012). Assim, o fluido Bingham comporta-se como um material rígido, abaixo de um determinado valor crítico de tensão de cedência. Quando o valor crítico é excedido, o material apresenta um comportamento viscoso, dando-se início

ao escoamento. A tensão tangencial basal (*basal shear stress*) é calculada através da equação 3.19 (Beguería *et al.*, 2009):

$$S_f = \frac{1}{\rho gh} \left(\frac{3}{2} \tau_c + \frac{3\eta}{h} v \right), \quad (3.19)$$

Onde S_f é a resistência ao escoamento (*unit base resistance*); ρgh = tensão normal (ρ é a densidade do fluxo (kg m^{-3}) e g (m s^{-2}) é a aceleração gravítica); τ_c (kPa) é a taxa de cedência constante (*constant yield strength*) devido à coesão; η (kPa s) é a viscosidade dinâmica; h (m) é a espessura do fluxo; e v (m s^{-1}) é a velocidade do fluxo. No modelo de Bingham, a tensão de cedência (*yield stress*) e a viscosidade do fluxo estão diretamente relacionadas com a concentração de sedimentos. De acordo com Beguería *et al.* (2009), o modelo é apropriado para representar fluxos de detritos com uma fração de argila de cerca de 10%, ou seja, em que a quantidade de finos é suficientemente elevada para que o atrito resultante do contacto entre as partículas seja negligenciável.

3) Modelo de Coulomb-Viscous

As escoadas de detritos são frequentemente compostas por sedimentos com diferentes tamanhos, pelo que a forma mais simples de considerar o efeito do atrito, resultante do contacto entre as partículas, passa por complementar o modelo de Bingham com a componente de resistência friccional de Coulomb (De Blasio, 2011). Assim, Johnson (1970, citado por De Blasio, 2011, entre outros) procedeu à modificação do modelo de Bingham, através da incorporação da componente de resistência friccional, dando origem ao modelo de Coulomb-Viscous, cuja aplicação se estende a uma gama mais vasta de fluidos (Gröndahl, 2008; Mathieu, 2010). Neste modelo (equação 3.20), a tensão de cedência resulta da combinação de forças de coesão e de atrito (Beguería *et al.*, 2009):

$$S_f = \tan \varphi' + \frac{1}{\rho gh} \left(\frac{3}{2} \tau_c + \frac{3\eta}{h} v \right), \quad (3.20)$$

No modelo de Coulomb-Viscous a componente de atrito, cujo efeito é bastante significativo no que respeita à tensão de cedência total, é dependente da tensão

normal que atua na superfície de cisalhamento (Iverson e Denlinger, 1987). A pressão intersticial é extremamente difícil de modelar uma vez que consiste numa propriedade transitória, acoplada à tensão normal, que pode dissipar durante o movimento (Beguería *et al.*, 2009). Por este motivo, na maioria dos estudos, a razão de pressão na água dos poros é considerada constante. Deste modo, no caso do modelo de Coulomb-Viscous, a dissipação friccional (*frictional dissipation*) é englobada num único parâmetro, $\tan \varphi'$, onde φ' corresponde ao ângulo de atrito aparente do fluxo, para uma determinada pressão intersticial (Beguería *et al.*, 2009; van Asch *et al.*, 2014).

4) Modelo de Voellmy (*Voellmy frictional-turbulent resistance*)

O modelo de Voellmy, inicialmente proposto para a simulação de avalanches de neve (Voellmy, 1955 citado por Ferrari *et al.*, 2014), tem sido utilizado na modelação de material granular sem coesão, com ou sem fluido intersticial (Ferrari *et al.*, 2014) e com comportamento turbulento (Mathieu, 2010) (tal como avalanches rochosas, avalanches de detritos e *debris slides*), bem como na modelação da propagação de escoadas de detritos (e.g. Rickenmann *et al.*, 2006; Hürlimann *et al.*, 2008; Quan Luna, 2012; Kwan *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2014). O modelo combina um coeficiente de atrito basal semelhante ao de Coulomb (coeficiente de atrito aparente, φ') e um termo de resistência (coeficiente de turbulência, ξ) semelhante ao coeficiente de Chézy para o cálculo de fluxos de água turbulentos em canais abertos. A resistência ao escoamento é dada pela equação 3.21 (Ferrari *et al.*, 2014)

$$S_f = \left[\tan \varphi' + \frac{v^2}{\xi h} \right], \quad (3.21)$$

Onde ξ (m s^{-2}) é o coeficiente de turbulência.

A componente de atrito basal relaciona a tensão tangencial com a tensão normal através do coeficiente de atrito aparente φ' . A componente de turbulência sintetiza todos os fatores de resistência dependentes da velocidade e pode ser expressa pelo coeficiente de Chézy (C, utilizado em hidráulica) ou pelo coeficiente de turbulência ξ ($\xi = C^2$), frequentemente utilizado na modelação de avalanches de neve (Scheidl *et al.*, 2013). Os parâmetros φ' e ξ dizem respeito a constantes cuja magnitude depende,

respetivamente, das propriedades do fluxo e da rugosidade da superfície do fluxo (Christen *et al.* 2010).

De acordo com van Asch *et al.* (2004), para estimar a distância de propagação das escoadas de detritos, é importante saber se o material apresenta um carácter friccional ou coesivo, pois esta característica será decisiva relativamente à cessação do movimento. Se o comportamento for friccional, o declive é o único elemento que determina a paragem do fluxo. Caso o comportamento seja coesivo, para além do declive, também a espessura do fluxo de detritos desempenha um papel decisivo na cessação do movimento.

Uma exposição mais aprofundada acerca dos modelos reológicos frequentemente utilizados na simulação da propagação das escoadas de detritos pode ser consultada em Naef *et al.* (2006) e em Hungr e McDougall (2009).

3.4.4. Modelação dinâmica: simulação dos processos de iniciação, erosão, propagação e deposição de escoadas de detritos

Pese embora os progressos realizados nos últimos anos, o conhecimento acerca dos mecanismos de iniciação, erosão e propagação dos fluxos de detritos é ainda limitado. De acordo com van Asch *et al.* (2014), a grande maioria dos modelos dinâmicos atualmente existentes incidem, sobretudo, nos processos de propagação e deposição. Uma menor quantidade foca-se nos processos de erosão (*entrainment*) e somente alguns recaem sobre os processos de iniciação.

O desencadeamento de escoadas de detritos em áreas recentemente ardidas tem sido objeto de vários estudos ao longo das últimas décadas (e.g. Wohl e Pearthree, 1991; Cannon *et al.*, 1998; Cannon e Reneau, 2000; Cannon, 2001; Cannon *et al.*, 2001a, b; Cannon e Gartner, 2005; Cannon *et al.*, 2008, 2010, 2011; Riley, 2013; Staley *et al.*, 2013b, 2014). Tal como referido no capítulo 2, o processo de iniciação das escoadas de detritos pode ser subdividido em dois principais tipos de mecanismo (e.g. Coussot e Meunier, 1996; Hungr, 2005; Takahashi, 2007b; van Asch *et al.*, 2014): (i) ocorrência de

deslizamentos, que se desenvolvem em escoadas de detritos, e (ii) erosão dos canais de drenagem, provocada por um escoamento superficial concentrado. O segundo mecanismo de iniciação é bastante comum em áreas com vegetação escassa ou que foram recentemente alvo de incêndios florestais, o que as torna mais suscetíveis à erosão (e.g. Santi *et al.*, 2008; Baum e Godt, 2010; Cannon *et al.*, 2011; Kean *et al.*, 2013; Staley *et al.*, 2013b; Staley *et al.*, 2014). Contudo, ambos os mecanismos poderão ocorrer no espaço de alguns anos após a deflagração do incêndio (Cannon *et al.*, 2001b). Segundo Cannon *et al.* (2011), as áreas ardidas são particularmente sensíveis, sobretudo por dois aspectos: por um lado, a precipitação responsável pelo desencadeamento das escoadas de detritos poderá ser bastante inferior, comparativamente às áreas que nunca arderam; por outro, as áreas ardidas podem ser determinantes para a ocorrência do fenômeno, mesmo em locais onde nunca antes tinha sido observado, nomeadamente pela disponibilidade de detritos mobilizáveis pela escorrência superficial. No entanto, a repercussão dos incêndios florestais vai mais além do que o desequilíbrio mecânico e hidrológico devido à ausência de cobertura vegetal. O efeito do fogo, ao nível da resposta hidrológica de uma bacia, inclui a deposição de cinzas, a alteração das propriedades físicas do solo e da rocha, e o aparecimento ou fortalecimento da repelência dos solos à água (Cannon e Gartner, 2005; Cannon *et al.*, 2010; Parise e Cannon, 2012). Tais características conduzem a uma diminuição da taxa de infiltração e, conseqüentemente, ao aumento do escoamento superficial concentrado (Cannon, 2001; Cannon e Gartner, 2005; Cannon *et al.*, 2010). Por este motivo, e dada a ocorrência de incêndios florestais na área em estudo previamente ao desencadeamento das escoadas de detritos, tornou-se necessário optar por um modelo de propagação cujo mecanismo de iniciação incidisse na erosão por escoamento superficial.

3.4.5. Descrição do modelo

No presente trabalho utiliza-se um modelo contínuo, a 2D, que simula os processos de iniciação, erosão, propagação e deposição de fluxos de uma fase, sobre superfícies topográficas irregulares. O movimento do fluxo é definido com base na descrição

euleriana. O modelo, desenvolvido e aplicado por van Asch *et al.* (2014), integra, de forma simplificada, 4 componentes: o escoamento superficial, a erosão dos sedimentos soltos depositados nos canais de drenagem, a propagação do fluxo e a deposição do material transportado.

É necessário ter presente que os modelos de base física necessitam sempre de ser adaptados à realidade em estudo. Na investigação desenvolvida por van Asch *et al.* (2014), a inexistência de informação acerca do tipo de solos na bacia hidrográfica levou à escolha de um modelo de escoamento superficial simples, com capacidade de infiltração constante, onde os efeitos do teor de humidade inicial e da capacidade de absorção/adsorção do solo (sorvidade) são ignorados (equação 3.22):

$$h_r = (i - k_s), \quad (3.22)$$

Onde h_r é o excesso de precipitação (*excess rain*) ($m s^{-1}$) que irá alimentar o escoamento superficial; i é a intensidade da precipitação ($m s^{-1}$); e k_s é a capacidade de infiltração do solo ($m s^{-1}$).

O processo de incorporação de sedimentos (*entrainment*) é incluído no modelo através de um módulo de erosão que visa reproduzir vários mecanismos, tais como a erosão lateral e vertical, a instabilização do leito do canal de drenagem devido à infiltração da água e, também, por perda de resistência do material devido a um rápido carregamento não drenado (van Asch *et al.*, 2014). O conjunto dos processos anteriormente referidos é relacionado com a velocidade do fluxo e com a altura do fluxo acima de um determinado valor crítico, de acordo com as equações propostas por Eglit e Demidov (2005) e McDougall e Hungr (2005) (equação 3.23):

$$h_{sc} = \beta v (h - h^*), \quad (3.23)$$

Onde h_{sc} é a taxa de erosão ($m s^{-1}$); β é um fator de erosão (m^{-1}); v é a velocidade ($m s^{-1}$); h é a altura do fluxo (m); e h^* é a altura crítica para que ocorra erosão, à qual é arbitrariamente atribuído o valor de 0,1 m (van Asch *et al.*, 2014), ignorando, desta forma, a erosão associada a um fluxo com altura inferior. No estudo levado a cabo pelos autores atrás referidos não se efetuou qualquer tipo de distinção entre a erosão

do leito e das margens do canal de drenagem, atendendo à falta de informação detalhada acerca das características do mesmo. Em cada *time step* é adicionado material sólido ao fluxo até que a concentração volumétrica máxima de sólidos seja igual a 0,6. Quando a concentração volumétrica de sólidos é inferior ao limite arbitrário de 0,2 a velocidade do fluxo é calculada com base na equação de Manning, assumindo que nos canais de drenagem acidentados, com elevado declive e rugosidade, as condições do fluxo são turbulentas (van Asch *et al.*, 2014) (equação 3.24):

$$v = \frac{h^{2/3} \sin\theta^{1/2}}{n}, \quad (3.24)$$

Onde θ é o ângulo de inclinação no sentido do maior declive; e n é o coeficiente de Manning ($m^{-1/3} s$). Para concentrações volumétricas superiores a 0,2 utiliza-se uma equação de movimento para escoadas de detritos (van Asch *et al.*, 2014) (equação 3.25):

$$\frac{\partial v}{\partial t} = g[\sin\theta \cos\theta - k \tan\theta - S_f], \quad (3.25)$$

Onde g é a aceleração gravítica ($m s^{-2}$); k é o coeficiente de pressão lateral do solo; e S_f é o fator de resistência, o qual depende da reologia do fluxo.

O trajeto de deslocação dos sólidos e da água decorre da decomposição do vetor velocidade ao longo dos eixos x e y . A deslocação dos sólidos e da água é feita em separado, obedecendo à lei de conservação de massa, e, a cada *time step*, é calculada uma nova concentração (van Asch *et al.*, 2014). De forma a manter a estabilidade numérica, durante a simulação, o modelo utiliza um *time step* flexível baseado na condição CFL (Courant-Friedrichs-Levy) (Beguería *et al.*, 2009). A implementação do modelo é feita no programa PCRaster (Karszenberg *et al.*, 2001).

3.5. Validação dos modelos

A capacidade preditiva dos modelos de suscetibilidade à rutura de deslizamentos superficiais e à iniciação de escoadas de detritos foi avaliada através da elaboração de curvas ROC e da determinação da área abaixo da curva (AUC) (Beguería, 2006; Fawcett, 2006). Os gráficos ROC permitem avaliar o desempenho de um modelo de classificação, representando o equilíbrio entre a taxa de verdadeiros positivos (TVP) e a taxa de falsos positivos (TFP). No presente estudo, a TVP corresponde à fração de área instabilizada classificada como suscetível e a TFP representa a proporção de área não instabilizada também classificada como suscetível. A AUC avalia, de forma quantitativa, a capacidade preditiva do modelo. Valores de AUC próximos de 1 traduzem modelos com elevada precisão, enquanto valores de 0,5 apontam para uma classificação aleatória.

Para a validação dos modelos também se recorreu a matrizes de confusão (Beguería, 2006; Fawcett, 2006). Na matriz de confusão (quadro 3.1), por vezes designada de tabela de contingência, os casos observados são confrontados com os casos preditos pelo modelo, existindo quatro resultados possíveis (Kappes *et al.*, 2011): verdadeiro positivo (VP, instabilidade observada e predita pelo modelo); verdadeiro negativo (VN, instabilidade não observada e não predita pelo modelo); falso positivo (FP, instabilidade não observada, mas predita pelo modelo); falso negativo (FN, instabilidade observada, mas não predita pelo modelo). Consequentemente, com base na matriz de confusão, foram calculadas algumas estatísticas de precisão (quadro 3.2).

Quadro 3.1 – Matriz de confusão elaborada para os modelos de suscetibilidade (Beguería, 2006; Fawcett, 2006)

		Casos observados (realidade)	
		1	0
Casos preditos (modelo)	1	VP	FP
	0	FN	VN

Quadro 3.2 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão (Beguería, 2006)

Eficiência	$(VP + VN) / (VP + FP + FN + VN)$
Taxa de classificação incorreta	$(FP + FN) / (VP + FP + FN + VN)$
Sensibilidade	$VP / (VP + FN)$
Especificidade	$VN / (FP + VN)$
Taxa de falsos positivos	$FP / (FP + VN)$
Taxa de falsos negativos	$FN / (VP + FN)$

A eficiência do modelo (*efficiency*) é definida como a proporção de observações correctamente classificadas. Já a taxa de classificação incorrecta (*misclassification rate*) refere-se à proporção de observações incorrectamente classificadas. Uma importante limitação na aferição destes dois parâmetros relaciona-se com a sua elevada dependência de casos positivos (1) e negativos (0). A pequena proporção de casos positivos, face aos negativos (o que geralmente acontece nos estudos de suscetibilidade), origina valores de VP e FN muito mais pequenos do que os seus homólogos FP e VN, afetando assim as estatísticas referentes à eficiência do modelo e à taxa de classificação incorrecta (Beguería, 2006). Neste sentido, é recomendada a utilização de parâmetros estatísticos que não versem sobre o predomínio de casos positivos ou negativos, tais como a sensibilidade (*sensitivity*), a especificidade (*specificity*), a taxa de falsos positivos (*false positive rate*) e a taxa de falsos negativos (*false negative rate*). A sensibilidade do modelo expressa a proporção de casos positivos corretamente preditos, sendo considerado o principal parâmetro estatístico. Por este motivo, Beguería (2006) recomenda o seu uso em detrimento do valor de eficiência. A especificidade, por outro lado, diz respeito à proporção de casos negativos corretamente preditos.

No método do Valor Informativo (VI), as estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão são válidas apenas para um ponto específico do espaço ROC (Bradley, 1997), o qual foi definido pelo índice de Youden (Perkins and Schisterman, 2005):

$$J = \text{Máximo} \{ \text{sensibilidade} + \text{especificidade} - 1 \} \quad (3.26)$$

O índice de Youden (J) maximiza a precisão, bem como a distância vertical entre a curva ROC e a linha diagonal onde não existe discriminação (Jiménez-Valverde, 2012). Por outras palavras, o índice de Youden (J) corresponde ao ponto na curva ROC que se encontra mais afastado da linha diagonal (fig. 3.6).

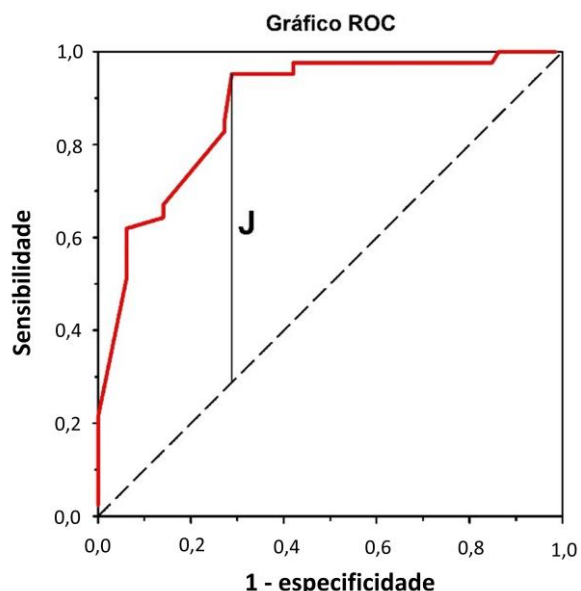


Figura 3.6 – Representação do índice de Youden (J) no espaço ROC.

A importância de cada fator de predisposição, nomeadamente nas áreas de rutura de deslizamentos superficiais e nas áreas de iniciação de escoadas de detritos, foi determinada recorrendo ao cálculo e hierarquização de dois índices: Accountability (ACC) e Reliability (REL). Os índices ACC e REL foram introduzidos por Greenbaum *et al.* (1995a, b) e têm sido utilizados por vários autores (e.g. Blahut *et al.*, 2010a; Garcia, 2012; Oliveira, 2012), como indicadores da importância relativa que cada fator exerce na predição da instabilidade. O índice ACC contabiliza as células com instabilidade, dentro do contexto das variáveis preditivas mais relevantes na análise (ou seja, com $VI > 0$). O seu cálculo baseia-se na soma das células deslizadas nas classes das variáveis preditivas com $VI > 0$, a dividir pelo total de células deslizadas na área de estudo. O índice REL contabiliza a densidade média de células deslizadas, nas classes das variáveis preditivas mais relevantes para a ocorrência de instabilidade. O seu cálculo

baseia-se na soma das células deslizadas nas classes das variáveis preditivas com $VI > 0$, a dividir pela área dessas mesmas classes.

Nas situações em que se procedeu à avaliação da concordância espacial entre dois modelos de suscetibilidade, recorreu-se à estimativa do coeficiente kappa (Cohen, 1960).

A opção pela combinação de modelos de suscetibilidade, em detrimento da eleição de apenas um modelo, foi concretizada com recurso à ferramenta *Map Comparison Kit* (e.g. Visser e Nijs 2006). Esta ferramenta, que permite a combinação célula a célula entre dois mapas, baseia-se na intersecção das classes de suscetibilidade numa tabela de contingência.

A validação dos resultados obtidos com o modelo dinâmico foi realizada com recurso a uma *fitness function* (e.g. D'Ambrosio *et al.*, 2006; D'Ambrosio e Spataro, 2007; Spataro *et al.*, 2008; Avolio *et al.*, 2013), de forma a estabelecer uma comparação quantitativa entre o padrão espacial das simulações e os casos reais. Na *fitness function* $f(R, S)$ (equação 3.27), R e S correspondem, respetivamente, às células afetadas pelos eventos reais e pelas simulações, enquanto $m(R \cap S)$ e $m(R \cup S)$ correspondem, respetivamente, à intersecção e união das referidas células.

$$f(R, S) = \frac{m(R \cap S)}{m(R \cup S)} \quad (3.27)$$

A aplicação da *fitness function* resulta em valores compreendidos entre 0 e 1. Se $f(R, S) = 0$, tal significa que os eventos reais e simulados são completamente disjuntos, sendo $m(R \cap S) = 0$. Por outro lado, se $f(R, S) = 1$, os eventos reais e simulados sobrepõem-se na perfeição, sendo $m(R \cap S) = m(R \cup S)$. De acordo com Lupiano *et al.* (2015), são considerados aceitáveis valores superiores a 0,7.

CAPÍTULO 4

CAPÍTULO 4: MODELAÇÃO DA RUTURA E PROPAGAÇÃO DE DESLIZAMENTOS DE DETRITOS

4.1. Introdução

Atualmente, a avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente, na escala regional, é feita predominantemente com recurso a métodos estatísticos e determinísticos, que são conceitualmente diferentes. Enquanto nos primeiros é assumido que as mesmas causas são passíveis de produzir os mesmos efeitos, os segundos baseiam-se na comparação entre as forças que promovem o movimento ao longo da vertente e as forças que o tendem a contrariar.

No contexto da avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente, a comparação entre abordagens distintas não constitui algo de novo quando realizada, exclusivamente, com diferentes métodos estatísticos (Gorsevski *et al.*, 2003; Süzen e Doyuran, 2004; Brenning, 2005; Davis *et al.*, 2006; Lee *et al.*, 2007; Felicísimo *et al.*, 2013; Bui *et al.*, 2016) ou com diferentes métodos determinísticos (Zizioli *et al.*, 2013; Formetta *et al.*, 2014; Pradham e Kim, 2015; Teixeira *et al.*, 2015). Em alguns estudos procede-se à comparação da capacidade preditiva dos resultados produzidos pelos métodos estatísticos e determinísticos (Crosta *et al.*, 2006; Carrara *et al.*, 2008; Frattini *et al.*, 2008; Yilmaz e Keskin, 2009; Cervi *et al.*, 2010; Goetz *et al.*, 2011; de Lima Neves Seefelder *et al.*, 2017). Porém, poucos são aqueles que integram a combinação dos resultados obtidos com as duas abordagens distintas (Chang e Chiang, 2009; Günther e Thiel, 2009; Goetz *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 2017). Segundo Zizioli *et al.* (2013), os diferentes métodos utilizados na avaliação da suscetibilidade não são mutuamente exclusivos. Estes autores indicam, ainda, que a avaliação da suscetibilidade com

recurso a diferentes estratégias e a comparação das respetivas capacidades preditivas pode ser substancialmente importante para: (a) aumentar a qualidade e fiabilidade de cada método utilizado; (b) identificar e destacar quais os fatores mais importantes para a instabilidade da vertente; (c) negligenciar os aspetos com menor influência e, conseqüentemente, simplificar os modelos; e (d) selecionar a metodologia mais adequada para atingir um determinado objetivo.

Há pelo menos três décadas que os movimentos de vertente, nomeadamente os deslizamentos profundos e superficiais, têm sido alvo de inúmeros estudos na região a Norte de Lisboa (e.g. Ferreira *et al.*, 1987, 1996; Zêzere, 1997, 2002; Zêzere *et al.*, 1999a, b, 2004, 2005, 2008; Piedade, 2009; Garcia, 2012; Guillard e Zêzere, 2012; Oliveira, 2012; Oliveira *et al.*, 2015, 2017; Lajas, 2016). Na presente dissertação, e fundamentalmente devido a questões metodológicas, apenas se consideraram os deslizamentos superficiais. São movimentos que, de forma geral, apresentam larguras e comprimentos com poucas dezenas de metros (Dai *et al.* 1999) e profundidades inferiores a 2 m (e.g. Dai *et al.* 1999; van Asch *et al.* 1999; Milledge *et al.*, 2014). Trata-se, também, de uma das tipologias mais frequentes na região a Norte de Lisboa (e.g. Zêzere, 1997; Zêzere, 2002; Piedade, 2009; Piedade *et al.*, 2011; Pimenta, 2011; Garcia, 2012; Oliveira, 2012; Guillard e Zêzere, 2012).

Os estudos anteriores constataram que os deslizamentos superficiais são, na sua maioria, desencadeados por episódios de precipitação intensa e de curta duração, tipicamente compreendida entre 1 e 15 dias (no máximo) (Zêzere e Trigo, 2011; Zêzere *et al.*, 2015). Na sequência destes eventos, ocorre um aumento da pressão na água dos poros e a diminuição da resistência ao corte do solo, incluindo a perda de coesão dos sedimentos finos, o que promove a rutura ao longo das formações superficiais, ou ao longo do contacto entre o solo e o substrato impermeável (Trigo *et al.*, 2005).

No presente capítulo, procede-se à avaliação da suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais, nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António (na região a Norte de Lisboa), considerando a rutura e a propagação. Para a modelação das áreas de rutura recorreu-se à comparação entre um método estatístico (Regressão Logística) e um método determinístico ou de base física (método do Talude Infinito). Na simulação das áreas de propagação, utilizou-se um modelo simples de autómatos celulares.

O esquema metodológico executado no presente capítulo encontra-se sistematizado na figura 4.1.

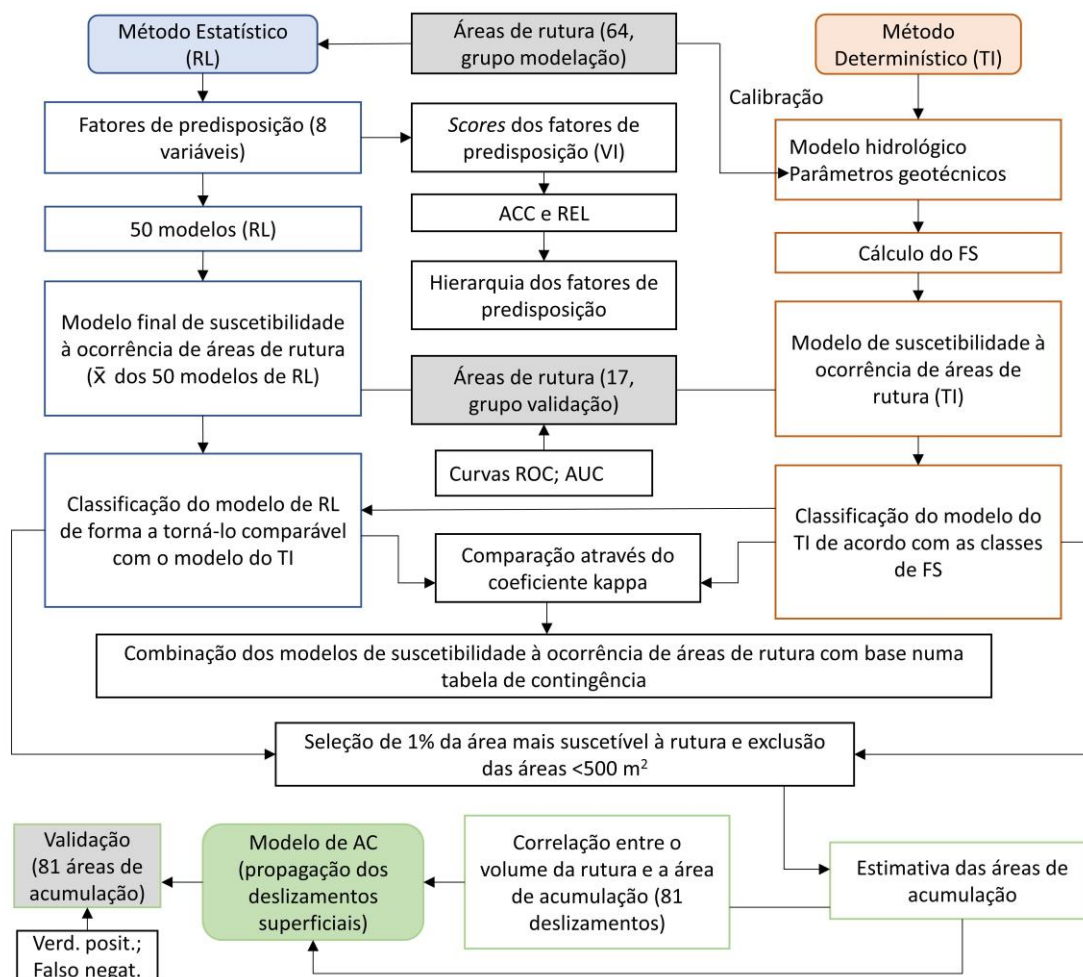


Figura 4.1 – Metodologia utilizada na modelação da rutura e propagação de deslizamentos de detritos.

4.2. Inventário de deslizamentos superficiais nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António

Os deslizamentos superficiais, utilizados no presente estudo, encontram-se divididos em três inventários distintos (fig. 4.2):

- 1) Inventário #1 (constituído por 59 deslizamentos superficiais), elaborado por Zêzere (1997) para a área-amostra de Calhandriz. O inventário compreende um extenso período temporal: 6 deslizamentos são anteriores a 1967; 2 ocorreram em 1967; 5 em 1979; 8 em 1983; e 38 foram desencadeados durante um período de intensa atividade morfodinâmica, ocorrida em novembro e dezembro de 1989.
- 2) Inventário #2 (constituído por 5 deslizamentos superficiais), proveniente da fotointerpretação do ortofotomapa de 2004 (com resolução de 0,5 m) e da interpretação de elementos morfológicos a partir da topografia digital, à escala 1:10 000. Por comparação com o ortofotomapa de 1995, depreende-se que os deslizamentos tiveram lugar durante o intervalo de tempo compreendido entre as duas imagens. O referido inventário foi validado através de levantamentos de campo.
- 3) Inventário #3 (constituído por 17 deslizamentos superficiais), elaborado com base em trabalho de campo efetuado na área de estudo, imediatamente após a ocorrência de novos movimentos de vertente (fig. 4.3) durante o período compreendido entre janeiro e março de 2010.

No presente trabalho, os inventários de deslizamentos superficiais são utilizados com três propósitos: (i) para estabelecer as relações entre os deslizamentos superficiais e o conjunto dos fatores de predisposição, no âmbito da abordagem estatística; (ii) para ponderar os parâmetros geotécnicos; e (iii) para validar os modelos de suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais obtidos com os métodos estatístico e determinístico. A existência de três inventários, para a mesma área de estudo, com períodos de tempo distintos, possibilitou a validação temporal dos modelos estatísticos.

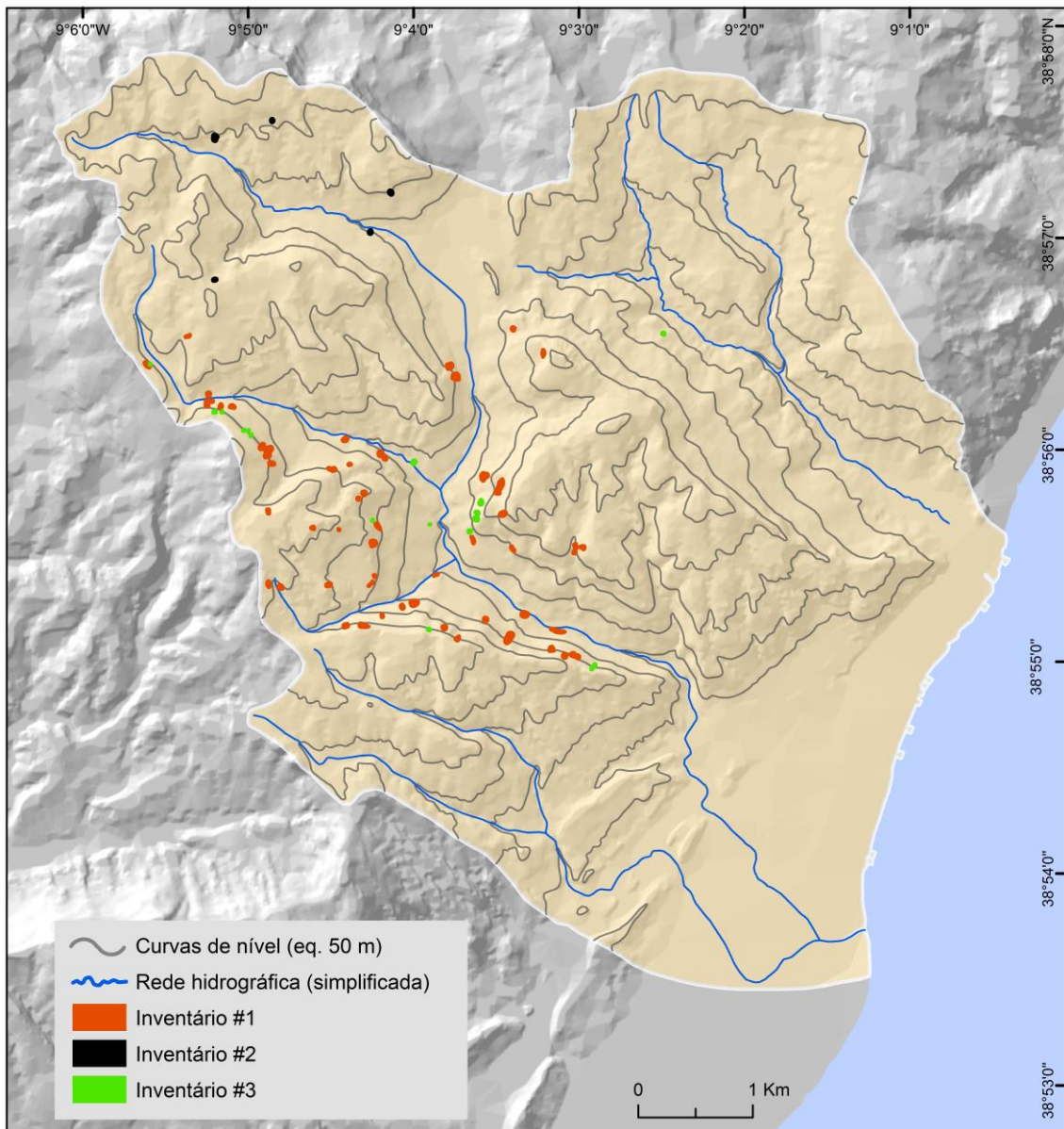


Figura 4.2 – Inventários de deslizamentos superficiais nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

O conjunto dos três inventários disponíveis para a área de estudo contabiliza um total de 81 deslizamentos superficiais. A profundidade do plano de rutura é tipicamente inferior a 2 m – embora 6 deslizamentos superficiais identificados por Zêzere (1997) apresentem profundidades na ordem dos 2,5 m – e, regra geral, as superfícies de cisalhamento localizam-se na interface entre a cobertura do solo e o substrato rochoso (fig. 4.3).



Figura 4.3 – Deslizamentos superficiais, ocorridos em 2010, na área de estudo.

As superfícies de rutura dos deslizamentos superficiais apresentam valores médios de área e volume de depleção (ou volume mobilizado) de, respetivamente, 351,2 m² e 219,6 m³ (quadro 4.1).

Quadro 4.1 – Características e distribuição das áreas de rutura dos deslizamentos superficiais, por unidade litológica. As áreas de rutura, que afetam mais do que uma unidade litológica, foram integradas naquela onde ocupam uma maior percentagem de área

		Parâmetros (áreas de rutura)	Grupo de modelação	Grupo de validação	Inventário total
Total da área de estudo (43 km ²)		Nº desliz. e dens. (#desliz/km ²)	64 (1,5)	17 (0,4)	81 (1,9)
		Área média (m ²)	409,8	130,3	351,2
		Desv. - pad. (m ²)	370,9	86,1	351,0
		Volume médio mobilizado (m ³)	267,1	40,8	219,6
		Desv. - pad. (m ³)	308,1	38,9	289,5
Unidades Litológicas	Litologia				
Abadia (15,8 km ²)	Margas e pelitos	Nº desliz. e dens. (#desliz/km ²)	11 (0,7)	7 (0,4)	18 (1,1)
		Área média (m ²)	490,0	194,3	375,0
		Desv. - pad. (m ²)	358,8	89,8	320,3
		Volume médio mobilizado (m ³)	332,9	77,3	233,6
		Desv. - pad. (m ³)	389,7	36,3	329,9
Amaral (3,8 km ²)	Calcários	Nº desliz. e dens. (#desliz/km ²)	14 (3,7)	2 (0,5)	16 (4,2)
		Área média (m ²)	282,3	139,0	264,4
		Desv. - pad. (m ²)	291,3	62,6	277,4
		Volume médio mobilizado (m ³)	156,3	26,4	140,0
		Desv. - pad. (m ³)	193,9	7,1	186,4
Margas de Amaral (1,2 km ²)	Margas	Nº desliz. e dens. (#desliz/km ²)	5 (4,2)	Não existem deslizam. dentro da unidade litológica	5 (4,2)
		Área média (m ²)	380,3		380,3
		Desv. - pad. (m ²)	231,5		231,5
		Volume médio mobilizado (m ³)	290,9		290,9
		Desv. - pad. (m ³)	244,8		244,8
Sobral (2,3 km ²)	Pelitos, arenitos, margas e calcários	Nº desliz. e dens. (#desliz/km ²)	3 (1,3)	1 (0,4)	4 (1,7)
		Área média (m ²)	847,6	54,9	649,5
		Desv. - pad. (m ²)	667,8	0,0	672,5
		Volume médio mobilizado (m ³)	626,9	11,1	472,9
		Desv. - pad. (m ³)	534,2	0,0	533,9
Arranhó (11,0 km ²)	Calcários e margas	Nº desliz. e dens. (#desliz/km ²)	31 (2,8)	7 (0,6)	38 (3,5)
		Área média (m ²)	401,4	74,6	341,2
		Desv. - pad. (m ²)	346,2	28,3	337,6
		Volume médio mobilizado (m ³)	255,0	12,7	210,4
		Desv. - pad. (m ³)	260,6	6,6	253,5

O quadro 4.1 resume as características médias das áreas de rutura dos deslizamentos superficiais, tendo em consideração o total de ruturas, extraídas dos três inventários, presentes na área de estudo, bem como dois subconjuntos de dados, designados de grupo de modelação e grupo de validação. O grupo de modelação, com base no qual se elaboram os modelos estatísticos, inclui as áreas de rutura presentes nos inventários #1 e #2 (64 ocorrências, as quais correspondem a 0,03 km² e 0,06% da área de estudo). O grupo de validação inclui as áreas de rutura presentes no inventário #3 (17 ocorrências, as quais correspondem a 0,002 km² e 0,005% da área de estudo). No quadro 4.1 não estão incluídas as unidades litológicas da área de estudo onde não existem deslizamentos superficiais. A densidade, área e volume das ruturas são manifestamente inferiores no grupo de validação, independentemente da unidade litológica em análise (quadro 4.1). Tal poderá dever-se a uma eventual diferença na magnitude dos eventos, que em 2010 se traduziu num menor número de deslizamentos superficiais, bem como à celeridade na realização do trabalho de campo, o que permitiu que fossem inventariados mesmo aqueles deslizamentos com menor dimensão, cujas marcas no terreno tendem a desaparecer num curto espaço de tempo. De acordo com o quadro 4.1, as maiores áreas de rutura de deslizamentos superficiais são observadas nas formações de Abadia, Margas de Amaral e Sobral, destacando-se a última. Nestas formações, as áreas e volumes das superfícies de rutura estão acima do valor médio. Pelo contrário, as formações de Amaral e Arranhó apresentam valores abaixo da média.

4.3. Modelação estatística das áreas de rutura de deslizamentos superficiais

4.3.1. Variáveis independentes

Na avaliação da suscetibilidade à rutura de deslizamentos superficiais foram utilizadas as seguintes variáveis preditivas: declive (fig. 4.4), exposição das vertentes (fig. 4.5), IWI (fig. 4.6), perfil transversal (fig. 4.7), perfil longitudinal (fig. 4.8), uso do solo (fig. 4.9), litologia (fig. 4.10) e espessura do solo. As variáveis morfométricas foram

derivadas do MDT (fig. 4.11), com resolução de 5 m, gerado a partir de um modelo TIN construído com informação vetorial, à escala 1:10 000, de pontos cotados e curvas de nível com equidistância de 5 m. A litologia foi adquirida a partir da conversão da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa, na escala 1:25 000, para estrutura matricial, com resolução de 5 m. O mapa do uso do solo, obtido a partir de informação oficial, foi também convertido de estrutura vetorial para matricial, com resolução de 5 m. A data da cartografia do uso do solo deverá aproximar-se, o mais possível, da data de ocorrência dos deslizamentos. Como o grupo de modelação apresenta um período temporal anterior a 1967 e que se estende até 2004, de acordo com a informação oficial disponível poder-se-ia optar pela utilização do uso do solo em 1995 ou em 2007. A opção recaiu neste último, essencialmente por dois motivos: em primeiro lugar, assumiu-se que as alterações no uso do solo, entre 1995 e 2007, são pouco significativas; em segundo lugar, a estimativa da exatidão global para a Carta de Ocupação do Solo de 1995 é de 86% (com intervalo de confiança [84%;88%] a 95%) enquanto que para a Carta de Ocupação do Solo de 2007 é de 92% (com intervalo de confiança [90%;94%] a 95%), considerando, em ambas, o nível 2 de nomenclatura (Sarmiento *et al.*, 2016).

Apesar de alguns dos mapas (e.g. unidades litológicas, altimetria, declive) já terem sido apresentados no capítulo 1 (referente ao enquadramento das áreas de estudo), optou-se por reproduzi-los no presente capítulo, de forma a facilitar a leitura do mesmo.

Os três modelos de espessura do solo elaborados (fig. 4.12, 4.13 e 4.14) foram validados através da comparação dos resultados com os valores medidos no terreno (quadros 4.2 e 4.3). No quadro 4.2 estabeleceu-se a comparação entre os resultados dos modelos de espessura do solo e os 89 pontos de levantamento, georreferenciados com recurso a um GPS diferencial, onde se efetuou uma observação e medição direta de cortes em taludes naturais. No quadro 4.3, para além dos 89 pontos de levantamento referidos anteriormente, utilizaram-se, ainda, os centroides das áreas de rutura de 58 (dos 59) deslizamentos inventariados por Zêzere (1997), aos quais se atribuiu a profundidade do plano de rutura medida pelo autor. As espessuras máxima e mínima registadas na área de estudo foram de 250 cm e 0 cm, respetivamente.

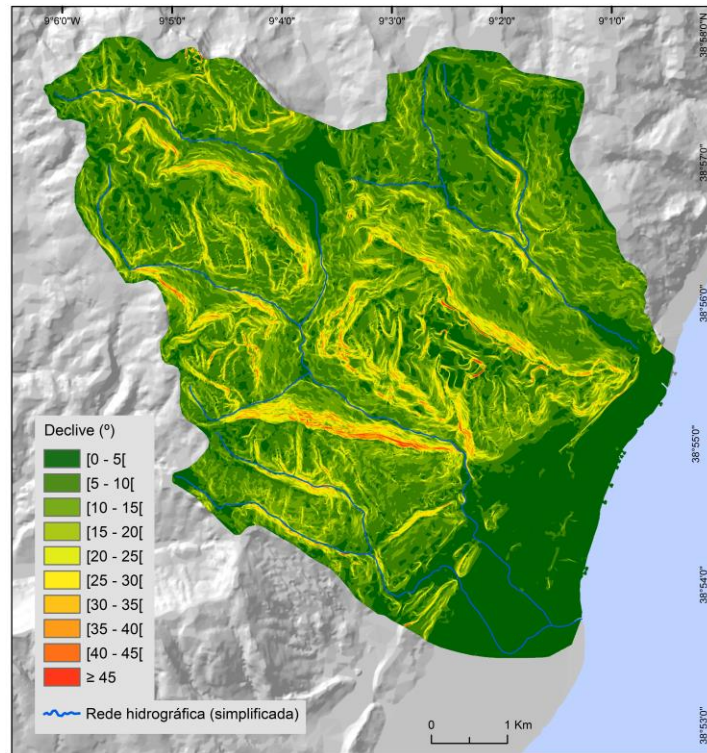


Figura 4.4 – Declive nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

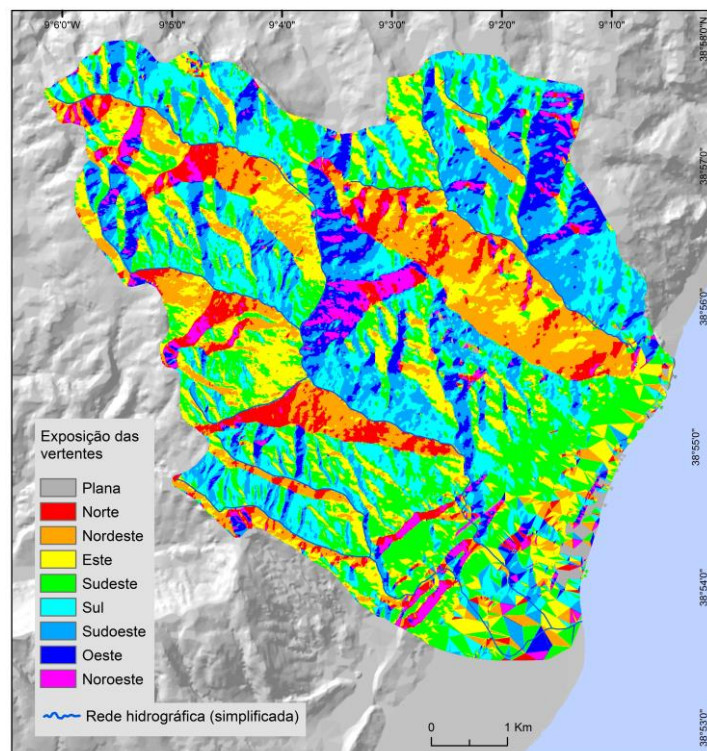


Figura 4.5 – Exposição das vertentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

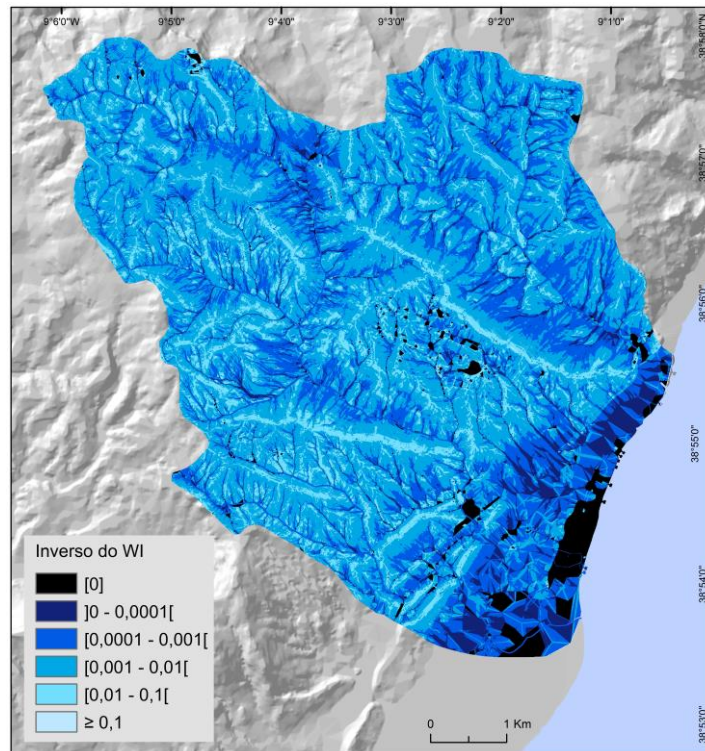


Figura 4.6 – Inverso do Wetness Index (IWI) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

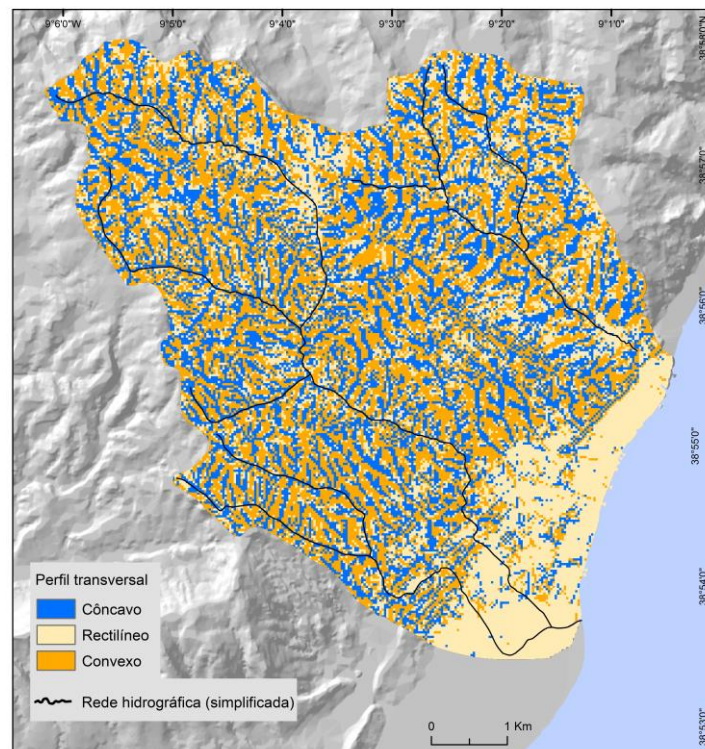


Figura 4.7 – Perfil transversal das vertentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

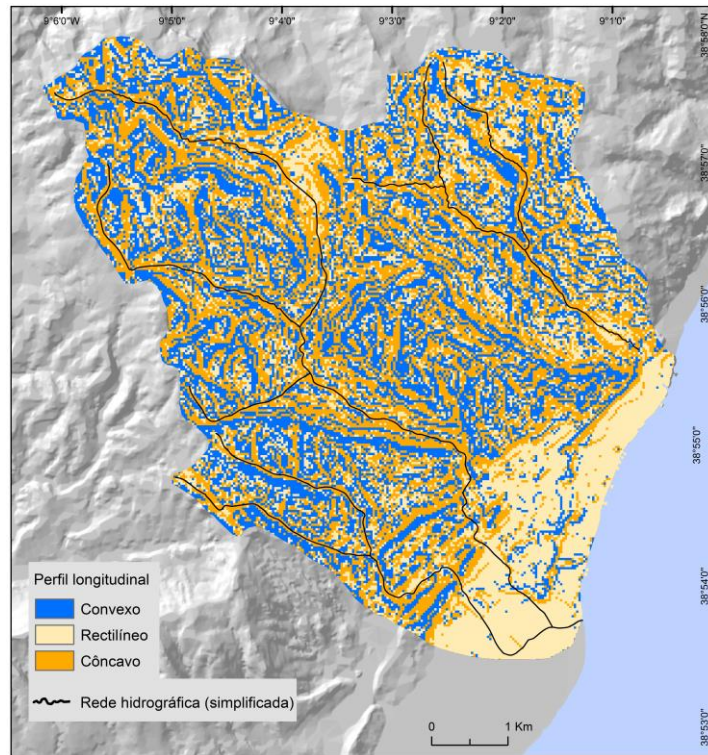


Figura 4.8 – Perfil longitudinal das vertentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

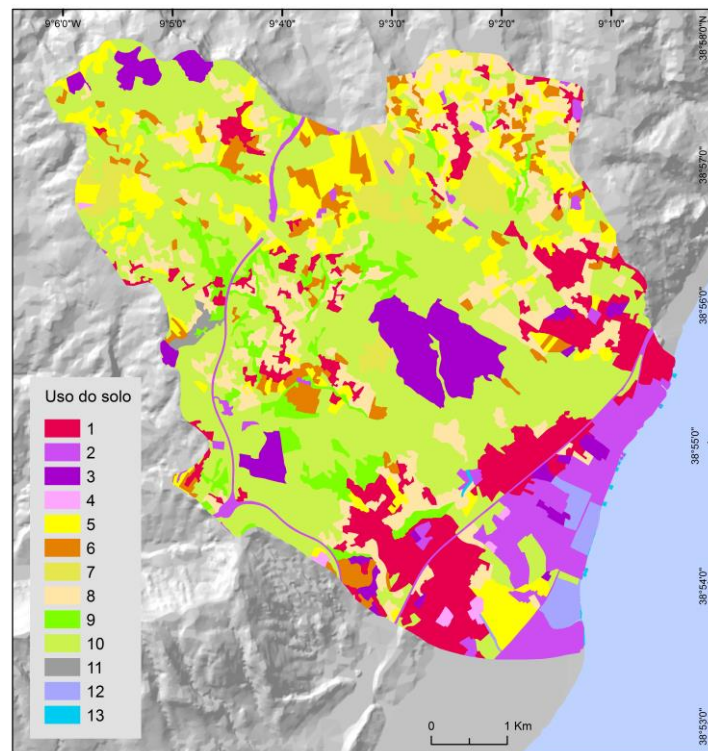


Figura 4.9 – Uso do solo nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

Legenda: (1) Tecido urbano; (2) Indústria, comércio e transportes; (3) Áreas de extração de inertes, deposição de resíduos e estaleiros de construção; (4) Espaços verdes urbanos, equipamentos desportivos, culturais e de lazer, e zonas históricas; (5) Culturas temporárias; (6) Culturas permanentes; (7) Pastagens permanentes; (8) Áreas agrícolas heterogêneas; (9) Florestas; (10) Vegetação arbustiva e herbácea; (11) Zonas descobertas e com pouca vegetação; (12) Zonas húmidas interiores; (13) Águas interiores.

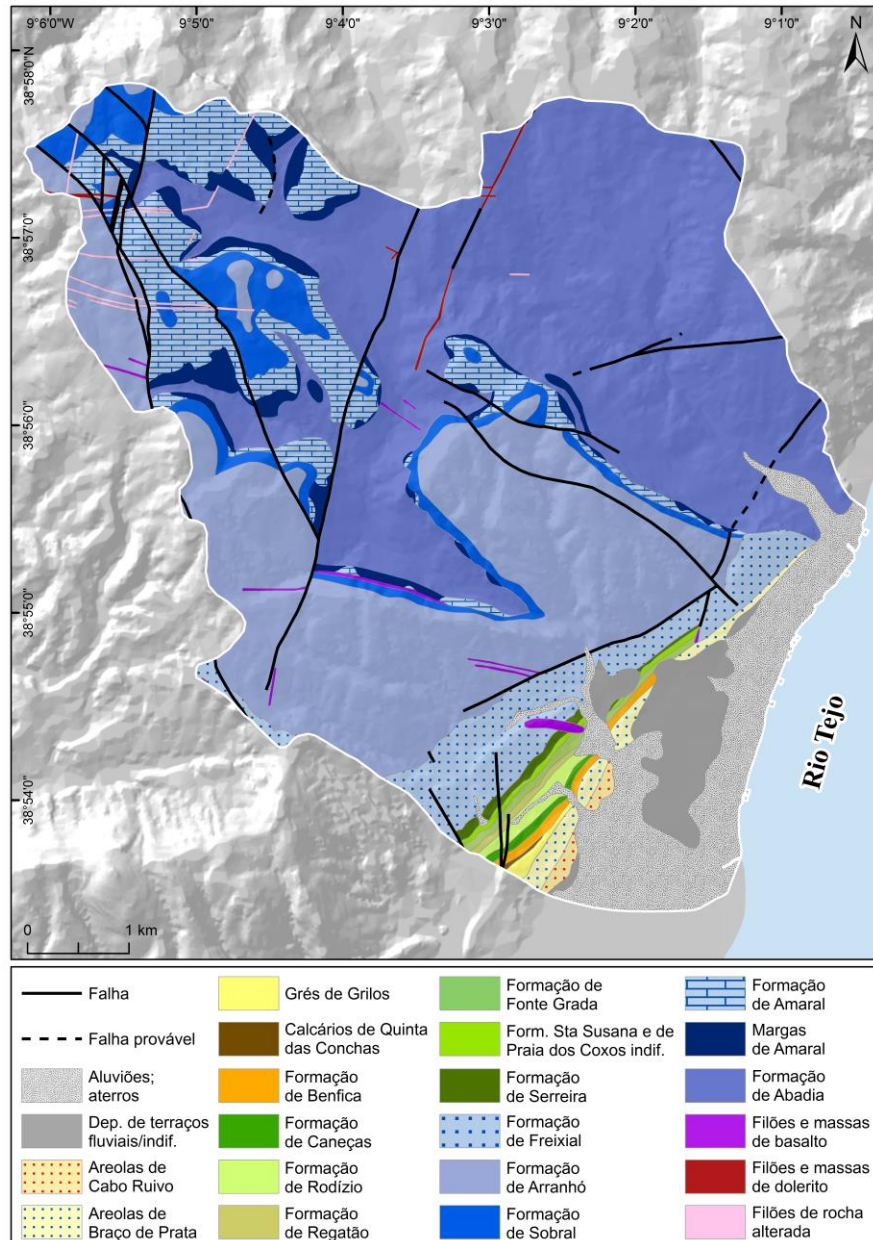


Figura 4.10 – Unidades litológicas nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

Legenda: (1) Formação de Benfica: conglomerados, arenitos e argilitos; (2) Formação de Caneças: calcários e arenitos; (3) Formação de Rodízio: pelitos, arenitos e conglomerados; (4) Formação de Regatão: arenitos, pelitos e dolomitos; (5) Formação de Fonte Grada: arenitos, conglomerados e pelitos; (6) Formações de Santa Susana e de Praia dos Coxos indiferenciadas: margas, arenitos, calcários e pelitos; (7) Formação de Serreira: pelitos, arenitos e conglomerados; (8) Formação de Freixial: arenitos, margas e calcários; (9) Formação de Arranhó: calcários e margas; (10) Formação de Sobral: pelitos,

arenitos, margas e calcários; (11) Formação de Amaral: calcários; (12) Formação de Abadia: margas e pelitos.

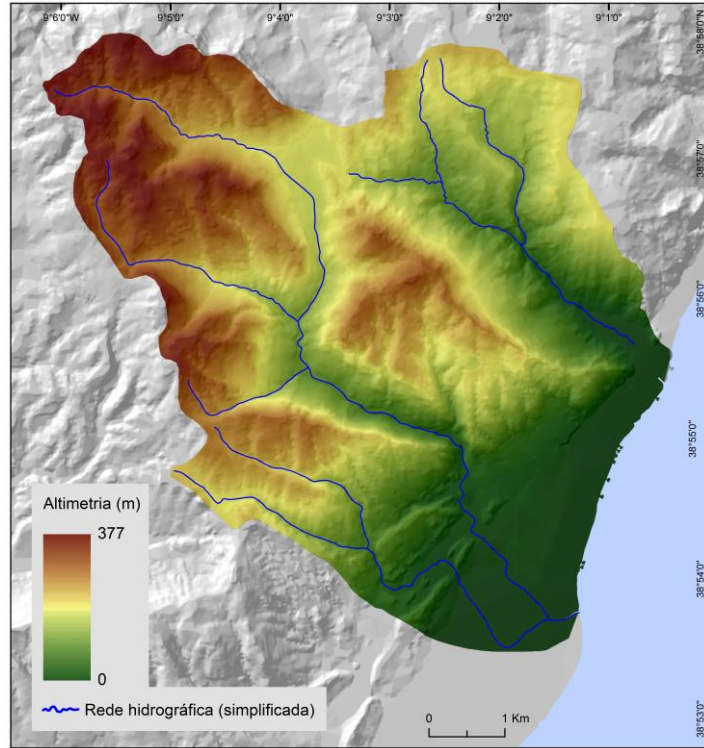


Figura 4.11 – Modelo Digital do Terreno (MDT) para as bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

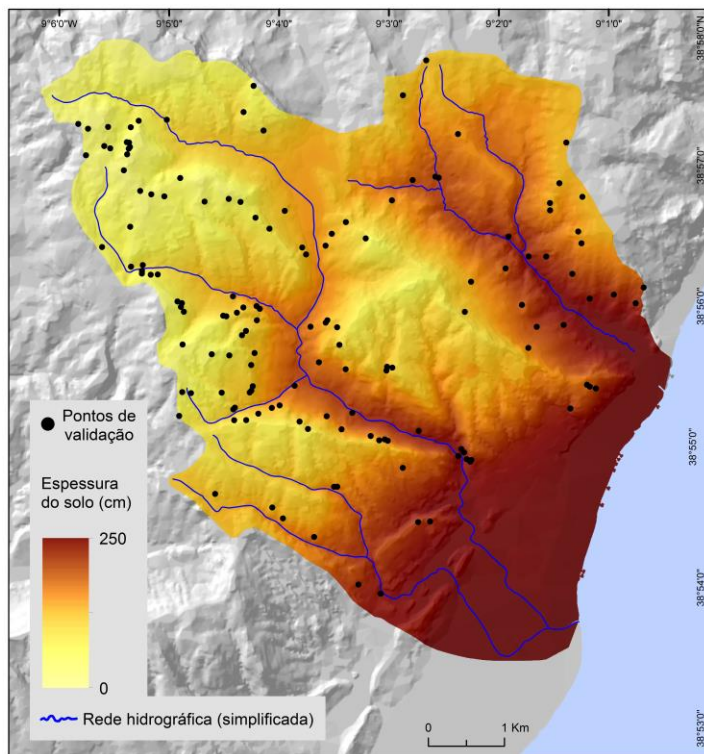


Figura 4.12 – Espessura do solo (modelo Z) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

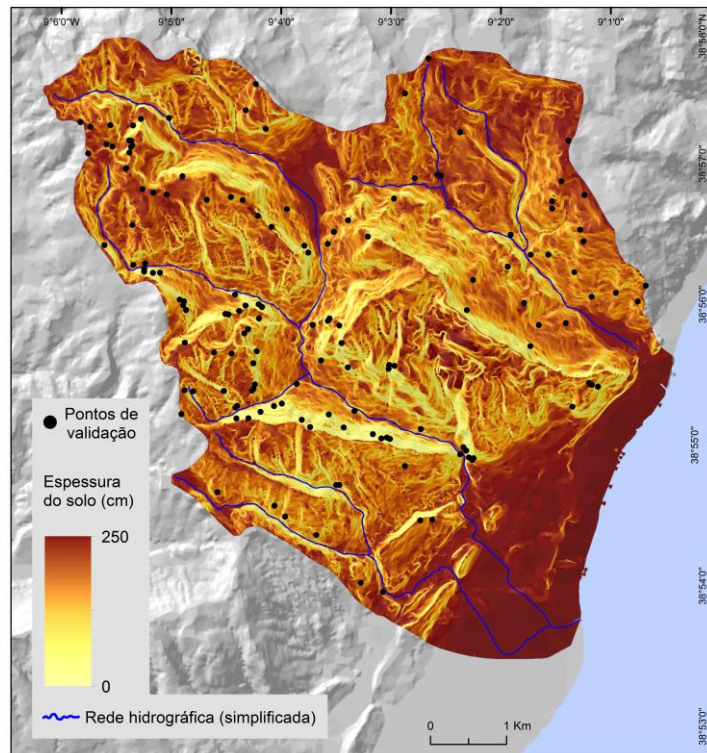


Figura 4.13 – Espessura do solo (modelo S) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

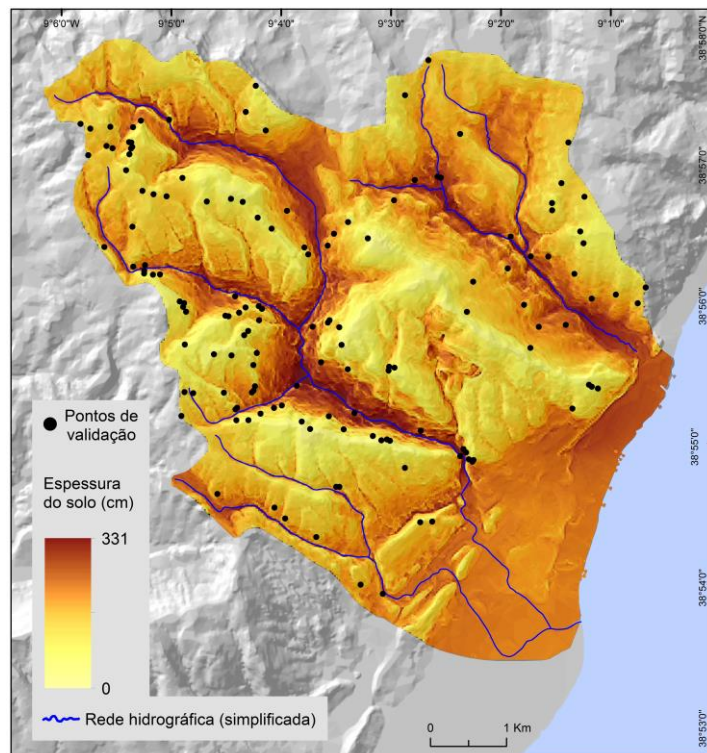


Figura 4.14 – Espessura do solo (modelo sGIST) nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António.

Quadro 4.2 – Comparação entre os resultados dos modelos e os valores de espessura do solo medidos no terreno (89 pontos de levantamento)

	Modelos		
	Z	S	sGIST
Média da espessura do solo (cm)	141,4	206,8	95,5
Desvio-padrão da espessura do solo (cm)	66,8	30,3	34,9
Erro máximo positivo (cm)	138,6	34,3	156,9
Erro máximo negativo (cm)	-215,1	-222,5	-98,3
Erro médio absoluto (cm)	75,2	114,0	45,2
Desvio-padrão do erro absoluto (cm)	61,9	56,3	30,1

Quadro 4.3 – Comparação entre os resultados dos modelos e os valores de espessura do solo medidos no terreno (89 pontos de levantamento + 58 centroides de áreas de rutura)

	Modelos		
	Z	S	sGIST
Média da espessura do solo (cm)	141,4	206,8	95,5
Desvio-padrão da espessura do solo (cm)	66,8	30,4	34,9
Erro máximo positivo (cm)	172,3	154,6	209,4
Erro máximo negativo (cm)	-215,1	-222,5	-207,4
Erro médio absoluto (cm)	84,5	136,9	54,5
Desvio-padrão do erro absoluto (cm)	65,8	52,1	47,5

De acordo com os quadros 4.2 e 4.3 verifica-se que o modelo que apresenta um melhor resultado, relativamente ao erro máximo negativo e ao erro médio absoluto, é o sGIST. É também visível que os erros máximos positivo e negativo, bem como o erro médio absoluto, aumentam em todos os modelos quando se consideram os centroides das áreas de rutura com os respetivos valores de profundidade do plano de rutura, provavelmente pelo aumento do número de pontos de validação. Assim, tendo em conta que o modelo sGIST foi aquele que apresentou melhores resultados nas validações, o mesmo foi selecionado, como variável independente, para integrar os modelos executados no presente capítulo. No entanto, no que respeita às áreas de rutura dos 58 deslizamentos superficiais, optou-se por substituir os valores de espessura do solo obtidos no modelo sGIST pelos valores de profundidade dos planos de rutura medidos no terreno por Zêzere (1997). Por último, este novo tema da

espessura do solo foi reclassificado em 13 classes, com uma amplitude de 25 cm (com exceção da última classe, a qual possui uma amplitude de 31 cm).

4.3.2. Diagnóstico de multicolinearidade

A multicolinearidade foi avaliada para as variáveis independentes classificadas. Os valores de VIF e de R^2 , presentes no quadro 4.4, são indicativos de uma ligeira correlação entre as variáveis declive e espessura do solo. Por exemplo, o R^2 indica que 42% da variação total numa destas variáveis pode ser explicada pela outra. Contudo, não se consideraram estes valores suficientemente elevados ao ponto de se tornar necessário excluir as referidas variáveis. Embora abaixo do valor crítico definido para o VIF, destaca-se, ainda, a correlação entre as variáveis IWI e espessura do solo, onde 30,3% da variação total de uma delas é explicada pela outra.

Quadro 4.4 – Diagnóstico de multicolinearidade entre as variáveis independentes

R^2									VIF
Var. independ.	Decl.	Expos.	IWI	Perf. trans.	Perf. long.	Uso Solo	Litol.	Esp. solo	
Declive	1	0,0020	0,235	0,0016	0,0025	0,026	0,020	0,423	2,26
Exposição		1	0,014	0,0001	0,014	0,006	0,001	0,044	1,12
IWI			1	0,012	0,008	0,010	0,014	0,303	1,67
Perf. trans				1	0,14	0,006	0,109	0,00000025	1,26
Perf. long.					1	0,017	0,014	0,044	1,31
Uso solo						1	0,006	0,048	1,33
Litol.							1	0,001	1,13
Esp. solo								1	2,00

4.3.3. Modelo de Regressão Logística (RL)

No modelo de RL, a presença da variável dependente traduz-se nas 64 áreas de rutura de deslizamentos superficiais (com dimensão compreendida entre 25 e 1800 m², média de 409,8 m², e superfície total de 26 250 m²) que constituem o grupo de modelação. Os dados de ausência são obtidos através da amostragem aleatória de

células onde não se observam áreas de rutura, sendo que o total selecionado deverá ser igual ao número de células de presença (Süzen e Doyuran, 2004).

Para assegurar a consistência do mapa final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, optou-se por executar 50 modelos de RL (no programa estatístico SPSS), sendo que, para cada modelo, são amostradas 1050 novas células de ausência. A quantidade de modelos executados (50) foi escolhida arbitrariamente, assumindo que este valor já confere uma estabilização geral no que concerne à capacidade preditiva dos mesmos.

O modelo final de suscetibilidade resulta da probabilidade média estimada para o total de 50 modelos de RL e é objeto de validação temporal, através do confronto dos resultados com as ocorrências de 2010 (grupo de validação). O modelo final foi reclassificado em 6 classes representativas da percentagem de área de estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial (fig. 4.15).

De acordo com a análise das curvas ROC e dos valores de AUC (fig. 4.16), é possível constatar a elevada precisão do conjunto de 50 modelos (com AUC = 0,90). Porém, é necessário ter presente que o valor de AUC pode encontrar-se sobrestimado. Com efeito, verifica-se que nas áreas com declive inferior a 7° (15,3 km², 35,5% da área de estudo) não existem indícios de ruturas de deslizamentos superficiais. Esta situação torna-se mais evidente se considerarmos as áreas com declive inferior a 2° (4,7 km², 11% da área de estudo), localizadas no sector S e SE da área de estudo. A amostragem de pontos de ausência nestas áreas onde, à partida, não existirão deslizamentos superficiais, irá provocar um incremento fictício dos scores de probabilidade espacial e da capacidade preditiva do modelo. No presente estudo, não se considera que tal situação coloque em causa a fiabilidade dos modelos, uma vez que o interesse reside, sobretudo, na hierarquia dos *scores* de suscetibilidade e não propriamente no seu valor absoluto.

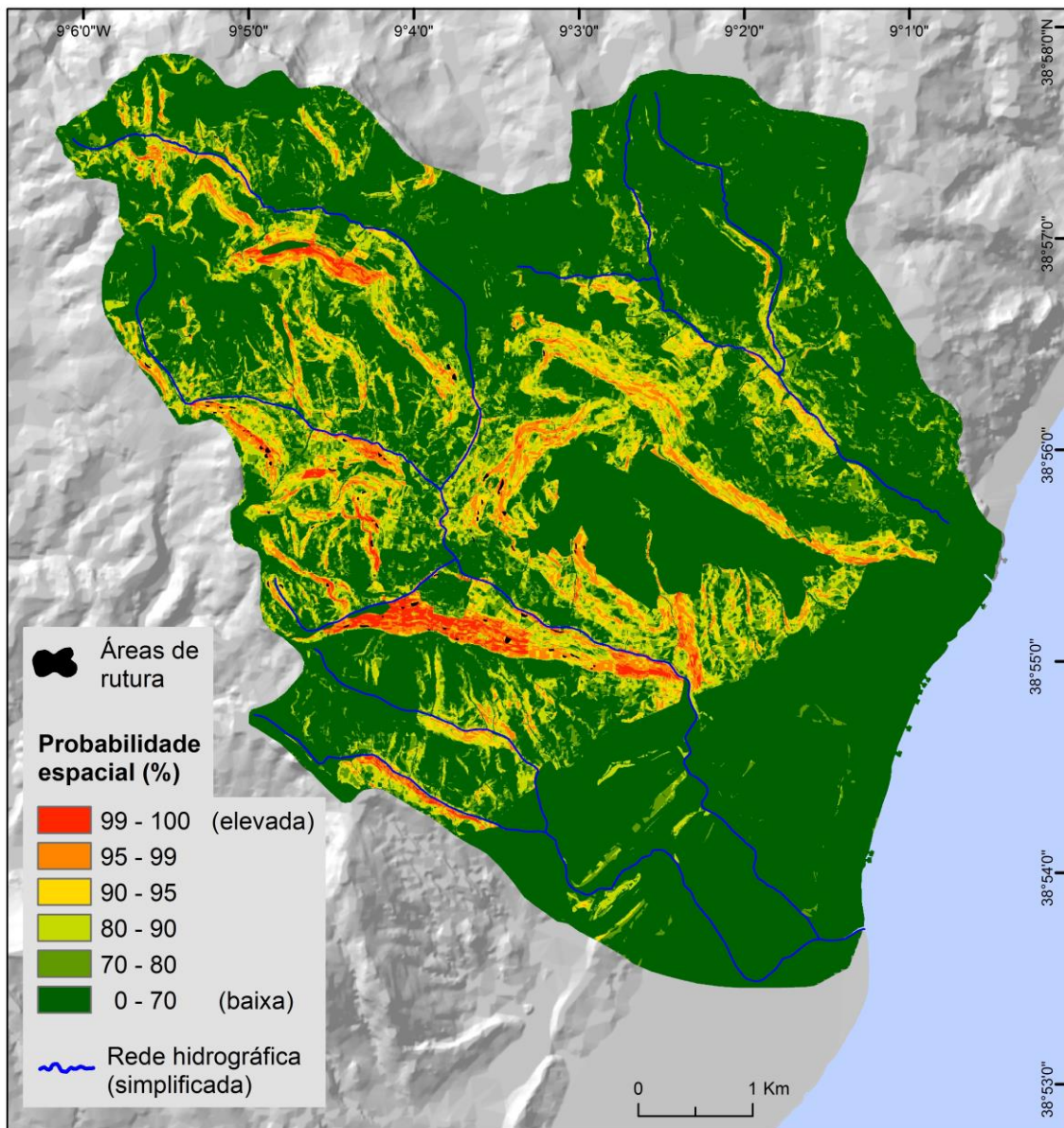


Figura 4.15 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais (média dos 50 modelos de RL).

O modelo final é, também, sujeito a validação através de uma matriz de confusão (quadro 4.5), para a qual se definiu um valor de corte de 0,5 nos *scores* de RL. Neste sentido, considera-se que todas as células classificadas com valor de probabilidade superior a 0,5 apresentam instabilidade geomorfológica, pelo que lhes é atribuído o valor 1. As restantes células não apresentam instabilidade e é-lhes atribuído o valor 0.

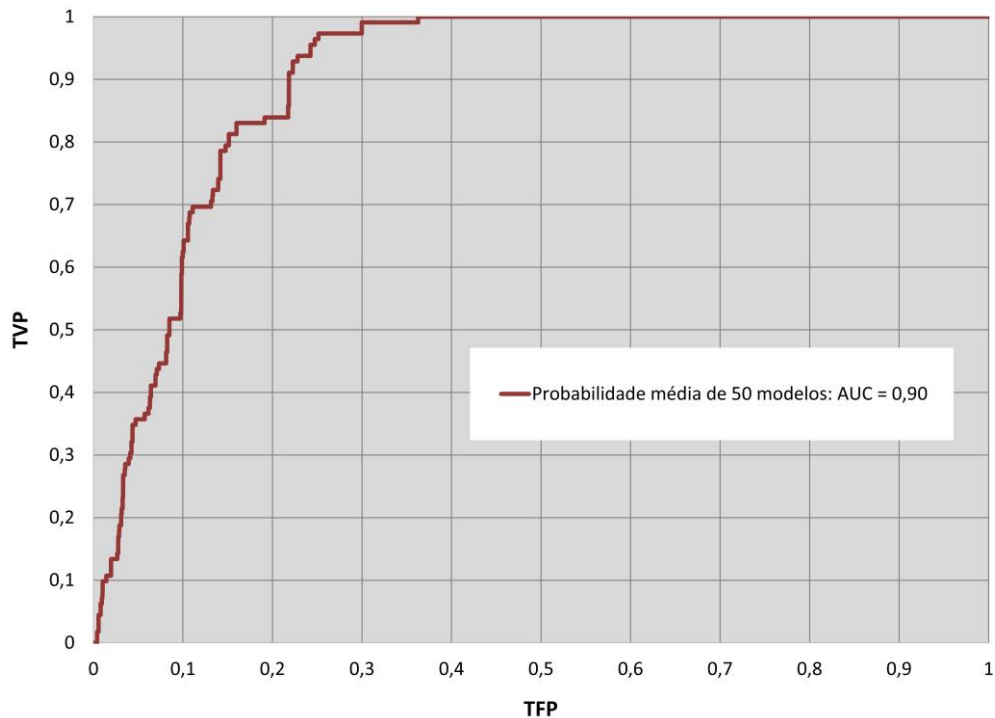


Figura 4.16 – Curvas ROC e quantificação da AUC para os modelos de RL.

Quadro 4.5 – Matriz de confusão elaborada para o modelo final de probabilidade espacial de ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais (método da RL)

		Nº de células observadas (realidade)	
		Presença (1)	Ausência (0)
Nº de células preditas (modelo)	Presença (1)	1032	240 787
	Ausência (0)	109	1 478 836

As seguintes estatísticas de precisão (quadro 4.6) são extraídas da matriz de confusão: eficiência, taxa de classificação incorreta, sensibilidade, especificidade, taxa de falsos positivos e taxa de falsos negativos. Também a matriz de confusão (quadro 4.5) e as estatísticas derivadas (quadro 4.6) comprovam a qualidade do modelo final. Da totalidade de áreas de rutura, 1032 células, que correspondem a 25 800 m², foram classificadas como verdadeiro positivo e 109 células (ou 2725 m²) foram mal classificadas. Relativamente às áreas que não apresentam instabilidade, 86% foram classificadas como verdadeiro negativo e 14% foram classificadas como falso positivo. Contudo, é necessário ter presente que, no âmbito dos estudos de suscetibilidade, o

falso positivo não significa necessariamente um erro de classificação. Poderá, sim, indicar que não existiu instabilidade durante o período em estudo, o que não invalida que a mesma se verifique no futuro, representando, por isso, áreas que ainda não desenvolveram o fenómeno, mas que são propensas à sua ocorrência (Beguería, 2006). Deste modo, é possível constatar, particularmente através dos valores de sensibilidade (90%) e de especificidade (86%) obtidos, a elevada qualidade do modelo final.

Quadro 4.6 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão do modelo final de probabilidade espacial (método da RL)

Eficiência	$(VP + VN) / (VP + FP + FN + VN)$	0,86
Taxa de classificação incorreta	$(FP + FN) / (VP + FP + FN + VN)$	0,14
Sensibilidade	$VP / (VP + FN)$	0,90
Especificidade	$VN / (FP + VN)$	0,86
Taxa de falsos positivos	$FP / (FP + VN)$	0,14
Taxa de falsos negativos	$FN / (VP + FN)$	0,10

A figura 4.17 relaciona a probabilidade espacial de ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais (eixo x), com a variação da estimativa do modelo (eixo y), medida através do desvio-padrão da probabilidade (Guzzetti *et al.*, 2006; van den Eeckhaut *et al.*, 2009), o que permite avaliar o erro associado à estimativa da probabilidade espacial. Por outras palavras, e de acordo com Guzzetti *et al.* (2006) e van den Eeckhaut *et al.* (2009), o desvio-padrão pode ser considerado como um *proxy* do erro do modelo. Verifica-se que, de forma geral, o gráfico (fig. 4.17) individualiza dois *clusters* distintos. Por um lado, observa-se um conjunto de pontos composto por valores de desvio-padrão da probabilidade inferiores 0,2. Este *cluster* refere-se a valores de desvio-padrão relativamente baixos nas células com fraca ou elevada probabilidade e demonstra uma dispersão pouco significativa nos valores intermédios de probabilidade espacial, o que reflete a capacidade do modelo em classificar corretamente as áreas estáveis e instáveis. Porém, observa-se um segundo *cluster*, cujos valores de desvio-padrão (superiores a 0,2) revelam uma maior incerteza na classificação do modelo. Este último diz respeito, sobretudo, a zonas próximas do

fundo do vale, marcadas pelo declive forte, onde se identificam áreas de rutura de deslizamentos superficiais.

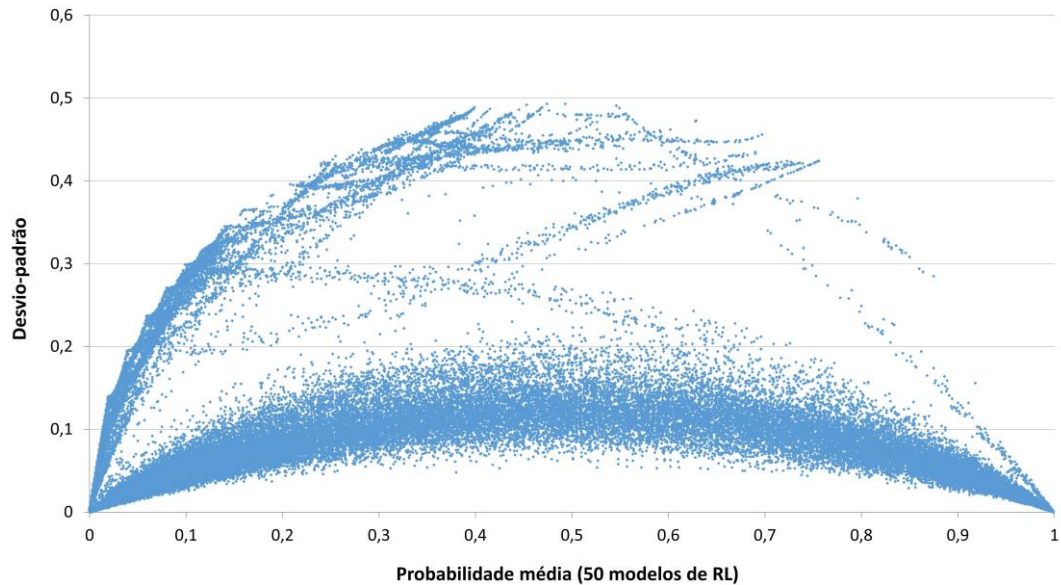


Figura 4.17 – Relação entre a probabilidade média (obtida a partir dos 50 modelos de RL) e a sua variação.

O quadro 4.7 resume a percentagem acumulada de área instável (do grupo de validação) verificada em cada classe do modelo final de probabilidade espacial (fig. 4.15). Observa-se que 1% da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial integra 7,7% das áreas de rutura de deslizamentos superficiais presentes no grupo de validação. Ao considerar-se 30% da área em estudo, a percentagem acumulada de área instável atinge os 98,9%.

Quadro 4.7 – Percentagem da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial (modelo de RL) *versus* percentagem acumulada de área instável (grupo de validação)

% da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade	Valores de probabilidade	Área instável acumulada (m ²)	% acumulada de área instável
99 – 100	[0,97 – 1,0]	175	7,7
95 – 99	[0,86 – 0,97[750	33,0
90 – 95	[0,66 – 0,86[1350	59,3
80 – 90	[0,31 – 0,66[1850	81,3
70 – 80	[0,13 – 0,31[2250	98,9
0 – 70	[0,0 – 0,13[2275	100,0

4.3.4. Importância das variáveis preditivas

No presente estudo, considerou-se relevante avaliar os coeficientes obtidos para cada fator (ou variável preditiva). Estes coeficientes traduzem a importância da classe de cada fator na ocorrência das áreas de rutura de deslizamentos superficiais. Na análise multivariada, como é o caso da RL, o peso atribuído a cada classe indica a sua contribuição relativa na ocorrência da variável dependente e é determinado tendo em conta as interações entre todos os fatores que integram o modelo (Süzen e Doyuran, 2004). Porém, a dificuldade em explorar estes resultados nos 50 modelos de RL, levou a que se optasse por uma metodologia mais simples, mas também eficiente, como é o caso da análise bivariada. Para a elaboração deste tipo de análise, utilizou-se o método do valor informativo (VI).

No quadro 4.8 apresentam-se os resultados decorrentes da aplicação do VI (ver equação 3.3, capítulo 3). Tendo em conta que o objetivo da análise é compreender a relevância de cada classe de cada variável independente na ocorrência de deslizamentos superficiais, utilizaram-se, para o cálculo do VI, as áreas de rutura dos 81 deslizamentos que constituem os 3 inventários. Importa referir que foram excluídas do quadro 4.8 as classes das variáveis preditivas que não integram dados de presença do fenómeno em estudo, por não se considerarem relevantes para a presente análise.

As classes das variáveis independentes que melhor se relacionam com a distribuição espacial das áreas de rutura de deslizamentos superficiais são as seguintes (quadro 4.8): vertentes com declive compreendido entre 20° e 45° e expostas a N; terrenos com valores elevados de IWI (sem, no entanto, se considerar a classe mais elevada, devido à inexistência de deslizamentos) que revelam um menor potencial para a acumulação de água; uso do solo caracterizado por florestas e zonas descobertas com pouca vegetação; presença de pelitos, arenitos, margas e calcários, que constituem a Formação de Sobral; e existência de solos com espessura compreendida entre 175 e 250 cm.

Quadro 4.8 – Scores de suscetibilidade, para cada classe dos fatores de predisposição, estimados através da aplicação do método do VI

Fatores de predisposição	Classes	Si	Ni	VI
Declive (°)				
	2 [5 – 10[825	14497950	-2,5
	3 [10 – 15[2975	10455250	-0,9
	4 [15 – 20[5650	4155950	0,7
	5 [20 – 25[6075	1983825	1,5
	6 [25 – 30[5625	1038525	2,1
	7 [30 – 35[3650	482975	2,4
	8 [35 – 40[3100	198125	3,2
	9 [40 – 45[825	75800	2,8
	10 ≥ 45	25	26625	0,3
Exposição das vertentes				
	2 Norte	8225	2657700	1,5
	3 Nordeste	8200	5878450	0,7
	4 Este	3475	6589500	-0,2
	5 Sudeste	825	8515425	-1,9
	6 Sul	425	7689100	-2,5
	7 Sudoeste	2525	6452950	-0,5
	8 Oeste	3650	3130925	0,6
	9 Noroeste	1425	1712775	0,2
IWI				
	3 [0,0001 – 0,001[2450	10512900	-1,1
	4 [0,001 – 0,01[16450	23334900	0,1
	5 [0,01 – 0,1[9850	4964675	1,1
Perfil transversal				
	1 Côncavo	10675	14166450	0,1
	2 Retilíneo	2900	12549025	-1,1
	3 Convexo	15175	16244125	0,3
Perfil longitudinal				
	1 Convexo	12675	14697125	0,3
	2 Retilíneo	2550	11612550	-1,1
	3 Côncavo	13525	16649925	0,2
Uso do solo				
	1 Tecido urbano	450	5368925	-2,1
	2 Indústria, comércio e transportes	25	3199375	-4,5
	5 Culturas temporárias	150	4265075	-2,9
	6 Culturas permanentes	150	1900225	-2,1
	8 Áreas agrícolas heterogêneas	725	5344900	-1,6
	9 Florestas	4700	1920675	1,3
	10 Vegetação arbustiva e herbácea	22325	16059275	0,7
	11 Zonas descobertas e com pouca vegetação	225	112825	1,1
Litologia				
	5 Formação de Abadia: margas e pelitos	6900	15758575	-0,4
	6 Formação de Amaral: calcários	4800	3802450	0,6
	7 Formação de Arranhó: calcários e margas	11950	10996300	0,5
	14 Formação de Sobral: pelitos, arenitos, margas e calcários	3750	2334950	0,9
	19 Margas de Amaral	1350	1216875	0,5
Espessura do solo (cm)				
	1 [0 – 25[675	855550	0,2
	2 [25 – 50[8925	3815200	1,2
	3 [50 – 75[3100	8209000	-0,6
	4 [75 – 100[7575	10286925	0,1
	5 [100 – 125[350	12002825	-3,1
	6 [125 – 150[4600	5640500	0,2
	7 [150 – 175[150	1576200	-2,0
	8 [175 – 200[1300	319350	1,8
	9 [200 – 225[475	99100	2,0
	10 [225 – 250[1600	24925	4,6

S = 28525 m²; N = 43019100 m²

Alguns dos fatores de predisposição apontados são concordantes com outros estudos efetuados em zonas próximas da área em questão e sob o mesmo contexto geomorfológico, tal como as classes de declive e a litologia (Lajas, 2016) e os valores de IWI que refletem um menor potencial para a acumulação de água (Oliveira, 2012). Outras variáveis independentes revelam uma fraca capacidade de discriminação no que se refere às classes mais preponderantes na ocorrência de áreas de rutura, como é o caso das áreas côncavas e convexas, tanto no perfil transversal como no longitudinal.

O quadro 4.9 apresenta o grau de importância, ordenado, de cada uma das variáveis independentes, de acordo com os índices *Accountability* (ACC) e *Reliability* (REL). A hierarquização resultou da soma das classificações obtidas para cada índice. Assim, de acordo com o quadro 4.9, verifica-se que o primeiro fator mais relevante diz respeito ao uso do solo, seguido do declive. Estes resultados são, também, concordantes com os fatores de predisposição apontados por Lajas (2016) como sendo os que melhor explicam a ocorrência de deslizamentos superficiais. Por outro lado, os perfis transversal e longitudinal e a litologia são as variáveis independentes que exercem uma menor influência, tal como constatado por Oliveira (2012).

Quadro 4.9 – Cálculo e hierarquização dos índices *Accountability* (ACC) e *Reliability* (REL)

	ACC		REL		Σ (Ord.)	Hierarquização
	(*100)	Ord.	(*100)	Ord.		
Declive	86,8	6	0,313	1	7	2
Exposição das vertentes	74,8	8	0,161	2	10	5
IWI	91,5	2	0,093	6	8	3
Perfil transversal	89,9	4	0,085	7	11	6
Perfil longitudinal	91,1	3	0,084	8	11	6
Uso do solo	94,8	1	0,151	3	4	1
Litologia	76,0	7	0,119	5	12	8
Espessura do solo	87,5	5	0,120	4	9	4

Não deixa de ser interessante compreender a razão pela qual o uso do solo assume o lugar de fator de predisposição mais importante para a ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, tendo em conta que esta variável independente não apresenta *scores* muito elevados de VI. Pensa-se que o motivo poderá estar relacionado com a distribuição irregular dos deslizamentos pelas classes de uso do solo

existentes. Com efeito, 8 em 13 classes de uso do solo manifestam a presença de instabilidade, contudo, cerca de 95% da área deslizada concentra-se em apenas duas classes (florestas e vegetação arbustiva e herbácea). Em contrapartida o declive, que ocupa a segunda posição na hierarquia, apresenta *scores* de VI mais elevados, comparativamente ao uso do solo, contudo, apenas uma classe não apresenta instabilidade (de 0 a 5°) e a área deslizada tem uma distribuição mais uniforme pelas restantes classes de declive. A razão pela qual a litologia encontra-se no último lugar da hierarquia dos fatores de predisposição poderá relacionar-se com o facto de apenas 5 classes, num total de 19, apresentarem indícios de instabilidade geomorfológica, associado aos *scores* pouco significativos de VI, o que indica que os deslizamentos tendem a ocorrer em classes litológicas que ocupam áreas extensas.

4.4. Modelação determinística das áreas de rutura de deslizamentos superficiais (método do Talude Infinito)

4.4.1. Modelo hidrológico

A componente hidrológica, presente no modelo SHALSTAB, compreende a estimativa da condutividade hidráulica, da transmissividade e o cálculo da razão topográfica que descreve o efeito da topografia no escoamento superficial (ver equações 3.10 e 3.11 do capítulo 3).

Para a estimativa da condutividade hidráulica recorreu-se ao mapa oficial de solos, à escala 1:25 000 (DGADR, 1999). Em cada classe de tipo de solo definiram-se as percentagens de argila, limo+areia fina e areia grossa, de acordo com o trabalho desenvolvido por Pimenta (1998). Importa realçar que apenas se considerou o tipo de solo dominante. Nas situações em que o tipo de solo não consta no trabalho de Pimenta (1998), foram atribuídos os valores referentes à classe, da mesma família, que se considerou mais semelhante com aquela que se encontra em falta. A classificação textural de cada tipo de solo foi definida de acordo com a taxonomia e com o triângulo

de classificação estabelecidos pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos. A correspondência entre as propriedades texturais e o respetivo valor de condutividade hidráulica foi feita com base no trabalho sistematizado por Rawls *et al.* (1982). Na área de estudo, a condutividade hidráulica varia de $0,0144 \text{ m dia}^{-1}$ nos Vertissolos (com textura argilosa - *clay*) a $0,3168 \text{ m dia}^{-1}$ nos Luvisolos (com textura franca - *loam*). A transmissividade (fig. 4.18), que resulta da multiplicação entre a condutividade hidráulica do solo saturado (m dia^{-1}) e a espessura do solo (m), varia entre 0 e $0,54 \text{ m}^2 \text{ dia}^{-1}$. O modelo hidrológico final (h/z ou m), que pode ser observado na figura 4.19, corresponde à razão entre a espessura do solo saturado acima da camada impermeável e a espessura total do solo potencialmente instável. No modelo hidrológico (fig. 4.19) o valor zero corresponde a áreas onde não existiu uma subida do nível freático (e.g. áreas urbanas, afloramentos rochosos e solos Castanozemes) e o valor 1 indica as áreas onde se verifica a saturação do solo, tendo em conta o limiar crítico de precipitação para 1 dia (114,4 mm).

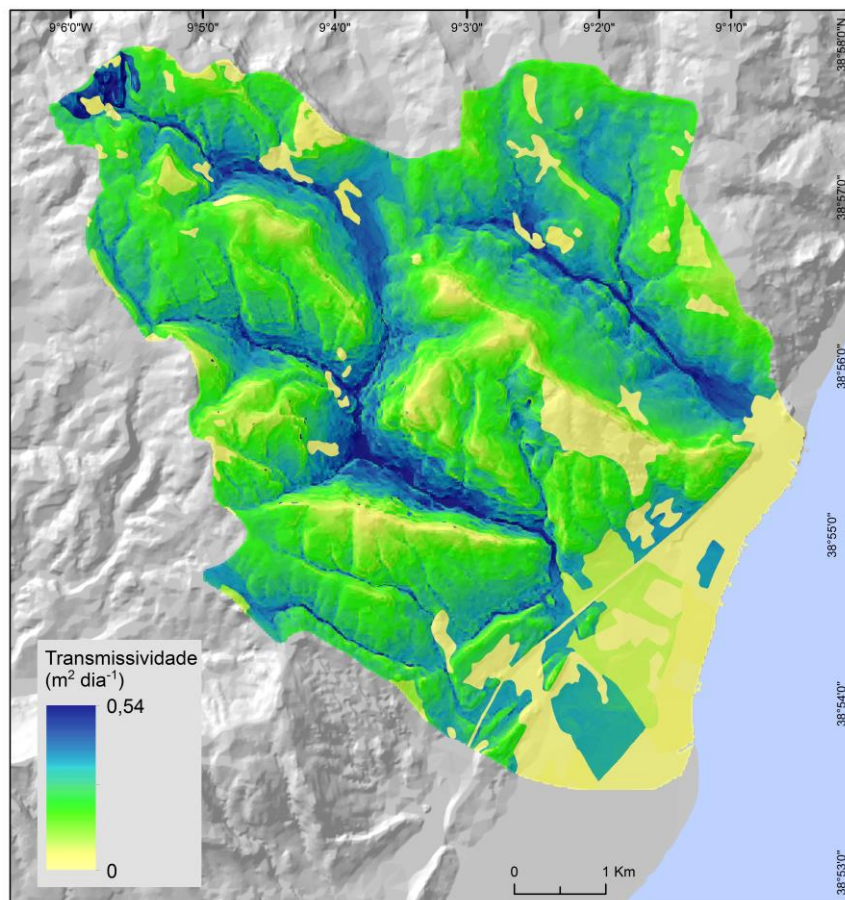


Figura 4.18 – Transmissividade do solo na área de estudo.

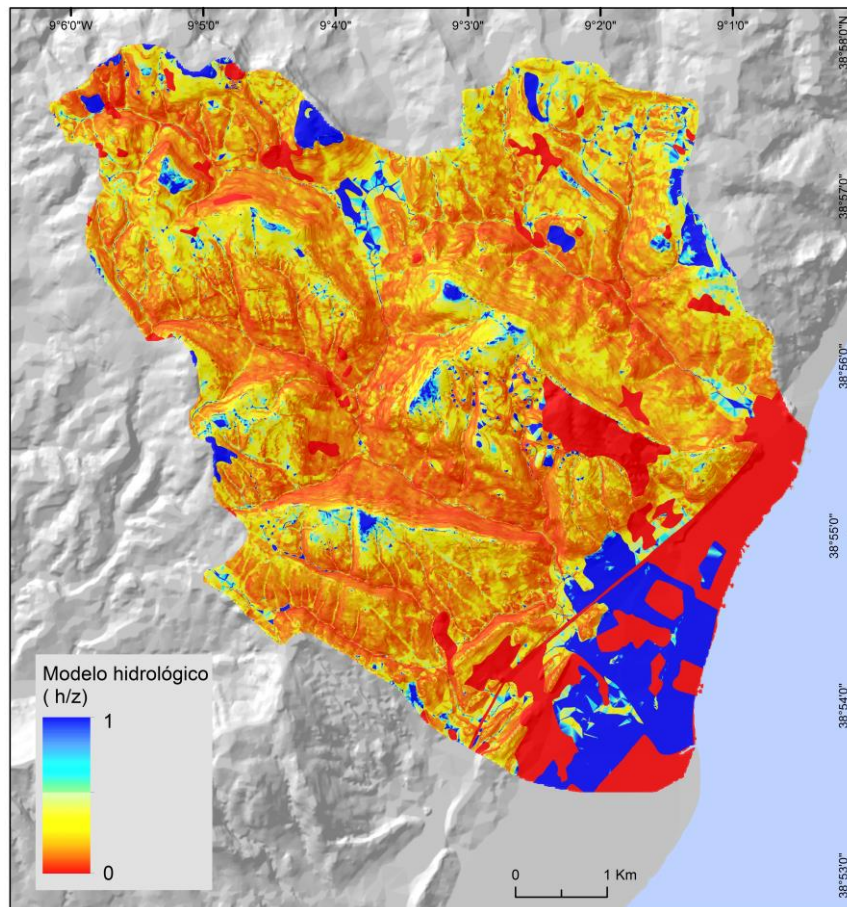


Figura 4.19 – Modelo hidrológico (razão h/z) elaborado com base no limiar crítico de precipitação para 1 dia.

4.4.2. Parâmetros geotécnicos dos solos superficiais

Na área de estudo, os solos superficiais são, sobretudo, rególitos e depósitos de coluvião que sofreram pouca mobilização ao longo das vertentes, o que é explicado pela fraca energia das formas de relevo existentes. Consequentemente, os solos acima do substrato rochoso são tipicamente superficiais e, deste modo, é possível assumir que a sua composição é muito idêntica à do substrato litológico. Neste sentido, considera-se apropriado utilizar as unidades litológicas como base de regionalização dos parâmetros de resistência ao corte dos solos superficiais, que se depositam sobre o substrato rochoso.

Em dois trabalhos anteriormente realizados (Pimenta, 2011; Vasconcelos, 2011) foram definidos os parâmetros geotécnicos da grande maioria das formações litológicas

presentes na área de estudo, quer por análise laboratorial, quer por consulta bibliográfica. Os valores dos parâmetros, para cada litologia, bem como a fonte de informação, encontram-se resumidos no quadro 4.10.

Quadro 4.10 – Parâmetros geotécnicos das unidades litológicas presentes nas bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António

Unidades litológicas	Coesão efetiva (kPa)	Ângulo de atrito interno efetivo (°)	γ_m (kN m ⁻³)	γ_{sat} (kN m ⁻³)	γ_{sub} (kN m ⁻³)
Aluviões, aterros ¹	11,0	24,0	17,5	18,5	8,7
Dep. de terraços fluviais; Dep. de terraços indif. ¹	11,0	24,0	17,5	18,5	8,7
Formação de Abadia: margas e pelitos ²	26,5	24,0	24,7	26,7	16,9
Formação de Amaral: calcários ²	21,8	34,0	24,7	26,7	16,9
Formação de Areolas de Braço de Prata ¹	5,0	30,0	19,3	20,3	10,5
Formação de Areolas de Cabo Ruivo ¹	5,0	30,0	19,3	20,3	10,5
Formação de Arranhó: calcários e margas ²	17,3	29,0	24,1	26,1	16,3
Formação de Benfica: conglomerados, arenitos e argilitos ¹	27,0	37,0	20,7	21,7	11,9
Formação de Calcários de Quinta das Conchas ¹	35,0	37,0	20,4	21,4	11,6
Formação de Caneças: calcários e arenitos ¹	25,0	30,0	20,0	21,0	11,2
Formação de Fonte Grada: arenitos, conglomerados e pelitos ³	27,0	37,0	20,7	21,7	11,9
Formação de Freixial: arenitos, margas e calcários ⁴	10,6	32,0	24,5	26,5	16,7
Formação de Grés dos Grilos ¹	5,0	32,0	20,0	21,0	11,2
Formação de Regatão: arenitos, pelitos e dolomitos ³	27,0	37,0	20,7	21,7	11,9
Formação de Rodízio: pelitos, arenitos e conglomerados ³	27,0	37,0	20,7	21,7	11,9
Formação de Serreira: pelitos, arenitos e conglomerados ³	27,0	37,0	20,7	21,7	11,9
Formação de Sobral: pelitos, arenitos, margas e calcários ²	10,6	32,0	24,5	26,5	16,7
Formações de Sta Susana e de Praia dos Coxos indif.: margas, arenitos, calcários e pelitos ⁴	10,6	32,0	24,5	24,5	24,5
Margas do Amaral ⁵	???	???	???	???	???

Fontes de informação: ¹Parâmetros obtidos com base em bibliografia (Vasconcelos, 2011); ²Parâmetros estimados em laboratório (Pimenta, 2011); ³Não existem dados disponíveis para estas formações, pelo que, atendendo à semelhança da constituição, foram atribuídos os parâmetros obtidos, com base em bibliografia, para a Formação de Benfica (Vasconcelos, 2011); ⁴Não existem dados disponíveis para estas formações, pelo que, atendendo à semelhança da constituição, foram atribuídos os parâmetros estimados em laboratório para a Formação de Sobral (Pimenta, 2011); ⁵Não existem dados disponíveis para esta unidade litológica.

Os parâmetros geotécnicos, das formações litológicas, obtidos em laboratório por Pimenta (2011) (quadro 4.10) revelaram ser demasiado elevados e pouco passíveis de explicar a instabilidade geomorfológica observada na área de estudo. Tal deve-se à pequena profundidade dos planos de rutura dos deslizamentos (geralmente inferior a 2 m) que afetam, sobretudo, os solos superficiais. Esta situação conduziu à estimativa, por retroanálise, dos valores de coesão e de ângulo de atrito interno para os solos superficiais correspondentes a cada uma das unidades litológicas com presença de deslizamentos (i.e. Formações de Abadia, Amaral, Arranhó, Sobral e Margas de Amaral), que são apresentados adiante.

No quadro 4.11 encontram-se representados os valores de γ_m , γ_{sat} e γ_{sub} , bem como a respetiva fonte de informação, utilizados para cada uma das unidades litológicas, cujos parâmetros geotécnicos foram estimados por retroanálise. De acordo com Cheng e Lau (2008), os pesos específicos do solo acima (γ_m) e abaixo (γ_{sat}) do lençol freático podem diferir cerca de 1 a 2 kN m⁻³. No presente trabalho, assumiu-se a diferença de uma unidade. O peso específico do solo submerso (γ_{sub}) é calculado através da subtração do peso específico da água (γ_w), cujo valor é 9,81 kN m⁻³, ao peso específico do solo saturado (γ_{sat}). As combinações dos parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno efetivos, estimadas por retroanálise para cada unidade litológica, foram avaliadas através do confronto do resultado do modelo do TI com as áreas de rutura que integram o grupo de modelação. A seleção dos pares críticos de coesão efetiva e ângulo de atrito interno efetivo, para cada unidade litológica, resultou da combinação de dois critérios: 1) a classe de suscetibilidade com Fator de Segurança (FS) ≤ 1 deve incluir, pelo menos, 50% das áreas de rutura, do grupo de modelação, presentes na

unidade litológica em questão; e 2) a classe de suscetibilidade com $FS \leq 1$ deve apresentar o *effective ratio* (Chung e Fabbri, 2003) mais elevado, o qual se traduz na razão entre a percentagem de área instabilizada predita na classe de suscetibilidade $FS \leq 1$ e a percentagem de área que esta classe ocupa no contexto da área em estudo (i.e. no contexto da unidade litológica em questão).

Quadro 4.11 – Peso específico natural do solo (γ_m), peso específico do solo saturado (γ_{sat}) e peso específico submerso do solo (γ_{sub}) para as unidades litológicas sujeitas a retroanálise dos valores de coesão efetiva e ângulo de atrito interno efetivo

Unidades litológicas	γ_m (kN m ⁻³)	γ_{sat} (kN m ⁻³)	γ_{sub} (kN m ⁻³)	Fonte
Formação de Abadia: margas e pelitos	18,6	19,6	9,8	Carter e Bentley (1991)
Formação de Amaral: calcários	19,9	20,9	11,1	Terzaghi e Peck, 1967 (in Abramson, 2002); e NAVFAC (1986)
Formação de Arranhó: calcários e margas	19,9	20,9	11,1	Terzaghi e Peck, 1967 (in Abramson, 2002); e NAVFAC (1986)
Formação de Sobral: pelitos, arenitos, margas e calcários	19,6	20,6	10,8	Carter e Bentley (1991)
Margas de Amaral	18,6	19,6	9,8	Carter e Bentley (1991)

Os valores de coesão efetiva e ângulo de atrito interno efetivo, obtidos por retroanálise para os solos superficiais associados às unidades litológicas com presença de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, são apresentados no quadro 4.12. As combinações que respondem, simultaneamente, aos dois critérios anteriormente definidos encontram-se assinaladas a negrito. Os parâmetros geotécnicos das restantes 14 unidades litológicas sem movimentos de vertente (Aluviões/aterros; Depósitos de terraços fluviais/depósitos de terraços indiferenciados; Formação de Areolas de Braço de Prata; Formação de Areolas de Cabo Ruivo; Formação de Benfica; Formação de Calcários de Quinta das Conchas; Formação de Caneças; Formação de Fonte Grada; Formação de Freixial; Formação de Grés dos Grilos; Formação de Regatão; Formação de Rodízio; Formação de Serreira; Formações de Sta Susana e de Praia dos Coxos indiferenciada) não puderam ser estimados através de retroanálise devido à ausência de deslizamentos nestas unidades litológicas, pelo que se utilizaram

os valores apresentados no quadro 4.10, extraídos dos trabalhos de Pimenta (2011) e Vasconcelos (2011).

Quadro 4.12 – Valores de coesão efetiva e ângulo de atrito interno efetivo, obtidos por retroanálise, para os solos superficiais associados a cada unidade litológica instabilizada

Formação de Abadia (margas e pelitos)				
		FS≤1		
Coesão efetiva (kPa)	Ângulo de atrito interno efetivo (°)	% área instabilizada	% área da unidade litológica	<i>Effective ratio</i>
2,0	11,0	36,1	7,0	5,16
1,0	15,0	47,0	6,8	6,91
1,0	14,0	52,6	8,5	6,19
1,0	13,0	58,6	10,8	5,43
0,0	21,0	42,6	4,7	9,06
0,0	20,0	49,4	5,7	8,67
0,0	19,0	57,8	6,9	8,38
0,0	18,0	59,4	8,4	7,07
Formação de Amaral (calcários)				
		FS≤1		
Coesão efetiva (kPa)	Ângulo de atrito interno efetivo (°)	% área instabilizada	% área da unidade litológica	Effective ratio
3,0	14,0	36,7	3,0	12,23
3,0	13,0	40,0	3,9	10,26
3,0	12,0	42,0	5,0	8,40
3,0	11,0	45,3	6,3	7,19
3,0	10,0	46,7	7,8	5,99
3,0	9,0	49,3	9,7	5,08
2,0	18,0	40,0	4,3	9,30
2,0	17,0	42,7	5,4	7,91
2,0	16,0	48,7	6,6	7,38
2,0	15,0	52,0	8,2	6,34
2,0	14,0	56,0	10,0	5,60
1,0	23,0	43,3	5,6	7,73
1,0	22,0	48,7	6,9	7,06
1,0	21,0	52,7	8,4	6,27
1,0	20,0	58,7	10,0	5,87
Formação de Arranhó (calcários e margas)				

		FS≤1		
Coesão efetiva (kPa)	Ângulo de atrito interno efetivo (°)	% área instabilizada	% área da unidade litológica	Effective ratio
2,0	15,0	47,7	5,4	8,8
2,0	14,0	50,6	6,6	7,7
2,0	13,0	54,0	8,1	6,7
2,0	12,0	56,4	9,8	5,8
2,0	11,0	58,1	11,7	5,0
1,0	22,0	49,1	4,4	11,2
1,0	21,0	53,2	5,3	10,0
1,0	20,0	55,5	6,3	8,8
Formação de Sobral (pelitos, arenitos e margas)				
		FS≤1		
Coesão efetiva (kPa)	Ângulo de atrito interno efetivo (°)	% área instabilizada	% área da unidade litológica	Effective ratio
3,0	11,0	42,7	6,3	6,78
3,0	10,0	49,5	7,7	6,43
3,0	9,0	53,2	9,3	5,72
2,0	16,0	47,6	6,9	6,90
2,0	15,0	52,4	8,3	6,31
2,0	14,0	57,3	9,9	5,79
1,0	21,0	48,5	8,9	5,45
1,0	20,0	50,5	10,4	4,86
1,0	19,0	56,3	11,9	4,73
Margas de Amaral				
		FS≤1		
Coesão efetiva (kPa)	Ângulo de atrito interno efetivo (°)	% área instabilizada	% área da unidade litológica	Effective ratio
2,0	15,0	41,5	2,7	15,37
2,0	14,0	46,3	3,8	12,18
2,0	13,0	51,2	5,2	9,85
2,0	12,0	61,0	7,2	8,47
1,0	17,0	61,0	5,7	10,70
1,0	18,0	58,5	4,2	13,93
1,0	19,0	46,3	3,0	15,43
0,0	23,0	56,1	4,0	14,03
0,0	24,0	53,7	3,1	17,32
0,0	25,0	43,9	2,4	18,29

Através do quadro 4.12 é possível verificar que os valores de coesão efetiva estimados por retroanálise para as unidades litológicas com área instabilizada (Formação de Abadia, Formação de Amaral, Formação de Arranhó, Formação de Sobral e Margas de Amaral) são relativamente baixos (variam entre 0 e 2 kPa), o que não é surpreendente tendo em conta que os deslizamentos ocorrem em solos superficiais e com pouca coesão, a qual tende a aumentar com a profundidade. Tal como já foi anteriormente mencionado, é necessário ter presente que os valores de coesão e ângulo de atrito interno efetivos não se referem à resistência das formações geológicas acima referidas, mas sim dos solos e depósitos de vertente superficiais que as revestem, com espessuras geralmente inferiores a 2 m.

4.4.3. Modelo do Talude Infinito (TI)

O mapa resultante da aplicação do modelo do TI (fig. 4.20) foi reclassificado em 5 classes, com base nos valores do FS (≤ 1 ; 1 – 1,25; 1,25 – 1,5; 1,5 – 2,0; e > 2), as quais correspondem, respetivamente, às seguintes classificações descritivas de suscetibilidade: muito elevada; elevada; moderada; baixa; e muito baixa.

O modelo de suscetibilidade elaborado com o método do TI foi validado através do confronto do resultado com as áreas de rutura de deslizamentos superficiais que constituem o grupo de validação. A validação, através das curvas ROC e dos valores de AUC (fig. 4.21), revelam uma excelente capacidade preditiva do modelo do TI (AUC = 0,93).

O quadro 4.13 resume a percentagem acumulada de área estável e instável (do grupo de validação) verificada em cada classe de FS do modelo final realizado com o método do TI (fig. 4.20). Observa-se que a classe de suscetibilidade com $FS \leq 1$ abrange 5,2% de área estável e inclui 60,4% das áreas de rutura de deslizamentos superficiais do grupo de validação. Para que a área total instabilizada esteja incluída no modelo é necessário considerar um FS compreendido entre 1,5 e 2,0, o que irá abranger 37,6% de área sem indícios de instabilidade.

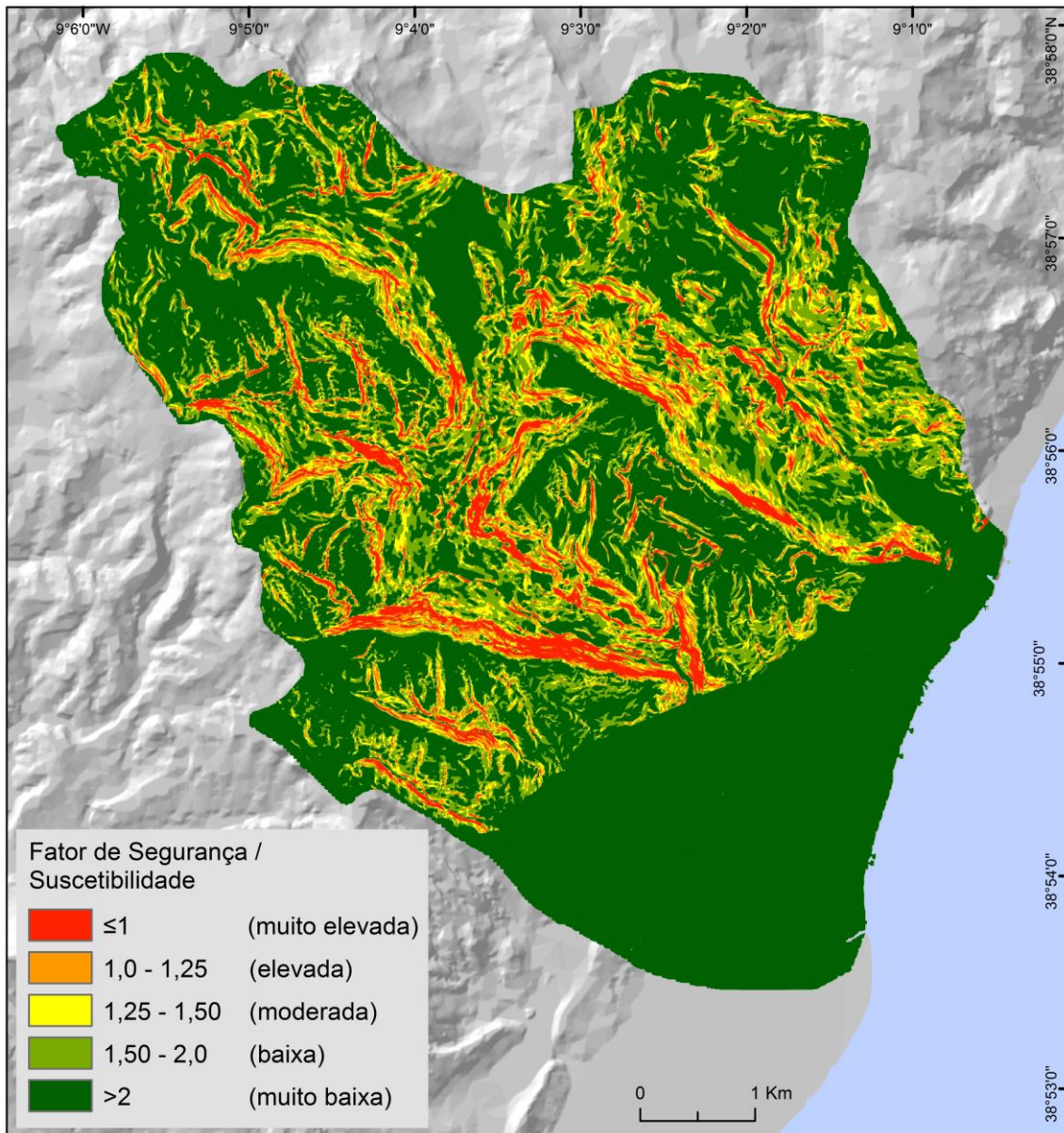


Figura 4.20 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais obtido pelo método do TI e correspondentes classes de suscetibilidade.

Quadro 4.13 – Percentagem acumulada de área não instabilizada e instável (grupo de validação) em cada classe de Fator de Segurança (FS)

FS	% acumulada de área não instabilizada*	Área instável acumulada (m ²)	% acumulada de área instável
≤1,0	5,2	1375	60,4
1,0 – 1,25	11,6	1650	72,5
1,25 – 1,50	19,8	2075	91,2
1,50 – 2,0	37,6	2275	100,0
>2,0	100,0	2275	100,0

*exclui a área instável pertencente ao grupo de modelação

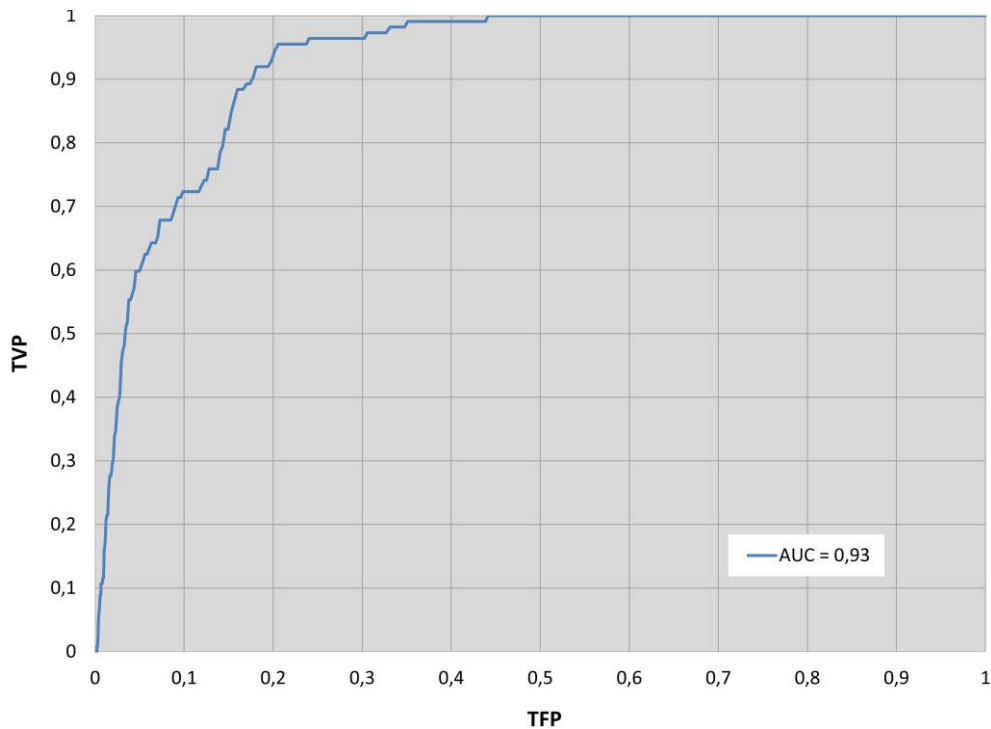


Figura 4.21 – Curva ROC e quantificação da AUC para os modelos do TI.

4.4.4. Análise da sensibilidade do modelo do TI à variação de água no solo

Tal como já foi referido, os deslizamentos superficiais são tipicamente desencadeados por períodos de precipitação intensa e de curta duração (Zêzere *et al.*, 2005, 2015; Zêzere e Trigo, 2011). Adicionalmente, os trabalhos de campo sistemáticos, realizados próximo da área em estudo (e.g. Oliveira, 2012), têm demonstrado uma total ausência de sinais de instabilidade durante o verão, o que é consistente com as características secas desta estação. Deste modo, pode assumir-se a inexistência de água superficial no solo durante esta época do ano, i.e., $m = 0$. Neste sentido, foi ainda elaborado um mapa de suscetibilidade, com base no método do TI, considerando a ausência de água no solo ($m = 0$), o qual é apresentado na figura 4.22. Dadas as condições limite assumidas, seria expectável que o modelo não gerasse valores de $FS \leq 1$. Contudo, a figura 4.22 mostra uma pequena fração da área de estudo classificada com suscetibilidade muito elevada ($FS \leq 1$, 0,3% da área de estudo) em condições de ausência de água no solo, o que é interpretado como sendo um erro do modelo

determinístico decorrente das limitações dos dados utilizados. Vale a pena mencionar que estes pequenos erros do modelo ocorrem nas Formações de Abadia e de Arranhó, o que poderá indicar que os parâmetros de resistência (coesão e ângulo de atrito interno efetivos) podem estar ligeiramente subestimados.

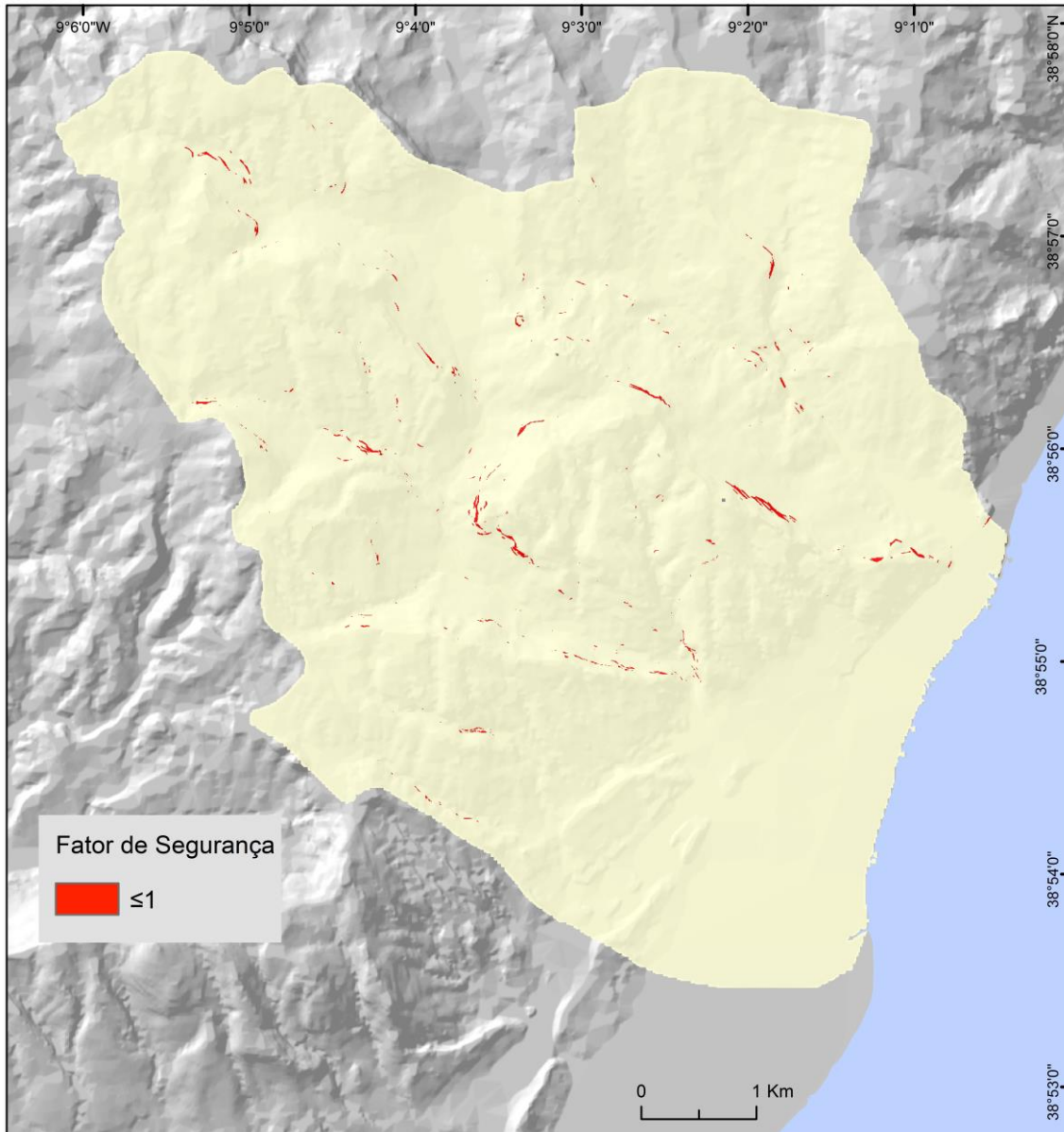


Figura 4.22 – Modelo de suscetibilidade elaborado com o método do TI, considerando a situação de ausência de água no solo ($m = 0$).

4.5. Comparação e combinação dos modelos de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais

A comparação e combinação dos modelos de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais segue a metodologia utilizada por Oliveira *et al.* (2017) numa pequena sub-bacia em Arruda dos Vinhos, num contexto geomorfológico e geológico semelhante ao da área de estudo.

Através da análise visual do modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, produzido com o método de RL (ver fig. 4.15), torna-se evidente o contraste entre os setores NE/centro e S/SE, onde a suscetibilidade é menor, e os setores NW/W, com maior suscetibilidade. Este contraste é, sobretudo, induzido pelas diferentes unidades litológicas e pelo declive. Nos setores NE/centro afloram as margas e pelitos da Formação de Abadia que, de acordo com os *scores* do VI, apresentam uma predisposição contrária à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais. O declive das vertentes, nesta unidade litológica, é tipicamente suave a moderado (com declive médio de 9,9°). Já o sector S/SE é constituído por formações geológicas (e.g. aluviões e depósitos de terraços fluviais) e declives (geralmente inferiores a 5°) com ausência de instabilidade. Por outro lado, as vertentes dos setores NW/W apresentam declives mais elevados e a litologia (pelitos, arenitos, margas e calcários, da Formação de Sobral), segundo os *scores* do VI, é mais propensa à ocorrência de áreas de rutura. No que se refere à análise visual do modelo do TI (ver fig. 4.20), verifica-se que, comparativamente com o modelo de RL, existe um incremento de área potencialmente instável nos sectores centro e N/NE, particularmente onde aflora a Formação de Abadia.

Para possibilitar a comparação quantitativa dos resultados dos modelos elaborados com os métodos da RL e do TI é necessário que os mapas possuam o mesmo número de classes e que cada uma dessas classes ocupe a mesma fração de área de estudo em ambos os mapas. Neste sentido, o modelo do TI serviu de base para a reclassificação do modelo de RL, uma vez que as classes do FS estão definidas pela comunidade científica internacional. Assim, o modelo de RL foi organizado em 5 classes (muito

elevada; elevada; moderada; baixa; muito baixa) assegurando que as classes de suscetibilidade equivalentes cobrem a mesma fração de área de estudo em ambos os mapas (figura 4.23).

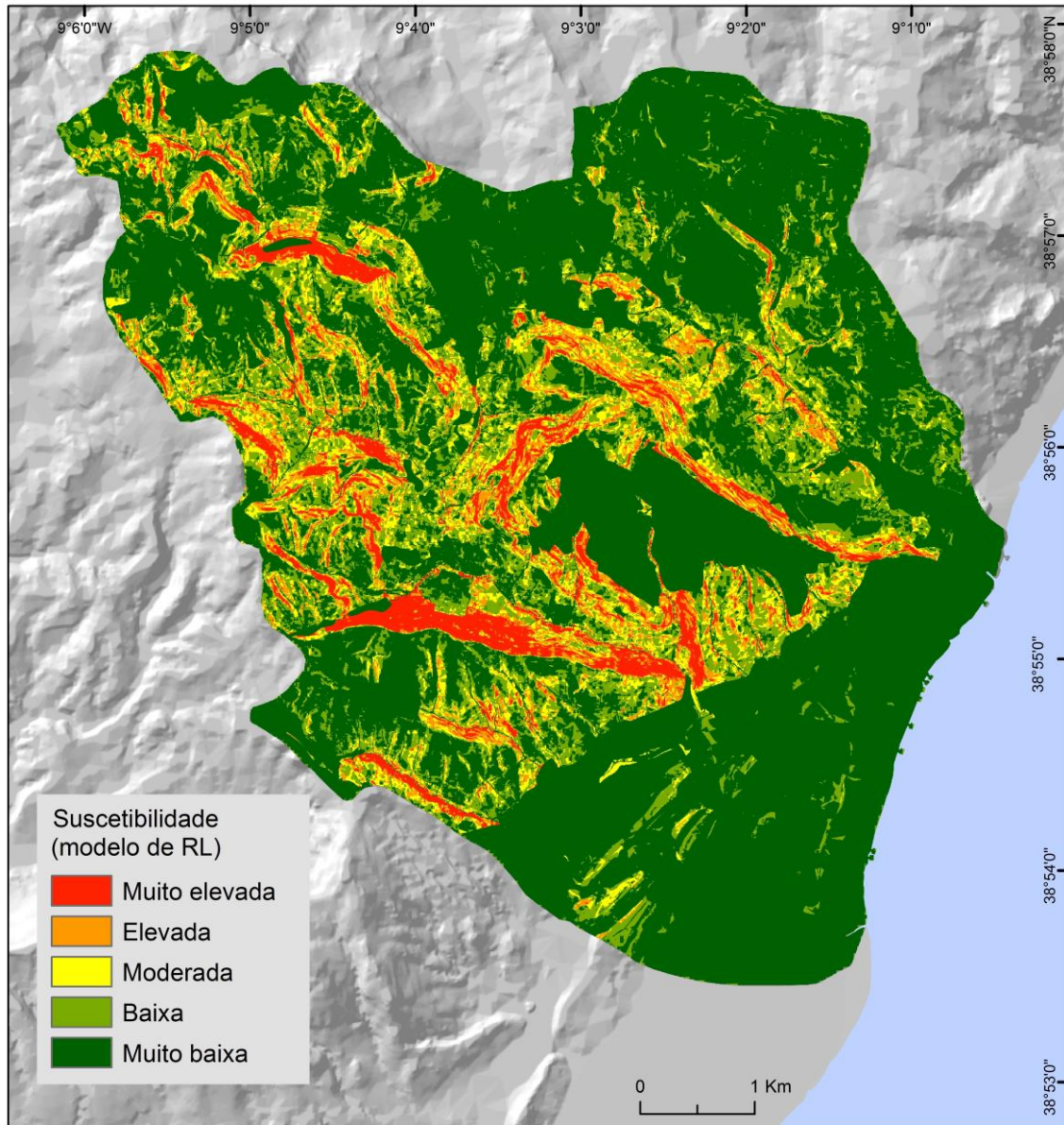


Figura 4.23 – Modelo de RL reclassificado de acordo com as classes de FS.

O quadro 4.14 sistematiza a percentagem de áreas de rutura, do grupo de validação, por classe de suscetibilidade, bem como o *effective ratio* para os mapas resultantes dos métodos de RL e TI. A classe de suscetibilidade com $FS \leq 1$ (suscetibilidade muito elevada) cobre 5,2% do total da área de estudo e valida 60,4% das áreas de rutura dos

deslizamentos superficiais pertencentes ao grupo de validação, o que explica o *effective ratio* mais elevado (11,6) desta classe de suscetibilidade (quadro 4.14).

Quadro 4.14 – Percentagem de áreas de rutura (grupo de validação) por classe de suscetibilidade e *effective ratio* para os mapas resultantes dos métodos de RL e TI

Classe de suscetibilidade	Método RL			Método TI		
	% área da classe	% áreas rutura (grupo de validação)	<i>Effective ratio</i>	% área da classe	% áreas rutura (grupo de validação)	<i>Effective ratio</i>
Muito elevada	5,2	33,0	6,3	5,2	60,4	11,6
Elevada	6,4	32,9	5,1	6,4	12,1	1,9
Moderada	8,1	15,4	1,9	8,2	18,7	2,3
Baixa	17,7	18,7	1,1	17,8	8,8	0,5
Muito baixa	62,6	0,0	0,0	62,4	0,0	0,0

A avaliação da concordância espacial entre o modelo estatístico e o modelo de base física foi realizada recorrendo à ferramenta *Rank Difference* incluída no ArcSDM (Sawatzky *et al.*, 2008). O resultado pode ser observado na figura 4.24.

A comparação dos mapas de suscetibilidade produzidos com os métodos de RL e TI demonstra que, do ponto de vista espacial, a classificação da suscetibilidade difere substancialmente dependendo do método utilizado. O coeficiente kappa obtido é de apenas 0,30, o que significa que a correlação espacial é somente razoável (Landis e Koch, 1977), não obstante a boa capacidade preditiva de ambos os modelos, tal como atestado pelas AUC (figuras 4.16 e 4.21).

De acordo com a figura 4.24, o valor zero significa concordância espacial entre as classes de suscetibilidade, enquanto valores diferentes de zero significam desacordo. Os valores negativos indicam que a suscetibilidade obtida com o método de RL é mais baixa quando comparada com o mapa resultante da aplicação do método do TI, com a diferença aumentando de -1 para -4. Por exemplo, uma célula com um *score* de -4 significa que a unidade de terreno foi classificada com suscetibilidade muito elevada no mapa do TI e com suscetibilidade muito baixa no mapa de RL. Os valores positivos indicam a relação oposta entre as classes dos mapas. A concordância espacial perfeita

entre as classes de suscetibilidade em ambos os mapas ocorre em cerca de 61% da área de estudo. No entanto, adicionando a classificação incompatível mínima (-1 e +1, na fig. 4.24), a percentagem anterior aumenta para 86,7% do total da área de estudo.

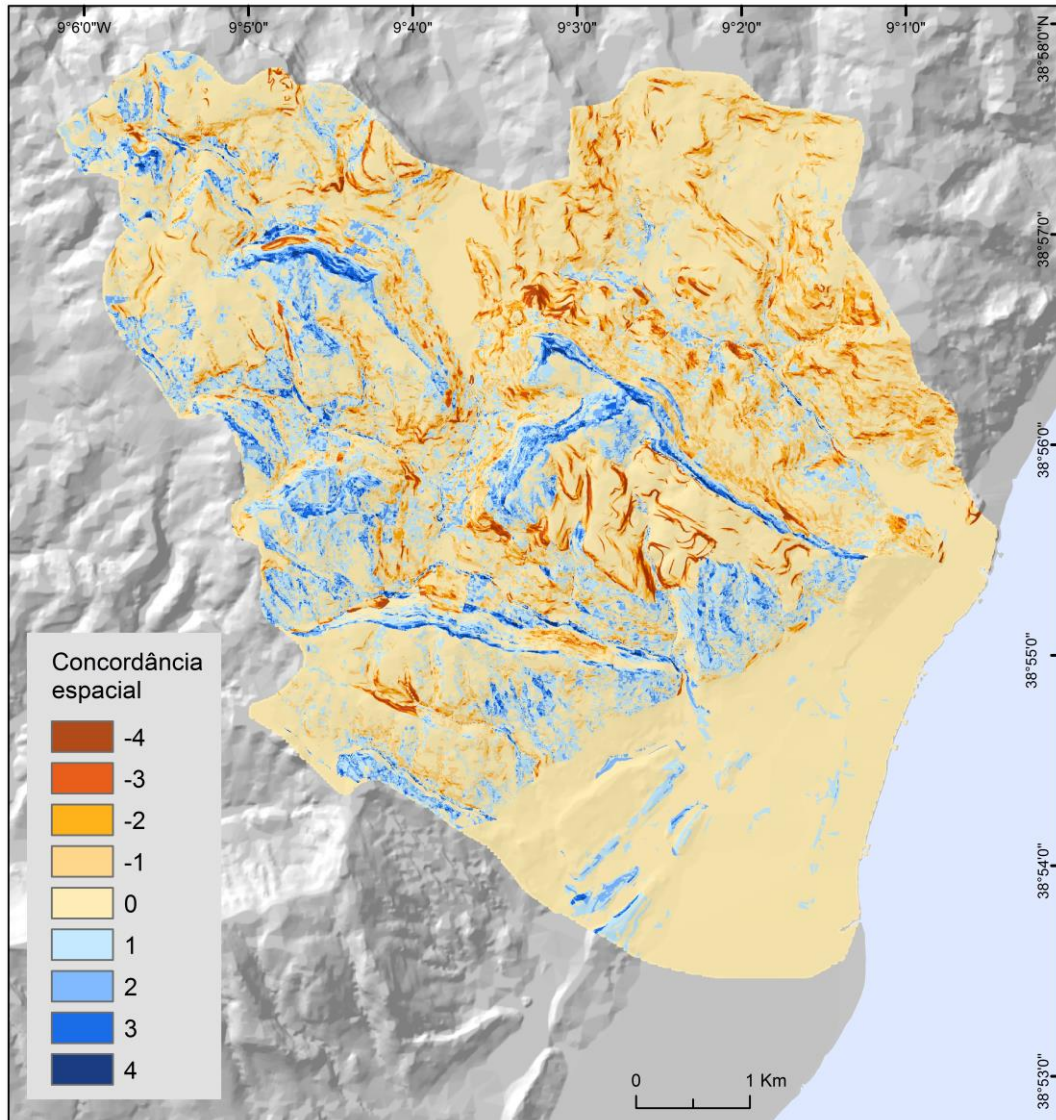


Figura 4.24 – Avaliação da concordância espacial entre os modelos de RL e de TI.

A maior discrepância entre os dois mapas (-4, -3, 3 e 4, na fig. 4.24) ocorre ao longo de 4% da área de estudo, nomeadamente onde afloram as Formações de Abadia, Arranhó e Sobral. Na parte centro e N/NE da área de estudo onde a Formação de Abadia está presente, a suscetibilidade obtida com o método de RL é mais baixa do que aquela obtida com o método do TI, enquanto que o oposto ocorre onde as Formações de Arranhó e Sobral estão presentes. Estes resultados estão em linha com os obtidos por

Oliveira *et al.* (2017), na área de Arruda dos Vinhos, e podem ser explicados através das especificações particulares associadas aos métodos estatísticos e determinísticos. Por exemplo, a suscetibilidade aferida utilizando o método do TI tende a ser mais elevada na Formação de Abadia, o que poderá estar relacionado com o conteúdo de água no solo e, eventualmente, com a presença de solos mais espessos, particularmente ao longo das partes inferiores das vertentes, onde as condições topográficas são mais propensas à saturação do solo. Por outro lado, a abordagem estatística gera *scores* de VI de 0,5 e 0,9 nas Formações de Arranhó e Sobral, respetivamente, e um *score* negativo de -0,4 na Formação de Abadia. Assim, os *scores* positivos indicam que, à partida, existirá uma maior suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais, ao contrário do que acontece com os *scores* negativos. No entanto, tendo em conta que as propriedades litológicas, assim como o contexto topográfico, da Formação de Abadia são favoráveis à ocorrência de deslizamentos, coloca-se a hipótese de o inventário de deslizamentos estar incompleto nesta unidade litológica, o que justifica os *scores* negativos de VI.

Os clusters de declive e uso do solo observados nas formações de Abadia, Arranhó e Sobral são apresentados nas figuras 4.25 e 4.26.

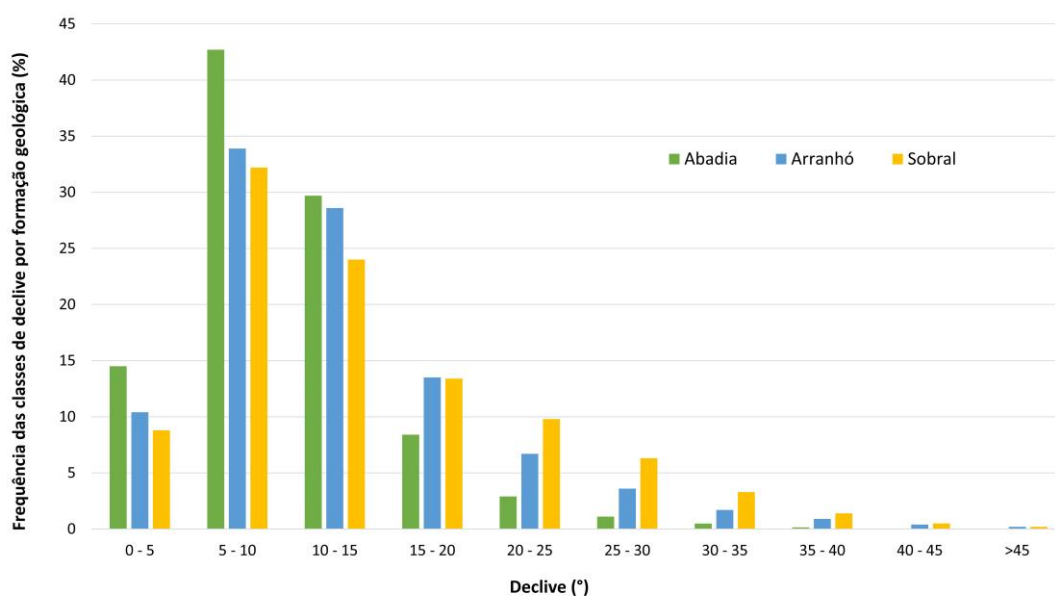


Figura 4.25 – Frequência das classes de declive por formação geológica.

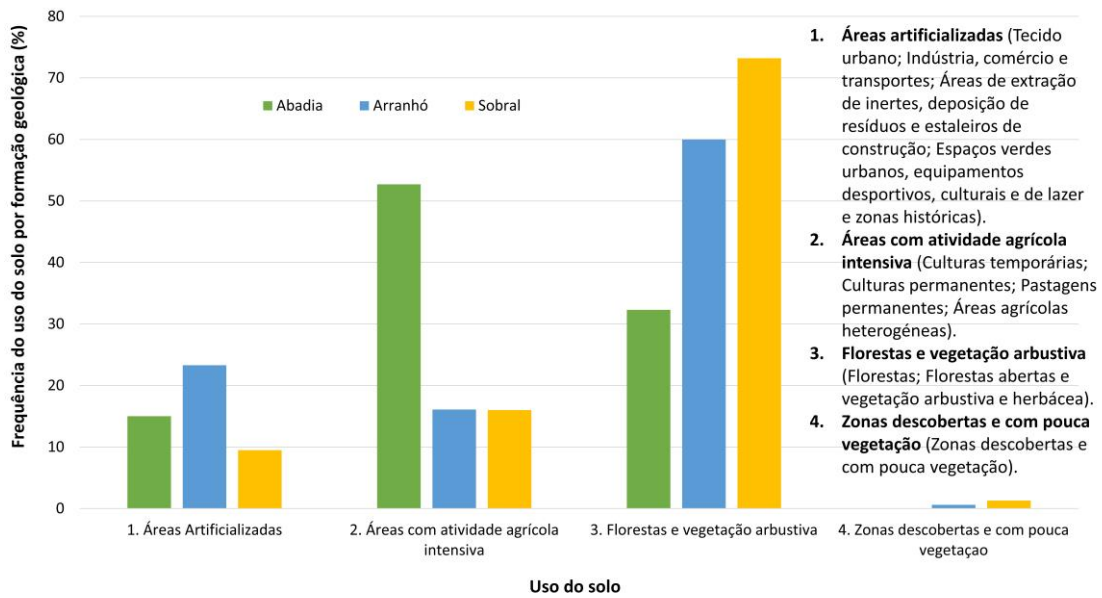


Figura 4.26 – Frequência do uso do solo por formação geológica.

A Formação de Abadia encontra-se maioritariamente associada a declives suaves e moderados (entre 5 e 15°) e caracteriza-se pela existência de atividade agrícola intensiva, que se estende ao longo de 52,7% da sua superfície. Assim, as marcas deixadas no terreno pelos pequenos deslizamentos superficiais são facilmente apagadas da paisagem, uma vez que o declive “original” é recuperado com vista às atividades agrícolas.

Pelo contrário, as Formações de Arranhó e de Sobral são constituídas por sequências de camadas de calcários e margas, no caso da primeira, e por intercalações de pelitos, arenitos, margas e calcários, no caso da segunda, o que induz a maiores irregularidades topográficas e solos menos produtivos nas vertentes com declive acentuado a moderado. As condições geológicas e geomorfológicas existentes favorecem a prevalência de florestas e de vegetação arbustiva e herbácea, em vez da atividade agrícola intensiva. Neste contexto, as marcas dos deslizamentos tendem a permanecer durante mais tempo, tal como se comprova pelo maior número de deslizamentos cartografados na Formação de Arranhó (38 deslizamentos superficiais; 3,5 deslizamentos superficiais por km²) comparativamente à Formação de Abadia (18 deslizamentos superficiais; 1,1 deslizamentos superficiais por km²). Em relação à

Formação de Sobral, sendo uma unidade com menor superfície, por comparação com as anteriores, é natural que se registem menos deslizamentos, contudo, a densidade (1,7 deslizamentos superficiais por km²) é, ainda assim, superior quando comparada à Formação de Abadia. Neste sentido, é assumido que o inventário de deslizamentos superficiais é mais completo nas Formações de Arranhó e Sobral, o que explica o *score* de VI mais elevado.

Por último, a combinação dos modelos de RL e do TI foi executada na ferramenta *Map Comparison Kit* (e.g. Visser e Nijs, 2006), com base numa tabela de contingência e na interseção das classes de suscetibilidade (quadro 4.15). As unidades de terreno classificadas com suscetibilidade muito elevada e elevada por um método e, simultaneamente, com suscetibilidade muito baixa ou baixa pelo outro método, foram consideradas como incertas no que respeita à suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais no mapa final.

Quadro 4.15 – Tabela de contingência obtida a partir da sobreposição entre os modelos de RL e TI (em % de área total da bacia). As cores representam as classes de suscetibilidade do mapa final: Vermelho – Muito elevada; Laranja – Elevada; Amarelo – Moderada; Verde claro – Baixa; Verde escuro – Muito baixa; Cinzento – Incerta, mas com potencial para elevada/muito elevada.

TI \ RL	Muito baixa	Baixa	Moderada	Elevada	Muito elevada	Total
Muito baixa	50,5	8,3	2,3	0,8	0,3	62,2
Baixa	7,6	5,2	2,6	1,7	0,7	17,7
Moderada	2,5	2,3	1,3	1,2	0,8	8,1
Elevada	1,3	1,3	1,3	1,5	1,4	6,8
Muito elevada	0,6	0,5	0,7	1,3	2,1	5,2
Total	62,5	17,6	8,2	6,5	5,2	100

O correspondente mapa final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais é apresentado na figura 4.27 e a informação estatística acerca das classes finais de suscetibilidade encontra-se detalhada no quadro 4.16.

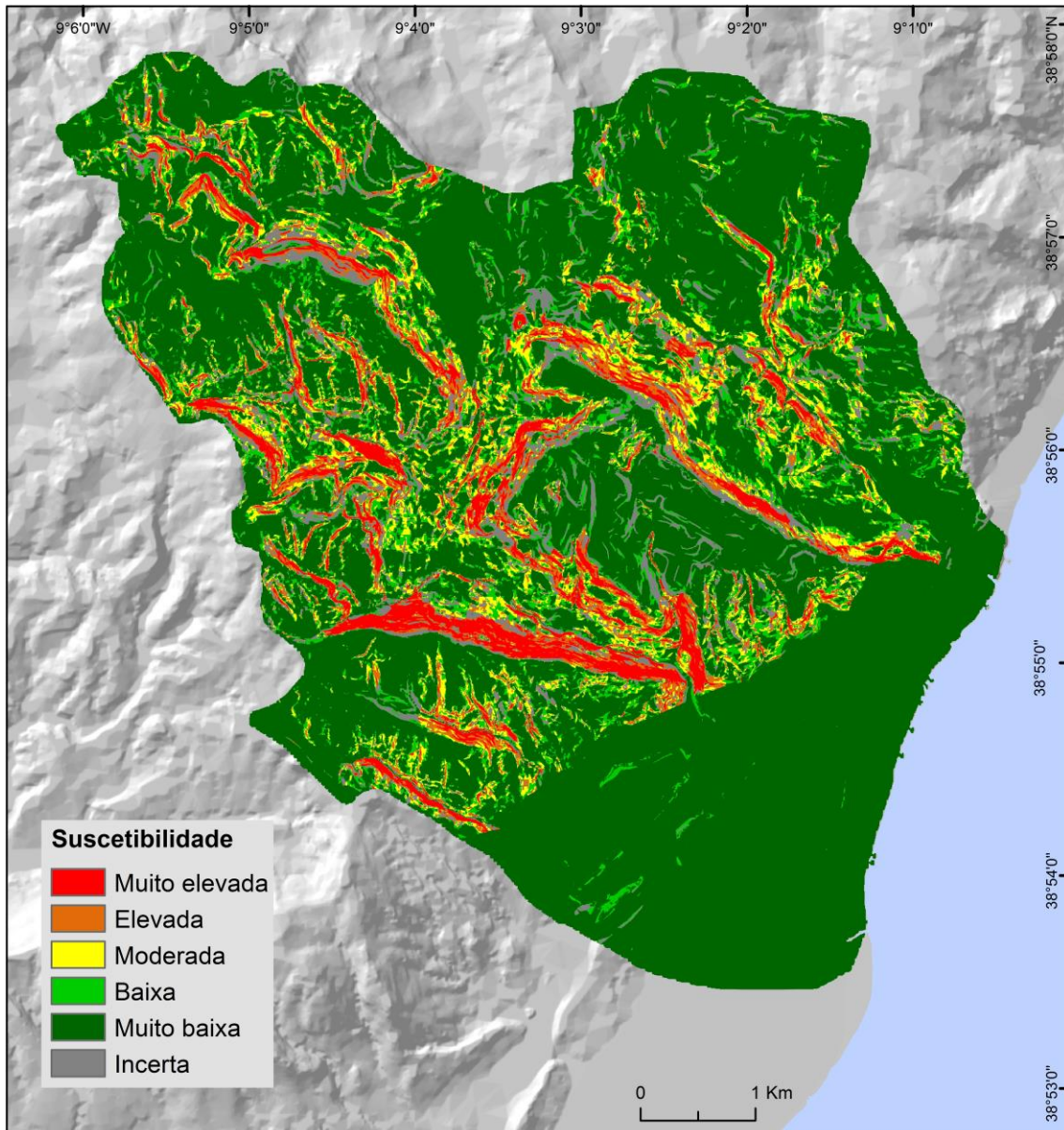


Figura 4.27 – Mapa final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, resultante da combinação dos modelos de RL e TI.

Quadro 4.16 – Classes de suscetibilidade e *effective ratio* correspondente do mapa final de suscetibilidade

Classe de suscetibilidade	% de área de estudo	% de área instável (grupo validação)	<i>Effective ratio</i>
Muito elevada	4,8	41,8	8,7
Elevada	5,5	33,0	6,0
Moderada	6,3	4,3	0,7
Baixa	9,9	3,3	0,3
Muito baixa	66,5	0,0	0,0
Incerta (potencial para elevada/muito elevada)	7,1	17,6	2,5

De acordo com o quadro 4.16, a classe de suscetibilidade muito elevada cobre 4,8% da área de estudo e inclui 41,8% das áreas de rutura dos deslizamentos do grupo de validação. Já a classe de suscetibilidade elevada estende-se por 5,5% da área de estudo e inclui 33,0% da área instabilizada no grupo de validação. Em contraste, as classes de suscetibilidade muito baixa e baixa ocupam 66,5 e 9,9% da área de estudo, respetivamente, sendo que apenas a classe com suscetibilidade baixa inclui uma pequena fração de deslizamentos do grupo de validação (3,3%). A classe designada de incerta apresenta uma suscetibilidade potencial muito elevada ou elevada, sendo que abrange 7,1% da área de estudo e inclui 17,6% de área instabilizada do grupo de validação. No entanto, a distribuição das áreas de rutura do grupo de validação, na classe de suscetibilidade classificada como incerta, é diferente no canto superior direito e no canto inferior esquerdo da tabela de contingência (ver quadro 4.15). As unidades de terreno classificadas com suscetibilidade muito elevada ou elevada pelo método do TI e com suscetibilidade muito baixa ou baixa pelo método de RL incluem 12,1% (275 m²) da área instável pertencente ao grupo de validação, enquanto as unidades de terreno com classificação inversa integram 5,5% (125 m²) dos deslizamentos pertencentes ao grupo de validação. Estes valores, uma vez mais, refletem a melhor qualidade do modelo determinístico comparativamente ao modelo estatístico.

A qualidade preditiva das classes de suscetibilidade que constituem o mapa final é confirmada pelos *effective ratios* estimados (quadro 4.16). O *effective ratio* da classe de suscetibilidade muito elevada (8,7) é mais elevado do que aquele obtido na classe de suscetibilidade equivalente com o método estatístico (ver quadro 4.14), embora o mesmo não se verifique com o método determinístico. Por outro lado, os *effective ratios* correspondentes às classes de suscetibilidade muito baixa e baixa (0,0 e 0,3, respetivamente) são mais baixos do que aqueles obtidos com os métodos estatístico e determinístico (ver quadro 4.14), o que indica que a combinação dos dois modelos de suscetibilidade produz uma melhor performance preditiva. Adicionalmente, o *effective ratio* é mais elevado para a classe de incerteza do que para a classe moderada (quadro

4.16), o que é consistente com o potencial de suscetibilidade elevada ou muito elevada considerado para a classe de incerteza.

4.6. Modelação das áreas de propagação de deslizamentos superficiais

A simulação das áreas de propagação de deslizamentos superficiais contou com a implementação de um modelo simples de autómatos celulares (AC), cujos detalhes estão descritos no capítulo 3.

Através do modelo de AC pretende-se simular a transição das células da zona de rutura para a zona de acumulação, assumindo um processo simplificado de propagação dos deslizamentos superficiais, onde não existe incremento do volume de massa deslocado. Quando o procedimento é aplicado a deslizamentos ocorridos no passado, em que é possível separar a área de rutura da área de acumulação, o processo é relativamente simples e direto. Neste caso, conhecendo a área de acumulação, calcula-se o número de células que irão transitar da zona de rutura para a zona de acumulação e que serão distribuídas de acordo com a superfície de probabilidade previamente definida (i.e., as células serão redistribuídas, ocupando primeiro as áreas com maior probabilidade), respeitando sempre os limites da zona de acumulação.

No entanto, caso se pretenda simular a propagação de potenciais áreas de rutura (por exemplo, definidas a partir dos modelos estatístico e determinístico), para as quais se desconhece a área de acumulação, é necessário estimar o número de células que irão transitar de uma zona para a outra.

Assim, para a elaboração de um mapa de suscetibilidade, o qual inclui as áreas de rutura e de propagação dos deslizamentos superficiais, definiram-se as seguintes etapas:

- 1) Estimativa do volume do material libertado na zona de rutura, bem como da área de acumulação, para cada um dos 81 deslizamentos superficiais que constituem os 3 inventários.

- 2) Avaliação da correlação entre o volume de material mobilizado e a respetiva área de acumulação, para os 81 deslizamentos superficiais.
- 3) Execução do modelo de AC, com o objetivo de estimar a propagação dos 81 deslizamentos.
- 4) Validação do modelo obtido em 3), através da comparação dos resultados com o limite real da zona de acumulação dos 81 deslizamentos.
- 5) Seleção de 1% da área com os valores mais elevados de probabilidade espacial à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, no caso do modelo estatístico, e com $FS \leq 1$, no caso do determinístico. Adicionalmente, as áreas com uma superfície inferior a 500 m^2 foram excluídas, com vista a obter manchas coerentes do ponto de vista espacial, uma vez que se assume que pequenos grupos isolados de células podem não ter um significado relevante na avaliação da suscetibilidade à escala da bacia.
- 6) Estimativa do volume do material libertado nas zonas de rutura definidas em 5) e aplicação da equação da curva estimada em 2), de forma a calcular as respetivas áreas de acumulação.
- 7) Execução do modelo de AC, para as potenciais zonas de rutura, com o objetivo de avaliar a extensão espacial da propagação das mesmas.

O volume das ruturas foi estimado de acordo com a equação proposta por Surdeanu (1986), com validade para deslizamentos translacionais, translacionais superficiais e movimentos complexos com componente principal translacional:

$$V = 0,785 a b h, \quad (4.1)$$

Sendo que V corresponde ao volume (m^3); a corresponde a metade da largura máxima da área afetada; b é o comprimento do plano de rutura; e h é a altura da cicatriz. Ao parâmetro h atribui-se a profundidade do plano de rutura, nos deslizamentos em que esta é conhecida. Nos casos em que não existe este tipo de informação, é atribuído o valor médio de espessura do solo na área de rutura correspondente.

No quadro 4.17 apresenta-se a estimativa do volume máximo, mínimo e médio das ruturas, bem como da área de acumulação, para os 81 deslizamentos superficiais. Estes deslizamentos apresentam um volume médio de rutura de 219,6 m³ e uma área de acumulação média de 583,6 m².

Quadro 4.17 – Estatísticas exploratórias do volume da rutura e da área de acumulação dos 81 deslizamentos superficiais

	Volume da rutura (m ³)	Área de acumulação (m ²)
Máximo	1406,8	2442,8
Mínimo	3,9	43,6
Média	219,6	583,6
Desv. - pad.	291,3	469,4

Considerando, ainda, o volume da rutura e a área de acumulação dos 81 deslizamentos, é possível verificar que a correlação entre estes dois parâmetros é bastante significativa, tal como demonstra o coeficiente de determinação ($R^2=0,78$) apresentado na figura 4.28. Entre as áreas de acumulação reais e as previstas pela equação da curva, resultante da função potencial, estima-se um erro máximo, médio e mínimo de, respetivamente, 606,4 m², 160,9 m² e 5,4 m².

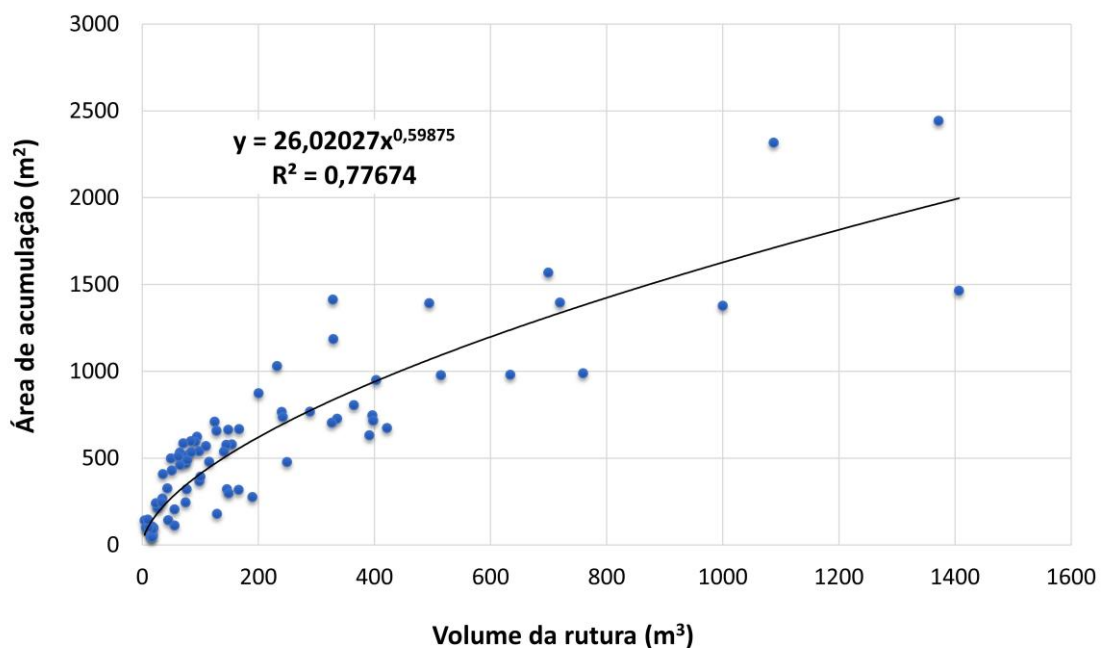


Figura 4.28 – Relação entre o volume da rutura e a área de acumulação, para os 81 deslizamentos superficiais.

O modelo de AC foi elaborado no *software* IDRISI SELVA (Clark Labs, 2013), através da execução de duas etapas:

- a) indexação temporal, na qual se calcula a matriz de áreas de transição com base no cruzamento de duas imagens. A primeira imagem corresponde à delimitação das zonas de rutura e a segunda à área total instabilizada. O ficheiro resultante da indexação temporal é, posteriormente, editado, de forma a atribuir, para cada deslizamento, o número de células que irá transitar da zona de rutura para a zona de acumulação. Este número de células é calculado com base na área de acumulação real de cada um dos 81 deslizamentos.
- b) A simulação é executada através do módulo CA_MARKOV, no qual se utiliza o ficheiro de áreas de transição editado (com o número de células que irão transitar para a zona de acumulação), bem como o ficheiro matricial correspondente à superfície de probabilidade previamente gerada. No total, foram executadas 10 simulações, que se traduzem numa seleção máxima de 10 iterações.

A validação dos 10 modelos gerados, respeitantes às 10 iterações, foi realizada através da comparação dos resultados com a área real de acumulação dos 81 deslizamentos e, conseqüentemente, da estimativa da percentagem de área real de acumulação classificada como verdadeiro positivo, bem como da avaliação dos valores resultantes da aplicação da *fitness function* (quadro 4.18). Através do quadro 4.18, é possível confirmar que a simulação que produz um melhor resultado provém da seleção de 5 iterações, tendo em conta que se trata da simulação com a maior percentagem de área real de acumulação corretamente classificada e com o valor mais elevado de *fitness function*. Importa, ainda, referir que a análise sensitiva do número de iterações cessou na décima, uma vez que a percentagem de área corretamente classificada e o valor de *fitness function* tendem a diminuir a partir da sexta iteração.

O resultado do modelo gerado com 5 iterações pode ser observado na figura 4.29. Dada a dificuldade em representar, à escala da bacia, o resultado do modelo com a diferenciação das áreas bem e mal classificadas, procedeu-se à ampliação de determinadas zonas do mapa, as quais estão assinaladas por cores.

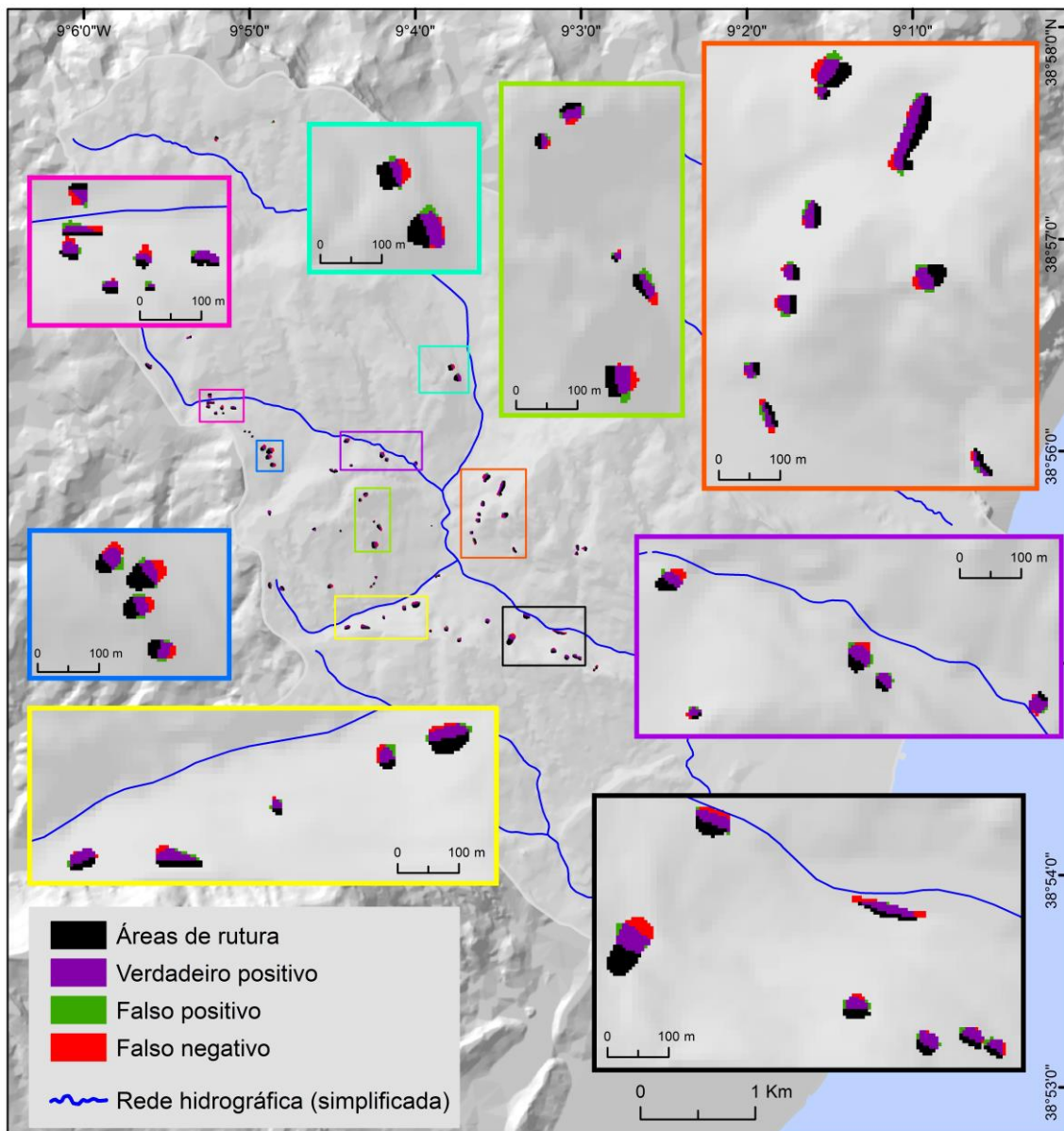


Figura 4.29 – Resultado do modelo de AC gerado com 5 iterações.

A matriz de confusão para o modelo gerado com 5 iterações é apresentada no quadro 4.19. Deste modo, conclui-se que o modelo valida 77% (36 275 m²) da área real de acumulação, enquanto 23% desta área (10 950 m²) permanece mal classificada.

Quadro 4.18 – Estimativa da área real de acumulação classificada como verdadeiro positivo, de acordo com a seleção do número de iterações, e validação através da *fitness function*

Nº de iterações	% de área real de acumulação corretamente classificada	<i>Fitness function</i> (valores)
1	45,0	0,67
2	64,5	0,80
3	71,0	0,84
4	74,0	0,86
5	77,0	0,88
6	76,0	0,87
7	76,0	0,87
8	75,0	0,87
9	73,0	0,86
10	73,0	0,86

Quadro 4.19 – Matriz de confusão elaborada para o modelo gerado com 5 iterações

		Nº de células observadas (realidade)	
		Presença (1)	Ausência (0)
Nº de células preditas (modelo)	Presença (1)	1451	306
	Ausência (0)	438	1718569

No quadro 4.20 é possível observar uma síntese estatística das distâncias de propagação reais e simuladas (no modelo gerado com 5 iterações), para os 81 deslizamentos superficiais, e do erro absoluto calculado através da comparação da propagação real vs simulada. A propagação foi estimada tendo em conta a distância compreendida entre os limites que definem a base da cicatriz e a posição mais distal do material depositado. Através do quadro 4.20 é possível constatar que a distância de propagação máxima, mínima e média simulada é inferior à real, o que significa que, na generalidade, o erro do modelo deve-se a uma subavaliação da mesma.

Quadro 4.20 – Distância de propagação (em metros) real e simulada, para os 81 deslizamentos superficiais

	Distância de propagação (m)			
	Máxima	Mínima	Média	Desv.-padrão
Real	60,0	5,0	21,7	10,2
Simulada	40,0	0,0	18,4	7,5
Erro absoluto	20,0	0,0	4,5	4,8

Verificou-se, ainda, que 3 deslizamentos (3,7% do total), com cerca de 5 m de distância de propagação real, não foram considerados pelo modelo de AC, o que se traduziu numa inexistência de propagação (i.e. distância de propagação mínima simulada igual a 0 m). Em termos de erro absoluto, avaliado através da comparação entre a propagação real e a simulada, contabilizou-se um máximo de 20 m, sendo que o erro médio absoluto é de cerca de 4,5 m. Nos casos em que o erro absoluto é de 0 m, o que acontece em 34 deslizamentos superficiais (cerca de 42% do total), o resultado da simulação foi totalmente coincidente com a propagação real dos deslizamentos. Em 24 deslizamentos (29,6%) o erro absoluto foi de 5 m. Pelo contrário, apenas 1 deslizamento (1,2%) contabiliza o erro máximo absoluto (20 m) e em 15 deslizamentos (18,5%) este é de 10 m. Neste sentido, 4 deslizamentos (4,9%) apresentam um erro de propagação na ordem dos 15 m.

A seleção de 1% da área com os valores mais elevados de suscetibilidade resultou em 83 novas áreas de rutura para o modelo estatístico (com superfície compreendida entre 500 e 114 550 m² e uma média de 4181,3 m²) e 151 novas áreas de rutura para o modelo determinístico (com superfície compreendida entre 500 e 37 975 m² e uma média de 2187,3 m²). No quadro 4.21 apresenta-se a estimativa do volume mobilizado máximo, mínimo e médio nas ruturas, bem como da área de acumulação, para ambos os modelos. O cálculo da área de acumulação baseou-se na aplicação da equação da curva, da função potencial, aferida na figura 4.28.

Quadro 4.21 – Estatísticas exploratórias do volume da rutura e da área de acumulação estimada a partir da equação da curva, resultante da função potencial, para as novas zonas de rutura obtidas com os modelos estatístico (RL) de determinístico (TI)

	Modelo estatístico (RL)		Modelo determinístico (TI)	
	Volume da rutura (m ³)	Área de acumulação (m ²)	Volume da rutura (m ³)	Área de acumulação (m ²)
Máximo	295 503,0	49 069,4	25 369,3	11 282,2
Mínimo	112,6	440,3	148,2	518,9
Média	6063,6	2793,2	2199,3	2105,0
Desv. - pad.	32 578,4	5622,1	4065,6	1989,7
Total	503 279,9	231 837,3	334 295,6	319 956,9

As novas ruturas geradas pelos modelos estatístico e determinístico apresentam um volume médio de, respetivamente, 6063,6 e 2199,3 m³ (quadro 4.21) e uma área de acumulação média de 2793,2 e 2105,0 m², o que demonstra que as ruturas obtidas no modelo de RL apresentam, de forma geral, uma superfície mais extensa do que aquelas geradas pelo modelo do TI.

O modelo de AC, com vista à simulação da propagação das novas ruturas, contou com a execução das duas etapas anteriormente referidas: indexação temporal e simulação. Na indexação temporal, as duas imagens necessárias ao cálculo da matriz de áreas de transição irão corresponder às novas ruturas obtidas através dos dois métodos utilizados, uma vez que se desconhece a área de acumulação. A atribuição da mesma imagem não terá implicações no resultado final, tendo em conta que o objetivo é somente gerar o ficheiro correspondente às áreas de transição. Este último é, então, editado de forma a atribuir, para cada zona de rutura, o número de células que irá para a zona de acumulação. Este número de células é calculado com base na área de acumulação predita através da equação da curva. Na simulação optou-se por seleccionar 5 iterações, uma vez que, das várias realizadas, foi a que demonstrou melhores resultados de validação. O resultado do modelo pode ser observado na figura 4.30. A área de acumulação estende-se por 0,67 km², no modelo estatístico, e

0,65 km² no modelo determinístico, perfazendo um total de 1,3 km² para o total da bacia.

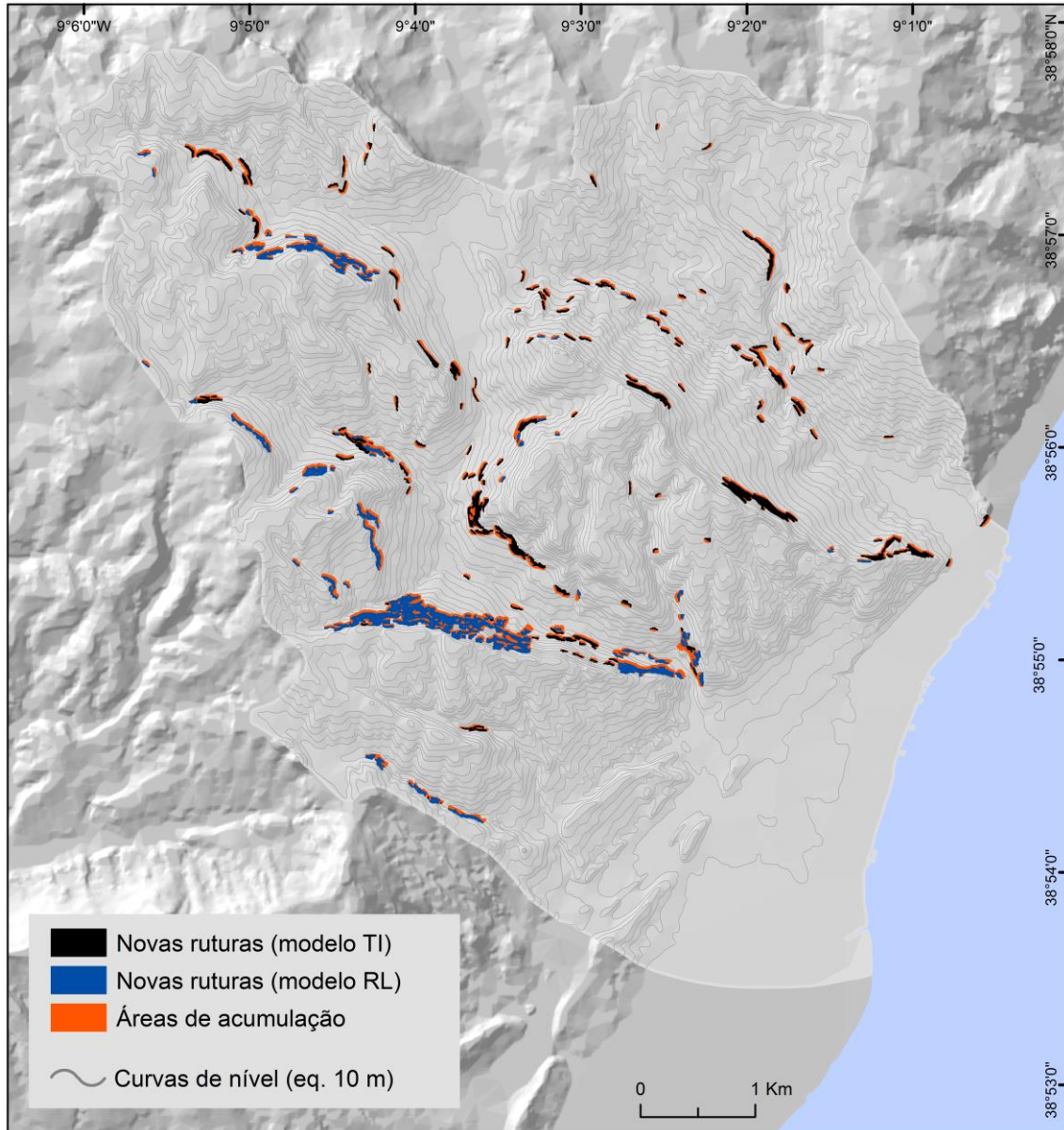


Figura 4.30 – Potenciais novas ruturas e respetiva área de propagação.

4.7. Resumo e discussão

Os deslizamentos superficiais constituem um dos tipos de movimento de vertente mais frequentes e mais bem estudados na região a Norte de Lisboa, razão pela qual as

bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António foram escolhidas para desenvolver a investigação. A existência de inventários multitemporais, validados através de fotointerpretação e trabalho de campo sistemático, possibilitou a exploração dos diferentes métodos utilizados, não só ao nível da calibração dos modelos, mas também para efeitos de validação independente. Contudo, os estudos desenvolvidos até à data, sobre os deslizamentos superficiais na região a Norte de Lisboa, focam-se, na generalidade, na identificação dos principais fatores de predisposição e na avaliação da suscetibilidade à rutura através de métodos estatísticos, em detrimento da utilização dos métodos determinísticos. Também a avaliação da propagação dos deslizamentos superficiais não tem sido tema de investigação, muito provavelmente devido às curtas distâncias de propagação e/ou por se tratarem de deslizamentos com dimensão relativamente pequena.

Neste contexto, o presente capítulo versou na avaliação da suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais, considerando a rutura e a propagação. Na modelação das áreas de rutura procedeu-se à comparação entre um método estatístico (Regressão Logística, RL) e um método determinístico ou de base física (método do Talude Infinito, TI). Na simulação das áreas de propagação, utilizou-se um modelo simples de autómatos celulares.

Os três inventários existentes para a área em estudo, que contabilizam 81 deslizamentos superficiais, foram utilizados na avaliação da suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura e de propagação. Na avaliação da suscetibilidade à rutura, com os métodos estatístico e determinístico, os inventários permitiram: (i) estabelecer a relação estatística entre as áreas de rutura e o conjunto de variáveis preditivas; (ii) calibrar os parâmetros geotécnicos; e (iii) validar os modelos de suscetibilidade obtidos com os dois métodos. Tratando-se de inventários com diferentes datas de ocorrência, foi possível optar por uma validação temporal.

Considerações sobre os modelos estatístico e determinístico para a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, com base no método estatístico, contou com a execução de 50 modelos de RL, sendo que, para cada modelo, são amostradas novas células de ausência. O modelo final resultou da probabilidade média estimada para o total de 50 modelos de RL e a sua validação temporal, através do confronto dos resultados obtidos com as áreas de rutura ocorridas em 2010 (grupo de validação), demonstrou uma capacidade preditiva bastante elevada, com valores de Área Abaixo da Curva (AUC) na ordem dos 0,90. Através da matriz de confusão constatou-se, ainda, que 86% da área sem instabilidade foi classificada como verdadeiro negativo e 14% como falso positivo.

A análise estatística bivariada permitiu distinguir quais as variáveis com maior relevância na ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, destacando-se as seguintes: vertentes com declive compreendido entre 20° e 45° e expostas a N; terrenos com valores elevados de IWI, o que revela um menor potencial para a acumulação de água; uso do solo caracterizado por florestas e zonas descobertas com pouca vegetação; presença de pelitos, arenitos, margas e calcários, que constituem a Formação de Sobral; e existência de solos com espessura compreendida entre 175 e 250 cm. De acordo com os índices *Accountability* (ACC) e *Reliability* (REL), a partir dos quais se extraiu o grau de importância ordenado de cada uma das variáveis independentes, verificou-se que o primeiro fator mais relevante diz respeito ao uso do solo, seguido do declive. No que respeita às variáveis menos influentes, destacaram-se os perfis transversal e longitudinal das vertentes e a litologia.

Para a execução do modelo do TI foi necessário calcular, por retroanálise, os valores de coesão efetiva (c') e ângulo de atrito interno efetivo (φ') que melhor caracterizam as unidades litológicas com presença de movimentos de vertente. A seleção dos valores críticos de c' e φ' , para cada unidade litológica, resultou da combinação de dois critérios: 1) a classe de suscetibilidade com Fator de Segurança (FS) ≤ 1 deve incluir, pelo menos, 50% das áreas de rutura, do grupo de modelação, presentes na unidade litológica em questão; e 2) a classe de suscetibilidade com FS ≤ 1 deve apresentar o *effective ratio* mais elevado. Assim, para as unidades litológicas com presença de deslizamentos superficiais, definiram-se valores de c' compreendidos entre 0 e 2 kPa e

valores de φ' compreendidos entre 15 e 24°. O confronto entre o modelo do TI com as áreas de rutura de 2010 (grupo de validação) demonstrou uma excelente capacidade preditiva do mesmo, tal como revela a AUC (0,93). Estimou-se, ainda, que a classe de suscetibilidade com Fator de Segurança igual ou inferior a 1 ($FS \leq 1$) embora incluísse 5,2% de área não estabilizada, integrava 60,4% das áreas de rutura dos deslizamentos superficiais do grupo de validação.

Apesar dos bons resultados obtidos, algumas fontes de enviesamento foram identificadas no trabalho elaborado. Primeiramente, embora o modelo do TI permaneça de base física, os parâmetros geotécnicos utilizados perdem, de certa forma, o seu significado físico direto, uma vez que as combinações críticas de coesão e ângulo de atrito interno foram determinadas estatisticamente, assumindo o *effective ratio* mais elevado. Outra potencial fonte de enviesamento é a utilização do mapa litológico, em vez do mapa de solos, para generalizar as propriedades geotécnicas dos solos superficiais. Admite-se que a utilização do mapa de solos poderia ser apropriada para esse propósito, tendo em consideração as características superficiais dos deslizamentos. Contudo, o mapa de solos para a área em estudo, à escala 1:25 000, possui 10 classes (de acordo com a classificação da FAO) e os deslizamentos ocorrem em apenas 4, pelo que a avaliação dos parâmetros críticos de coesão e ângulo de atrito interno, por retroanálise, seria um processo demasiado complexo e revestido de uma enorme incerteza. Por outro lado, a existência de estudos prévios que providenciam dados geotécnicos, para a maioria das unidades litológicas presentes na área em estudo, levou a que se regionalizassem os parâmetros de resistência por esta via.

Quando analisados separadamente, ambos os métodos produzem bons resultados preditivos, embora o modelo determinístico se tenha revelado mais eficaz na predição espacial de áreas de rutura de deslizamentos superficiais, o qual é atestado pela AUC e pelo *effective ratio* das classes de suscetibilidade. Porém, o modelo não é isento de erros. Não só os 5,2% de área não estabilizada classificada com $FS \leq 1$ se apresenta como uma falha do modelo, como também a simulação em situação de ausência de água no solo demonstrou que uma pequena fração da área de estudo (0,3%) regista,

mesmo assim, $FS \leq 1$, o que representa um outro tipo de erro do modelo determinístico.

Não obstante a boa capacidade preditiva dos modelos obtidos com os métodos estatístico e determinístico, a avaliação da concordância espacial entre ambos, através do coeficiente kappa, revelou que a correlação é apenas razoável ($kappa = 0,30$). As maiores diferenças estendem-se por cerca de 4% da área em estudo e ocorrem em zonas onde afloram as Formações de Abadia, Arranhó e Sobral, o que pode ser explicado através das particularidades associadas a cada método utilizado, bem como pelo enviesamento dos dados de base, nomeadamente do inventário de deslizamentos superficiais. De facto, admite-se que o inventário na Formação de Abadia possa estar incompleto, em virtude das intervenções humanas relacionadas com as atividades agrícolas.

Dadas as diferenças encontradas na comparação de métodos distintos, considerou-se que o modelo final de suscetibilidade mais fidedigno resultaria da combinação de ambos os métodos, em detrimento da escolha daquele com melhor capacidade preditiva. A combinação dos métodos estatístico e determinístico possibilitou, ainda, a identificação de áreas classificadas como incertas, no que respeita à suscetibilidade, mas com potencial de apresentarem suscetibilidade elevada ou muito elevada à ocorrência de deslizamentos superficiais, o que não é possível quando se utiliza um único modelo de suscetibilidade. Estas áreas, que ocupam 7,1% do total da área de estudo e incluem 17,6% de áreas de rutura do grupo de validação, correspondem a unidades de terreno classificadas com suscetibilidade muito elevada e elevada por um dos métodos e, simultaneamente, com suscetibilidade muito baixa ou baixa pelo outro método. A identificação de tais áreas é bastante relevante, particularmente nos locais onde o grau de completude do inventário de movimentos de vertente não é equivalente para as diferentes unidades litológicas, como no caso do presente estudo.

Considerações sobre a avaliação da suscetibilidade à propagação de deslizamentos superficiais

A simulação da propagação dos deslizamentos superficiais, através da aplicação de um modelo simples de AC, mostrou resultados satisfatórios no que concerne à validação das áreas de acumulação, com uma classificação correta na ordem dos 77%. A taxa de classificação incorreta (23%) deve-se, principalmente, a uma subavaliação da distância de propagação, a qual deverá, muito provavelmente, estar relacionada com problemas na delimitação das áreas de acumulação aquando da inventariação. Tratando-se de deslizamentos relativamente pequenos – e considerando que cada célula representa 25 m² – eventuais erros que possam surgir durante a delimitação, o que é bastante frequente devido à dificuldade em identificar de forma precisa os limites da área de acumulação, terão repercussões significativas no resultado final. Assim, quando a simulação é feita à escala da bacia, para as potenciais ruturas definidas a partir dos métodos estatístico e determinístico, é necessário ter presente que a área de acumulação poderá também estar subavaliada. Contudo, atendendo ao conhecimento adquirido nos trabalhos de campo, entende-se que os deslizamentos superficiais ocorridos na área em estudo apresentam distâncias de propagação relativamente curtas, o que se coaduna com a fraca energia que o relevo apresenta. Não obstante, considerou-se que a integração das áreas de rutura com aquelas que potencialmente serão atingidas pelo material mobilizado, confere uma maior robustez ao mapa de suscetibilidade, uma vez que este não se limita a definir as zonas onde o movimento terá início, mas também permite acautelar as áreas a jusante que poderão ser afetadas pelo mesmo.

A bacia hidrográfica como unidade de estudo

No presente trabalho, quando a modelação é elaborada à escala da bacia, tal significa que se respeitaram os limites da bacia hidrográfica (e.g. Guzzetti *et al.*, 2005; Remondo *et al.*, 2005). Do ponto de vista teórico, a utilização destes limites é relevante para o tipo de análise que se propõe e no contexto dos movimentos de vertente desencadeados por precipitação – como é o caso dos deslizamentos superficiais estudados nesta tese – uma vez que permite a manutenção da continuidade dos processos hidrológicos, principalmente a infiltração potencial e o escoamento

superficial. Por outro lado, a bacia hidrográfica é uma unidade ajustada às recomendações, que incidem no zonamento da suscetibilidade, propostas para modelos a escalas compreendidas entre 1:25 000 e 1:5 000 (Cascini, 2008; Fell *et al.*, 2008) e para áreas de estudo que se estendem entre os 10 e os 1000 km² (Fell *et al.*, 2008).

Porém, a escolha da bacia hidrográfica como unidade de estudo, embora amplamente recomendada na literatura científica, revelou-se pouco adequada para a área em questão. Em cerca de 35,5% da bacia hidrográfica não existem indícios de deslizamentos superficiais e 11% da mesma área apresenta declives inferiores a 2°, pelo que é improvável que os mesmos venham a ocorrer. Assim, assume-se que a amostragem de pontos de ausência em áreas onde, à partida, não existirão deslizamentos superficiais, é responsável pelo enviesamento dos dados, o que resulta num incremento fictício dos *scores* de probabilidade espacial e da capacidade preditiva do modelo. Tal como foi anteriormente referido, não se considera que a escolha da bacia hidrográfica, como unidade de estudo, coloque em causa a fiabilidade dos modelos, uma vez que o interesse reside, sobretudo, na hierarquia dos *scores* de suscetibilidade e não propriamente no seu valor absoluto. No entanto, é necessário ter presente que a quantificação da capacidade preditiva dos modelos poderá estar sobreavaliada. Neste sentido, é recomendável ter em consideração a morfologia da área em estudo e o tipo de análise em questão, o que poderá significar que a melhor opção passa por prescindir da unidade “bacia hidrográfica” em detrimento de áreas mais restritas, mas que melhor reproduzem a relação estatística entre os movimentos de vertente e os fatores de predisposição. Consequentemente, e em concordância com o estudo elaborado por Gordo *et al.* (2017), é legítimo afirmar que nem todos os modelos que apresentam valores de AUC indicativos de elevada precisão são capazes de expressar, de forma realista, a relação entre os deslizamentos superficiais e os fatores de predisposição.

A partição temporal dos dados para a modelação e validação dos modelos de suscetibilidade à rutura

A existência de inventários de deslizamentos superficiais ocorridos em períodos de tempo distintos possibilitou a separação dos dados em dois grupos independentes – o de modelação e o de validação – e a adoção do critério temporal para a execução desta segunda etapa. A calibração e validação dos modelos de suscetibilidade com base na partição temporal dos dados é referido na literatura científica como o procedimento de eleição, sempre que a data de ocorrência dos movimentos de vertente é conhecida. De facto, existindo este tipo de discriminação dos dados, o critério temporal permite a validação da capacidade preditiva de ocorrência de movimentos futuros.

No entanto, a opção pela partição temporal levou a que se verificassem algumas diferenças relativamente às características morfométricas e à distribuição espacial dos dois grupos de deslizamentos nas unidades litológicas. Contudo, a diferença mais acentuada refere-se à desigualdade no número de ocorrências que integram os grupos de modelação e validação. Esta desigualdade contribuiu, muito provavelmente, para o incremento dos valores de AUC. Admite-se, desta forma, que no contexto do presente estudo, o critério de partição temporal possa não ter sido o mais adequado, pois não permitiu que a calibração e a validação dos modelos fossem elaboradas com grupos de dados relativamente homogêneos.

A importância da variável preditiva “uso do solo”

De acordo com os *scores* do Valor Informativo (VI), as florestas destacam-se como a classe de uso do solo mais relevante na ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais. No que concerne este ponto, a primeira questão que importa ser discutida diz respeito à ocorrência de deslizamentos superficiais em áreas de floresta. Na realidade, o conhecimento adquirido durante o trabalho de campo permite constatar que não existem propriamente manchas florestais na área de estudo, devendo tratar-se de vegetação arbustiva e/ou herbácea. Por outro lado, as “florestas” correspondem a uma das classes de uso do solo que abrange uma menor área e que, simultaneamente, apresenta instabilidade, razão pela qual os *scores* de VI se encontram inflacionados.

Outra questão relevante prende-se com o grau de importância atribuído ao uso do solo, resultante da hierarquização das variáveis preditivas de acordo com os índices *Accountability* (ACC) e *Reliability* (REL). Também como já foi referido, o motivo poderá estar relacionado com a distribuição irregular dos deslizamentos pelas classes de uso do solo existentes. Embora 8 classes, num total de 13, apresentem instabilidade, 95% da área deslizada concentra-se em apenas duas (florestas e vegetação arbustiva e herbácea – sendo que a área ocupada pela segunda é 8 vezes superior à área ocupada pela primeira).

Também, atendendo aos processos físicos, não é razoável aceitar que o uso do solo é a variável que mais se relaciona com a ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais. Assim, com o objetivo de refutar a importância do uso do solo e demonstrar que os testes estatísticos são sensíveis ao enviesamento dos dados, estabeleceu-se a correlação entre a variável uso do solo e as restantes variáveis utilizadas nos modelos, apenas para os locais onde existem áreas de rutura de deslizamentos superficiais. O resultado encontra-se resumido no quadro 4.22.

Quadro 4.22 – Diagnóstico de multicolinearidade entre o uso do solo e as restantes variáveis independentes (para os locais com presença de áreas de rutura de deslizamentos superficiais)

Variáveis independentes	VIF
Declive	10,8
Exposição das vertentes	3,8
IWI	29,4
Perfil transversal	5,3
Perfil longitudinal	4,8
Litologia	5,3
Espessura do solo	3,9

Os resultados obtidos mostram que todas as variáveis independentes ultrapassam o valor mais conservador de fator de inflação da variância mencionado na literatura ($VIF > 2$). Esta situação é, no entanto, plausível, uma vez que estamos a restringir a análise às áreas onde efetivamente se verifica a instabilidade. No entanto, a correlação entre o uso do solo e o declive já se encontra ligeiramente acima do valor crítico admitido pelos autores menos conservadores ($VIF > 10$), enquanto a correlação entre o

uso do solo e o IWI ultrapassa, em larga medida, este limiar, pelo que se admite que uma das variáveis deveria ser excluída da análise. Uma vez que o IWI visa quantificar o controlo topográfico nos processos hidrológicos, seria preferível mantê-la em detrimento do uso do solo. Avaliou-se, ainda, a correlação entre o IWI e o declive, a qual resultou num VIF = 14,7, naturalmente porque o IWI combina a área de contribuição a montante de uma determinada célula com o declive dessa mesma célula.

Embora a exclusão da variável preditiva uso do solo fosse o procedimento mais correto, optou-se por mantê-la na presente análise, de forma a demonstrar as limitações que dela advêm. É necessário ter presente que esta é uma variável frequentemente utilizada nos modelos de suscetibilidade realizados em todo o mundo.

CAPÍTULO 5

CAPÍTULO 5: MODELAÇÃO ESTATÍSTICA DA INICIAÇÃO E PROPAGAÇÃO DE ESCOADAS DE DETRITOS

5.1. Introdução

No contexto do território português, as referências ou estudos sobre escoadas de detritos, tanto históricas como recentes, incidem particularmente na região Norte (e.g. Bateira e Soares, 1995, 1997; Bateira, 2001; Bateira e Abreu, 2003; Pereira *et al.*, 2009, 2010; Pereira, 2010), nos Açores (e.g. Bateira *et al.*, 1998; Valadão *et al.*, 2002; Marques *et al.*, 2007, 2008, 2009) e na Madeira (e.g. Abreu *et al.*, 2008; Rodrigues *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2011; Lira *et al.*, 2013), naturalmente por serem regiões que apresentam condições geomorfológicas e hidroclimáticas propícias para que o fenómeno ocorra com maior frequência, sendo este, por vezes, responsável por perdas de vidas humanas, assim como pela destruição de infraestruturas e outros bens materiais.

Remetendo especificamente para a área de estudo, elaborou-se uma síntese com a informação disponível acerca de antigas ocorrências de escoadas de detritos. Relativamente às escoadas recentes, ocorridas após os incêndios florestais do verão de 2005, elaborou-se um inventário, o qual foi validado através de trabalho de campo e com recurso a outros elementos disponíveis. Procedeu-se, ainda, a uma caracterização das sub-bacias onde ocorreram as escoadas de detritos mais recentes, com o objetivo de verificar se estas apresentavam, *a priori*, características morfométricas que revelassem uma propensão à ocorrência do fenómeno.

No que respeita à modelação das áreas de iniciação e propagação das escoadas de detritos com métodos estatísticos, estabeleceram-se três objetivos principais: 1)

Avaliar a suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos na área ardida (em 2005) da bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas), considerando a iniciação e a propagação. Para a modelação das áreas de iniciação recorreu-se à comparação entre um método estatístico bivariado (Valor Informativo) e um multivariado (Regressão Logística). Na simulação das áreas afetadas pela passagem e deposição do material transportado estabeleceu-se a comparação entre o modelo empírico *Flow Path Assessment of Gravitational Hazards at a Regional Scale* (Flow-R) e o algoritmo de direção de escoamento *D-infinity downslope influence* (DI); 2) O segundo objetivo passa pela elaboração de um modelo de suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos (incluindo as áreas de iniciação e de propagação) para toda a bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas), tendo como cenário um incêndio florestal que afeta a totalidade da área de estudo; 3) Por último, este trabalho pretende utilizar uma combinação de metodologias de baixo custo e pouco exigentes em termos de dados de *input*, que permitam um bom desempenho da avaliação da suscetibilidade e que possam ser facilmente aplicadas a outras áreas de estudo.

O esquema metodológico executado no presente capítulo encontra-se sistematizado na figura 5.1.

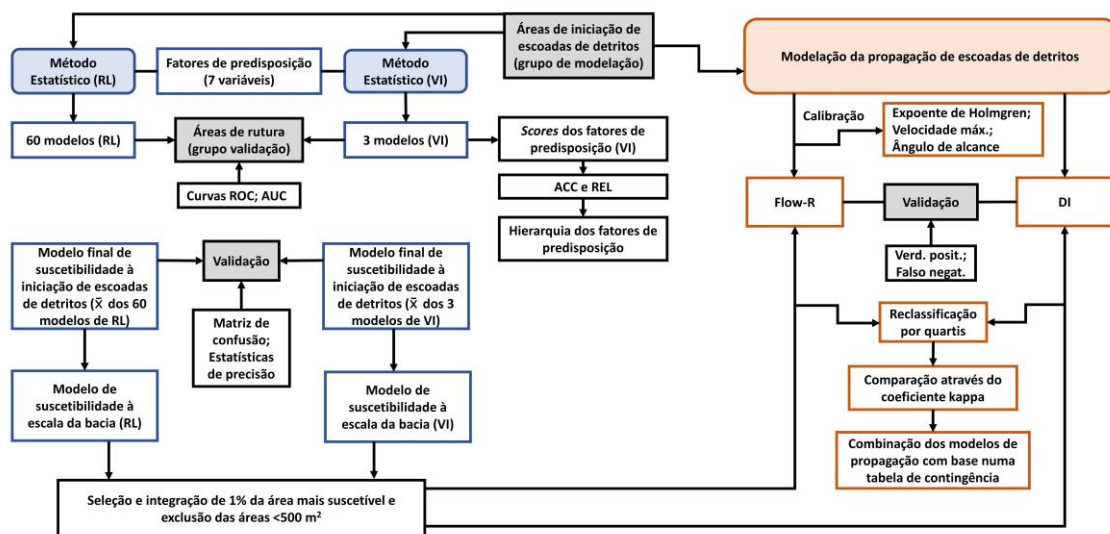


Figura 5.1 – Metodologia utilizada na modelação estatística da iniciação e propagação de escoadas de detritos.

5.2. Relatos de antigas ocorrências de escoadas de detritos na região de Manteigas e do vale do Zêzere

Os primeiros relatos, documentados, sobre a ocorrência de escoadas de detritos na região de Manteigas e do vale do Zêzere remontam ao séc. XIX, numa altura em que as vertentes, que circundam a vila de Manteigas, se encontravam desprovidas de vegetação (Freitas, 1989).

Na figura 5.2 estão representadas as linhas de água onde ocorreram as escoadas de detritos a seguir mencionadas.

Assim, em Agosto do ano de 1804, desencadeou-se sobre Manteigas uma forte trovoadas no sítio da Carvalheira, acompanhada de tão copiosa chuva que originou uma grande e súbita enchente no Ribeiro da Vila (...). A enchente que o ribeiro tomou foi tão caudalosa que, arrancando árvores e carreando terra, areia e pedregulhos, penetrou na vila destruindo umas vinte casas e causando a morte de igual número de habitantes (...) (Freitas, 1989, p. 92).

O acontecimento anteriormente referido, o único até à data onde se verificaram vítimas mortais, talvez tenha sido o mais marcante por este mesmo motivo. Contudo, a compilação de registos elaborada por Freitas (1989) dá conta da recorrência das escoadas de detritos nesta área.

Anos depois, uma outra grande trovoadas causou grande enchente no Ribeiro da Lapa, próximo das Caldas de Manteigas, o qual, transbordando, arrasou propriedades marginais, causando grande assombro a quantidade e dimensões dos penedos que a corrente arrastou para a pequena superfície marginal do Zêzere, onde ainda se vêem alguns de respeitáveis dimensões (Freitas, 1989, p. 92).

A 13 de Maio de 1893, a forte precipitação que caiu em todo o vale do rio Zêzere levou à mobilização de material ao longo das ravinas, provocando danos em propriedades particulares, principalmente próximo da Senhora dos Verdes (Freitas, 1989). Atendendo a que o registo não dá uma localização precisa das linhas de água afetadas pelo movimento de vertente em questão, na figura 5.2 optou-se por representar todas aquelas que se situam na referida zona, atribuindo-lhes a designação genérica de Senhora dos Verdes.

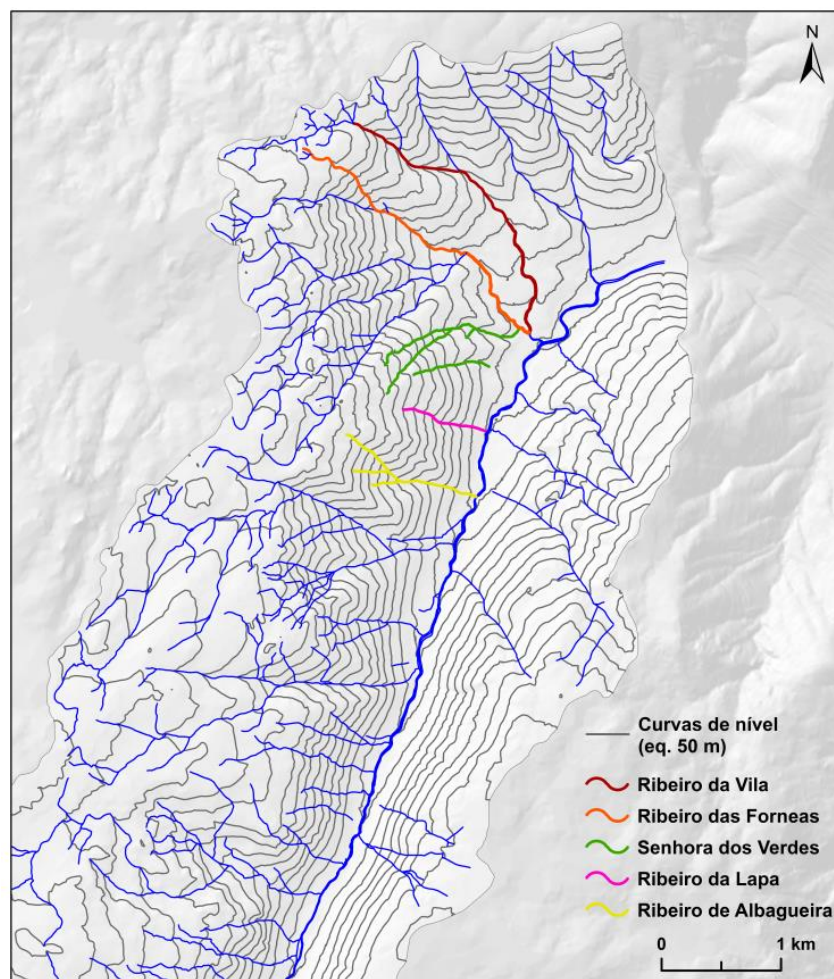


Figura 5.2 – Localização das linhas de água com referências históricas de ocorrência de escoadas de detritos (base cartográfica do município de Manteigas).

A 24 de Agosto de 1899, pelas “três horas da tarde”, uma forte precipitação desencadeou escoadas de detritos no ribeiro da Vila e no ribeiro das Forneas. A descrição minuciosa do evento permite retirar algumas ilações acerca do intervalo de tempo de duração da precipitação, assim como das características físicas da escoada de detritos, nomeadamente a sua composição em termos de sedimentos, a velocidade e a sua capacidade de transportar material de grandes dimensões.

Foi enorme o susto que se apossou de todos os habitantes, que de repente viram uma massa enorme de lama muito escura, a qual arrastou muros e árvores com uma velocidade pasmosa, correndo por algumas ruas da vila por já não caber no leito do Ribeiro da Vila. Pelas 5 horas [da tarde] cessou a chuva, pelo que também cessou o pânico (Freitas, 1989, p. 92).

Como resultado, diversas pontes ficaram danificadas e registaram-se elevados prejuízos nas propriedades confinadas pelos dois ribeiros. Relativamente a este evento, é feita uma interessante chamada de atenção para a ausência de danos significativos nas zonas que foram arborizadas nos anos antecedentes.

A 22 de Maio de 1927, pelas 18:30, uma forte precipitação concentrada a NW da vila de Manteigas, nomeadamente nas bacias de receção dos ribeiros da Vila e das Forneas, provocou uma escoada de detritos que destruiu algumas das barragens anteriormente construídas no ribeiro da Vila e, no sítio da Carvalheira, cortou estradas e destruiu propriedades, onde se depositaram “muitos blocos de granito, alguns de enormes dimensões” (Freitas, 1989). A escoada de detritos do ribeiro das Forneas, embora tenha originado menos prejuízos, foi responsável pela destruição de muros marginais e alguns danos numa fábrica de lanifícios. De acordo com os registos de Freitas (1989), subentende-se que o fenómeno foi de curta duração, uma vez que as testemunhas presenciais indicaram que ao fim de meia hora os ribeiros voltaram ao seu nível normal. Segundo o autor, as escoadas de detritos cingiram-se aos canais de drenagem, dos referidos ribeiros, devido à presença de árvores nas vertentes que circundam a vila de Manteigas, acrescentando que os prejuízos poderiam ter sido minimizados se as bacias de receção dos ribeiros da Vila e das Forneas estivessem totalmente revestidas com vegetação.

Também Lourenço e Direito (1994) referem que o período que antecedeu a arborização das vertentes serranas foi marcado por uma maior frequência na ocorrência de escoadas de detritos, de tal modo que a população criou festas religiosas com o intuito de pedir proteção divina. Já em anos mais recentes, na noite de 15 para 16 de outubro de 1993, o Hotel das Caldas de Manteigas (também designado por Hotel das Termas ou Inatel) foi afetado por material proveniente de um “desprendimento de terras a montante do ribeiro de Albugueira”, o que provocou “prejuízos, na ordem de várias dezenas de milhares de contos” (Lourenço e Direito, 1994). José Maria Saraiva (com. pessoal) descreveu o acontecimento da seguinte forma:

A chuva caía copiosamente que mal dava para ver a estrada. Quando ia a chegar ao cruzamento do Hotel das Caldas comecei a ver pedras na estrada que começaram a ser maiores

e mais densas com a progressão o que impossibilitou o avanço do carro. Já me encontrava quase na direção do cunhal do edifício do Hotel. Recuei o carro e quando pude invertei a direção, estacionei em segurança, não fosse alguma pedra embater na viatura e fui a pé ver o que estava a causar aquela avalanche de pedras para a estrada. Fiz o trajecto, uns 200 metros, por cima das pedras que se moviam com a dinâmica da água, em zig zag, até ao aqueduto do ribeiro das Caldas que se encontrava completamente obstruído por inertes, árvores arrastadas encosta abaixo o que fazia com que a água passasse por cima da estrada e se alagasse por ela (...). Regressei à viatura e dirigi-me ao Hotel com a água a cair ao longo do muro que suporta a estrada (...). Quando fazia a subida imediatamente a seguir ao Restaurante Miralapa, o meu carro foi arrastado pelas águas à mistura com terra e pedras, o motor (...) parou de imediato e não pegou mais (...).

Segundo José Maria Saraiva (com. pessoal), no piso térreo do hotel teria ficado depositada parte da componente sólida do fluxo, cuja espessura nalguns locais era de cerca de 1 m, acrescentando que “a rua e *court* de ténis estava completamente cheia de lama, arcas frigoríficas, armários, garrafas, e tudo o mais que se viam semienterrados”. Lourenço e Direito (1994) analisaram os valores de precipitação deste evento. De acordo com os autores, entre as 9 horas do dia 15 e as 9 horas do dia 16 de outubro de 1993, a estação meteorológica das Penhas Douradas, a 1380 m de altitude, registou 71,3 mm de precipitação, contudo, não foi possível avaliar a distribuição horária devido a uma avaria do udómetro durante a noite e a madrugada (altura em que ocorreu a escoada de detritos). Já na estação de Manteigas (que teve registos diários entre 1980-2004), a 815 m de altitude, contabilizou-se, para o mesmo período, um total de 152 mm, mais do dobro daquele registado nas Penhas Douradas. Esta situação não é, de todo, fora do comum, pois, de acordo com Mora (2006), apesar da estação de Manteigas se encontrar a uma altitude inferior, os quantitativos de precipitação são mais elevados devido à confluência das massas de ar canalizadas pelo vale do Zêzere e pelo planalto das Penhas Douradas, ao contrário da situação de abrigo e de ponto de divergência em que se encontra a estação das Penhas Douradas. Não obstante o elevado valor de precipitação, Lourenço e Direito (1994) realçam que nem sempre ocorrem escoadas de detritos nestas condições, dando como exemplo o dia 16 de fevereiro de 1963, no qual se registaram 134,3 mm, na estação das Penhas Douradas, sem que, no entanto, se verificassem movimentos de vertente. Neste

sentido, os autores identificaram, como fatores condicionantes da escoada de detritos do ribeiro de Albugueira, o acentuado declive médio do canal de drenagem (47,5%); a existência de solo relativamente espesso, na cabeceira do ribeiro, resultante da alteração do granito; e a ausência de vegetação, em consequência do incêndio florestal de agosto de 1991, que destruiu o coberto vegetal das áreas de cabeceira do ribeiro.

Vieira (2004) também identificou duas escoadas de detritos no vale do Zêzere: a escoada da Lagoa Seca, ocorrida em 1996 em circunstâncias desconhecidas, que provocou danos numa estrada; e a escoada de Espinhaço de Cão, desencadeada em 2002 na sequência de um episódio de precipitação intensa, cujo movimento se iniciou com um deslizamento de rocha, o que levou à instabilização do talude e originou a escoada de detritos. O autor refere, ainda, que a vertente onde ocorreu a escoada de Espinhaço de Cão tinha ardido um ou dois anos antes do referido evento.

5.3. Inventário das escoadas de detritos recentes

Após os incêndios florestais do verão de 2005 (fig. 5.3, a), que afetaram parte da área em estudo, a 30 de outubro do mesmo ano ocorreram diversas escoadas de detritos, ao longo da EN 338, no troço que liga Manteigas a Piornos (ver fig. 1.7, capítulo 1). O fenómeno, embora não tenha causado vítimas, provocou inúmeros danos na via, assim como a sua interrupção temporária (fig. 5.3, b).



Figura 5.3 – Incêndio florestal no vale do Zêzere (a) e escoada de detritos na EN 338 (b) (fonte: fotos cedidas pela Câmara Municipal de Manteigas).

Por se tratar do acontecimento mais recente – e para o qual já existe uma maior disponibilidade de dados de base – o evento de 30 de outubro de 2005 constitui, na presente dissertação, o principal foco de estudo sobre as escoadas de detritos na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas).

A identificação e delimitação das escoadas de detritos, ocorridas a 30 de outubro de 2005, baseou-se nos seguintes critérios: (a) Interpretação de elementos morfológicos a partir da topografia digital pós-evento (de 2013), à escala 1:10 000; (b) Reconhecimento de alterações no padrão da vegetação, inerentes à passagem de escoadas de detritos, através da fotointerpretação do ortofotomapa pós-evento (de 2006), com resolução de 0,5 m; (c) Validação da delimitação das escoadas de detritos, bem como das áreas de iniciação, através de trabalho de campo realizado durante o verão de 2011.

De acordo com os critérios supracitados, foram delimitadas 34 escoadas de detritos (fig. 5.4) às quais correspondem 36 áreas de iniciação. Numa situação, observaram-se três áreas de iniciação que contribuem para uma mesma zona de propagação, o que justifica a diferença entre o número de áreas de iniciação e de propagação. A área total afetada pelas escoadas de detritos é de 88 036 m². Nos casos em que a data de ocorrência suscitava dúvidas, devido às marcas no terreno já se encontrarem pouco perceptíveis, a informação foi complementada recorrendo a dois elementos: i) memória descritiva elaborada no âmbito do projeto de construção das barreiras dinâmicas, no troço entre Manteigas e Piornos (Estradas de Portugal, 2009); e ii) inventário de movimentos de vertente no vale do Zêzere, desencadeados em 2005, onde consta a localização geográfica e descrição do tipo de movimento (Pereira, 2009). Contudo, tanto a memória descritiva, como o inventário, apenas fazem referência aos movimentos ocorridos na vertente oriental do vale do Zêzere, por onde passa a EN 338. A inexistência de registos ou relatos sobre as escoadas de detritos na vertente ocidental, que se observam no ortofotomapa de 2006, poderá estar relacionada com o difícil acesso às áreas de acumulação e, principalmente, com o facto de não existirem elementos em risco nas zonas afetadas pelos movimentos. Assim, com base na

informação anteriormente referida, confirmou-se que, do total das 34 escoadas de detritos inventariadas, 23 foram desencadeadas durante o evento de 2005 (fig. 5.4).

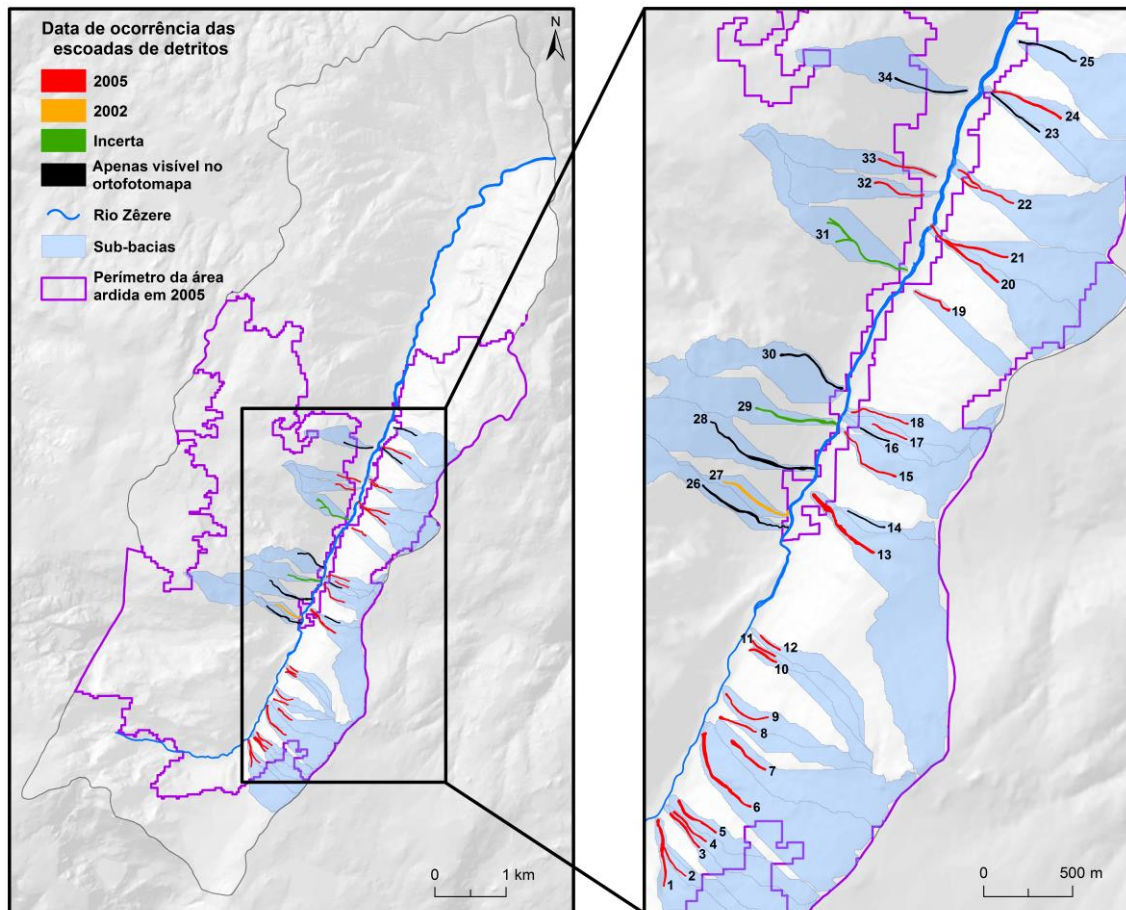


Figura 5.4 – Identificação, delimitação e datação de escoadas de detritos recentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere, a montante da vila de Manteigas (base cartográfica do município de Manteigas).

Na tentativa de atribuir uma data de ocorrência às restantes escoadas, procedeu-se à interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite disponíveis, de forma gratuita, para a área em questão: fotografias aéreas de 1995, com resolução de 1 m (disponíveis em <http://ortos.igeo.pt>, em dezembro de 2014); imagens de satélite do *Google Earth*, de fevereiro de 2004 e de junho de 2005; e imagens de satélite do *Bing Maps*, de junho/julho de 2011.

Nas fotografias aéreas de 1995 apenas se visualiza a escoada de detritos do ribeiro de Albugueira (de 1993), hoje em dia completamente irreconhecível devido à vegetação que se estabeleceu nas vertentes e ao longo do canal de drenagem. Já nas imagens de satélite do *Google Earth*, de fevereiro de 2004, observa-se, unicamente, a escoada #27

(fig. 5.4), o que corrobora a indicação de Vieira (2004), de que a mesma ocorreu em 2002.

Relativamente às escoadas de detritos #14 e #16, pressupõe-se que se desencadearam durante o evento de 2005, uma vez que não se manifestam em imagens anteriores a 2006. O motivo pelo qual estas escoadas não deixaram marcas no terreno, pelo menos visíveis durante o trabalho de campo de 2011 ou nas imagens de satélite *Bing* do mesmo ano, poderá estar relacionado com o rápido encobrimento por parte da vegetação que, entretanto, cresceu. No caso das escoadas #23, #25 e #34 assume-se uma explicação idêntica e entende-se que os alinhamentos de tonalidade clara – associados à ausência de vegetação – identificados na imagem de 2006 correspondem a marcas erosivas no canal de drenagem que, atualmente, já não são visíveis no terreno devido ao crescimento de vegetação. Contudo, nas imagens de satélite *Bing* é ainda possível observar algumas dessas marcas, embora já pouco perceptíveis.

Com respeito às escoadas #29 e #31, não foi possível confirmar, de forma inequívoca, a sua relação com o evento de 2005. O material depositado aparenta resultar de impulsos distintos, essencialmente devido à diferença de tonalidade que apresenta. As colorações cinzenta escura e amarela são conferidas pelos líquenes que colonizam a superfície dos blocos de granito, o que indica a estabilidade atual do depósito. Quando o material é sujeito à ação do fogo, a cobertura de líquenes é destruída e a superfície dos blocos adquire uma cor mais clara e de aspeto fresco (Vieira, 2004). Desta forma, é razoável assumir a coexistência de depósitos históricos e recentes, sendo que os que apresentam uma tonalidade mais clara são, possivelmente, contemporâneos dos incêndios florestais.

Em relação às escoadas #26, #28 e #30 não foi possível realizar observações *in situ*, devido à área de deposição se encontrar dentro de propriedade privada inacessível. Porém, os alinhamentos de tonalidade clara, que são visíveis ao longo dos canais de drenagem, surgem, tanto no ortofotomapa de 2006, como nas imagens de satélite *Bing*, pelo que é possível avançar com duas hipóteses: i) em 2005 desenvolveram-se escoadas de detritos nestes canais de drenagem; ou ii) os incêndios florestais, ao destruírem a vegetação, deixaram visíveis marcas resultantes de eventos anteriores.

5.3.1. Identificação das zonas de iniciação, transporte e deposição

A individualização das áreas de iniciação foi feita com base na topografia digital pós-evento (de 2013), à escala 1:10 000, e no ortofotomapa pós-evento (de 2006), com resolução de 0,5 m. Na prática, resultou da conjugação de dois critérios: delimitação da área onde a rutura de declive é mais acentuada e onde, simultaneamente, se observa a cabeceira do alinhamento de tonalidade clara, que acompanha a trajetória do canal de drenagem, admitindo que se trata da zona de arranque da escoada de detritos.

Nos levantamentos de campo, apenas foi possível observar a área de iniciação da escoada #6. As restantes, para além de se situarem em locais com declive bastante elevado, já apresentavam uma densa vegetação, o que impossibilitou o seu acesso. É também visível, através da topografia, que a zona de transporte percorre, na maioria das escoadas de detritos, canais de drenagem pré-existentes. Em alguns casos, nomeadamente nas escoadas de menor dimensão, a incisão da rede hidrográfica não é tão evidente na cartografia disponível, provavelmente devido à equidistância das curvas de nível (5 m). Ainda assim, observa-se que grande parte do trajeto ocorre numa superfície ligeiramente côncava.

O setor distal das escoadas de detritos, que corresponde ao limite jusante da acumulação, é facilmente identificável no ortofotomapa de 2006. Porém, no campo, apenas foi possível observar os limites das escoadas nas situações em que atingiram o fundo de vale ou se depositaram próximo de caminhos pedestres, uma vez que as escoadas que cessaram o seu movimento a meio da vertente, entre a EN 338 e o fundo de vale, encontravam-se numa posição inacessível, devido à presença de vegetação. Em contrapartida, a delimitação do início da deposição não é uma tarefa simples, tendo em consideração que, ao longo da zona de transporte, poderá ocorrer erosão e deposição, dependendo do declive (Jakob, 2005; Fannin e Bowman, 2008). Com efeito, verifica-se que, na vertente oriental, a deposição dos sedimentos tem início imediatamente a jusante da EN 338, em direção ao fundo de vale, muito possivelmente induzida pela rutura de declive que acompanha a plataforma

rodoviária. Não obstante, a acumulação mais significativa verifica-se próximo do setor distal, tal como se pôde constatar, *in situ*, nas escoadas #6 e #13 (ver fig. 5.5 a 5.7).

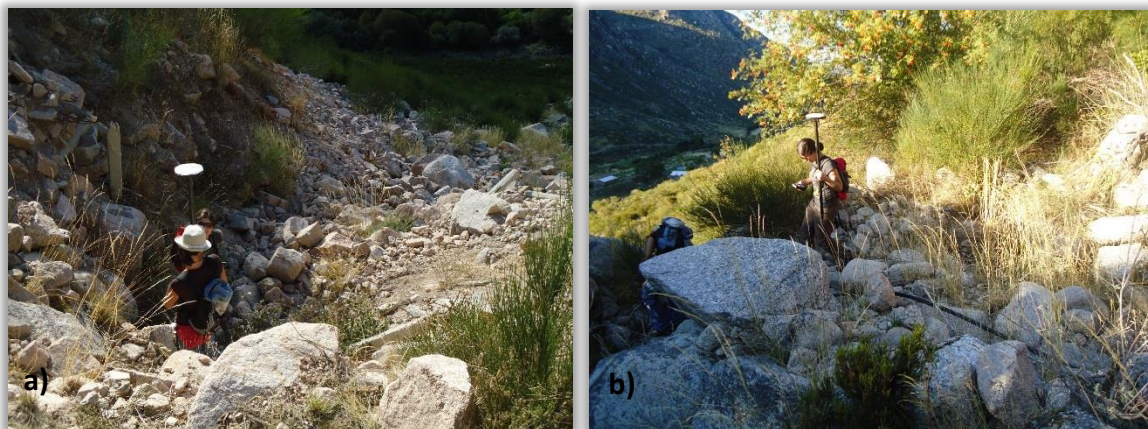


Figura 5.5 – Escoadas de detritos #6 (a) e #13 (b): deposição de detritos a jusante da EN 338.



Figura 5.6 – Escuada de detritos #6: acumulação na zona de transporte (a) e dique lateral (b).

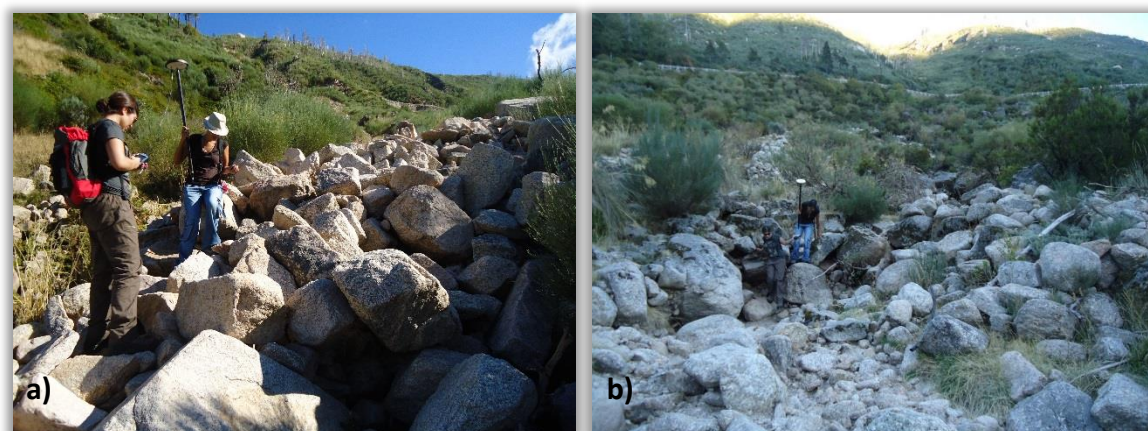


Figura 5.7 – Escoadas de detritos #6 (a) e #13 (b): zona de acumulação de detritos.

A existência de topografia digital pré-evento (de 2005) e pós-evento (de 2013), à escala 1:10 000, levou à tentativa de delimitação do início da área de deposição, quer pela observação de alterações no perfil topográfico, patentes nas curvas de nível, quer pela comparação dos dois modelos digitais do terreno, elaborados com base nesta informação. No entanto, tanto as curvas de nível (com equidistância de 5 m), como os modelos digitais do terreno (com resolução de 5 m), revelaram-se insuficientes para captar alterações significativas no relevo. Tal poderá dever-se à resolução insuficiente, dado a pequena dimensão e espessura dos depósitos que, de forma geral, estas escoadas de detritos apresentam.

5.3.2. Caracterização das sub-bacias hidrográficas com escoadas de detritos recentes

A morfometria de uma bacia hidrográfica pode ser utilizada para definir a propensão à ocorrência de escoadas de detritos ou de outros processos hidro-geomorfológicos (Jakob, 2005). Neste sentido, procedeu-se à caracterização das 34 sub-bacias hidrográficas (BH) da área em estudo (fig. 5.4), onde se desencadearam as escoadas de detritos mais recentes, com o objetivo de avaliar se as mesmas apresentam características morfométricas que revelam uma predisposição à ocorrência deste tipo de movimento de vertente. Para o efeito, as sub-bacias foram delimitadas automaticamente através da ferramenta *Arc Hydro*, que opera em ambiente *ArcGIS*. Procedeu-se ao cálculo da exposição, do declive médio, da área de drenagem e da percentagem de área ardida em 2005 (fig. 5.8), bem como dos atributos identificados por Wilford *et al.* (2004) como indicadores da suscetibilidade à ocorrência de escoadas (fig. 5.9).

Os parâmetros morfométricos foram extraídos do modelo digital do terreno (MDT), com resolução de 5 m, elaborado a partir de curvas de nível e pontos cotados à escala 1:10 000. A área ardida foi obtida a partir da cartografia nacional de áreas ardidas no ano de 2005 (fonte: ICNF).

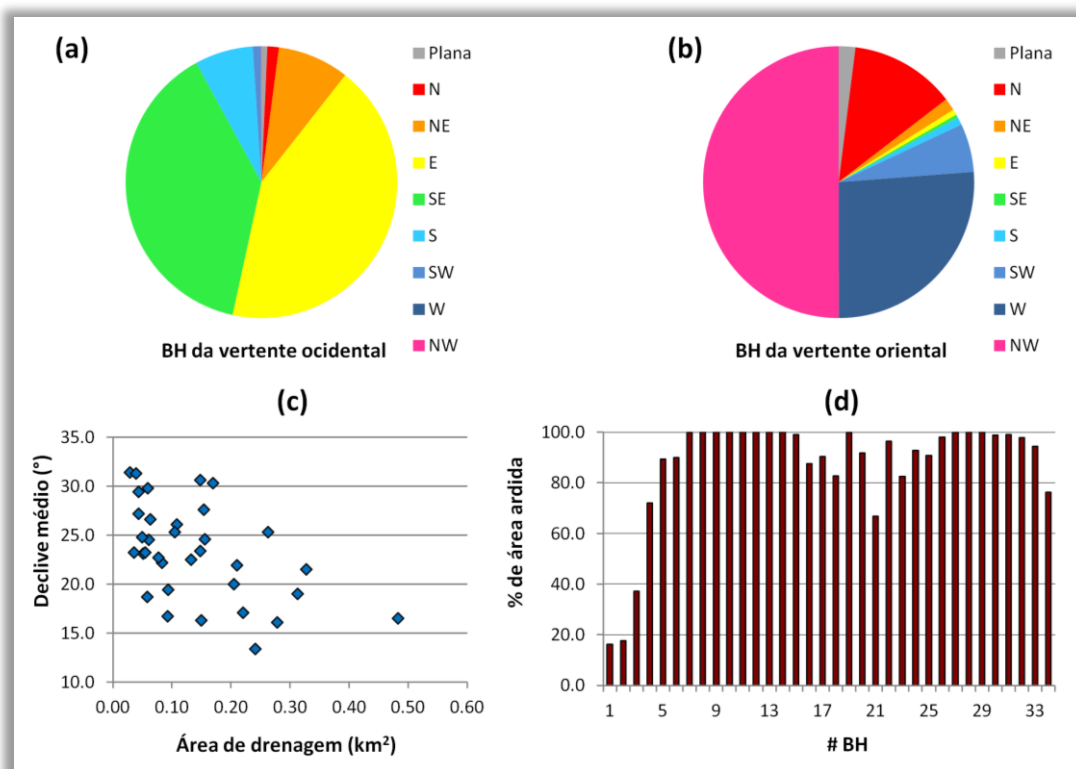


Figura 5.8 – Caracterização das 34 sub-bacias hidrográficas (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas): exposição das sub-bacias da vertente ocidental (a) e oriental (b); declive médio (c), área de drenagem (c) e percentagem de área ardida em cada sub-bacia (d).

De acordo com a figura 5.8, nas 9 sub-bacias localizadas na vertente ocidental do vale do Zêzere (a) dominam as exposições a E (48,8%) e SE (38,6%). Na vertente oriental (b), 50% da área das 25 sub-bacias encontra-se exposta a NW, 26,2% a W e 12,6% a N. A área de drenagem das 34 sub-bacias varia entre 0,03 e 0,48 km² (c), apresentando um valor médio de 0,14 km² e um desvio-padrão (DP) de 0.1 km². Estes dados são sugestivos de bacias de pequena ordem, um indicador, já referenciado, de predisposição à ocorrência de escoadas de detritos. Com efeito, constatou-se, através do cálculo automático em ambiente *ArcGIS*, tratarem-se de cursos de água de primeira e segunda ordem (segundo Strahler, 1957). O declive médio varia entre 13,4° e 31,4° (c), contudo, 74% das sub-bacias apresentam valores médios iguais ou superiores a 20°. Como consequência dos incêndios florestais do verão de 2005, em 24 sub-bacias a área ardida foi igual ou superior a 90% (d), sendo que 12 arderam na sua totalidade. As menos afetadas, com 16,2%, 17,7% e 37,1% de área ardida, correspondem às sub-bacias onde se desencadearam as escoadas de detritos #1, #2 e #3, respetivamente.

Nestes casos, nem toda a cabeceira foi atingida pelo fogo, sendo que a área queimada teve início a cerca de 100/200 m a montante das áreas de iniciação das referidas escoadas, prolongando-se até ao limite jusante da bacia.

Wilford *et al.* (2004) utilizaram diversos parâmetros morfométricos, extraídos de 65 leques aluviais e coluviais, na Colúmbia Britânica, e através da análise de variância (ANOVA) identificaram quatro atributos com diferentes significados estatísticos, consoante o processo hidro-geomorfológico (cheias, *debris floods* e escoadas de detritos): 1) comprimento da bacia; 2) índice de rugosidade (Melton, 1957 citado por Wilford *et al.*, 2004, entre outros); 3) relação de relevo (Shumm, 1956 citado por Strahler, 1957, entre outros); e 4) percentagem da bacia com declive compreendido entre 30° e 40°. A combinação de cada um dos três últimos atributos com o comprimento da bacia mostrou bons resultados na distinção entre bacias suscetíveis à ocorrência de *debris floods* e bacias suscetíveis à ocorrência de escoadas de detritos, ao classificar corretamente 92% das últimas. Já no contexto da diferenciação do conjunto dos processos hidro-geomorfológicos, a combinação “índice de rugosidade – comprimento da bacia” foi a que proporcionou melhores resultados, por classificar incorretamente apenas 9 bacias (Wilford *et al.*, 2004). Na figura 5.9 são apresentados os valores dos referidos atributos, calculados para as 34 sub-bacias da área em estudo, onde se desencadearam as escoadas de detritos mais recentes.

Comprimento da bacia (km):

O comprimento da bacia (a) diz respeito ao comprimento planimétrico medido, em linha reta, entre os dois pontos mais distantes da bacia (fig. 5.9). No total das 34 sub-bacias, o parâmetro varia entre 0,6 e 1,8 km, apresentando um valor médio de 0,1 km e um DP de 0,25 km.

Índice de rugosidade (Melton, 1957 citado por Wilford *et al.*, 2004, entre outros):

O índice de rugosidade (b), adimensional, corresponde à razão entre a altura da bacia e a raiz quadrada da área de drenagem (fig. 5.9). Entende-se por altura da bacia, a diferença entre a altitude máxima e a altitude mínima observadas. Diversos estudos (e.g. Jackson *et al.*, 1987; e Bovis e Jakob, 1999 citados por Wilford *et al.*, 2004)

demonstraram o potencial do índice de rugosidade para classificar as bacias, segundo os processos hidro-geomorfológicos.

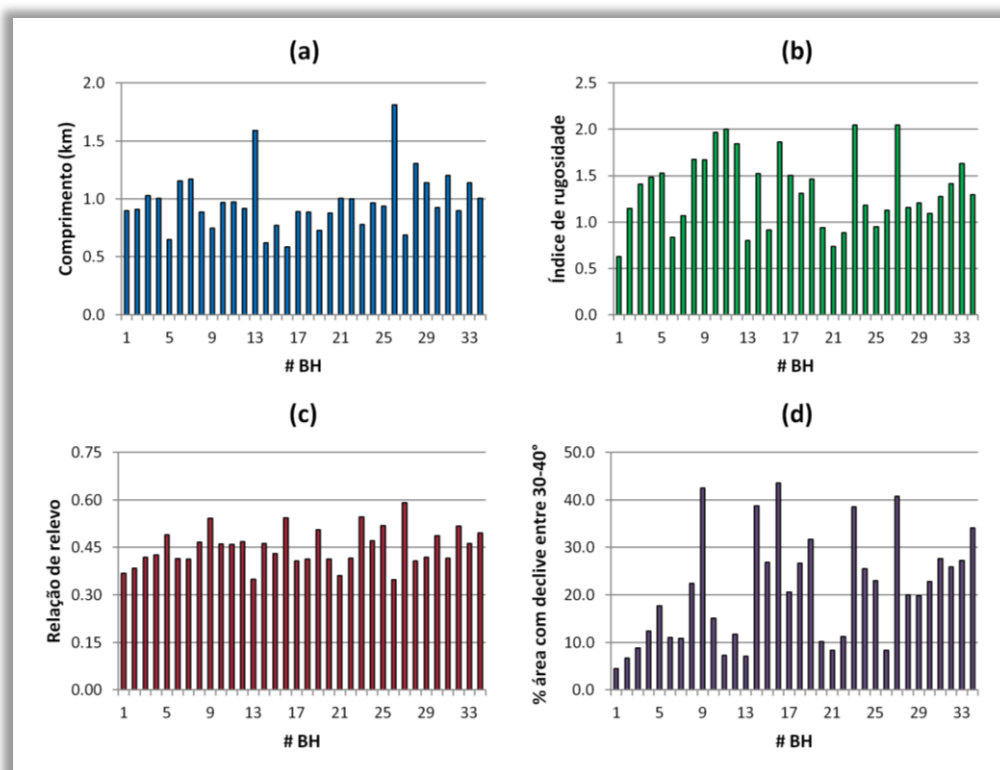


Figura 5.9 – Comprimento da bacia (a), índice de rugosidade (b), relação de relevo (c) e percentagem da bacia com declive compreendido entre 30° e 40° (d), para as 34 sub-bacias no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

Os limiares determinados para cada tipo de processo variam de acordo com os autores citados:

- Índice de rugosidade $<0,3$: identificado por Jackson *et al.* (1987, citado por Wilford *et al.*, 2004) e Wilford *et al.* (2004) como indicativo de bacias suscetíveis à ocorrência de cheias. Jackson *et al.* (1987) referem que valores superiores a 0,3 sugerem uma propensão à ocorrência de escoadas de detritos, no entanto, Wilford *et al.* (2004) justificam que um valor tão baixo poderá dever-se, em parte, à combinação deste processo com *debris floods*.
- Índice de rugosidade $>0,3$ e $<0,6$: identificado por Wilford *et al.* (2004) como indicador da suscetibilidade à ocorrência de *debris floods*.
- Índice de rugosidade $>0,6$: identificado por Wilford *et al.* (2004) como indicador da suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos. Bovis e Jakob (1999, citados

por Wilford *et al.*, 2004) determinaram que as bacias propensas a este fenómeno apresentam um índice de rugosidade superior a 0,53.

De acordo com Wilford *et al.* (2004), o modelo que melhor diferencia os processos anteriormente referidos resulta da combinação do índice de rugosidade com o comprimento da bacia. Para a suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos, os autores determinaram um índice de rugosidade superior a 0,6 em conjunto com um comprimento inferior a 2,7 km. Deste modo, verificou-se que os valores calculados para as 34 sub-bacias da área em estudo estão em concordância com os definidos pelos autores, atendendo a que o índice de rugosidade varia entre 0,63 e 2,1 e o comprimento da bacia nunca é superior a 1,8 km (fig. 5.10).

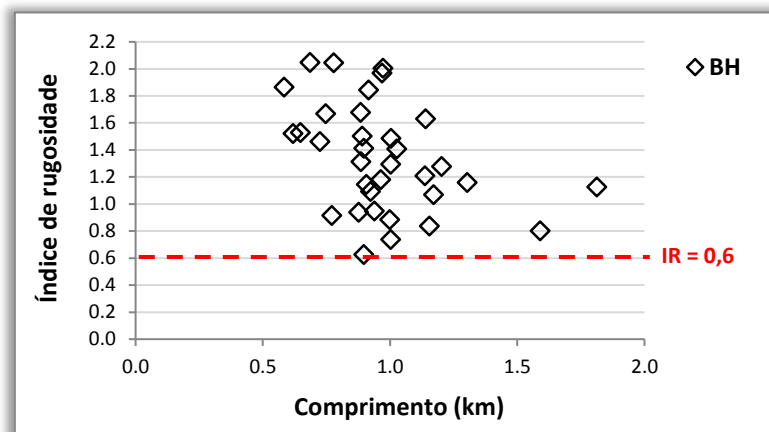


Figura 5.10 – Comprimento da bacia e índice de rugosidade (IR), para as 34 sub-bacias (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

Relação de relevo (Shumm, 1956 citado por Strahler, 1957, entre outros):

A relação de relevo (c), adimensional, corresponde à razão entre a altura e o comprimento da bacia. Este atributo funciona como um indicador do potencial energético do sistema de drenagem, que influencia diretamente a velocidade do fluxo e a erosão provocada pelo escoamento (Miller, 1995). Hadley e Schumm (1961, citados por Miller, 1995) concluíram que, em pequenas bacias da região semiárida dos EUA, a produção média anual de sedimentos aumentava exponencialmente com a relação de relevo. Wilford *et al.* (2004) identificaram que as bacias propensas à ocorrência de escoadas de detritos combinam valores de relação de relevo superiores a 0,35 com um comprimento da bacia inferior a 2,7 km. Relativamente às sub-bacias da área em

estudo, os valores calculados também se enquadram nesta combinação, tendo em conta que a relação de relevo varia entre 0,35 e 0,59 (fig. 5.11).

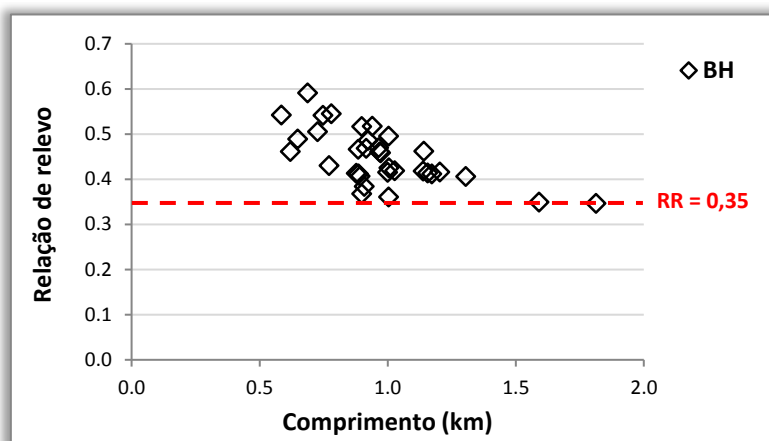


Figura 5.11 – Comprimento da bacia e relação de relevo (RR), para as 34 sub-bacias (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

A terceira combinação, identificada por Wilford *et al.* (2004) como indicador da propensão à ocorrência de escoadas de detritos, refere-se à conjugação entre o comprimento da bacia (inferior a 2,7 km) com, pelo menos, 18% da área constituída por declives compreendidos entre 30° e 40° (fig. 5.12). No caso das bacias em estudo, embora esta amplitude de valores corresponda, em média, a 20,9% da área total (com DP de 11,58%), em 41,2% das bacias corresponde a menos de 18% da sua área.

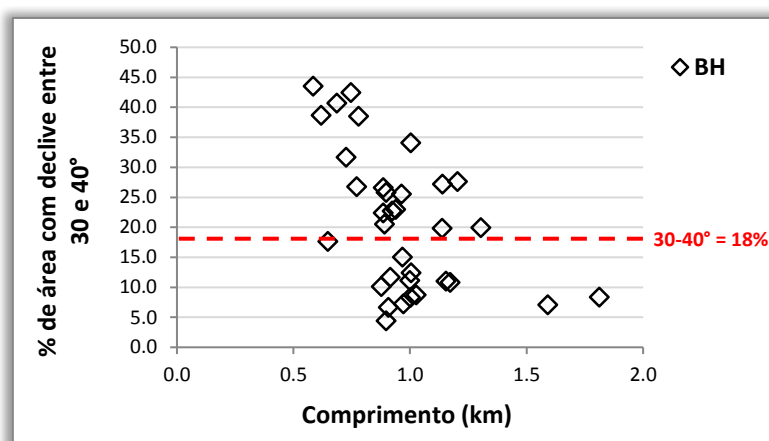


Figura 5.12 – Comprimento da bacia e percentagem de área com declive entre 30° e 40°, para as 34 sub-bacias (BH) no vale do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

5.4. Modelação estatística das áreas de iniciação de escoadas de detritos

5.4.1. Variáveis independentes

Na avaliação da suscetibilidade à iniciação de escoadas de detritos foram utilizadas as seguintes variáveis preditivas (ou variáveis independentes): declive (fig. 5.13), exposição das vertentes (fig. 5.14), IWI (fig. 5.15), perfil transversal (fig. 5.16), perfil longitudinal (fig. 5.17), litologia (fig. 5.18) e espessura do solo.

O uso do solo não foi utilizado como variável preditiva, atendendo a que a análise estatística se restringiu ao perímetro da área ardida.

As variáveis morfométricas foram derivadas do MDT, com resolução de 5 m (fig. 5.19), gerado a partir de uma rede irregular triangulada (TIN, *Triangulated Irregular Network*). O modelo TIN foi construído com informação vetorial, à escala 1:10 000, de pontos cotados e curvas de nível com equidistância de 5 m (cedida pelo município de Manteigas). Tendo presente que o significado de um determinado fator de predisposição pode ser completamente alterado, caso os modelos de suscetibilidade sejam elaborados com condições pós-evento (Atkinson e Massari, 1998; Clerici *et al.*, 2010), todas as variáveis morfométricas, utilizadas na modelação, refletem condições prévias à ocorrência das escoadas de detritos. A litologia foi obtida a partir da digitalização da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000, com posterior conversão para estrutura matricial, com uma resolução de 5 m.

Não obstante alguns dos mapas (e.g. litologia, altimetria, declive) já terem sido apresentados no capítulo 1 (referente ao enquadramento das áreas de estudo), optou-se por reproduzi-los no presente capítulo, de forma a facilitar a leitura do mesmo.

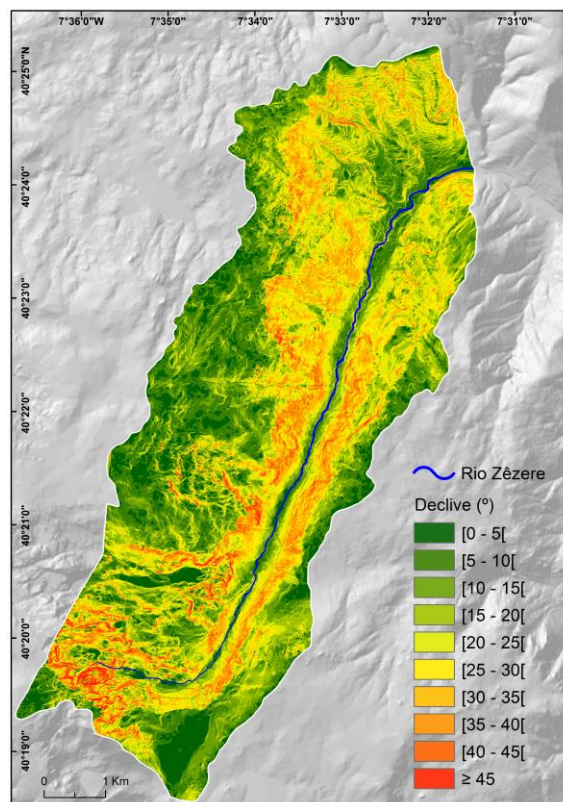


Figura 5.13 – Declive na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

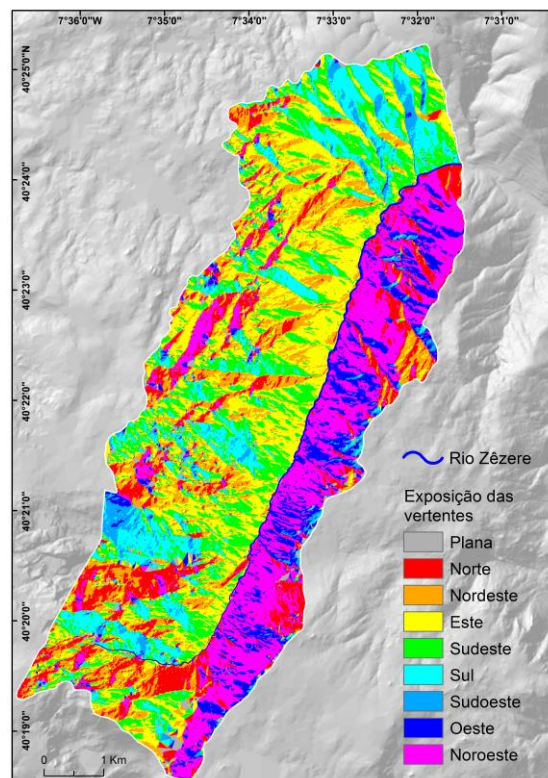


Figura 5.14 – Exposição das vertentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

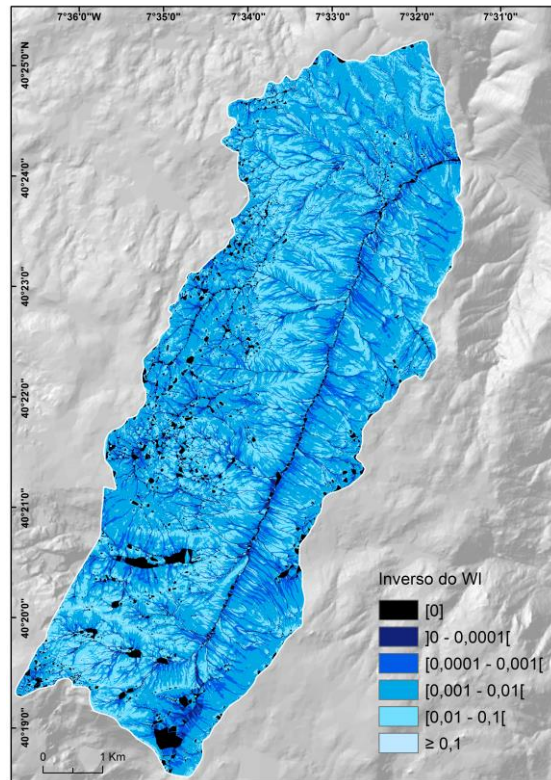


Figura 5.15 – Inverso do Wetness Index (IWI) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

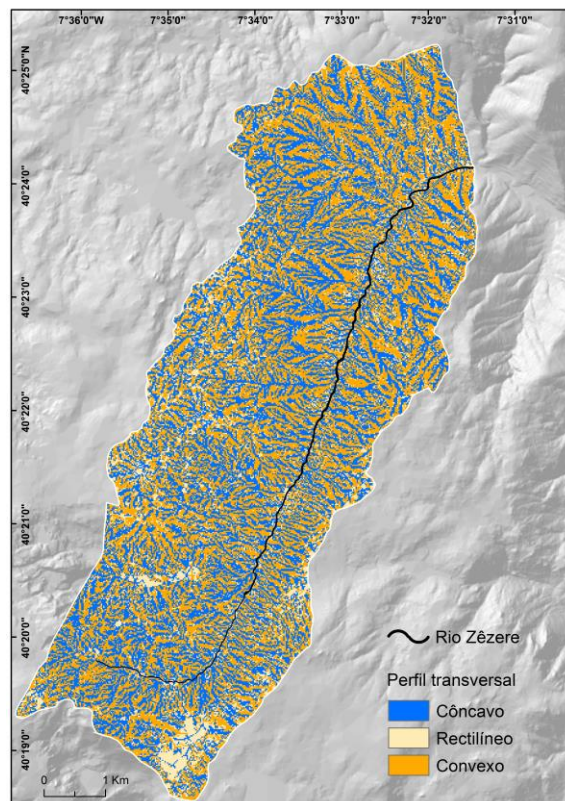


Figura 5.16 – Perfil transversal das vertentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

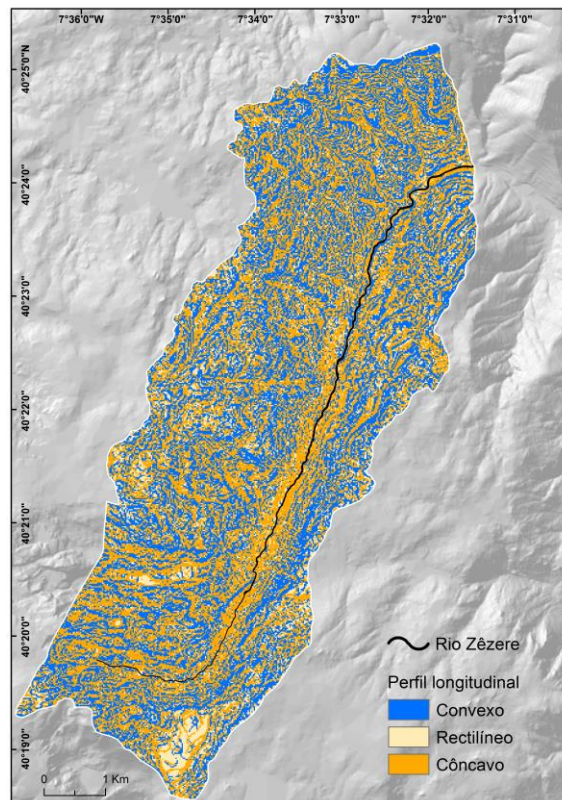


Figura 5.17 – Perfil longitudinal das vertentes na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

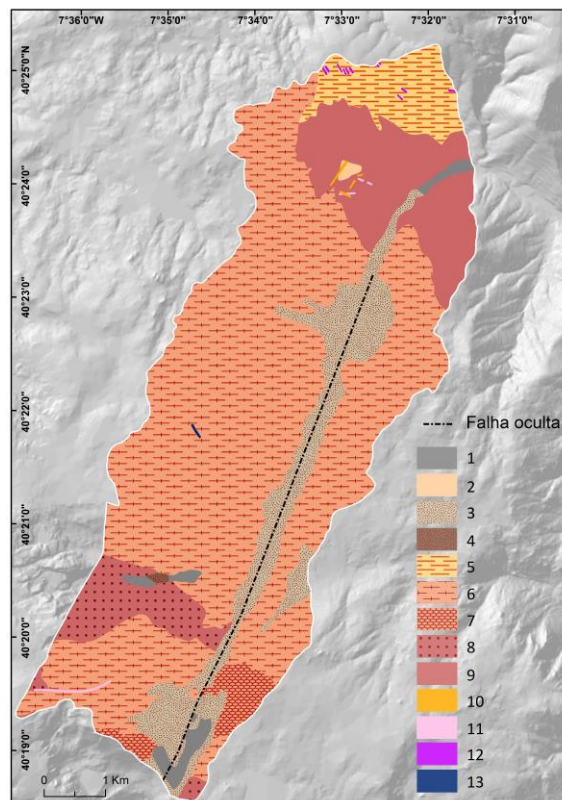


Figura 5.18 – Litologia na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

Legenda: 1 = aluviões atuais; 2 = depósitos de vertente; 3 = depósitos fluvioglaciários; 4 = depósitos glaciários; 5 = orlas metamórficas (corneanas e xistos mosqueados); 6 = granito porfiróide de grão grosseiro ou grosseiro a médio; 7= granito porfiróide de grão médio, em parte orbicular; 8 = granito não porfiróide de grão grosseiro a médio; 9 = granito não porfiróide de grão médio ou médio a fino; 10 = filões de quartzo; 11 = filões de rochas básicas; 12 = filões de rochas básicas metamorfozadas (corneanas anfibolíticas); 13 = filões e massas aplito-pegmatíticos).

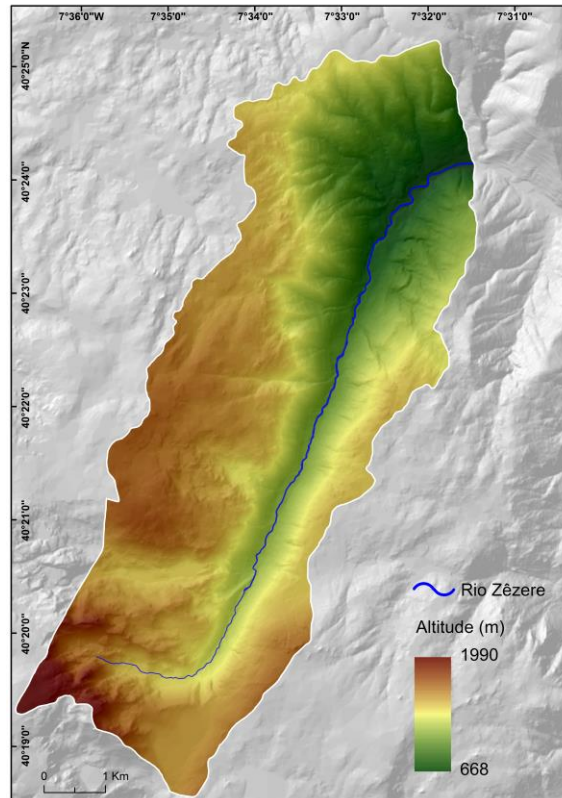


Figura 5.19 – Modelo Digital do Terreno (MDT) para a bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

Os três modelos de espessura do solo elaborados (fig. 5.20, 5.21, 5.22) foram validados através do confronto com os valores medidos no terreno (quadro 5.1), com base na observação e medição direta de cortes em taludes naturais. No total, efetuaram-se 38 pontos de levantamento, os quais foram georreferenciados com recurso a um GPS diferencial. As espessuras máxima e mínima registadas foram de 250 cm e 0 cm, respetivamente. Importa realçar a limitação numérica e espacial destes dados. Contudo, na área de estudo, são poucos os cortes em taludes que não foram sujeitos a intervenção antrópica. Também a impossibilidade de utilizar sondagens levou a que as medições se restringissem aos taludes naturais.

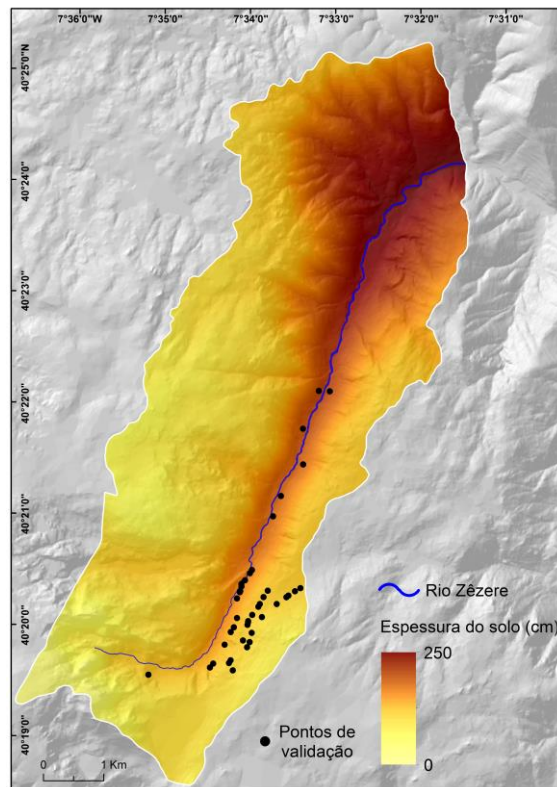


Figura 5.20 – Espessura do solo (modelo Z) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

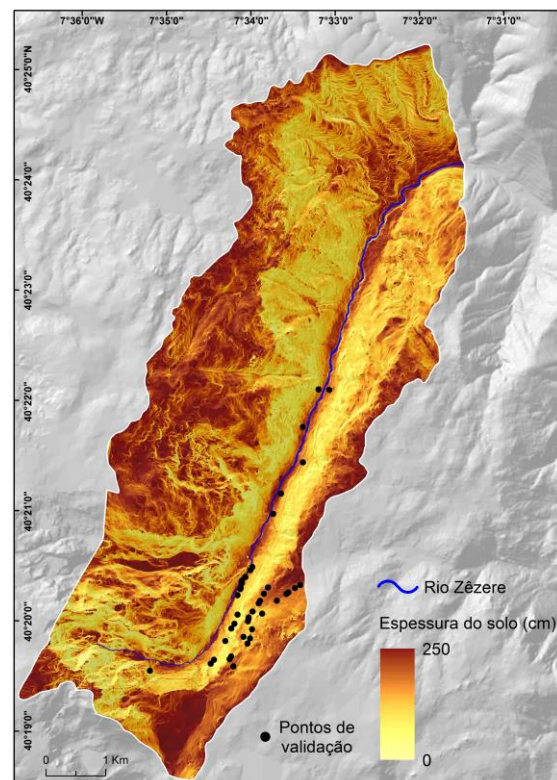


Figura 5.21 – Espessura do solo (modelo S) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

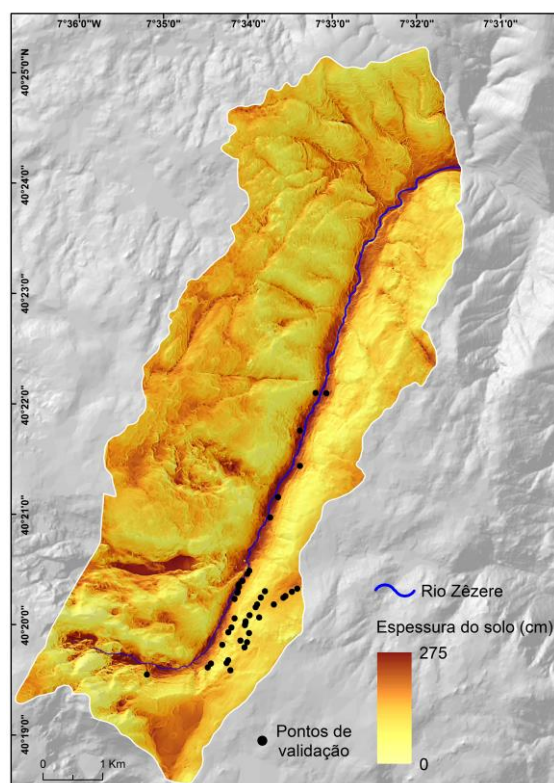


Figura 5.22 – Espessura do solo (modelo sGIST) na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante de Manteigas).

Quadro 5.1 – Comparação entre os resultados dos modelos e os valores de espessura do solo medidos no terreno

	Z	Modelos	
		S	sGIST
Média da espessura do solo (cm)	123,2	182,3	91,6
Desvio-padrão da espessura do solo (cm)	53,8	38,4	29,1
Erro máximo positivo (cm)	130,4	161,8	118,5
Erro máximo negativo (cm)	-99,1	-78,1	-115,8
Erro médio absoluto (cm)	43,8	88,1	29,0
Desvio-padrão do erro absoluto (cm)	35,0	33,5	31,9

Atendendo aos resultados expressos no quadro 5.1 conclui-se que o modelo que apresenta um melhor resultado, relativamente ao erro máximo positivo e ao erro médio absoluto, é o sGIST. Para ser integrado, como variável independente, nos modelos de suscetibilidade, o tema da espessura do solo foi reclassificado em 11 classes, com uma amplitude de 25 cm.

5.4.2. Diagnóstico de multicolinearidade

De acordo com os valores de VIF e de R^2 , presentes no quadro 5.2, é possível, de alguma forma, assumir uma correlação entre as variáveis declive e espessura do solo. Por exemplo, o R^2 indica que 53% da variação total numa destas variáveis pode ser explicada pela outra. Já os valores de VIF superiores a 2, tal como se observa no caso do declive e da espessura do solo, são, de acordo com os autores mais conservadores (e.g. van den Eeckhaut *et al.*, 2006; Bai *et al.*, 2010a, b, 2011), indicativos de multicolinearidade. No entanto, não se considerou que estes valores são suficientemente elevados ao ponto de se justificar a exclusão das variáveis, pelo que se decidiu manter o declive e a espessura do solo em todos os modelos.

Quadro 5.2 – Diagnóstico de multicolinearidade entre as variáveis independentes

R ²								VIF
Variáveis independentes	Declive	Exposição	IWI	Perfil trans.	Perfil long.	Litologia	Espessura solo	
Declive	1,0	0,0005	0,274	0,053	0,001	0,009	0,531	2,78
Exposição		1,0	0,0003	0,029	0,080	0,048	0,011	1,17
IWI			1,0	0,016	0,008	0,003	0,148	1,42
Perfil trans.				1,0	0,055	0,003	0,015	1,16
Perfil long.					1,0	0,007	0,044	1,23
Litologia						1,0	0,005	1,09
Espessura solo							1,0	2,36

5.4.3. Regressão Logística e Valor Informativo

No presente trabalho, admitiu-se que as 34 escoadas de detritos inventariadas se encontram relacionadas com o incêndio florestal de 2005, uma vez que as mesmas foram desencadeadas apenas decorridos dois meses, dentro do perímetro da área ardida (ver fig. 5.4). Neste sentido, os modelos de suscetibilidade, com recurso aos métodos da Regressão Logística (RL) e do Valor Informativo (VI), foram elaborados apenas para a área ardida, a qual se estende por 19,3 km² (43,8% da área de estudo).

a) Regressão Logística (RL)

No modelo de RL, a dicotomia da variável dependente é representada pela presença (1) ou ausência (0) do fenómeno. Neste trabalho, a presença da variável dependente traduz-se nas 36 áreas de iniciação das escoadas de detritos identificadas na área de estudo. As áreas de iniciação do movimento apresentam uma dimensão compreendida entre 25 e 200 m², uma média de 100 m², e ocupam um total de 3700 m². Por se considerar um número reduzido, e que ainda seria sujeito a partição para efeitos de modelação e validação, optou-se por separar, aleatoriamente, as 36 áreas de iniciação em três grupos distintos (quadro 5.3), cada um composto por igual número de elementos.

Quadro 5.3 – Separação das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos em três grupos, para efeitos de modelação e de validação

	Nº de presenças (áreas de iniciação)	Área ocupada (m ²)	Nº de células (resol. 5 m)
Grupo 1 (G1)	12	1275	51
Grupo 2 (G2)	12	1125	45
Grupo 3 (G3)	12	1300	52
Total	36	3700	148

O objetivo passa por elaborar três conjuntos de modelos de RL (quadro 5.4), utilizando, em cada conjunto, dois grupos de dados para modelação e um grupo de dados para validação. Deste modo, todas as áreas de iniciação irão integrar o processo de modelação e de validação, de forma independente. No que concerne aos dados de ausência (quadro 5.4), a amostragem das células é feita de forma aleatória. O total de células selecionadas deverá ser igual ao número de células de presença (Süzen e Doyuran, 2004).

Quadro 5.4 – Conjuntos de dados (para os modelos de RL e VI) e seleção das ausências (para o modelo de RL)

	Modelação	Validação	Nº de células com ausência (resol. 5 m)
Conjunto A	G1 + G2	G3	96
Conjunto B	G1 + G3	G2	103
Conjunto C	G3 + G2	G1	97

Em cada conjunto (A, B e C) são elaborados 20 modelos de RL (no programa estatístico SPSS), sendo que, para cada modelo, são amostradas novas células de ausência. A quantidade de modelos executados (20) em cada conjunto de dados foi escolhida atendendo à estabilização geral da capacidade preditiva dos mesmos. O procedimento anterior permite conferir robustez ao resultado final, que poderia ficar fragilizado devido ao reduzido número de células com presença e ausência.

Para os conjuntos de dados A, B e C (quadro 5.4) calculou-se a probabilidade média de cada grupo de 10 modelos de RL. De acordo com a análise das curvas ROC e dos valores de AUC (fig. 5.23), é possível aferir a elevada precisão de cada um destes grupos de 10 modelos (com a AUC a variar entre 0,91 e 0,98).

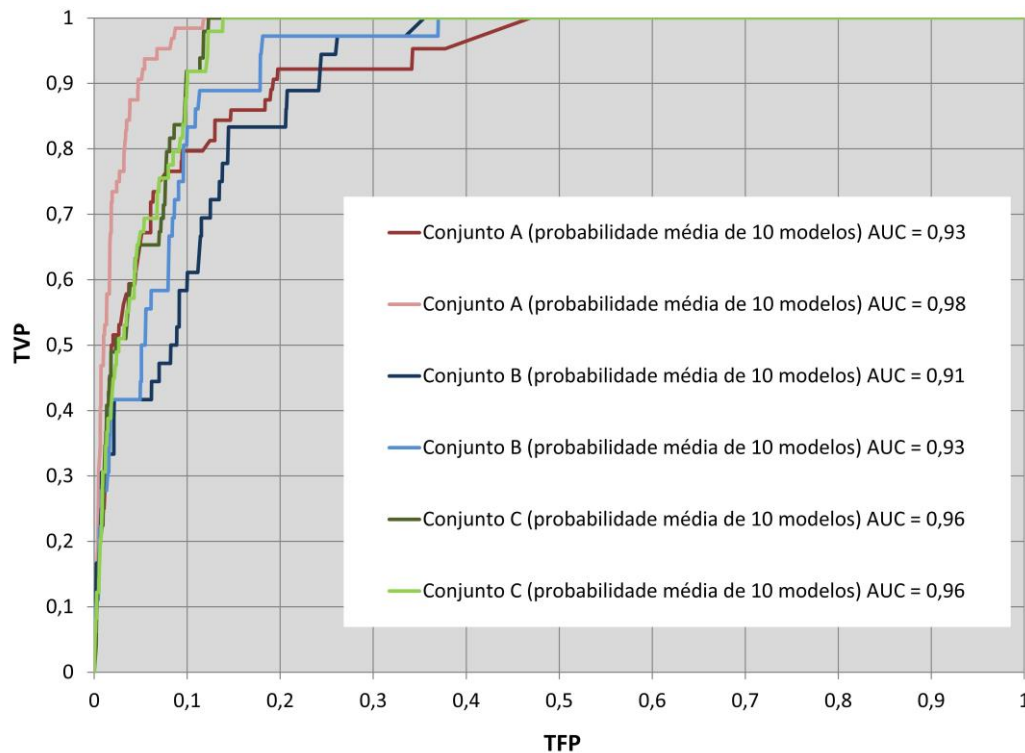


Figura 5.23 – Curvas ROC e quantificação da AUC para os modelos de RL.

O modelo final de suscetibilidade à ocorrência de potenciais áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas áridas (fig. 5.24), resulta da probabilidade média estimada para o total de 60 modelos de RL, executados nos conjuntos de dados A, B e C. O modelo final foi reclassificado em 6 classes representativas da percentagem de área de estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial (fig. 5.24).

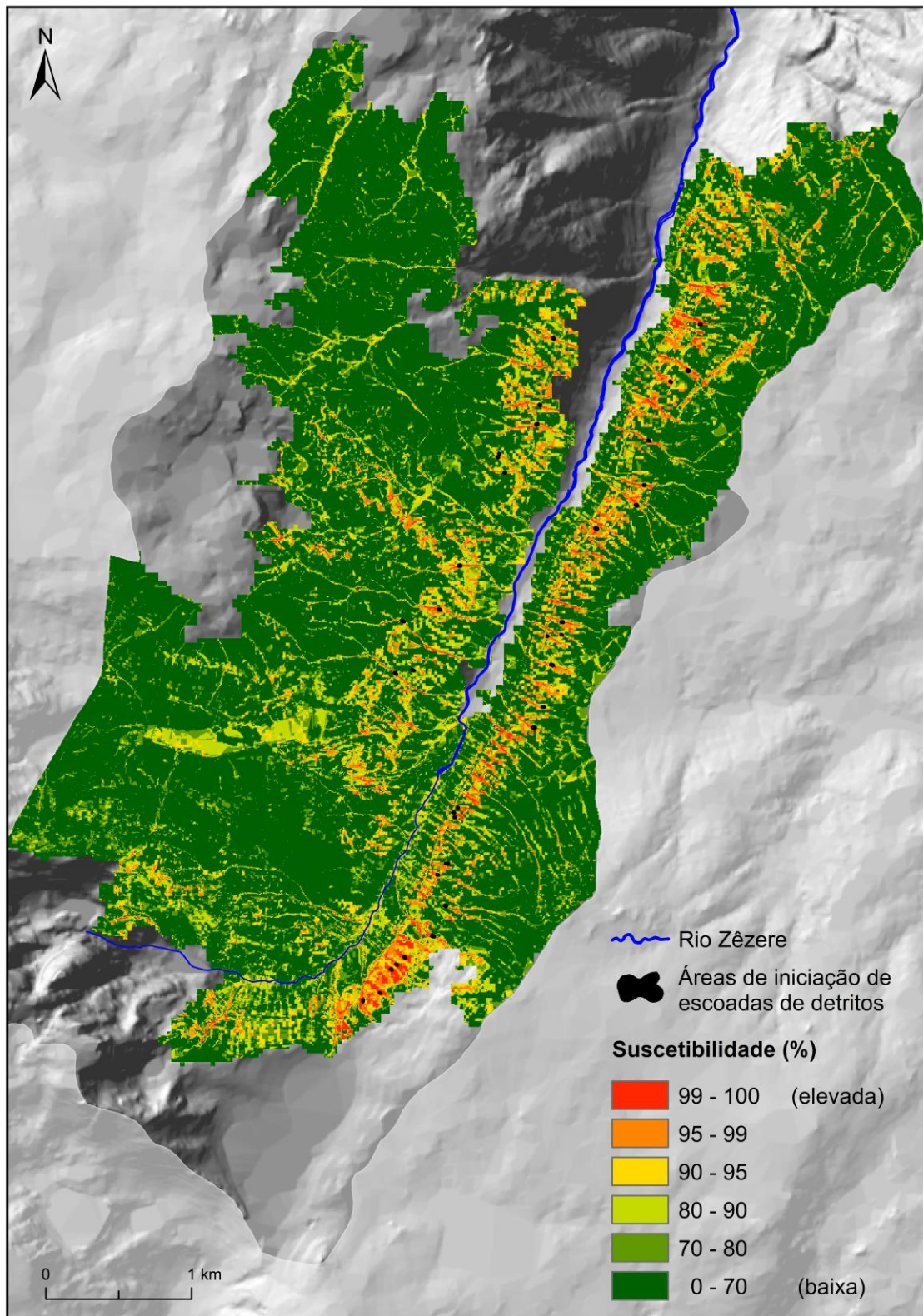


Figura 5.24 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas recentemente ardidas (média dos 60 modelos de RL).

O modelo final foi validado através de uma matriz de confusão (quadro 5.5), onde se utiliza um valor de corte de 0,5. Deste modo, considera-se que todas as células classificadas com valor de probabilidade espacial superior a 0,5 apresentam instabilidade, pelo que lhes é atribuído o valor 1. As restantes células não apresentam instabilidade e é-lhes atribuído o valor 0. Adicionalmente, as seguintes estatísticas de precisão (quadro 5.6) são obtidas através da matriz de confusão: eficiência, taxa de classificação incorreta, sensibilidade, especificidade, taxa de falsos positivos e taxa de falsos negativos.

Também a matriz de confusão (quadro 5.5) e as estatísticas derivadas (quadro 5.6) comprovam a robustez do modelo final. Assim, da totalidade de áreas de iniciação (ou áreas instabilizadas), 140 células, que correspondem a 3500 m², foram classificadas como verdadeiro positivo, sendo que apenas 8 células (ou 200 m²) foram mal classificadas. Relativamente às áreas que não apresentam instabilidade, 92% foram classificadas como verdadeiro negativo, enquanto apenas cerca de 8% foram classificadas como falso positivo. Em última análise, os valores de sensibilidade (95%) e de especificidade (92%) do modelo atestam a sua elevada precisão.

Quadro 5.5 – Matriz de confusão elaborada para o modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas recentemente ardidas (utilizando o método da RL)

		Nº de células observadas (realidade)	
		Presença (1)	Ausência (0)
Nº de células preditas (modelo)	Presença (1)	140	63 413
	Ausência (0)	8	705 344

Quadro 5.6 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão do modelo final de suscetibilidade (método da RL)

Eficiência	$(VP + VN) / (VP + FP + FN + VN)$	0,92
Taxa de classificação incorreta	$(FP + FN) / (VP + FP + FN + VN)$	0,08
Sensibilidade	$VP / (VP + FN)$	0,95
Especificidade	$VN / (FP + VN)$	0,92
Taxa de falsos positivos	$FP / (FP + VN)$	0,08
Taxa de falsos negativos	$FN / (VP + FN)$	0,05

A figura 5.25 relaciona a probabilidade espacial de ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos (eixo x), com a variação da estimativa do modelo (eixo y), medida através do desvio-padrão da probabilidade (Guzzetti *et al.*, 2006; van den Eeckhaut *et al.*, 2009). O desvio-padrão é relativamente baixo nas células com fraca ou elevada probabilidade, sendo mais significativo nas probabilidades intermédias. Contudo, a dispersão dos valores estimados pelo modelo é pouco significativa, o que demonstra a sua capacidade em classificar, de forma bastante fidedigna, as áreas estáveis ou instáveis, uma vez que, de forma geral, são poucas as células que apresentam uma variabilidade expressiva. A variação do modelo pode ser representada pela equação expressa na figura 5.25. A correlação entre os dois parâmetros é elevada ($R^2=0,93$), o que indica a sua similaridade (Guzzetti *et al.*, 2006).

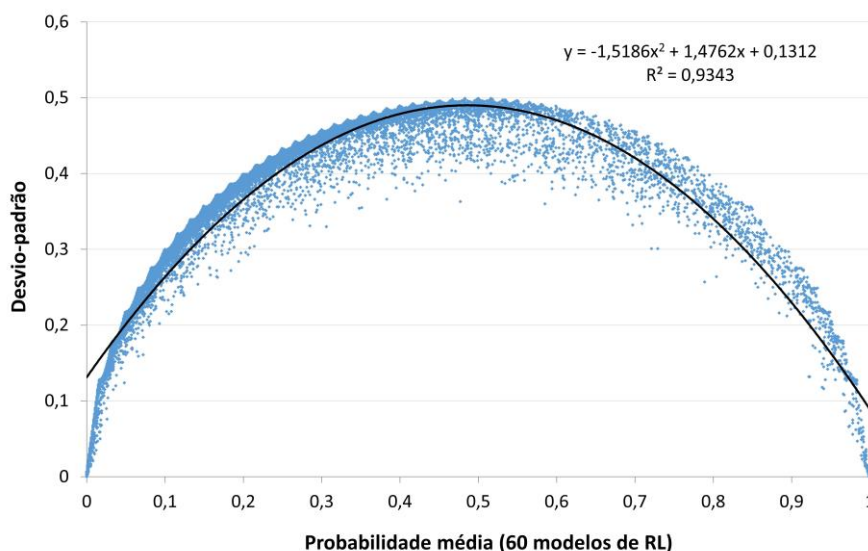


Figura 5.25 – Relação entre a probabilidade média (obtida a partir dos 60 modelos de RL) e a sua variação.

O quadro 5.7 resume a percentagem acumulada de área instável verificada em cada classe do modelo final de suscetibilidade (fig. 5.24). É possível constatar que 1% da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial integra 64,2% da área instabilizada, i.e., das áreas de iniciação de escoadas de detritos. Ao considerar-se 5% da área em estudo, a percentagem acumulada de área instável atinge 87,2%.

Quadro 5.7 – Percentagem da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade espacial (modelo de RL) *versus* percentagem acumulada de área instável

% da área em estudo com os valores mais elevados de probabilidade	Valores de probabilidade	Área instável acumulada (m ²)	% acumulada de área instável
99 – 100	[0,91 – 1,0]	2375	64,2
95 – 99	[0,64 – 0,91[3225	87,2
90 – 95	[0,45 – 0,64[3625	98,0
80 – 90	[0,25 – 0,45[3700	100,0
70 – 80	[0,14 – 0,25[3700	100,0
0 – 70	[0,0 – 0,14[3700	100,0

b) Valor Informativo (VI)

Considerando os conjuntos A, B e C (quadros 5.3 e 5.4) desenvolveram-se três modelos através do método do VI, cada qual composto por dois grupos de modelação e um de validação. No método do VI, não se procede à amostragem aleatória de células com ausência de escoadas de detritos, uma vez que se contabiliza toda a área em estudo onde este tipo de movimento de vertente não se encontra presente.

No quadro 5.8 apresentam-se os resultados decorrentes da aplicação do VI (ver equação 3.3, capítulo 3) para cada conjunto de dados (A, B e C). As classes dos fatores de predisposição que melhor se relacionam com a distribuição espacial das áreas de iniciação das escoadas de detritos são as seguintes: vertentes com declive superior a 35° e expostas a NW; terrenos com valores baixos (mas não nulos) de IWI, os quais apresentam maior potencial de acumulação de água; presença de áreas côncavas, no perfil transversal e longitudinal; presença de granitos porfiróides de grão médio, em parte orbicular; e existência de solos pouco espessos, até 75 cm. Estes resultados são concordantes com estudos efetuados noutras regiões do globo (e.g. Fernandes *et al.*, 2001; Vanacôr e Rolim, 2012; Silveira *et al.*, 2014), nomeadamente no que diz respeito à importância do declive e da presença de áreas côncavas na ocorrência de movimentos de vertente.

Quadro 5.8 – Scores de suscetibilidade, para cada classe dos fatores de predisposição, estimados através da aplicação do método do VI para os conjuntos de dados A, B e C

Fatores de predisposição	Classes	VI (Conjunto A)	VI (Conjunto B)	VI (Conjunto C)
Declive (°)				
	1 [0 – 5[-2,2	-2,2	-2,2
	2 [5 – 10[-2,2	-2,2	-2,2
	3 [10 – 15[-2,2	-2,2	-2,2
	4 [15 – 20[-2,2	-2,1	-1,5
	5 [20 – 25[-1,3	-2,0	-0,9
	6 [25 – 30[-0,9	-0,8	0,3
	7 [30 – 35[0,2	0,6	0,0
	8 [35 – 40[1,1	1,0	0,9
	9 [40 – 45[1,7	1,7	1,7
	10 ≥ 45	2,2	2,0	1,8
Exposição das vertentes				
	1 Plana	-2,2	-2,2	-2,2
	2 Norte	0,3	0,5	-0,7
	3 Nordeste	0,0	0,0	-0,1
	4 Este	0,2	-0,1	0,3
	5 Sudeste	-1,3	-1,6	-1,0
	6 Sul	-2,2	-2,2	-2,2
	7 Sudoeste	-2,2	-2,2	-2,2
	8 Oeste	-0,6	-0,7	0,2
	9 Noroeste	0,7	0,8	0,7
IWI				
	1 [0]	-2,2	-2,2	-2,2
	2 [0 – 0,0001[1,5	1,3	2,3
	3 [0,0001 – 0,001[0,3	0,3	0,6
	4 [0,001 – 0,01[-0,5	-0,6	-0,9
	5 [0,01 – 0,1[0,2	0,4	-0,1
	6 [0,1 – 1,2]	1,5	1,6	-2,2
Perfil transversal				
	1 Côncavo	0,8	0,8	0,8
	2 Retilíneo	-2,2	-2,2	-2,2
	3 Convexo	-2,2	-1,6	-1,7
Perfil longitudinal				
	1 Convexo	-0,2	0,0	-0,2
	2 Retilíneo	-2,2	-1,1	-0,9
	3 Côncavo	0,4	0,2	0,3
Litologia				
	1 Aluviões atuais	-2,2	-2,2	-2,2
	3 Depósitos fluvioglaciários	-0,6	-1,4	-1,2
	4 Depósitos glaciários	-2,2	-2,2	-2,2
	6 Granito porfiróide de grão grosseiro ou grosseiro a médio	0,0	0,0	0,0
	7 Granito porfiróide de grão médio, em parte orbicular	2,1	2,4	2,3
	8 Granito não porfiróide de grão grosseiro a médio	-2,2	-2,2	-2,2
	13 Filões e massas aplito-pegmatíticos	-2,2	-2,2	-2,2
Espessura do solo (cm)				
	1 [0 – 25[2,4	2,0	-2,2
	2 [25 – 50[1,4	1,3	1,3
	3 [50 – 75[0,7	0,8	0,7
	4 [75 – 100[-1,5	-0,8	-0,7
	5 [100 – 125[-2,2	-2,2	-2,2
	6 [125 – 150[-0,1	-2,2	-0,3
	7 [150 – 175[-2,2	-2,2	-0,9
	8 [175 – 200[-2,2	-2,2	-2,2
	9 [200 – 225[-2,2	-2,2	-2,2
	10 [225 – 250[-2,2	-2,2	-2,2
	11 [250 – 275]	-2,2	-2,2	-2,2

O quadro 5.9 apresenta o grau de importância, ordenado, de cada um dos fatores de predisposição à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, de acordo com os índices *Accountability* (ACC) e *Reliability* (REL). A hierarquização foi realizada com base na soma das classificações obtidas para cada índice. Deste modo, verifica-se que o primeiro fator mais relevante corresponde ao declive, seguido do perfil transversal das vertentes, espessura do solo e litologia. Estes resultados são, também, concordantes com os fatores de predisposição apontados em diversos estudos (e.g. Wohl e Pearthree, 1991; Cannon e Reneau, 2000; Cannon, 2001; Cannon *et al.*, 2001b; Cannon *et al.*, 2010) onde se relaciona a ocorrência de escoadas de detritos, em áreas recentemente ardidadas, com a morfologia da bacia, a litologia e a espessura do solo, entre outras variáveis não incluídas no presente trabalho devido à falta de dados. Os fatores que exercem uma menor influência na ocorrência das áreas de iniciação dizem respeito ao perfil longitudinal das vertentes e ao IWI.

Quadro 5.9 – Cálculo e hierarquização dos índices ACC e REL (média obtida para os 3 modelos de VI)

	ACC		REL		Σ (Ord.)	Hierarquização
	(*100)	Ord.	(*100)	Ord.		
Declive	91,3	3	0,038	1	4	1
Exposição das vertentes	87,3	4	0,019	5	9	5
IWI	72,5	7	0,021	4	11	6
Perfil transversal	92,5	2	0,027	3	5	2
Perfil longitudinal	74,6	6	0,016	6	12	7
Litologia	96,0	1	0,015	7	8	4
Espessura do solo	81,4	5	0,031	2	7	3

As curvas ROC e os valores de AUC (fig. 5.26) estimados para os 3 modelos de VI indicam uma elevada capacidade preditiva (com a AUC a variar entre 0,91 e 0,94), embora não tão elevada como aquela obtida com os modelos de RL.

O modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas recentemente ardidadas, resulta da aplicação da média aritmética dos *scores* obtidos nos 3 modelos de VI e a sua validação é feita através de uma matriz de confusão e das respetivas estatísticas de precisão, tendo em conta o índice de Youden. O modelo final foi, também, reclassificado em 6 classes representativas da

percentagem de área de estudo com os valores mais elevados de suscetibilidade (fig. 5.27), de forma a facilitar a sua comparação com o modelo final de probabilidade espacial obtido com o método da RL.

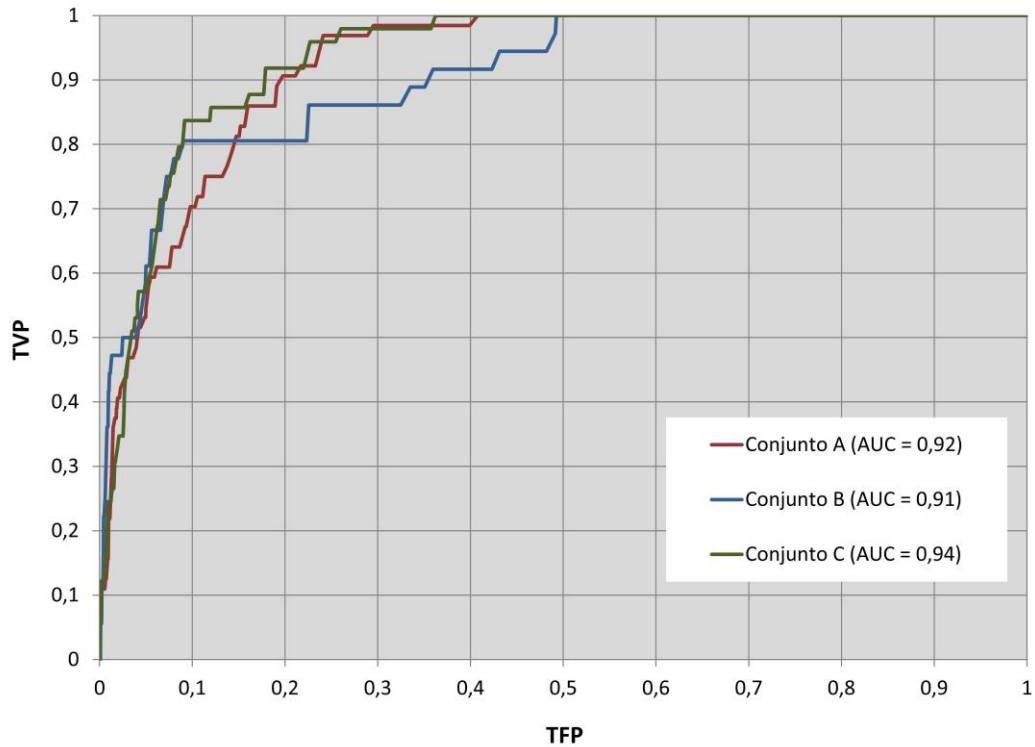


Figura 5.26 – Curvas ROC e quantificação da AUC para os 3 modelos de VI.

A matriz de confusão (quadro 5.10) e as estatísticas derivadas (quadro 5.11) demonstram que o modelo final de suscetibilidade apresenta uma boa capacidade preditiva, tal como se pode constatar pelos valores de sensibilidade (92%) e de especificidade (91%). No entanto, verifica-se que estes valores são ligeiramente inferiores comparativamente ao resultado da validação do modelo elaborado através do método da RL. De facto, com o método do VI, a taxa de classificação incorreta é 1% mais elevada, assim como a taxa de falsos positivos. A taxa de falsos negativos é 3% mais elevada comparativamente ao modelo elaborado com o método da RL.

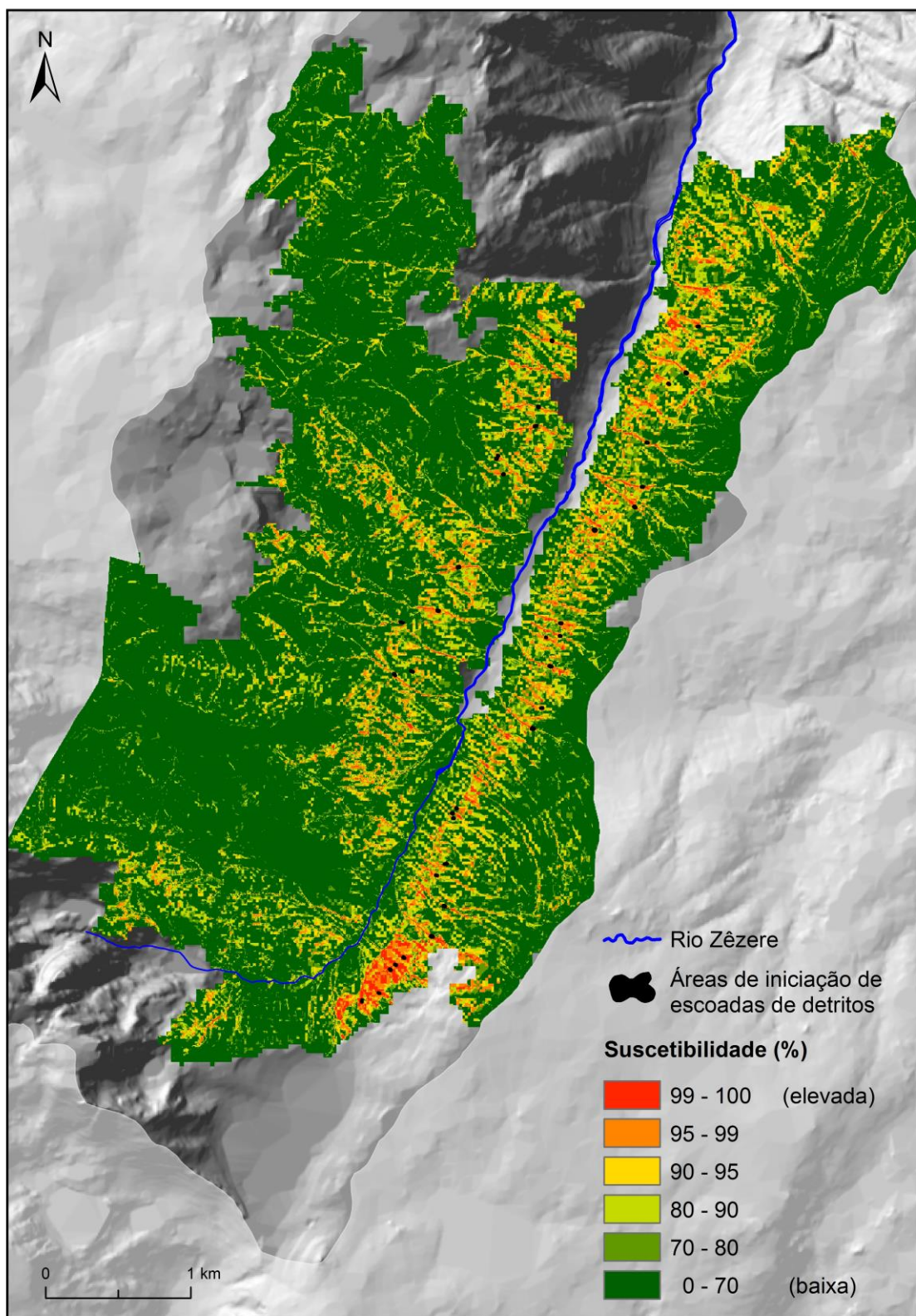


Figura 5.27 – Modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos (média dos 3 modelos de VI).

Quadro 5.10 – Matriz de confusão elaborada para o modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de iniciação de escoadas de detritos, em zonas recentemente ardidas (utilizando o método do VI)

		Nº de células observadas (realidade)	
		Presença (1)	Ausência (0)
Nº de células preditas (modelo)	Presença (1)	136	71 465
	Ausência (0)	12	697 292

Quadro 5.11 – Estatísticas de precisão derivadas da matriz de confusão do modelo final de suscetibilidade (método do VI)

Eficiência	$(VP + VN) / (VP + FP + FN + VN)$	0,91
Taxa de classificação incorreta	$(FP + FN) / (VP + FP + FN + VN)$	0,09
Sensibilidade	$VP / (VP + FN)$	0,92
Especificidade	$VN / (FP + VN)$	0,91
1Taxa de falsos positivos	$FP / (FP + VN)$	0,09
Taxa de falsos negativos	$FN / (VP + FN)$	0,08

O quadro 5.12 resume a percentagem acumulada de área instável verificada em cada classe do modelo final de suscetibilidade (fig. 5.27). Observa-se que 1% da área em estudo com os valores mais elevados de suscetibilidade integra 46,6% das áreas de iniciação de escoadas de detritos (menos 17,6% de área instabilizada comparativamente aos resultados obtidos com o modelo de RL). Contudo, a diferença entre os dois modelos é menos expressiva quando se considera 5% da área em estudo com os valores mais elevados de suscetibilidade (ca. 5,5%).

Quadro 5.12 – Percentagem da área em estudo com os *scores* mais elevados de suscetibilidade (modelo do VI) *versus* percentagem acumulada de área instável

% da área em estudo com os <i>scores</i> mais elevados de suscetibilidade	<i>Scores</i> de suscetibilidade	Área instável acumulada (m ²)	% acumulada de área instável
99 – 100	[3,1 – 8,1]	1725	46,6
95 – 99	[1,5 – 3,1[3025	81,7
90 – 95	[0,7 – 1,5[3400	91,9
80 – 90	[(-0,4) – 0,7[3675	99,3
70 – 80	[(-1,3) – (-0,4)[3700	100,0
0 – 70	[(-11,9) – (-1,3)[3700	100,0

5.5. Modelação estatística da propagação de escoadas de detritos

No presente trabalho, a simulação da propagação do material mobilizado a partir das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos foi executada recorrendo a dois modelos: o modelo empírico Flow-R e o algoritmo de direção de escoamento *D-infinity downslope influence* (DI). A validação dos modelos foi efetuada através da comparação entre a área modelada e a delimitação das zonas de transporte e acumulação das 34 escoadas de detritos ocorridas na área de estudo. Para cada modelo foi calculada a respetiva sensibilidade (verdadeiros positivos) e a taxa de falsos negativos.

5.5.1. Calibração do modelo de propagação Flow-R

No modelo Flow-R, o utilizador seleciona os parâmetros de calibração mais apropriados de acordo com o tipo de movimento de vertente em estudo. Para a simulação da propagação do material proveniente das 36 áreas de iniciação das escoadas de detritos foram executados diversos modelos, de forma a integrar todas as combinações possíveis de parâmetros. Como dados de base, utilizou-se um MDT, com resolução de 5 m, que reflete a topografia prévia à ocorrência da instabilidade, e um ficheiro matricial binário com a delimitação das respetivas áreas de iniciação.

Para a definição probabilística da direção de escoamento, e de acordo com o proposto na literatura, aplicou-se o algoritmo de Holmgren (Holmgren, 1994; Horton *et al.*, 2008, 2011, 2013; Blahut *et al.*, 2010b; Baumann, 2011; Kappes *et al.*, 2011; Fischer *et al.*, 2012; Quan Luna *et al.*, 2014; van Westen *et al.*, 2014), com variação do expoente entre 4 e 6.

No que respeita à simulação da distância máxima de propagação, foram selecionados ângulos de alcance compreendidos entre 5° e 15°, em conformidade com a amplitude de valores referidos na bibliografia sobre o tema (e.g. Blahut *et al.*, 2010b; Kappes *et al.*, 2011; Lari *et al.*, 2011; Fischer *et al.*, 2012). O ângulo de alcance de uma escoada de detritos correlaciona-se com o volume de material envolvido no processo. Quanto maior o volume, menor o ângulo de alcance, logo, maior a distância de propagação

(Quan Luna *et al.*, 2014). Neste sentido, os ângulos de alcance mais baixos remetem para cenários mais destrutivos.

É, também, necessário definir um limiar crítico de velocidade, o qual corresponde à máxima velocidade atingida pelas escoadas de detritos na área em estudo. Devido à ausência deste tipo de dados, optou-se por estabelecer um limite máximo de 15 m s^{-1} . A atribuição deste limiar teve por base a velocidade máxima observada em diversos eventos ocorridos nos Alpes Suíços, cujos valores variavam entre 13 e 14 m s^{-1} (Rickenmann e Zimmermann, 1993). Porém, com o objetivo de minimizar o número de simulações, apenas se consideraram valores máximos de velocidade de 2 , 5 , 10 e 15 m s^{-1} .

As simulações foram executadas para o conjunto das 36 áreas de iniciação, o que significa que as mesmas são representadas através de um único ficheiro matricial binário. Deste modo, realizaram-se, no total, 132 simulações da propagação potencial do material mobilizado a partir das 36 áreas de iniciação das escoadas de detritos.

Na figura 5.28 observa-se a análise sensitiva dos parâmetros de calibração do modelo Flow-R, representada pela variação da taxa de verdadeiros positivos nos 132 modelos de propagação. Verifica-se que, empregando o mesmo expoente de Holmgren, a sensibilidade dos modelos aumenta com o incremento da velocidade, mas decresce com o aumento do ângulo de alcance. A mesma tendência é observada em qualquer um dos expoentes utilizados, contudo, é notório que a taxa de verdadeiros positivos diminui, de forma global, face ao incremento do valor do expoente. Considerando as velocidades de 2 e 5 m s^{-1} , os ângulos de alcance de 5° , 6° e 7° destacam-se dos restantes por validarem corretamente uma maior percentagem de área. Porém, a partir da velocidade de 10 m s^{-1} , todos os ângulos de alcance contabilizam, sensivelmente, a mesma percentagem de área corretamente classificada. De um modo geral, o modelo que apresentou uma menor taxa de verdadeiros positivos (53,7%) e, naturalmente, a maior percentagem de falsos negativos (46,3%), utilizou um expoente de 6, um ângulo de alcance de 15° e uma velocidade de 2 m s^{-1} . Pelo contrário, os modelos que registaram uma maior taxa de verdadeiros positivos (83,5%) utilizaram

um expoente de 4, um ângulo de alcance compreendido entre 5° e 15°, e velocidades de 10 e 15 m s⁻¹. Estes resultados mostram que a resposta dos modelos é mais sensível à variação do expoente de Holmgren e aos diferentes ângulos de alcance para limites de velocidade inferiores a 10 m s⁻¹.

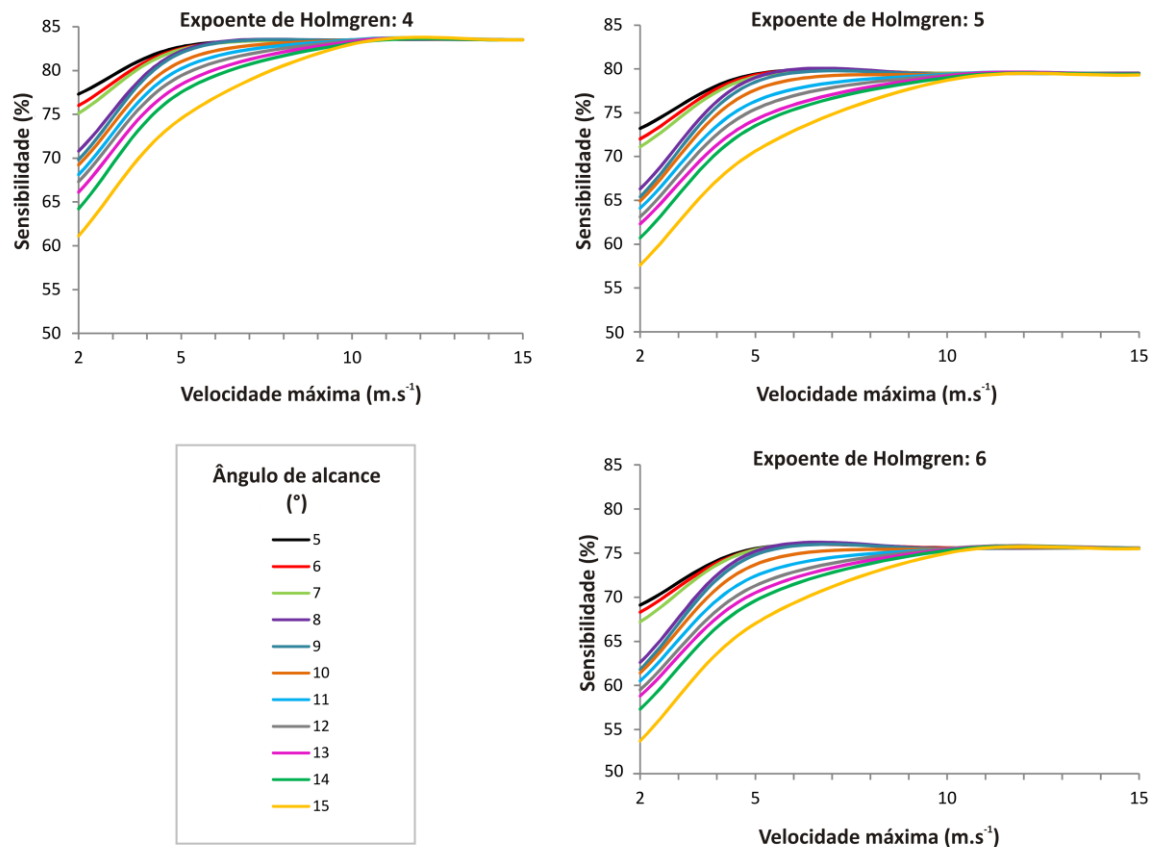


Figura 5.28 – Análise sensível dos parâmetros de calibração (expoente de Holmgren, ângulo de alcance e velocidade máxima).

Neste trabalho, considerou-se que o modelo que representa a melhor combinação de parâmetros é aquele cuja resposta se traduz numa maior percentagem de área corretamente classificada e que, simultaneamente, apresenta uma menor área com ocorrências de falsos positivos. Deste modo, a combinação de parâmetros que gerou o modelo mais fidedigno compreendeu um limite máximo de velocidade de 10 m s⁻¹, um expoente 4 e um ângulo de alcance de 11°. A anterior combinação classificou, em média, menos 8% de área falso positiva, comparativamente aos restantes modelos com igual sensibilidade. O mesmo valor de ângulo de alcance tem sido mencionado em

diversos estudos (e.g. Horton *et al.*, 2008, 2011; Fischer *et al.*, 2012; Stalsberg *et al.*, 2012). O modelo final, que representa a área de propagação das escoadas de detritos, nunca excede o valor 1. Este *output* poderá ser interpretado como uma probabilidade espacial, porém, trata-se de uma avaliação de caráter qualitativo (Horton *et al.*, 2011).

5.5.2. Modelo de propagação *D-infinity downslope influence* (DI)

O D^∞ foi calculado no módulo Taudem, utilizando o MDT com resolução de 5 m, que representa a topografia anterior à ocorrência do movimento de vertente. Com base nas direções de fluxo inferidas a partir do MDT, o DI permite delinear, desde uma determinada origem, as potenciais trajetórias das escoadas de detritos. A definição da origem ou iniciação das escoadas foi traduzida num ficheiro matricial binário, onde as células com valor 1 representam as áreas de iniciação e as células com valor 0, a área estável. Deste modo, o modelo calcula a concentração de fluxo, para cada célula, desde a sua origem até ao culminar na rede de drenagem, onde a concentração atinge os seus valores mais elevados. Com o objetivo de otimizar o resultado, as linhas de fluxo, geradas pelo modelo, foram eliminadas a partir do momento que atingem um curso de água principal, como é o caso do rio Zêzere.

5.5.3. Avaliação dos resultados dos modelos Flow-R e DI

De forma a permitir a comparação dos modelos Flow-R e DI, optou-se por representar o resultado final com base numa reclassificação por quartis, os quais foram associados a diferentes níveis de suscetibilidade (quadro 5.13). Esta classificação permite individualizar as áreas com maior ou menor suscetibilidade à passagem do fluxo de detritos. Consequentemente, as diferentes classes podem ser interpretadas como *proxy* da magnitude das escoadas, a qual não é tida em conta nos modelos (Blahut *et al.*, 2010b). O resultado final dos modelos Flow-R e DI pode ser observado nas figuras 5.29 e 5.30.

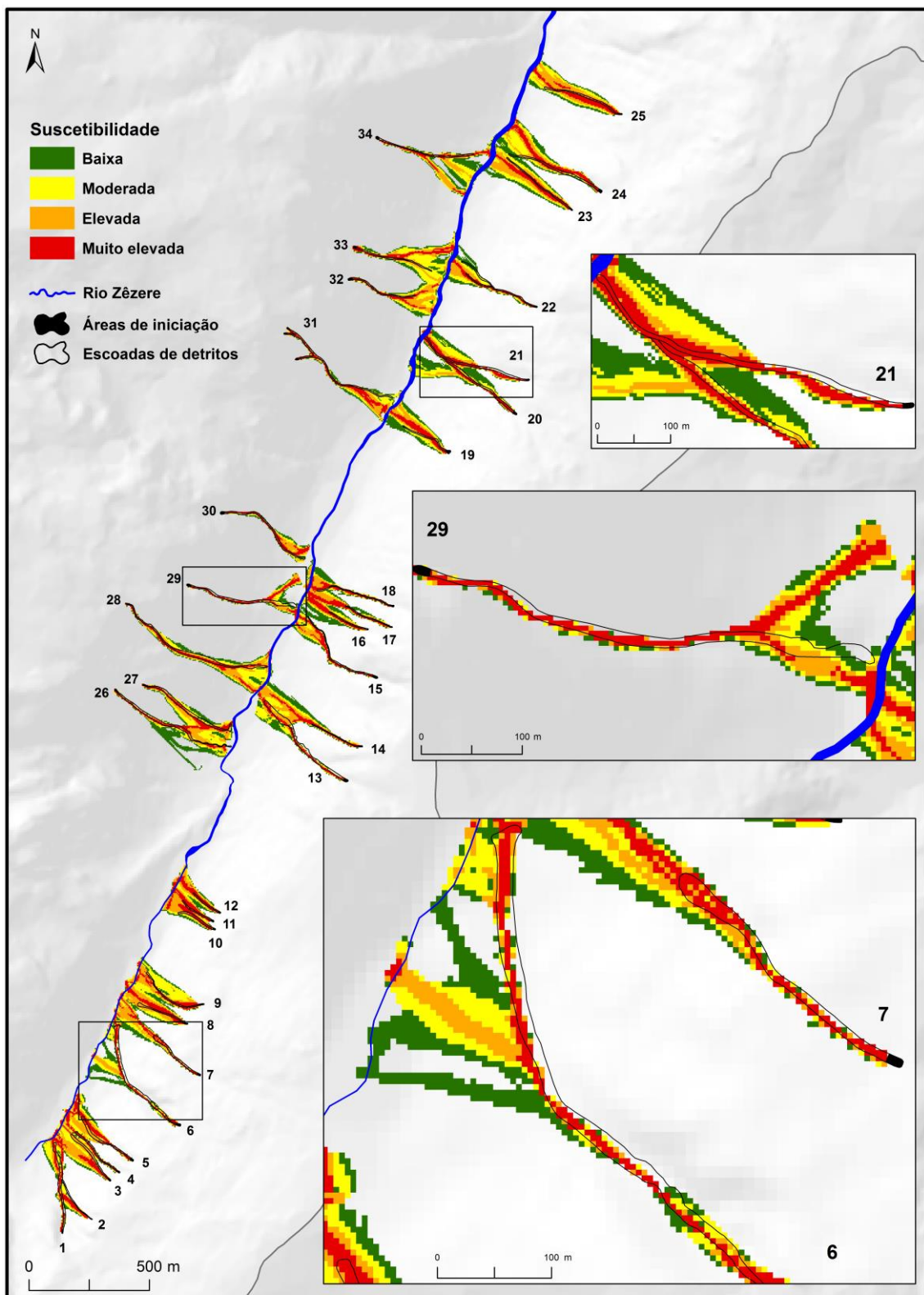


Figura 5.29 – Simulação da propagação do material proveniente das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos, com base no modelo Flow-R.

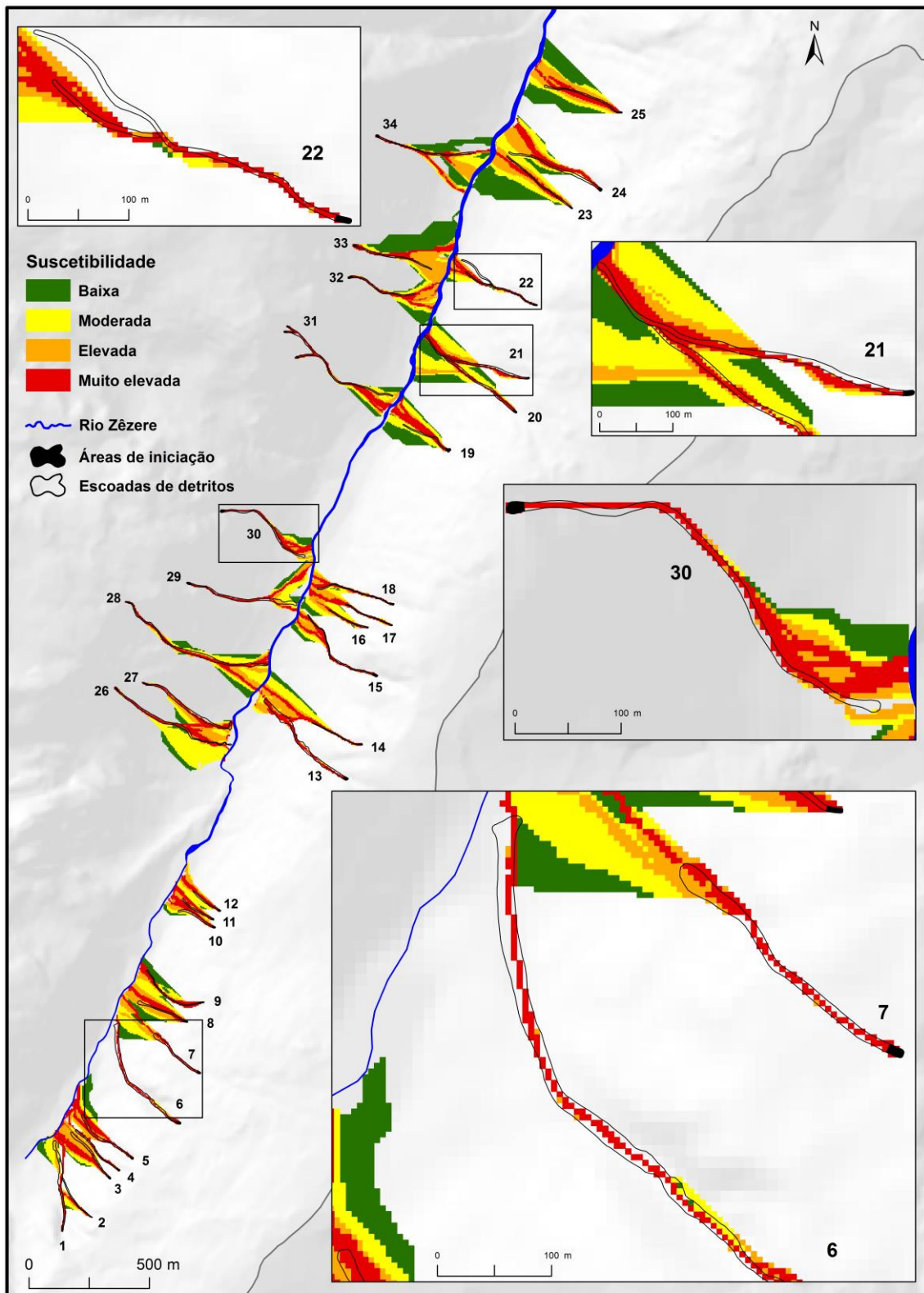


Figura 5.30 – Simulação da propagação do material proveniente das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos, com base no algoritmo *D-infinity downslope influence* (DI).

A comparação entre as trajetórias do fluxo obtidas pelos modelos e a delimitação das zonas de transporte e acumulação das 34 escoadas de detritos permite concluir que o modelo Flow-R produz melhores resultados. Com efeito, foi verificada uma sensibilidade na ordem dos 83,5%, no caso do modelo Flow-R (fig. 5.29), e de 80,5%, no modelo DI (fig. 5.30). No mesmo sentido, a taxa de falsos negativos, que reflete as áreas que foram afetadas pela passagem das escoadas de detritos mas que o modelo interpretou como áreas não suscetíveis, é menor no modelo Flow-R por comparação com o modelo DI (16,5% e 19,5%, respetivamente).

Quadro 5.13 – Simulação da propagação das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos (desencadeadas dentro da zona ardida em 2005). Reclassificação dos modelos Flow-R e DI em quartis associados a diferentes níveis de suscetibilidade

Classe de suscetibilidade	% da classe de suscetibilidade de acordo com a área total da bacia		Flow-R (valores)	DI (valores)
	Flow-R	DI		
Muito elevada	0,40	0,42	[0,11 – 1,0]	[1,42 – 10,9]
Elevada	0,40	0,42	[0,032 – 0,11[[0,43 – 1,42[
Moderada	0,40	0,42	[0,004 – 0,032[[0,13 – 0,43[
Baixa	0,40	0,42	[0,0003 – 0,004[[0,0 – 0,13[
Total	1,6	1,7		

Nas figuras 5.31 e 5.32 é possível observar, para cada uma das 34 escoadas de detritos, a percentagem de área de propagação classificada pelos modelos Flow-R e DI como suscetível (classificação correta) ou como não suscetível (classificação incorreta), bem como a percentagem de área obtida em cada classe de suscetibilidade.

No modelo Flow-R, a escoada #2 apresenta a maior percentagem de área incorretamente classificada (43,8%). Destacam-se, também, as escoadas #6, #15, #21 e #29 como sendo as que apresentam uma maior percentagem de falsos negativos (superior a 20%) (fig. 5.31). No modelo DI, também a escoada #2 regista a maior percentagem de área mal classificada (56,3%), seguida das escoadas #6, #21, #22 e #30, cuja classificação incorreta é igual ou superior a 30% (fig. 5.32).

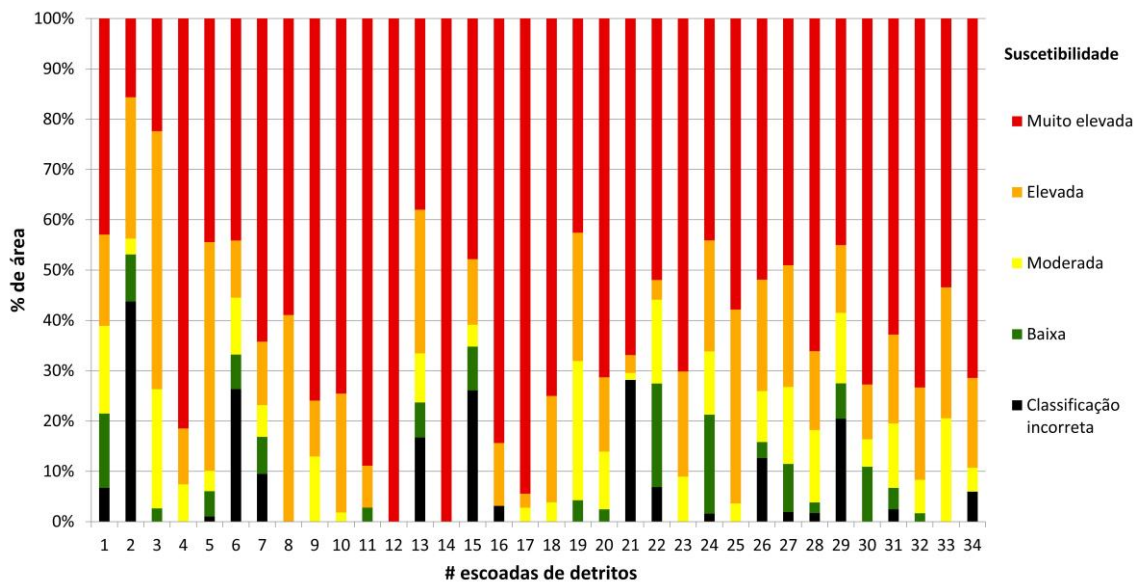


Figura 5.31 – Percentagem de área de propagação (real) obtida em cada classe de suscetibilidade (modelo Flow-R), para cada uma das 34 escoadas de detritos.

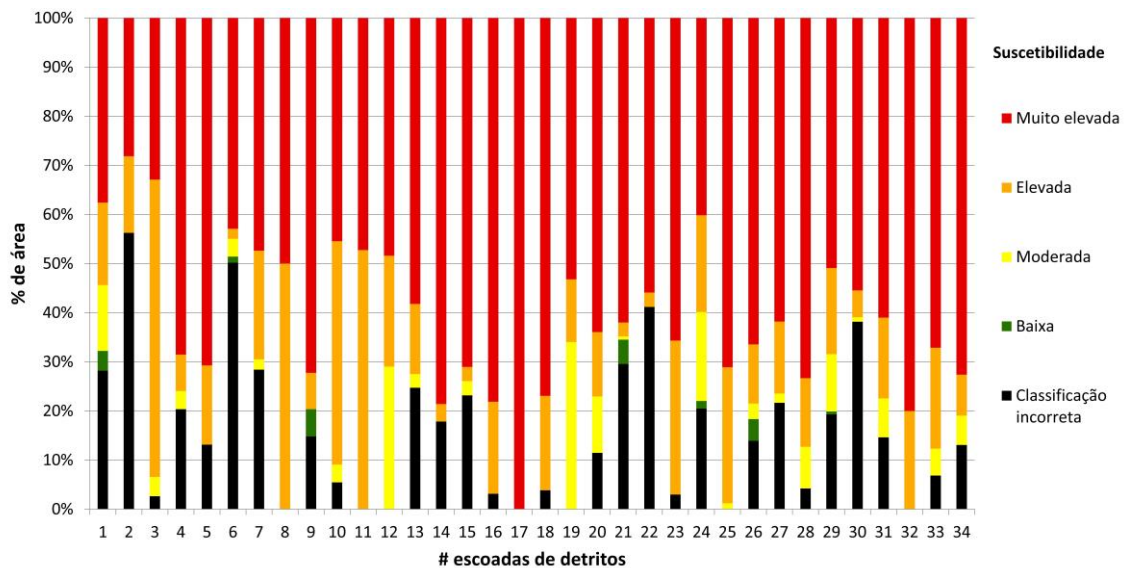


Figura 5.32 – Percentagem de área de propagação (real) obtida em cada classe de suscetibilidade (modelo DI), para cada uma das 34 escoadas de detritos.

Relativamente à escoada #2, ambos os modelos falharam na definição da trajetória do fluxo de detritos no final da distância de propagação. Na escoada #6, verifica-se um ligeiro desfasamento entre o resultado do modelo Flow-R e a delimitação espacial da escoada de detritos, essencialmente próximo da zona de inflexão do canal de drenagem. Já no modelo DI, o encaixe da rede de drenagem é refletido por uma linha

de fluxo bem demarcada, sendo, por isso, subestimada a largura real desta escoada. Na escoada #22, que diverge devido a um obstáculo topográfico, o modelo DI representa somente a linha de água como trajetória suscetível, enquanto o modelo Flow-R classifica a área de divergência do fluxo com suscetibilidade moderada ou baixa. A escoada #30 encontra-se totalmente abrangida pelas diferentes classes de suscetibilidade no modelo Flow-R, mas registra 38,2% de falsos negativos no modelo DI.

Porém, através de uma análise visual das figuras 5.29 e 5.30, é possível constatar que, em ambos os modelos e para a generalidade das escoadas, as diferenças entre as áreas afetadas e as áreas modeladas não são substancialmente significativas e ocorrem, sobretudo, no final da trajetória de propagação. Tal situação não é incomum, uma vez que as escoadas de detritos, após abandonarem o canal de drenagem, tendem a mudar facilmente de direção. Outros casos de falsos negativos ocorrem em locais de inflexão do canal de drenagem, em virtude de os modelos não estimarem, na totalidade, a dispersão lateral das escoadas de detritos. Deste modo, é possível inferir que o erro dos modelos não decorre de uma definição de trajetórias de fluxo díspar da realidade, mas sim de pequenas incongruências relativamente ao que se observa no terreno.

Não obstante, em 67,6% das escoadas simuladas com o modelo Flow-R e em 35,3% das escoadas simuladas com o modelo DI, a área classificada como falso-negativo é inferior a 5%. Em termos globais, 97,1% das escoadas, do modelo Flow-R, e 88,2%, do modelo DI, apresentam, no mínimo, 70% da sua área corretamente classificada. No que se refere à suscetibilidade elevada e muito elevada, 73,5% das escoadas de detritos do modelo Flow-R e 70,6% do modelo DI, contabilizam mais de 70% da sua área nestas duas classes.

Assim, a classificação incorreta da propagação das escoadas reflete, essencialmente, as limitações do MDT. Se, por um lado, é óbvio que este não é isento de erros, por outro lado, é importante ter presente que a generalização da topografia é tanto maior quanto menor a resolução das células. Adicionalmente, a definição do trajeto do fluxo de detritos está estreitamente ligada à delimitação das áreas de iniciação, pelo que eventuais incorreções na sua marcação serão refletidas no modelo de propagação.

Outro aspecto a ter em consideração, e que pesa na contabilização de verdadeiros positivos e falsos positivos, prende-se com os erros associados à conversão de ficheiros vetoriais para estrutura matricial. Para comparar as áreas afetadas pela presença de escoadas de detritos, delimitadas a partir do ortofotomapa, com as áreas de propagação obtidas pelos modelos, foi necessário executar este tipo de conversão.

Contudo, tal como referido anteriormente, os resultados falso positivos não significam necessariamente erros de classificação. Podem sim indicar áreas onde não se verificou o movimento de vertente durante o período em estudo, mas que são suscetíveis à sua ocorrência (Beguería, 2006). A figura 5.33 ilustra um desses exemplos. Em a) é possível observar que, após a escoada de detritos abandonar o canal de drenagem, os modelos Flow-R e DI definem duas direções suscetíveis à propagação e deposição do fluxo. Uma das direções coincide com a escoada de detritos mais recente, delimitada no ortofotomapa (b) e validada no terreno. Porém, durante o trabalho de campo (c), foi também possível observar a existência de um depósito mais antigo e de menor dimensão, que coincide com a segunda direção definida pelo modelo.

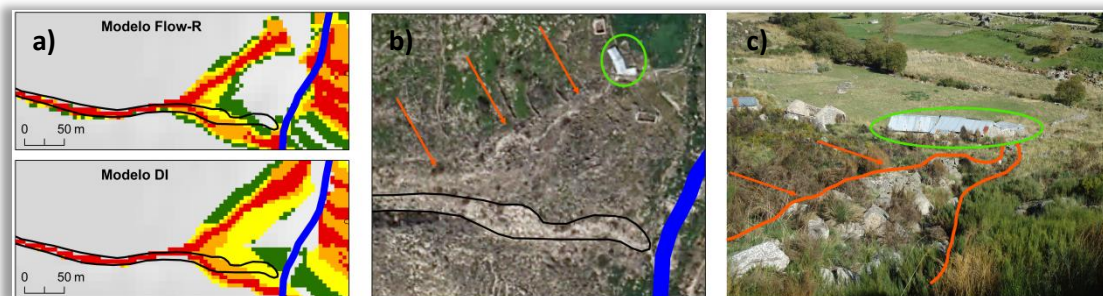


Figura 5.33 – a) resultado dos modelos Flow-R e DI; b) delimitação da escoada #29 no ortofotomapa (a preto) e localização do depósito antigo (setas laranja); c) observação de campo do depósito antigo (delimitado a laranja).

Em suma, a área classificada como suscetível contabilizou, relativamente ao total da área em estudo, 1,6% no modelo Flow-R e 1,7% no modelo DI (ver quadro 5.13).

5.6. Modelação estatística da iniciação e propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, num cenário de incêndio florestal recente

Não obstante o importante progresso desenvolvido no que respeita à modelação da propagação de escoadas de detritos ocorridas no passado (e.g. Rемаître *et al.*, 2005; Beguería *et al.*, 2009; Quan Luna *et al.*, 2011; Hussin *et al.*, 2012; van Asch *et al.*, 2014), os estudos focados na modelação da propagação de potenciais escoadas de detritos, à escala da bacia, são mais escassos (Guinau *et al.*, 2007; Blahut *et al.*, 2010b; Kappes *et al.*, 2011; Horton *et al.*, 2011; Quan Luna *et al.*, 2016).

A elaboração do mapa final de suscetibilidade, à escala da bacia, onde se integram as potenciais áreas de iniciação e de propagação de escoadas de detritos, ocorridas num cenário de incêndio florestal recente, incluiu as seguintes etapas:

- 1) Elaboração de um modelo de probabilidade espacial para a totalidade da bacia, através da aplicação do valor médio da constante (B_0) e do coeficiente estimado (B_i) para cada variável independente, considerando os 60 modelos de RL produzidos para a área ardida.
- 2) Elaboração de um modelo de suscetibilidade para a totalidade da bacia, através da aplicação do valor médio dos *scores* obtidos para cada classe de cada variável independente, considerando os 3 modelos de VI produzidos para a área ardida.
- 3) Seleção e integração de 1% da área com os valores mais elevados obtidos nos modelos estatísticos calculados em 1) e 2). Adicionalmente, as áreas com uma superfície inferior a 500 m² foram excluídas, de forma a obter manchas coerentes do ponto de vista espacial. Com este critério, é assumido que pequenos grupos isolados de pixéis podem não ter um significado relevante na avaliação da suscetibilidade à escala da bacia. A geração automática de áreas de iniciação de escoadas de detritos, com o modelo Flow-R, foi testada, contudo, não foi utilizada no presente trabalho. Acredita-se que o resultado é substancialmente sobreavaliado, uma vez que o modelo define áreas de iniciação ao longo de quase todas as linhas de água presentes na área de estudo. Além do mais, o resultado não define diferentes níveis de suscetibilidade. Por estas razões, decidiu-se utilizar

as áreas de iniciação previamente geradas e validadas através dos modelos de RL e de VI.

- 4) As potenciais áreas de iniciação de escoadas de detritos obtidas em 3) foram utilizadas como *input* para a simulação da propagação com os modelos Flow-R e DI. Para a simulação com o modelo Flow-R, selecionaram-se os parâmetros que produziram o resultado mais preciso durante a fase de calibração das 34 escoadas de detritos ocorridas em 2005. O resultado de ambos os modelos foi reclassificado em quartis, associados a diferentes níveis de suscetibilidade, de forma a permitir a sua comparação.
- 5) A concordância espacial, entre os modelos de propagação elaborados no ponto 4), foi avaliada através do coeficiente kappa (Cohen, 1960) para duas condições distintas: (a) o resultado dos dois modelos foi classificado como “suscetível” e “não suscetível”, sem se proceder a uma individualização das classes de suscetibilidade; (b) o resultado dos dois modelos foi sujeito a uma reclassificação por quartis, associados a diferentes níveis de suscetibilidade, e a concordância espacial foi avaliada para as áreas onde existe sobreposição.

A seleção de 1% da área com os valores mais elevados de suscetibilidade resultou em 146 novas áreas de iniciação de escoadas de detritos para o modelo de RL (com superfície compreendida entre 500 e 4275 m² e uma média de 940 m²) e 179 novas áreas de iniciação para o modelo do VI (com superfície compreendida entre 500 e 6350 m² e uma média de 1100 m²).

Apesar da boa capacidade preditiva dos modelos de RL e VI, a comparação de 1% da área com os valores mais elevados de suscetibilidade demonstrou que a sobreposição perfeita, entre os dois modelos, ocorre somente em 9,7% das áreas classificadas pelos mesmos. Dada a circunstância, considerou-se que a escolha de um modelo, em detrimento do outro, apenas com base na capacidade preditiva, pode não resultar no mapa de suscetibilidade mais fidedigno. Por esta mesma razão, decidiu-se integrar as áreas de iniciação de escoadas de detritos produzidas pelos dois métodos e utilizá-las como *input* para a simulação da propagação, à escala da bacia, através dos modelos Flow-R e DI.

Na simulação da propagação, à escala da bacia, com o modelo Flow-R, utilizou-se a combinação de parâmetros que, durante a fase de calibração da propagação das escoadas de detritos recentes, gerou um modelo mais preciso: limite máximo de velocidade = 10 m s^{-1} ; expoente de Holmgren = 4; e ângulo de alcance = 11° .

Os resultados dos modelos foram sujeitos a uma reclassificação por quartis, os quais foram associados a diferentes níveis de suscetibilidade (quadro 5.14). As figuras 5.34 e 5.35 representam, para os modelos Flow-R e DI, respetivamente, a integração das potenciais áreas de iniciação, com as respetivas áreas potencialmente afetadas pelos fluxos de detritos. A área classificada como suscetível contabilizou, relativamente ao total da área em estudo, 9,2% no modelo Flow-R e 6,6% no modelo DI (quadro 5.14).

Quadro 5.14 – Simulação da propagação de potenciais áreas de iniciação de escoadas de detritos, à escala da bacia. Reclassificação dos modelos Flow-R e DI em quartis associados a diferentes níveis de suscetibilidade

Classe de suscetibilidade	% da classe de suscetibilidade de acordo com a área total da bacia		Flow-R (valores)	DI (valores)
	Flow-R	DI		
Muito elevada	2,3	1,64	[0,22 – 1,0]	[26,8 – 683,0]
Elevada	2,3	1,64	[0,06 – 0,22[[8,1 – 26,8[
Moderada	2,3	1,64	[0,008 – 0,06[[2,69 – 8,1[
Baixa	2,3	1,64	[0,0003 – 0,008[[0,0 – 2,69[
Total	9,2	6,6		

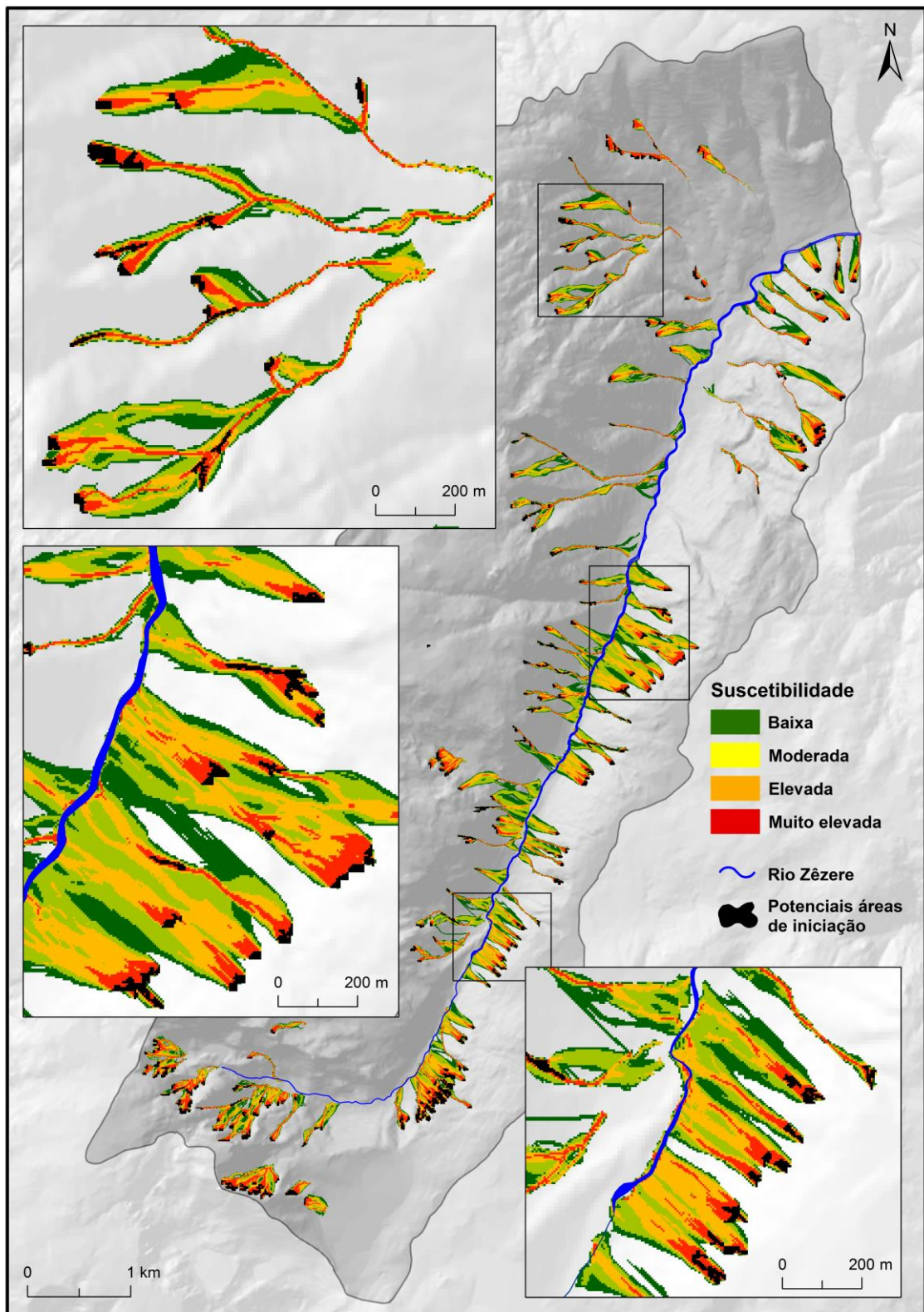


Figura 5.34 – Integração das potenciais áreas de iniciação com as respetivas áreas potencialmente afetadas pela propagação dos detritos, calculadas com o modelo Flow-R.

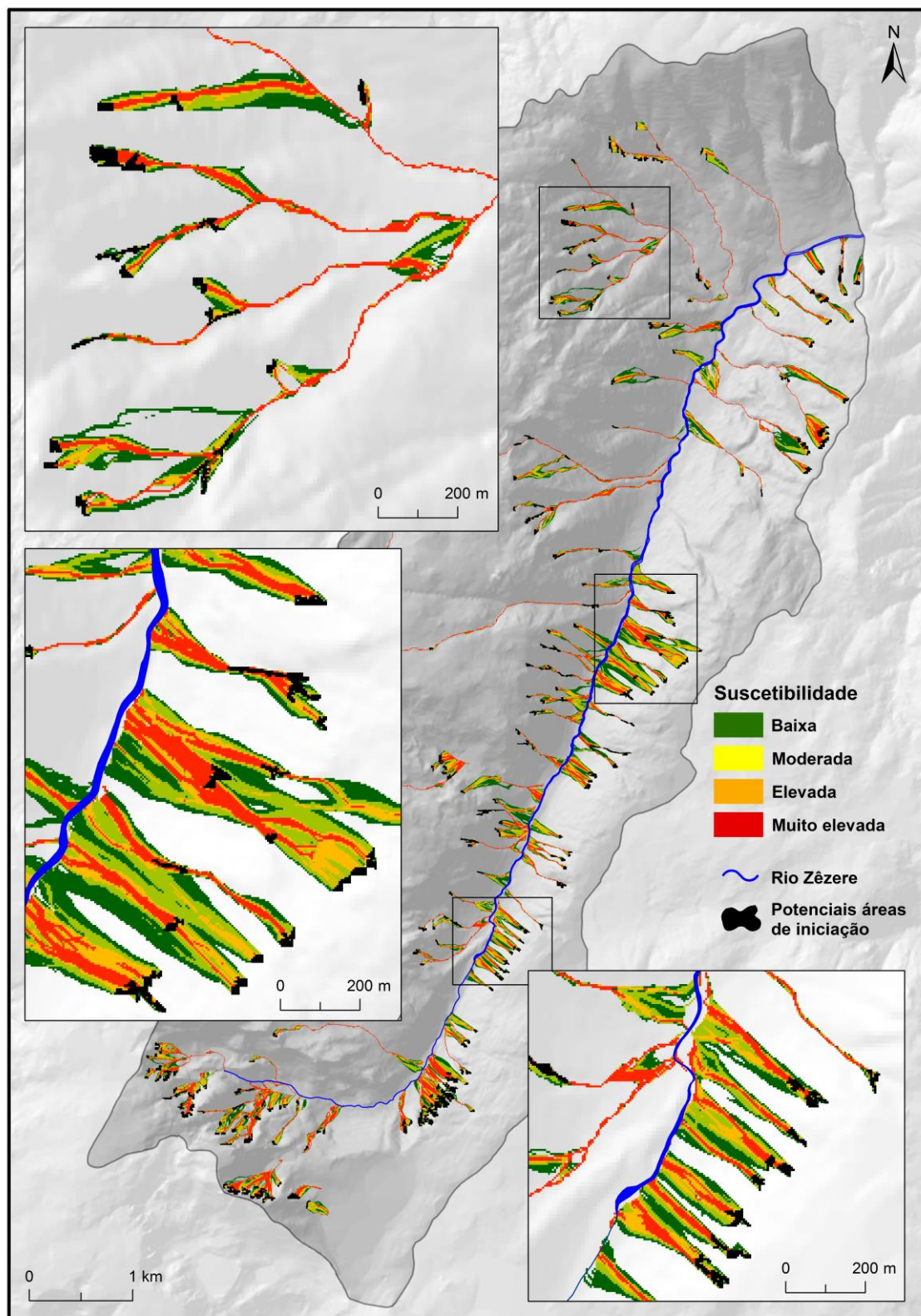


Figura 5.35 – Integração das potenciais áreas de iniciação com as respetivas áreas potencialmente afetadas pela propagação dos detritos, calculadas com o modelo DI.

A concordância espacial, i.e., a sobreposição entre os modelos Flow-R e DI, foi avaliada através do coeficiente kappa (Cohen, 1960). Quando a concordância é estabelecida com base na comparação entre as áreas “suscetíveis” e as “não suscetíveis”, o coeficiente kappa obtido (0,50) revela uma concordância moderada entre os dois modelos (Landis e Koch, 1977). Contudo, quando a concordância é analisada ao nível de cada classe de suscetibilidade, as diferenças entre os dois modelos são mais significativas. Neste caso, o coeficiente kappa (0,20) indica apenas uma ligeira concordância entre os dois modelos (Landis e Koch, 1977), apesar da elevada capacidade preditiva de ambos. Estes resultados levaram a que se optasse por uma combinação dos modelos Flow-R e DI com vista à elaboração do mapa de suscetibilidade à escala da bacia. A combinação dos modelos foi executada na ferramenta *Map Comparison Kit* (e.g. Visser e Nijs, 2006) e baseia-se numa tabela de contingência e na interseção das classes de suscetibilidade (quadro 5.15). O correspondente mapa de suscetibilidade, representativo das áreas de iniciação e propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, num cenário de incêndio florestal recente, é apresentado na figura 5.36.

De acordo com o quadro 5.15, 90% da área da bacia está classificada, pelos dois modelos, como não suscetível à propagação de escoadas de detritos. No entanto, 4,1% da área total é classificada como suscetível em apenas um dos modelos. Na área classificada como suscetível pelos dois modelos, a concordância espacial ocorre em apenas 1,9% do total da bacia. Com base na tabela de contingência é também possível inferir as áreas de maior incerteza no que respeita à classificação da suscetibilidade. Estas áreas, que cobrem 0,6% da bacia, estão classificadas com suscetibilidade média/baixa por um dos modelos e, simultaneamente, com suscetibilidade elevada/muito elevada pelo segundo modelo.

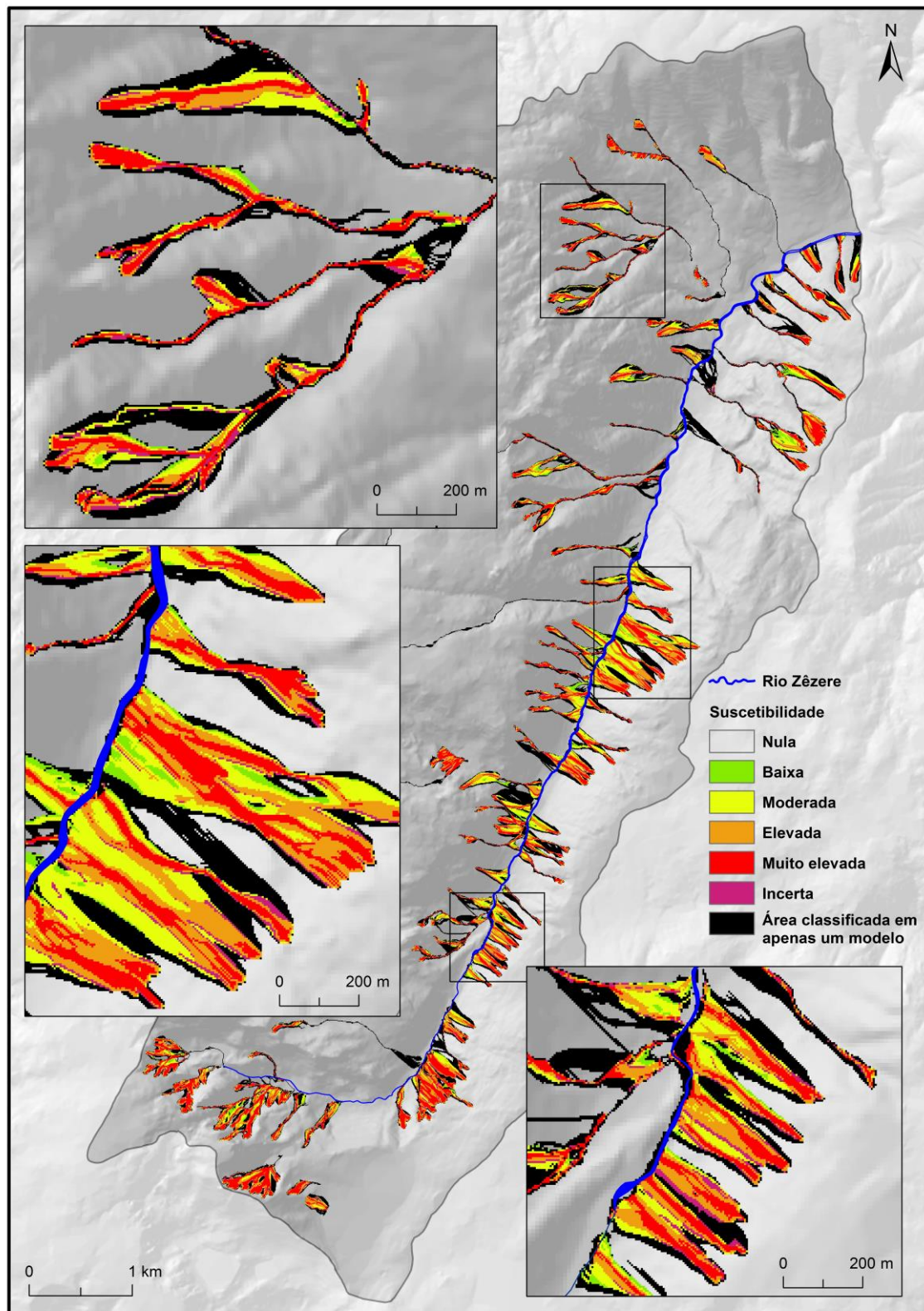


Figura 5.36 – Avaliação da suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos, à escala da bacia, num cenário de incêndio florestal recente.

Quadro 5.15 – Tabela de contingência obtida a partir da sobreposição entre os modelos Flow-R e DI (em % de área total da bacia). As cores representam as classes de suscetibilidade do mapa final: Vermelho – Muito elevada; Laranja – Elevada; Amarelo – Moderada; Verde – Baixa; Magenta – Incerta, mas com potencial para elevada/muito elevada; Preto – Área classificada em apenas um modelo.

Flow-R \ DI	Nula	Baixa	Moderada	Elevada	Muito elevada	Total
Nula	90,0	1,86	0,88	0,35	0,28	93,4
Baixa	0,15	0,30	0,71	0,36	0,13	1,6
Moderada	0,15	0,07	0,38	0,57	0,47	1,6
Elevada	0,10	0,03	0,18	0,56	0,78	1,6
Muito elevada	0,30	0,07	0,16	0,47	0,64	1,6
Total	90,7	2,3	2,3	2,3	2,3	100

5.7. Resumo e discussão

As escoadas de detritos constituem um dos tipos de movimento de vertente mais perigosos, não só pela elevada velocidade que atingem, pela força de impacto e distância de propagação possíveis de causarem destruição significativa, como também pela dificuldade em estabelecer uma predição temporal (Jakob e Hungr, 2005).

Dos vários estudos sobre escoadas de detritos, levados a cabo em território nacional antes dos trabalhos que conduziram a esta tese, nenhum avalia, simultaneamente, a suscetibilidade à iniciação e propagação. No entanto, é durante a fase de propagação que as escoadas de detritos atingem o máximo do seu potencial destrutivo, quer ao nível de estruturas e infraestruturas, quer em relação a perdas de vidas humanas e não humanas. A bacia hidrográfica do vale do Zêzere (a montante da vila de Manteigas) ou, simplesmente, o vale do Zêzere (como, por vezes, é referido no presente trabalho), caracteriza-se por ser uma zona de elevado interesse turístico e a Estrada Nacional que o percorre (EN338), a qual constitui uma das principais vias de acesso, não só de turistas, mas também de população residente, foi severamente afetada por escoadas de detritos durante uma tempestade, em 2005. Contudo, alguns registos históricos mostram que não foi a primeira vez que este tipo de movimento de vertente afetou a

região e alguns relatos chegam a reportar danos materiais elevados e perdas de vidas humanas.

Nos registos históricos acerca das escoadas de detritos na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas), os dois fatores que mais se destacam, devido à frequência com que são referidos, dizem respeito à escassez ou ausência de vegetação e aos períodos de forte precipitação, concentrada no espaço e no tempo.

No que respeita às 34 escoadas de detritos, observadas no vale do Zêzere após os incêndios florestais de 2005, apenas se conseguiu confirmar a data de ocorrência de 23. Tal situação é, de resto, bastante comum quanto se pretende elaborar inventários de movimentos de vertente ocorridos no passado ou em locais isolados, afastados do meio urbano.

A caracterização morfométrica das 34 sub-bacias, onde se desencadearam as escoadas de detritos, revelou a sua propensão à ocorrência do fenómeno. De acordo com Jakob (2005), as bacias com área inferior a 5 km² e declive superior a 15° são, regra geral, potencialmente suscetíveis. No caso das 34 sub-bacias, de primeira e segunda ordem, calculou-se uma área de drenagem compreendida entre 0,03 e 0,48 km² e um declive médio entre 13,4 e 31,4° (sendo que apenas uma bacia apresenta valor médio inferior a 15°), pelo que se enquadram perfeitamente nas características referidas por Jakob (2005). Também o cálculo da combinação “índice de rugosidade – comprimento da bacia”, considerado por Wilford *et al.* (2004) como sendo o mais robusto para classificar as bacias de acordo com o processo, bem como a combinação “relação de relevo – comprimento da bacia”, revelaram que as 34 sub-bacias, sem exceção, apresentam valores indicativos de suscetibilidade à ocorrência de escoadas de detritos.

No presente capítulo, utilizou-se o inventário de escoadas de detritos do vale do Zêzere, ocorridas apenas dois meses após os incêndios florestais, para desenvolver uma avaliação da suscetibilidade, à escala da bacia, num cenário de incêndio florestal. A cartografia produzida, alcançada por meio de metodologias simples e de baixo custo,

pretendeu integrar as áreas de iniciação das escoadas, bem como as áreas potencialmente atingidas pelo material mobilizado.

A modelação da suscetibilidade à ocorrência de potenciais áreas de iniciação de escoadas de detritos compreendeu a elaboração de dois métodos estatísticos: a Regressão Logística (RL) e o Valor Informativo (VI). O primeiro envolveu a execução de 60 modelos, divididos em 3 conjuntos, e o segundo de apenas 3 modelos. A validação independente dos resultados determinou áreas abaixo da curva (AUC) com valores entre 0,91 e 0,98, para os modelos de RL, e entre 0,91 e 0,94, para os modelos de VI. A robustez do modelo final de RL, resultante da probabilidade média dos 60 modelos executados, foi comprovada através dos respetivos valores de sensibilidade (95%) e de especificidade (92%) derivados da matriz de confusão. Para o modelo final de VI, resultante da média dos *scores* obtidos nos 3 modelos elaborados, obteve-se uma sensibilidade de 92% e uma especificidade de 91%. Adicionalmente, através da análise bivariada, suportada pela estimativa dos índices ACC e REL (*Accountability* e *Reliability*), constatou-se que as variáveis preditivas com maior relevância na ocorrência da iniciação de escoadas de detritos, em áreas recentemente ardidadas, dizem respeito ao declive, ao perfil transversal côncavo, à espessura do solo e à litologia.

Comparação entre o modelo de RL e o modelo de VI

No que respeita à comparação entre os modelos de RL e VI, conclui-se que, se ao primeiro pode ser conferida uma maior robustez através da elaboração de vários modelos onde, para cada um, são amostrados novos pontos de ausência, o modelo de VI mostra-se essencial para uma avaliação mais intuitiva acerca dos fatores de predisposição que exercem uma maior influência na ocorrência dos movimentos de vertente. Este último, tem também a vantagem de considerar toda a representação da área de estudo, e não apenas de pontos de amostragem, o que reduz a possibilidade de enviesamento dos dados de *input*.

Comparação dos modelos de propagação de escoadas de detritos com métodos estatísticos

Na segunda componente da avaliação da suscetibilidade, recorreu-se a dois modelos para simular a propagação das escoadas de detritos: *Flow Path Assessment of Gravitational Hazards at a Regional Scale (Flow-R)* e *D-infinity downslope influence (DI)*. Os referidos modelos foram utilizados para simular a propagação do material proveniente das 36 áreas de iniciação de escoadas de detritos existentes. Os dados necessários à implementação dos dois modelos derivam quase exclusivamente do MDT, o que permite a sua aplicação a áreas extensas e com pouca informação. Por esta mesma razão, a qualidade do MDT é crucial para a obtenção de resultados fidedignos.

A validação dos resultados, através da análise visual e do cálculo da sensibilidade (83,5% no Flow-R; e 80,5% no DI) e da taxa de falsos negativos, permitiu concluir que, apesar de algumas diferenças, ambos os modelos produzem um bom desempenho na simulação da propagação das 36 escoadas de detritos que constituem o inventário de movimentos.

Não obstante, os dois modelos apresentam vantagens e limitações. Relativamente ao modelo Flow-R, através da calibração dos parâmetros é possível inferir, aproximadamente, o ângulo de alcance e o limite máximo de velocidade que melhor representam as escoadas ocorridas na área em estudo. Além do mais, o modelo Flow-R obteve a taxa de verdadeiros positivos mais elevada (83,5%) aquando da comparação dos resultados com o padrão espacial das escoadas de detritos existentes. Em contrapartida, de acordo com a seleção de combinações possíveis, a execução e validação das diversas simulações pode ser bastante morosa. A aplicação do modelo DI apresenta a vantagem de ser rápida e intuitiva. A desvantagem prende-se, essencialmente, com as linhas de fluxo geradas pelo modelo, que convergem e acompanham a rede hidrográfica, pelo que se torna necessário eliminá-las a partir do momento que atingem um curso de água principal. Embora este modelo funcione bem para a área em estudo, dado que as escoadas de detritos cessam o seu movimento no fundo do vale ou muito próximo deste, e são poucos os cursos de água principais,

noutras situações o modelo DI poderá conduzir a sobreavaliações da distância de propagação das escoadas de detritos.

Por último, constatou-se que os dois métodos utilizados na avaliação da propagação das escoadas de detritos, à escala da bacia, produzem resultados semelhantes no que concerne à capacidade preditiva, porém, os resultados são substancialmente diferentes quando se avalia a sua concordância espacial. Por estas razões, considerou-se que a melhor abordagem para construir o mapa final de suscetibilidade passa por uma combinação dos resultados dos modelos, ao invés de escolher aquele que apresenta uma melhor capacidade preditiva. Adicionalmente, a avaliação da concordância espacial dos resultados obtidos pelos dois modelos de propagação permitiu determinar as áreas onde existe uma maior incerteza no que respeita à classificação da suscetibilidade. Estas áreas necessitam de uma análise mais detalhada, em investigações futuras, com o objetivo de determinar o verdadeiro nível de suscetibilidade. Enquanto tal não acontece, é aconselhável que as mesmas sejam sujeitas às intervenções e/ou restrições aplicadas às áreas mais suscetíveis, de forma a salvaguardar vidas humanas, estruturas e infraestruturas.

CAPÍTULO 6

CAPÍTULO 6: MODELAÇÃO DETERMINÍSTICA DA INICIAÇÃO E PROPAGAÇÃO DE ESCOADAS DE DETRITOS

6.1. Introdução

Nos últimos anos, o desenvolvimento das técnicas de simulação permitiu que a modelação dinâmica se tornasse uma ferramenta cada vez mais importante na simulação das características e do comportamento das escoadas de detritos (Hsu *et al.*, 2010). A abordagem dinâmica é resolvida numericamente, através de modelos de base física assentes na mecânica de fluidos. Os modelos dinâmicos contínuos (*dynamic continuum models*) baseiam-se na aplicação de leis de conservação de massa, *momentum* (ou quantidade de movimento) e energia (e.g. Hussin *et al.*, 2012), e o comportamento do material em movimento é definido pelas respetivas propriedades reológicas (Dai *et al.*, 2002; Quan Luna *et al.*, 2012).

O grande desafio da abordagem dinâmica passa pela seleção da reologia mais apropriada para a simulação do comportamento do fluxo, bem como a estimativa ou calibração dos parâmetros-chave do modelo (e.g. O'Brien *et al.*, 1993; Beguería *et al.*, 2009; Hsu *et al.*, 2010; Scheidl *et al.*, 2013). Frequentemente, estes parâmetros são estimados através da retroanálise de eventos passados (e.g. Naef *et al.*, 2006; Rickenmann *et al.*, 2006; Hürlimann *et al.*, 2008). A calibração por retroanálise é geralmente executada por tentativa e erro. Não obstante, a aplicação de técnicas automáticas mais sofisticadas, tal como os algoritmos genéticos (e.g. Iovine *et al.*, 2005; D'Ambrosio *et al.*, 2006; Spataro *et al.*, 2008; Terranova *et al.*, 2015), tem vindo a possibilitar a obtenção de avaliações, dos parâmetros de calibração, cada vez mais exaustivas.

A validação dos *outputs* produzidos pelos modelos dinâmicos, cujos parâmetros caracterizam o comportamento da propagação (e.g. velocidade, espessura/volume dos depósitos), é, essencialmente, uma tarefa complexa. Por exemplo, se é conhecido o volume total de detritos depositado, tal informação pode ser utilizada para efeitos de validação do modelo (e.g. van Asch *et al.*, 2014). Porém, geralmente a informação existente é bastante escassa, particularmente no caso de ocorrências de escoadas de detritos. Neste sentido, torna-se apenas possível validar os modelos através da comparação entre o padrão espacial das simulações e dos eventos reais, pelo que frequentemente se recorre a *fitness functions* (e.g. Iovine *et al.*, 2005; D'Ambrosio *et al.*, 2006; D'Ambrosio e Spataro, 2007; Spataro *et al.*, 2008; Avolio *et al.*, 2013; Lupiano *et al.*, 2015) como forma de quantificar o grau de acerto entre a simulação e a realidade. Consequentemente, a abordagem dinâmica, embora bastante difundida na modelação da propagação de escoadas de detritos à escala da vertente, tem tido pouca aplicação em modelos à escala da bacia. Destacam-se os trabalhos de Revellino *et al.* (2004) e Hürlimann *et al.* (2006) na aplicação de modelos dinâmicos 1D. Mais recentemente, Quan Luna (2012) e Quan Luna *et al.* (2016) implementaram o "AschFlow", um modelo dinâmico contínuo que simula, a 2D, os processos de erosão e deposição. Neste modelo, as escoadas de detritos são consideradas fluxos de uma fase, cujo comportamento é condicionado pelas respetivas propriedades reológicas. Existe ainda outro tipo de modelos, nomeadamente os modelos dinâmicos discretos (e.g. autómatos celulares), que são adequados tanto para análises à escala local como à escala da bacia (e.g. D'Ambrosio *et al.*, 2003a, b; Iovine *et al.*, 2003; Avolio *et al.*, 2011, 2013; Lupiano *et al.*, 2015). Tais modelos integram o deslizamento inicial do solo e a posterior incorporação de material ao longo da zona de transporte, através da combinação de processos elementares que atuam dentro das células do domínio computacional. Apesar destes modelos adotarem abordagens simplificadas (e.g. fluido equivalente), a reologia é tida em consideração através de opções de dissipação de energia.

Neste contexto, é evidente a escassez de estudos onde se aplicam modelos dinâmicos de propagação de escoadas de detritos à escala da bacia. Assim, no presente capítulo,

definiram-se os seguintes objetivos: 1) Modelação da propagação de duas escoadas de detritos desencadeadas durante um evento chuvoso, em 2005, apenas dois meses após a deflagração dos incêndios florestais na área de estudo; 2) Calibração, por retroanálise, dos parâmetros reológicos, bem como do valor de escoamento superficial, para as duas escoadas de detritos em análise; 3) Aplicação de um modelo contínuo, a 2D, para estimar os parâmetros referidos em (2). O referido modelo simula os processos de iniciação, erosão, propagação e deposição de fluxos de uma fase, sobre superfícies topográficas irregulares; 4) Simulação de três cenários de propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, com base na utilização de diferentes valores de escoamento superficial e considerando os parâmetros reológicos obtidos, por retroanálise, na simulação que produziu melhores resultados; 5) Comparação do resultado da simulação da propagação de escoadas de detritos, obtido para cada cenário, com o edificado atualmente existente e contabilização dos elementos em risco. O esquema metodológico executado no presente capítulo encontra-se sistematizado na figura 6.1.

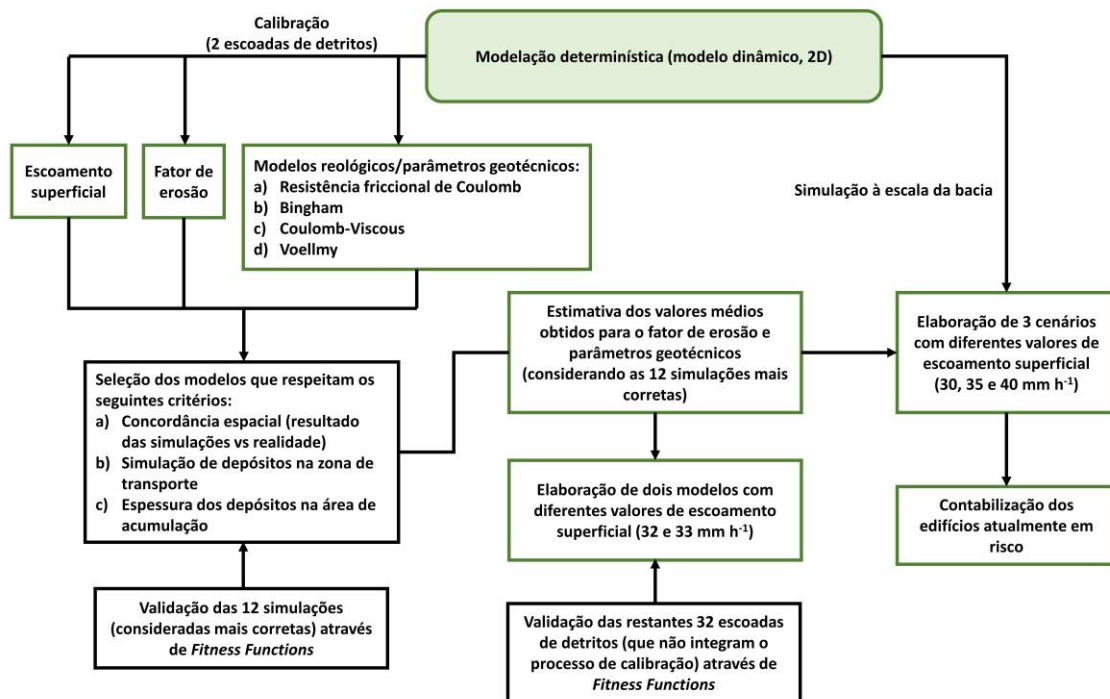


Figura 6.1 – Metodologia utilizada na modelação determinística da iniciação e propagação de escoadas de detritos.

6.2. Configuração do modelo

A calibração do modelo foi efetuada para as duas escoadas de detritos mais relevantes (#6 e #13), quer pela dimensão e volume de sedimentos mobilizados, quer pela conservação dos depósitos à data da realização das observações de campo (em 2011). O trabalho de campo incluiu levantamentos topográficos com DGPS ao longo das zonas de transporte e deposição das duas escoadas. Os levantamentos foram feitos em dias distintos e os dados foram recolhidos através de dois métodos: com correção em tempo real, utilizando uma antena; e com correção pós-processamento. Os valores da coordenada Z, recolhidos por ambos os métodos, revelaram-se inconsistentes, pelo que não foram utilizados na estimativa de parâmetros, nomeadamente a espessura absoluta e o volume dos depósitos. Por este mesmo motivo, definiu-se que os resultados dos modelos seriam considerados válidos se respondessem, de forma positiva, aos seguintes critérios (fig. 6.2, 6.3 e 6.4): a) Os resultados dos modelos devem revelar uma concordância espacial entre a distância máxima de propagação simulada e a distância máxima de propagação observada; b) A simulação deve reproduzir a deposição de material, com alguns centímetros de espessura, que se observa ao longo da zona de transporte; c) Na área de acumulação, a espessura máxima absoluta dos depósitos não deverá exceder 3,5 m e a espessura média deverá situar-se entre 1,5 e 2,0 m, tal como se verificou durante o trabalho de campo.

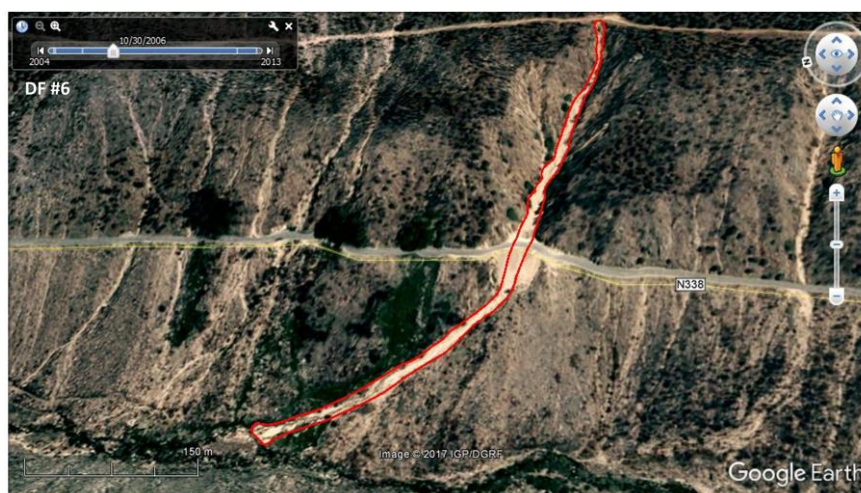


Figura 6.2 – Identificação e delimitação da escoada de detritos #6.

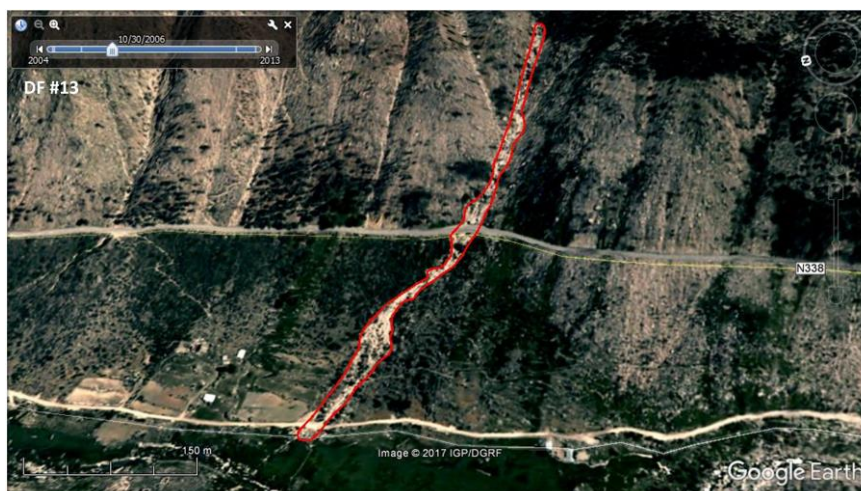


Figura 6.3 – Identificação e delimitação da escoada de detritos #13.



Figura 6.4 – (a) Material depositado na zona de transporte; (b) Depósitos na zona de acumulação.

Os modelos foram calibrados, por tentativa e erro, e considerados válidos caso se verificassem os 3 critérios pré-definidos. As simulações válidas foram avaliadas através de *fitness functions* (e.g. D'Ambrosio *et al.*, 2006; D'Ambrosio e Spataro, 2007; Spataro

et al., 2008; Avolio *et al.*, 2013) e do cálculo da percentagem de área de sobreposição entre o resultado das simulações e os casos reais. Os modelos foram, posteriormente, validados para as restantes 32 escoadas de detritos que não integraram a etapa de calibração.

6.2.1. Duração da precipitação e valores de *excess rain* (excesso de precipitação)

A duração e a quantidade de precipitação envolvidas no desencadeamento de escoadas de detritos são parâmetros de elevada importância. Contudo, na modelação dinâmica da propagação deste tipo de movimento de vertente, mais importante que o total diário de precipitação acumulada, são os valores horários da mesma. Por exemplo, Malet e Remaître (2011, *in* Van Westen *et al.*, 2014) concluíram que as escoadas de detritos são geralmente desencadeadas por tempestades com durações entre 1 e 9 h. Porém, no que respeita à precipitação registada no dia 30 de outubro de 2005, apenas se encontram disponíveis os dados horários das estações da Covilhã (ex-INAG) e de uma estação particular em Manteigas (quadro 6.1).

Segundo o IPMA, o referido período ficou marcado por uma falha técnica na estação das Penhas Douradas (1380 m), pelo que não existem registos horários, embora o NOAA disponibilize o valor diário acumulado para esta mesma estação (61 mm). Nos dados da estação particular, em Manteigas, consta ainda que, a 30 de outubro, a intensidade da precipitação variou entre 8 e 20 mm, das 8:40 às 10:40, e entre 6 e 12 mm, das 15:40 às 18:00, tendo sido manifestamente menos significativa nas restantes horas. Ao analisar os valores provenientes das referidas estações é possível obter uma ideia geral acerca dos quantitativos registados em diversos locais que circundam o vale do Zêzere. Contudo, é necessário ter presente que, à escala local, o padrão de distribuição da precipitação é mais complexo, variando em função da altitude e do relevo (Mora, 2006). Neste sentido, é provável que o total diário acumulado registado nestes locais, bem como a intensidade medida na estação de Manteigas, não corresponda aos valores verificados no vale do Zêzere, tendo em conta que qualquer

uma das estações meteorológicas se localiza a vários quilómetros de distância e em posições topográficas diferentes do contexto onde ocorreram as escoadas de detritos.

Quadro 6.1 – Precipitação registada a 30 de outubro de 2005 nas estações próximas do vale do Zêzere. As estações da Covilhã e de Manteigas estão localizadas a uma distância linear de, respetivamente, ca. de 8 km e 8,5 km do local onde ocorreram as escoadas de detritos

Horas	Precipitação (mm)	
	Covilhã (719 m)	Manteigas (800 m)
0:00	2,2	2,0
1:00	1,0	4,0
2:00	3,3	4,0
3:00	2,8	1,0
4:00	1,8	0,0
5:00	0,7	1,0
6:00	0,4	0,0
7:00	3,4	1,0
8:00	8,4	3,0
9:00	11,0	11,0
10:00	16,0	12,0
11:00	2,1	0,0
12:00	10,5	0,0
13:00	1,3	3,0
14:00	0,2	5,0
15:00	0,3	10,0
16:00	0,1	1,0
17:00	7,1	0,0
18:00	1,2	0,0
19:00	2,7	1,0
20:00	0,2	0,0
21:00	0,0	0,0
22:00	0,1	0,0
23:00	0,0	0,0
Total	76,8	59,0

Devido à incerteza no que respeita à precipitação ocorrida no vale do Zêzere, bem como à falta de informação detalhada acerca do tipo de solos, optou-se por calibrar o modelo com base nos valores de *excess rain* (excesso de precipitação). Este parâmetro corresponde à fração de precipitação que irá alimentar o escoamento superficial, uma vez excedida a taxa infiltração, a evaporação e a retenção superficial (Hipólito e Vaz, 2011). Deste modo, o escoamento superficial não reflete apenas o total de precipitação, mas sim a interação entre a chuva e as condições do sistema. Não obstante as incertezas inerentes à sua estimativa, o escoamento superficial entra em

conta com as condições hidrológicas antecedentes bem como a resposta espacial e temporal da bacia hidrográfica face a um determinado evento meteorológico, sendo, por este motivo, mais indicado para definir limiares regionais do que, propriamente, a precipitação (Reichenbach *et al.*, 1998).

Os valores de escoamento superficial foram calibrados, por tentativa e erro, considerando uma duração de 2 horas, definidas arbitrariamente com base no período de maior precipitação observado no quadro 6.1.

6.2.2. Reologia e coeficiente de erosão

A calibração dos parâmetros geotécnicos contou com a implementação dos seguintes modelos reológicos: resistência friccional de Coulomb; Bingham; Coulomb-Viscous; e Voellmy. A amplitude de valores escolhida para representar cada um dos parâmetros que constituem os modelos reológicos baseou-se numa compilação de estudos, levada a cabo por Quan Luna (2012), sobre escoadas de detritos ocorridas num contexto geológico semelhante, nomeadamente em granitos decompostos.

A simulação da propagação das escoadas de detritos com base nos diferentes modelos reológicos implica a calibração dos respetivos parâmetros geotécnicos (quadro 6.2).

Quadro 6.2 – Modelos reológicos implementados e respetivos parâmetros de calibração

Modelo reológico	Parâmetros	Ângulo de atrito aparente	Coesão	Viscosidade	Coeficiente de turbulência
Resistência friccional de Coulomb		X			
Bingham			X	X	
Coulomb-Viscous		X	X	X	
Voellmy		X			X

Utilizaram-se valores de coesão compreendidos entre 0,8 e 1,0 kPa (com intervalo de 0,1 kPa) e de viscosidade entre 0,8 e 1,0 kPa s (com intervalo de 0,1 kPa s). A diferenciação entre os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous foi feita através da atribuição do ângulo de atrito aparente (φ'), uma vez que o primeiro modelo não

entra em conta com este parâmetro. Para o modelo de Coulomb-Viscous selecionaram-se φ' de 9°, 14° e 21°, que correspondem aos valores mínimo, médio e máximo utilizados nos estudos compilados por Quan Luna (2012). A seleção de apenas três valores, em detrimento da utilização de todos aqueles mencionados na literatura, deveu-se à necessidade de limitar o número de simulações executadas. O modelo de Voellmy contou com valores de coeficiente de turbulência (ξ) compreendidos entre 400 e 2000 m s^{-2} (com intervalo de 200 m s^{-2}).

No que respeita ao coeficiente de erosão, o parâmetro foi calibrado de acordo com a resposta dos modelos, contudo, respeitando a gama de valores utilizada em estudos onde se aplicou a abordagem dinâmica para a simulação da propagação de escoadas de detritos (e.g. Blanc, 2008, van Asch *et al.*, 2014). Assim, para o coeficiente de erosão (β) selecionaram-se valores entre 0,0010 e 0,0014 m^{-1} (com intervalo de 0,0001 m^{-1}).

6.2.3. Parâmetros constantes

O modelo utiliza, ainda, como dados de entrada, informação (relacionada com mapas e alguns parâmetros) que se mantém constante durante a calibração do escoamento superficial, da reologia e do coeficiente de erosão, nomeadamente:

- a) MDT, com resolução de 5 m, que reflete a topografia prévia à ocorrência das escoadas de detritos;
- b) Mapa de espessura do solo (elaborado com base no modelo de Catani *et al.*, 2010 e Segoni *et al.*, 2012);
- c) Coeficiente de Manning = 0,04 (van Asch *et al.*, 2014);
- d) Coeficiente de pressão lateral do solo = 1 (van Asch *et al.*, 2014);
- e) Aceleração gravítica = 9,8 m s^{-2} .
- f) Peso específico da água = 9,8 kN m^{-3} .
- g) Peso específico da escoada de detritos (granito decomposto + água) = 19 kN m^{-3} (Saito *et al.*, 2008).
- h) Peso específico do material do leito (granito sólido) = 26 kN m^{-3} (Saito *et al.*, 2008).

6.3. Avaliação da aplicação do modelo dinâmico

A calibração da reologia e do coeficiente de erosão só é realizada após determinado o valor mínimo de escoamento superficial com capacidade de desencadear escoadas na área em questão. O valor crítico de escoamento superficial foi calibrado, por tentativa e erro, através da atribuição de um valor inicial relativamente baixo e, com base nos resultados do modelo, do seu incremento utilizando uma amplitude de 1 mm h^{-1} , até se identificar o valor necessário ao desencadeamento das escoadas de detritos. A calibração demonstrou que valores inferiores a 28 mm h^{-1} não são suficientes para mobilizar os sedimentos não consolidados disponíveis nas vertentes da área de estudo. Através do aumento de 1 mm h^{-1} de escoamento superficial (a partir de 28 mm h^{-1}), a cada simulação executada, constatou-se que são necessários valores superiores a 30 mm h^{-1} para que se verifique a mobilização de sedimentos nas duas escoadas de detritos em estudo (#6 e #13). A calibração por tentativa e erro demonstrou que, no caso da escoada #6, são necessários 32 mm h^{-1} para que se possa dar início à calibração da reologia e do coeficiente de erosão, uma vez que um escoamento superficial de 31 mm h^{-1} , ou inferior, origina distâncias de propagação e espessuras insuficientes, não obstante a variação dos parâmetros anteriormente referidos. Pelo mesmo motivo, a escoada #13 necessita de 33 mm h^{-1} de escoamento superficial para que os restantes parâmetros possam ser calibrados. A diferença de 1 mm h^{-1} , relativamente à escoada #6, não levanta grandes questões, atendendo a que o escoamento superficial depende de inúmeros fatores, tais como as características da bacia hidrográfica (e.g. área, forma, declive, orientação, densidade de drenagem, tipo de solo, ocupação do solo, geologia), bem como das características da precipitação (e.g. intensidade, duração, variabilidade espacial) (Guimarães, 2012).

As versões do modelo que utilizam a resistência friccional de Coulomb e a resistência friccional-turbulenta de Voellmy foram excluídas, atendendo aos critérios de validação anteriormente definidos. Os resultados das várias simulações efetuadas com os referidos modelos reológicos mostraram que ambos simulam a deposição do material mobilizado somente na parte mais distal das escoadas de detritos (fig. 6.5), sendo

incapazes de reproduzir os depósitos com espessura centimétrica que se observam ao longo da zona de transporte.

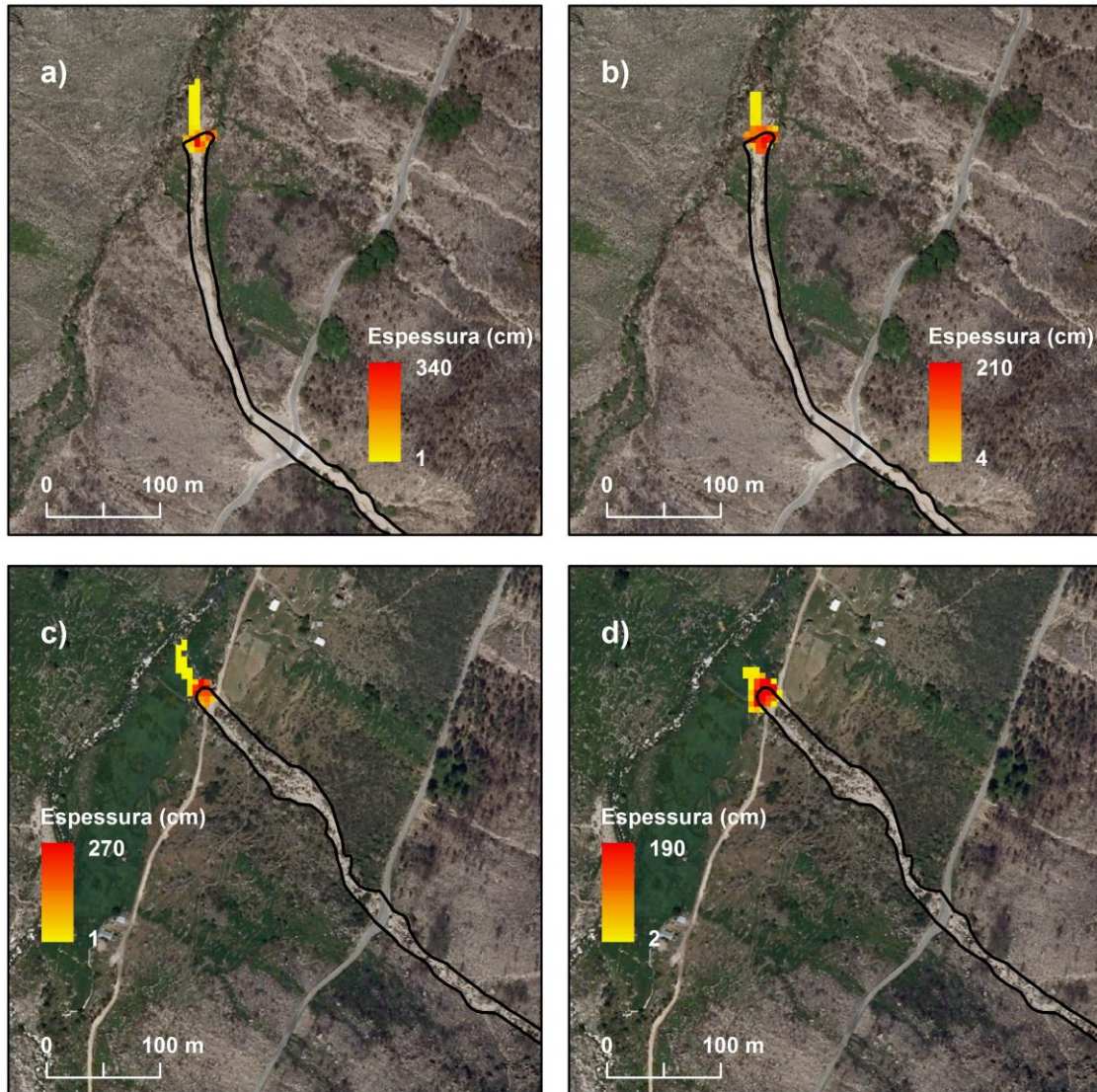


Figura 6.5 – Simulação das escoadas de detritos #6 e #13 com os modelos reológicos de resistência friccional de Coulomb (a, c) e de Voellmy (b, d).

As simulações realizadas com os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous não apresentam a limitação anteriormente referida. Nos quadros 6.3 e 6.4 observa-se o resumo estatístico das 180 simulações executadas com ambas as reologias, para as escoadas #6 e #13. De forma geral, os dois modelos reológicos produzem resultados muito semelhantes. No caso da escoada #6, as principais diferenças relacionam-se com a distância de propagação, cujos valores obtidos são mais elevados com o modelo de

Coulomb-Viscous. Relativamente à escoada #13, as diferenças produzidas pelas duas reologias são ligeiramente mais acentuadas, destacando-se o volume máximo e a mínima distância de propagação obtidos com o modelo de Bingham.

Quadro 6.3 – Resumo estatístico das 180 simulações realizadas com os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous para a escoada de detritos #6

		Velocidade máxima (m s ⁻¹)	Espessura máxima (m)	Volume (m ³)	Distância de propagação (m)
Modelo de Bingham	Máximo	2,6	4,7	2736,1	585,9
	Mínimo	0,2	0,8	338,3	502,0
	Média	1,4	2,8	1400,2	520,8
	Desvio-padrão	0,8	1,3	898,4	20,3
Modelo de Coulomb-Viscous	Máximo	2,7	5,0	2730,1	607,5
	Mínimo	0,1	0,4	322,0	475,0
	Média	1,4	3,0	1457,1	554,3
	Desvio-padrão	0,8	1,5	866,3	39,2

Quadro 6.4 – Resumo estatístico das 180 simulações realizadas com os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous para a escoada de detritos #13

		Velocidade máxima (m s ⁻¹)	Espessura máxima (m)	Volume (m ³)	Distância de propagação (m)
Modelo de Bingham	Máximo	3,5	5,0	11413,0	546,5
	Mínimo	0,5	1,9	760,7	507,5
	Média	1,6	3,8	3304,9	532,3
	Desvio-padrão	0,6	0,8	2540,2	15,7
Modelo de Coulomb-Viscous	Máximo	2,9	4,8	9057,6	546,5
	Mínimo	0,2	0,5	593,2	464,9
	Média	1,0	3,1	2107,2	519,3
	Desvio-padrão	0,4	0,9	1497,8	15,6

Com o objetivo de compreender se existe uma relação entre alguns dos parâmetros mais importantes que refletem a magnitude e a intensidade das escoadas de detritos, analisaram-se as correlações entre o volume máximo e a distância de propagação, bem como entre o volume máximo e a máxima velocidade, considerando os resultados obtidos com os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous. As correlações estabelecidas são apresentadas nas figuras 6.6 e 6.7.

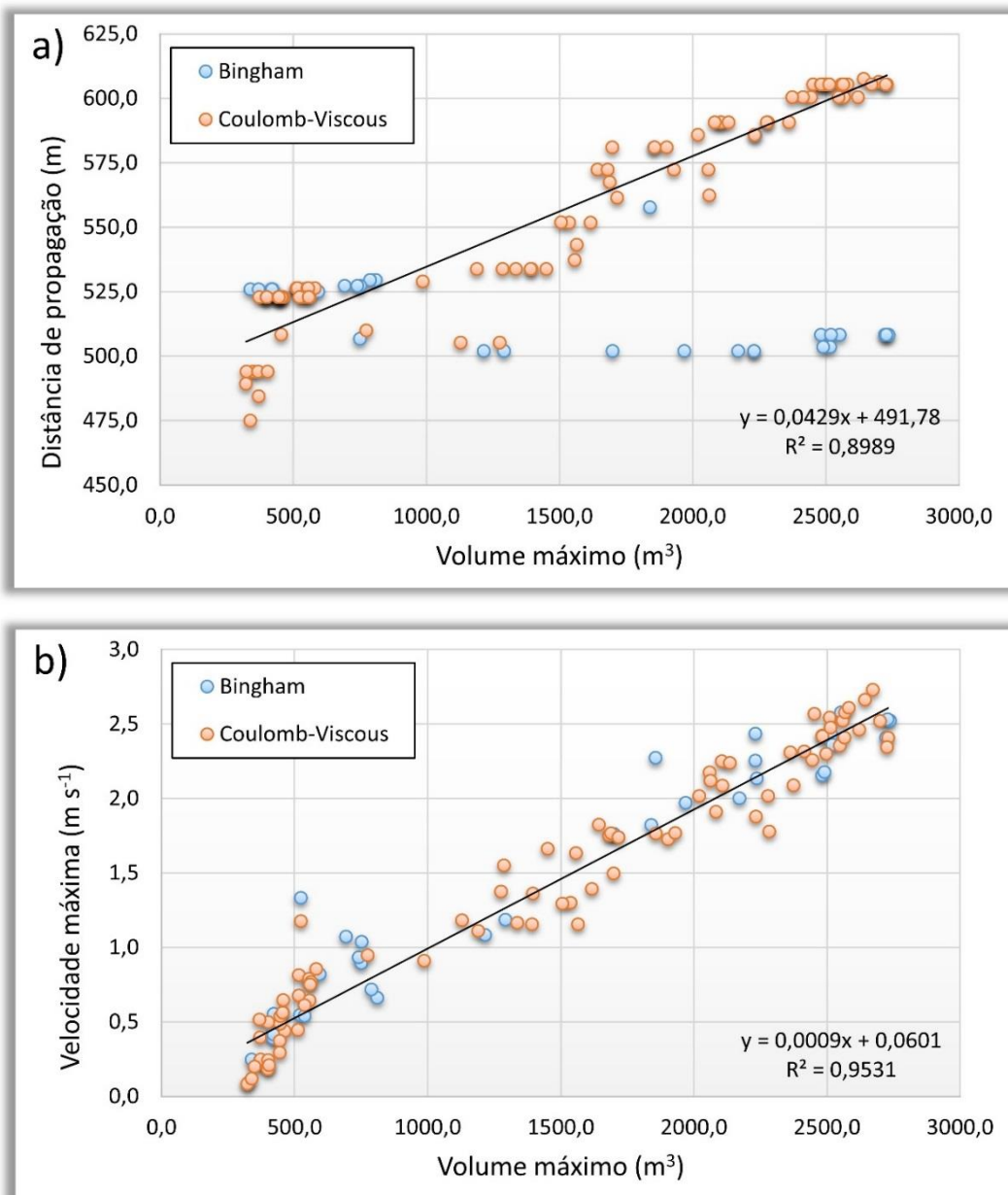


Figura 6.6 – Correlação entre o volume máximo e (a) a distância de propagação e (b) a velocidade máxima do fluxo, para a escoada de detritos #6.

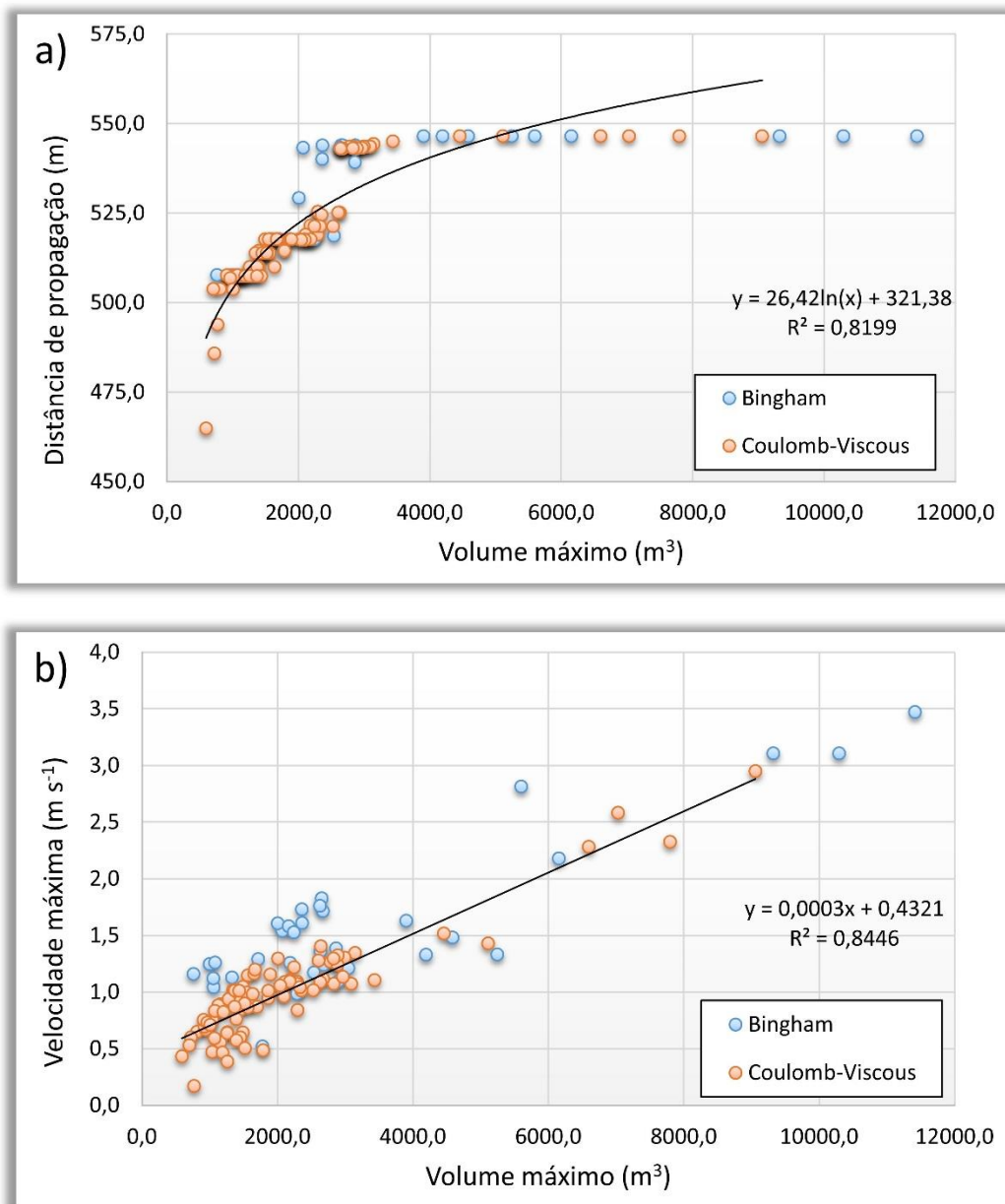


Figura 6.7 – Correlação entre o volume máximo e (a) a distância de propagação e (b) a velocidade máxima do fluxo, para a escoada de detritos #13.

A escoada #6 apresenta correlações lineares positivas bastante significativas entre o volume máximo e a distância de propagação (a) ou a máxima velocidade do fluxo (b), tal como atestam os respectivos coeficientes de determinação ($R^2 = 0,90$ e $R^2 = 0,95$) (fig. 6.6). No entanto, ao observar-se a relação entre o volume máximo e a distância de propagação, é possível detetar alguns *outliers* nas simulações resultantes da aplicação do modelo de Bingham (fig. 6.6, a). Estes *outliers* dizem respeito a simulações que

produziram volumes semelhantes, mas distâncias de propagação mais curtas, em comparação com o modelo de Coulomb-Viscous, apesar dos valores atribuídos à coesão, viscosidade e coeficiente de erosão serem os mesmos. O R^2 estimado para a correlação entre o volume máximo e a máxima velocidade do fluxo (fig. 6.6, b) indica uma forte correlação linear positiva ($R^2 = 0,95$) e não se observam diferenças substanciais nos resultados dos dois modelos reológicos.

Relativamente à escoada #13, a função logarítmica é aquela que melhor descreve a relação entre o volume máximo e a distância de propagação (fig. 6.7, a), sendo o coeficiente de determinação bastante significativo ($R^2 = 0,82$). Porém, considerando iguais distâncias de propagação, os volumes mais elevados são obtidos com o modelo reológico de Bingham. A relação entre o volume máximo e a máxima velocidade do fluxo (fig. 6.7, b) é representada por uma correlação linear positiva ($R^2 = 0,84$). No entanto, quando se utiliza o modelo de Bingham, é possível verificar que as velocidades máximas obtidas são ligeiramente superiores.

Tendo em conta que os modelos reológicos anteriormente analisados (Bingham e Coulomb-Viscous) conseguem reproduzir a deposição de material ao longo da zona de transporte, torna-se necessário verificar se os mesmos respondem aos outros dois critérios definidos, nomeadamente: a concordância espacial entre a máxima distância de propagação simulada e a máxima distância de propagação observada; e a espessura dos depósitos na área de acumulação. No total, contabilizaram-se 11 simulações com o modelo de Coulomb-Viscous e 1 simulação com o modelo de Bingham, que respondem positivamente aos dois critérios referidos.

O quadro 6.5 apresenta, para as duas escoadas de detritos em estudo, as combinações de parâmetros reológicos e de fator de erosão, bem como os resultados em termos de velocidade máxima do fluxo, espessura dos depósitos, volume e distância de propagação, das 12 simulações consideradas mais corretas (as simulações executadas para a escoada #6 estão destacadas a azul e para a escoada #13 a laranja). A propagação foi estimada com base na distância compreendida entre os limites que definem a iniciação das escoadas de detritos e a posição mais distal do material

depositado. A distância de propagação real das escoadas #6 e #13 é de, respectivamente, 521,8 m e 498,9 m.

Quadro 6.5 – Parâmetros utilizados e estimativas obtidas nas 12 simulações consideradas mais corretas

Simulação #	β (m)	φ' (°)	Coes. (kPa)	Visc. (kPa s)	Vel. máx. (m s ⁻¹)	Vol. (m ³)	Espess. máx. (m)	Espess. média (m)	Dist. propag. (m)	% de área coincidente (simulação vs realidade)	<i>Fitness function</i> (valores)
9	0,0011	0	0,8	0,9	1,3	2187,1	3,4	1,5	517,7	77,7	0,88
62	0,0012	9	0,9	1,0	1,4	1394,7	3,3	1,5	533,8	77,4	0,88
64	0,0012	14	0,8	0,8	1,1	2106,1	3,5	1,6	519,0	77,7	0,88
65	0,0012	14	0,8	0,9	1,3	2006,9	3,5	1,5	517,7	77,7	0,88
66	0,0012	14	0,8	1,0	0,9	1862,7	3,5	1,5	517,7	77,7	0,88
82	0,0013	9	0,9	0,9	1,1	2184,5	3,5	1,6	517,7	78,7	0,89
88	0,0013	14	0,9	0,8	1,2	1391,7	3,2	1,5	533,8	78,2	0,88
90	0,0013	14	0,9	1,0	1,7	1450,9	3,3	1,5	533,8	77,4	0,88
93	0,0013	21	0,8	0,9	1,0	2333,0	3,5	1,7	521,3	79,1	0,89
94	0,0013	21	0,8	1,0	1,2	2245,5	3,5	1,7	521,3	79,1	0,89
117	0,0014	21	0,9	0,9	1,1	2041,5	3,5	1,5	517,5	79,8	0,89
118	0,0014	21	0,9	1,0	1,2	1336,6	3,4	1,5	533,8	77,4	0,88

As espessuras máxima e média dos depósitos, assim como o volume, são ligeiramente superiores na escoada #13, embora a velocidade seja um pouco menor. No que respeita à distância de propagação estimada, o valor médio varia 12 m relativamente à distância de propagação real para a escoada #6 e 20 m para a escoada #13. No entanto, é do conhecimento científico que muitas escoadas de detritos, no final do seu processo, formam lóbulos terminais, de aspeto abrupto, que vão ser ultrapassados pelos detritos finos e saturados, que constituem o corpo da escoada (Iverson, 1997; Iverson, 2003; Hungr, 2005), ou até mesmo pelo fluxo hiperconcentrado, com características turbulentas, que constitui a cauda do fluxo (Hungr, 2005; Iverson, 2005; Ancey, 2010). Estas áreas não puderam ser identificadas e cartografadas no caso de estudo, uma vez que os levantamentos de campo só foram efetuados 6 anos após a

ocorrência do evento. Assim, é possível que a área de acumulação delimitada por defeito, correspondendo aos depósitos constituídos por detritos de maior calibre e que, deste modo, permanecem conservados durante mais tempo.

A validação das 12 simulações consideradas mais corretas (quadro 6.5) demonstrou que, em qualquer um dos casos, a percentagem de área de sobreposição entre o resultado das simulações e a realidade encontra-se acima dos 77%. Adicionalmente, os valores obtidos no cálculo da *fitness function* indicam uma boa concordância espacial entre o resultado das simulações e as duas escoadas de detritos ocorridas em 2005.

A figura 6.8 mostra, para as duas escoadas de detritos, a evolução temporal da espessura do material depositado, considerando exemplos de simulação cujos resultados foram concordantes com os três critérios pré-definidos (simulação #62 para a escoada #6 e simulação #64 para a escoada #13).

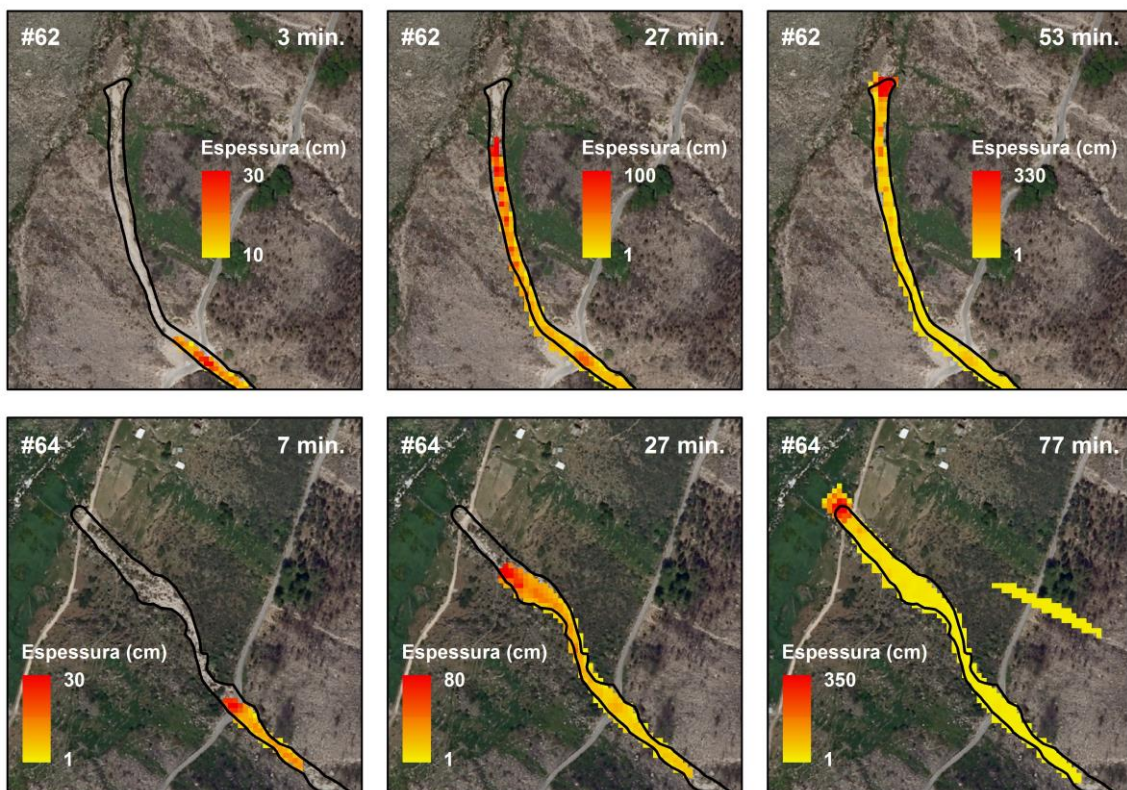


Figura 6.8 – Evolução temporal da espessura do material depositado, tendo em consideração resultados que validam os três critérios definidos (simulação #62 para a escoada #6 e simulação #64 para a escoada #13).

Comparativamente aos modelos estáticos, de base física ou estatística, os modelos dinâmicos têm a vantagem de permitir simular a evolução no espaço e no tempo de um determinado processo. Por exemplo, de acordo com os modelos efetuados, é possível determinar que as fases de iniciação, transporte e deposição dos detritos da escoada #6 têm uma duração total de 53 minutos, enquanto a escoada #13 ocorre durante um período de 77 minutos (fig. 6.5). Deste modo, a acumulação de detritos na Estrada Nacional 338 ter-se-á verificado ao fim de 3 minutos e 7 minutos, após se iniciar a deposição de sedimentos ao longo dos canais de drenagem das escoadas #6 e #13, respetivamente.

Previamente à modelação da propagação de escoadas de detritos à escala da bacia, com base na elaboração de 3 cenários distintos, os modelos executados com valores de escoamento superficial na ordem dos 32 e 33 mm h⁻¹ (durante um período de 2 horas) foram validados através do confronto dos resultados obtidos com as restantes 32 escoadas de detritos desencadeadas em 2005 (e que não integraram o processo de calibração). Os resultados encontram-se resumidos no quadro 6.6. Atendendo ao modelo executado com um escoamento superficial de 32 mm h⁻¹, o valor médio e o desvio padrão da percentagem de área de sobreposição (simulação vs realidade) é de cerca de 50,2 e 37,5, respetivamente. Ao considerar-se um escoamento superficial de 33 mm h⁻¹, a percentagem média aumenta (67,7), enquanto o desvio-padrão diminui ligeiramente (30,2). A validação, através de *fitness functions*, calculada para a simulação que utiliza um escoamento superficial de 32 mm h⁻¹, mostra que 50% das escoadas de detritos apresentam valores superiores a 0,7. Quando se considera um escoamento superficial de 33 mm h⁻¹, a percentagem de escoadas de detritos, com valores de *fitness function* superiores ao limiar crítico referido, é de 78%.

Quadro 6.6 – Validação das 32 escoadas de detritos (não utilizadas na calibração) considerando os resultados dos modelos que utilizam 32 e 33 mm h⁻¹ de escoamento superficial

Escoadas de detritos #	Escoamento superficial (32 mm h ⁻¹)		Escoamento superficial (33 mm h ⁻¹)	
	% de área coincidente (simulação vs realidade)	Fitness function (valores)	% de área coincidente (simulação vs realidade)	Fitness function (valores)
1	78,4	0,9	93,2	1,0
2	6,7	0,3	26,7	0,5
3	4,1	0,2	51,4	0,7
4	78,9	0,9	100,0	1,0
5	73,8	0,9	91,3	1,0
7	19,6	0,4	55,7	0,8
8	5,5	0,2	25,5	0,5
9	23,3	0,5	61,7	0,8
10	3,6	0,2	9,1	0,3
11	5,3	0,2	23,7	0,5
12	3,3	0,2	20,0	0,5
14	22,6	0,5	64,5	0,8
15	100,0	1,0	100,0	1,0
16	97,1	1,0	100,0	1,0
17	63,2	0,8	78,9	0,9
18	100,0	1,0	100,0	1,0
19	10,3	0,3	53,4	0,7
20	70,0	0,8	79,2	0,9
21	74,6	0,9	88,4	0,9
22	20,2	0,5	56,7	0,8
23	0,0	0,0	12,5	0,4
24	22,1	0,5	55,9	0,8
25	27,4	0,5	33,3	0,6
26	94,5	1,0	95,7	1,0
27	34,2	0,6	65,8	0,8
28	39,8	0,6	49,6	0,7
29	99,4	1,0	99,4	1,0
30	99,1	1,0	99,1	1,0
21	83,8	0,9	88,6	0,9
32	64,6	0,8	92,3	1,0
33	82,4	0,9	95,9	1,0
34	98,9	1,0	98,9	1,0
Média	50,2	0,6	67,7	0,8
Máximo	100,0	1,0	100,0	1,0
Mínimo	0,0	0,0	9,1	0,3
Desvio-padrão	37,5	0,3	30,2	0,2

6.4. Modelação dinâmica da propagação das escoadas de detritos à escala da bacia

Um dos objetivos propostos no presente capítulo diz respeito à modelação das escoadas de detritos à escala da bacia com recurso à modelação dinâmica. Para tal, é necessário elaborar cenários que reproduzam a combinação dos principais fatores considerados no modelo, nomeadamente o valor do escoamento superficial, o coeficiente de erosão e os parâmetros reológicos. Porém, é necessário ter presente as limitações deste tipo de abordagem, nomeadamente as que decorrem da elevada variabilidade dos fatores anteriormente referidos. Se, à partida, é óbvio que poderão existir diferenças espaciais no que respeita aos valores da precipitação – e consequentemente do escoamento superficial –, especialmente porque se trata de uma região de montanha, também é óbvio que os parâmetros reológicos dificilmente permanecem inalteráveis. Deste modo, a elaboração de cenários visa endereçar questões do tipo: qual seria a resposta da bacia hidrográfica caso ocorresse um escoamento superficial de $X \text{ mm h}^{-1}$, tendo em conta a reologia e o coeficiente de erosão que melhor reproduziram a propagação das duas principais escoadas de detritos ocorridas durante o evento de 2005? Para responder a esta questão, foram desenvolvidos três cenários (A, B e C) com valores de escoamento superficial de, respetivamente, 30, 35 e 40 mm h^{-1} , considerando um período de 2 horas.

Os valores a atribuir aos parâmetros reológicos, bem como ao coeficiente de erosão, basearam-se na média aritmética calculada para os 12 modelos cujos resultados mostraram ser os mais corretos no processo de calibração das escoadas de detritos #6 e #13 (ver quadro 6.5). Neste sentido, utilizaram-se os seguintes valores: $\varphi' = 14^\circ$; coesão = 0,9 kPa; viscosidade = 0,9 kPa s; e $\beta = 0,0013 \text{ m}^{-1}$.

As figuras 6.9, 6.10 e 6.11 mostram os resultados da modelação para os cenários A, B e C, onde se utilizaram valores de escoamento superficial de, respetivamente, 30, 35 e 40 mm h^{-1} . No quadro 6.7 sintetizam-se os resultados dos três cenários, relativamente à velocidade e espessura máximas, ao volume total e à máxima distância de propagação.

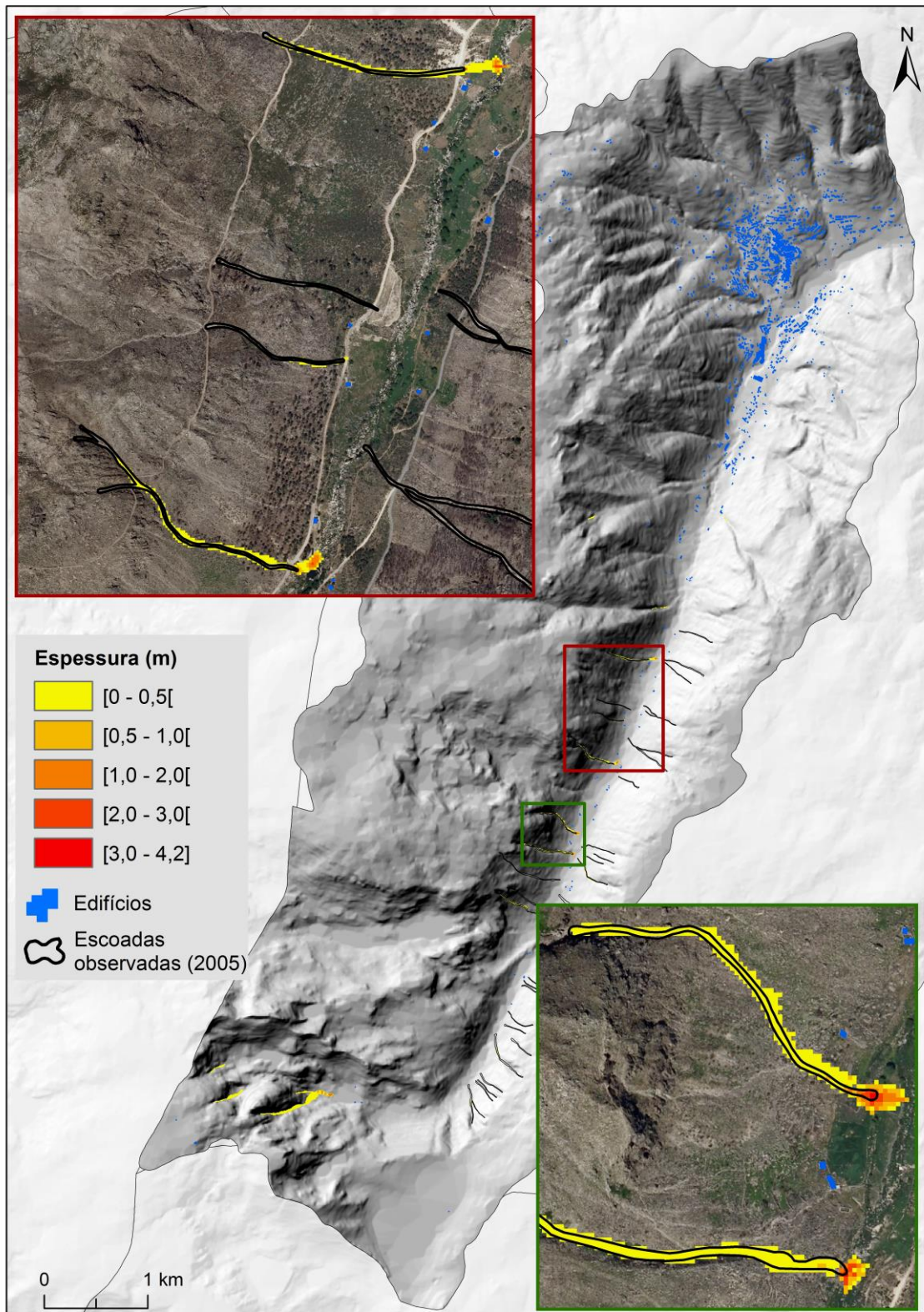


Figura 6.9 – Modelação da propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, considerando um escoamento superficial de 30 mm h^{-1} (cenário A).

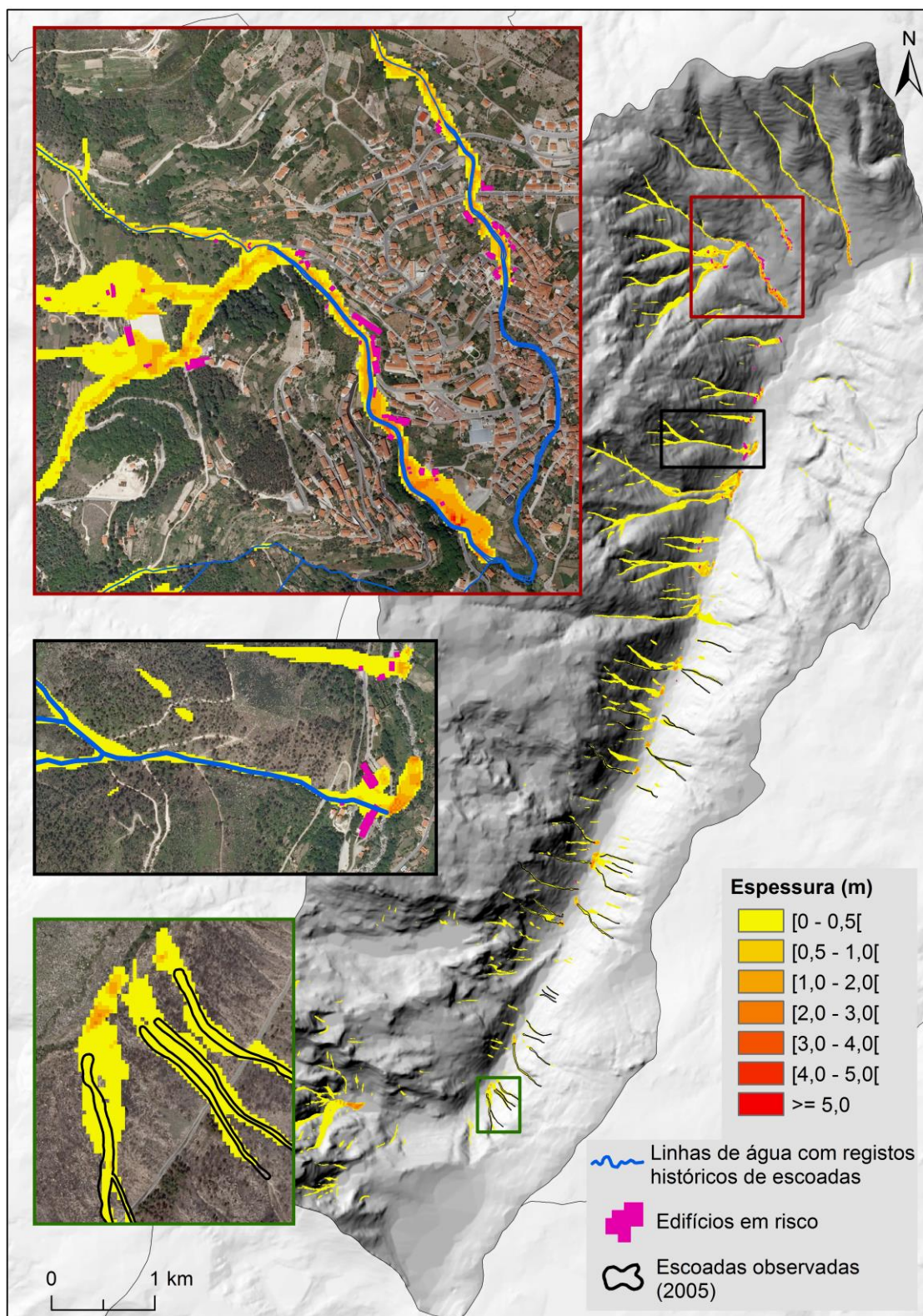


Figura 6.10 – Modelação da propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, considerando um escoamento superficial de 35 mm h^{-1} (cenário B).

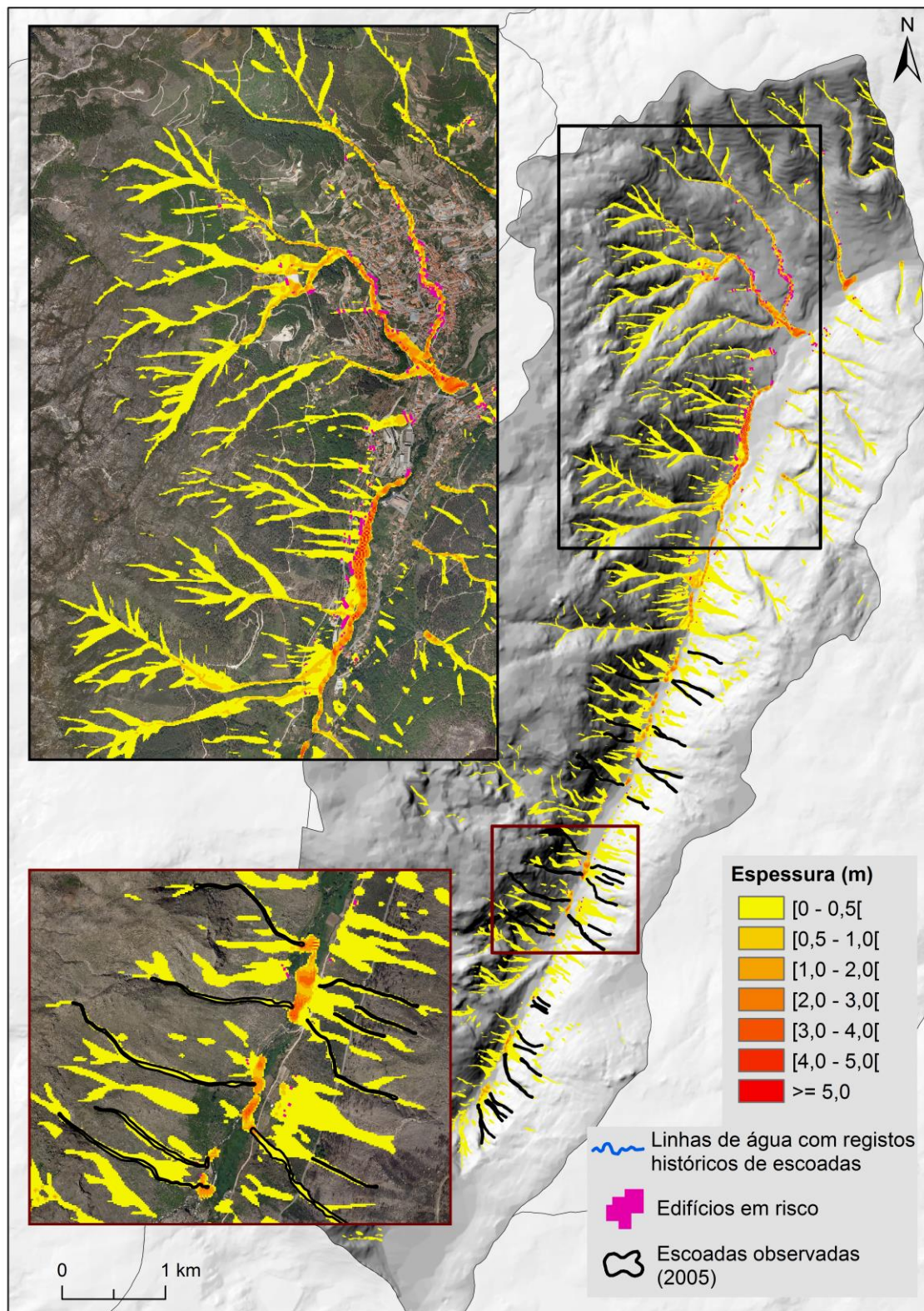


Figura 6.11 – Modelação da propagação de escoadas de detritos, à escala da bacia, considerando um escoamento superficial de 40 mm h^{-1} (cenário C).

Quadro 6.7 – Velocidade máxima, espessura máxima, volume total e máxima distância de propagação, para os cenários A, B e C

Cenários	Escoamento sup. (mm h ⁻¹)	Velocidade máx. (m s ⁻¹)	Espessura máx. (m)	Volume total (m ³)	Máx. distância de propagação (m)
A	30	3,5	4,2	15 231	734
B	35	6,8	6,6	415 078	1849
C	40	7,5	16,6	1 038 710	2467

No cenário A (fig. 6.9) as escoadas de detritos atingem uma velocidade máxima de 3,5 m s⁻¹ e uma espessura máxima de 4,2 m. O quadro 6.8 mostra que 1% dos depósitos apresenta uma espessura igual ou superior a 2 m. A sobreposição entre os edifícios atualmente existentes e o resultado do modelo mostra que não existem elementos em risco.

Quadro 6.8 – Classificação da espessura dos depósitos e respetiva área ocupada (cenário A)

Classes de espessura dos depósitos (m)	[0 – 0,5[
	Área (m ²)	73 275
	%	92,3
[0,5 – 1,0[Área (m ²)	2900
	%	3,6
[1,0 – 2,0[Área (m ²)	2425
	%	3,1
[2,0 – 3,0[Área (m ²)	625
	%	0,8
[3,0 – 4,2]	Área (m ²)	125
	%	0,2

Adicionalmente, tal como se pode observar nas ampliações da figura 6.9, apenas 5 das 34 escoadas de detritos, desencadeadas durante o evento de 2005, foram reproduzidas na simulação, o que significa que o valor de escoamento superficial utilizado neste cenário (30 mm h⁻¹) não é suficientemente elevado ao ponto de provocar a mobilização de sedimentos ao longo dos canais de drenagem onde ocorreram as restantes escoadas.

De acordo com o cenário B (fig. 6.10), onde foi utilizado um escoamento superficial de 35 mm h^{-1} , as escoadas de detritos atingem uma velocidade máxima de $6,8 \text{ m s}^{-1}$ e uma espessura máxima de 6,6 m. Neste cenário, 1,6% dos depósitos apresentam uma espessura igual ou superior a 2 m (quadro 6.9). A sobreposição entre os edifícios atualmente existentes e o resultado do cenário B contabiliza 116 edifícios em risco. Nesta simulação, todas as 34 escoadas de detritos se encontram reproduzidas, embora tal não seja totalmente legível na figura 6.10 devido à sobreposição entre as escoadas e o resultado da simulação. Contudo, a ampliação, com contorno a verde, pretende mostrar um exemplo.

Quadro 6.9 – Classificação da espessura dos depósitos e respetiva área ocupada (cenário B)

Classes de espessura dos depósitos (m)	[0 – 0,5[Área (m ²)	1 180 300
		%	85,6
	[0,5 – 1,0[Área (m ²)	116 375
		%	8,4
	[1,0 – 2,0[Área (m ²)	59 625
		%	4,3
	[2,0 – 3,0[Área (m ²)	18 650
		%	1,3
	[3,0 – 4,0[Área (m ²)	3650
		%	0,3
	[4,0 – 5,0[Área (m ²)	400
		%	0,03
≥ 5,0	Área (m ²)	100	
	%	0,007	

A quantidade total de escoadas de detritos desencadeadas no cenário B ultrapassa o evento de 2005, o que significa que este último deverá estar compreendido entre os cenários A e B. Através da comparação dos resultados do cenário B com a figura 5.2 (ver capítulo 5), torna-se evidente que o resultado do modelo consegue simular a deposição dos detritos em quatro linhas de água com referências históricas à ocorrência de escoadas de detritos na área de estudo. Na figura 6.10, as duas ampliações com contorno a preto e vermelho mostram a sobreposição entre o

resultado do modelo e as referidas linhas de água. A ampliação com contorno a vermelho refere-se à linha de água onde ocorreu a escoada de detritos com consequências mais fatais, conhecidas até à data, e que provocou a morte a cerca de 20 pessoas e destruiu um igual número de casas. De acordo com o resultado do cenário B, é possível contabilizar, somente nesta linha de água, cerca de 35 edifícios atualmente em risco. A ampliação com contorno a preto mostra a linha de água onde ocorreu a escoada de detritos que afetou o Hotel das Caldas de Manteigas, em 1993. Neste evento mais recente, os relatos reais indicam depósitos de detritos com cerca de 1 m no piso térreo do hotel. No cenário B, o hotel é também afetado por uma escoada de detritos, embora o modelo reproduza depósitos com espessura máxima de 0,6 m. Contudo, é necessário ter presente que o modelo não entra em conta com obstáculos não abrangidos pelo MDT, tais como o edificado, que poderão induzir à acumulação de material.

Por fim, o cenário C (fig. 6.11), onde se utilizou um escoamento superficial de 40 mm h^{-1} , foi considerado o *worst-case scenario* do presente estudo. De acordo com os resultados do modelo, 2% dos depósitos apresentam uma espessura igual ou superior a 2 m (quadro 6.10) e é possível contabilizar 345 edifícios em risco. Este cenário permite, também, simular a deposição de detritos nas seis linhas de água com referências históricas à ocorrência de escoadas. Adicionalmente, verifica-se que os seis cortes em depósitos analisados por Vieira (2004) (ver capítulo 1, fig. 1.11), os quais revelaram características associadas a escoadas de detritos, localizam-se na trajetória simulada pelo modelo.

Deste modo, é possível concluir que a componente hidrológica do modelo possibilita a simulação de escoadas de detritos por toda a bacia hidrográfica, desde que se reúnam as condições de predisposição e desencadeantes necessárias à sua ocorrência. Assim, embora em 2005 não tenham ocorrido escoadas fora dos limites da área ardida, o modelo tem a capacidade de identificar novos locais que poderão vir a ser afetados por este tipo de movimento de vertente, especialmente em caso de ausência de coberto vegetal, quer por desflorestação ou incêndios florestais.

Quadro 6.10 – Classificação da espessura dos depósitos e respetiva área ocupada (cenário C)

Classes de espessura dos depósitos (m)	[0 – 0,5[Área (m ²)	4 056 375
		%	88,6
	[0,5 – 1,0[Área (m ²)	276 000
		%	6,0
	[1,0 – 2,0[Área (m ²)	157 150
		%	3,4
	[2,0 – 3,0[Área (m ²)	59 925
		%	1,3
	[3,0 – 4,0[Área (m ²)	16 250
		%	0,4
	[4,0 – 5,0[Área (m ²)	5800
		%	0,1
	≥ 5,0	Área (m ²)	8150
		%	0,2

6.5. Resumo e discussão

No presente capítulo recorreu-se a um método determinístico para a simulação da iniciação, propagação e deposição de duas das escoadas de detritos ocorridas no vale do Zêzere durante um evento chuvoso, em 2005, apenas dois meses após a deflagração de grandes incêndios florestais. Para tal, utilizou-se um modelo dinâmico contínuo, a 2D, que simula os processos de iniciação, erosão, propagação e deposição de fluxos de uma fase, sobre superfícies topográficas irregulares. Tratando-se de áreas recentemente ardidadas, foi crucial optar por um modelo cujo mecanismo de iniciação incidisse na erosão por escoamento superficial. Na realidade, também outros dois motivos levaram a crer que o mecanismo de iniciação das escoadas de detritos, ocorridas no vale do Zêzere, estaria relacionado com o escoamento superficial concentrado: por um lado, a inexistência de cicatrizes de deslizamentos na zona de iniciação das escoadas; por outro lado, a ineficácia da aplicação do modelo “AschFlow”

(Quan Luna, 2012; Quan Luna *et al.*, 2016), cujo mecanismo de iniciação incide nos deslizamentos de detritos.

Também a inclusão de um módulo de erosão permitiu simular a incorporação de sedimentos durante a fase de propagação. Embora a grande maioria dos modelos dinâmicos existentes incidam, sobretudo, nos processos de propagação e deposição, é do conhecimento científico a elevada importância deste tipo de mecanismo, uma vez que a incorporação de sedimentos irá provocar um aumento substancial do volume das escoadas de detritos, tornando-se um fator determinante da sua magnitude e intensidade.

As duas escoadas de detritos, escolhidas quer pela dimensão e volume de sedimentos mobilizados, quer pelo estado de conservação dos depósitos, foram calibradas por retroanálise, o que configura a abordagem mais comum descrita na literatura especializada (e.g. Naef *et al.*, 2006; Rickenmann *et al.*, 2006; Hürlimann *et al.*, 2008). A escassez de dados de precipitação e a parca informação relativamente ao tipo de solos na bacia hidrográfica em estudo levou a que se optasse por calibrar o modelo com base nos valores de escoamento superficial. Outra limitação importante, no que respeita aos registos de precipitação, relaciona-se com a inexistência de séries de dados horários que englobem um período temporal suficientemente longo, impossibilitando a estimativa de períodos de retorno. A amplitude de valores utilizada na coesão, viscosidade, ângulo de atrito aparente e coeficiente de erosão baseou-se numa compilação de estudos previamente elaborada por outros autores (e.g. Quan Luna, 2012; Blanc, 2008), bem como na resposta dos modelos.

As versões do modelo que utilizam a resistência friccional de Coulomb e a resistência friccional-turbulenta de Voellmy foram excluídas, logo à partida, por serem incapazes de reproduzir o depósito de detritos observado ao longo da zona de transporte das escoadas. Relativamente às 180 simulações realizadas com as versões de Bingham e Coulomb-Viscous, constatou-se, através do coeficiente de determinação, que as correlações entre o volume máximo e a distância de propagação, assim como o volume máximo e a velocidade máxima, são bastante significativas. Porém, das 180

simulações, verificou-se que apenas 12 respondiam positivamente a todos os critérios pré-definidos.

A validação quantitativa dos modelos foi executada através da aplicação de *fitness functions* e do cálculo da percentagem de área de sobreposição entre o resultado das simulações e as 32 escoadas de detritos, ocorridas em 2005, que não integraram o processo de calibração.

Uma vez aferidos os parâmetros geotécnicos e o coeficiente de erosão que produziram as melhores simulações, estimou-se a média aritmética dos mesmos, de forma a estabelecer um valor “padrão” para a modelação à escala da bacia hidrográfica. Para analisar a resposta da bacia em relação às mudanças do valor de escoamento superficial, elaboraram-se 3 cenários. Uma vez que estes modelos são extremamente difíceis de validar, estabeleceu-se uma comparação com alguns dados históricos relativos à ocorrência de escoadas de detritos na bacia hidrográfica em questão. Por fim, o resultado dos modelos executados foi alvo de sobreposição com o edificado existente à data. No cenário A, constatou-se não existirem edifícios em risco e apenas 5 das 34 escoadas de detritos, desencadeadas durante o evento de 2005, foram reproduzidas na simulação. No cenário B, onde se contabilizaram 116 edifícios em risco, a quantidade total de escoadas de detritos desencadeadas ultrapassa o evento de 2005, o que significa que este último deverá estar compreendido entre os cenários A e B. O cenário C, considerado o *worst-case scenario*, contabilizou 345 edifícios em risco. Este último cenário permitiu, ainda, simular a deposição de detritos nas seis linhas de água com referências históricas à ocorrência de escoadas.

O trabalho desenvolvido pretendeu mostrar a importância dos modelos dinâmicos de propagação de escoadas de detritos e as principais diferenças relativamente aos modelos empíricos, principalmente ao nível de *outputs*. Comparativamente aos modelos estáticos, de base física ou estatística, os modelos dinâmicos têm a vantagem de permitir simular a evolução das escoadas de detritos no espaço e no tempo. Por outro lado, e ao contrário do que acontece com os modelos empíricos, os modelos dinâmicos permitem o cálculo da velocidade do fluxo, do volume, da espessura dos

depósitos, da pressão de impacto contra obstáculos e da extensão da propagação da massa deslocada, sendo que alguns destes parâmetros são cruciais para a avaliação da perigosidade e do risco. Deste modo, para além do interesse do ponto de vista teórico, estes modelos são fundamentais para a aplicação de medidas estruturais de mitigação e criação de sistemas de alerta. Adicionalmente, este tipo de modelos é independente das condições locais e não requer a existência de inventários de movimentos, o que é, sem dúvida, uma vantagem, sobretudo quando a modelação é feita em locais onde não existem inventários. Não obstante, estes últimos continuam a ser essenciais para a calibração dos parâmetros reológicos por retroanálise e, também, para a validação dos modelos (Oliveira *et al.*, 2017).

Por outro lado, a fiabilidade dos resultados está estritamente dependente do MDT e do mapa de espessura do solo. Quando a modelação pretende reproduzir um evento passado, o MDT deverá representar a topografia prévia a esse evento. Também o mapa de espessura do solo deverá ser estimado para toda a área em estudo, o que não configura uma tarefa fácil. A dificuldade na estimativa da variação espacial deste parâmetro frequentemente leva à utilização de um valor de espessura do solo constante. No entanto, este procedimento não é aconselhável quando o modelo é elaborado à escala da bacia e se o principal mecanismo de iniciação das escoadas de detritos é devido à erosão por escoamento superficial.

Caso exista informação mais detalhada para a área em estudo, nomeadamente as características dos solos e os valores horários de precipitação obtidos para os locais próximos da ocorrência de escoadas de detritos, o modelo pode utilizar estes parâmetros em vez de ser calibrado com base no escoamento superficial, permitindo, assim, estimar limiares críticos de precipitação para a área de estudo. Adicionalmente, a existência de informação detalhada acerca das zonas de iniciação-transporte-deposição, da profundidade de erosão (devido à incorporação de sedimentos), da espessura dos depósitos e das velocidades atingidas pelas escoadas de detritos desencadeadas na realidade, possibilita a redução da incerteza de todos os pressupostos estabelecidos, ao atribuir os parâmetros do modelo, e permite aumentar significativamente a fiabilidade da calibração e validação do mesmo.

Como referido por Quan Luna *et al.* (2016), a integração de diferentes modelos reológicos possibilita a comparação de diferentes resultados. Tal permite uma maior flexibilidade de escolha, por parte do utilizador, não só no que se refere ao cenário que melhor reproduz o evento ocorrido, mas também relativamente à reologia mais adequada para o tipo de evento em análise (i.e., hiperconcentrado ou granular), o que se traduz numa enorme vantagem para o desenvolvimento de cenários futuros. Apesar das inúmeras incertezas, outra vantagem da modelação dinâmica prende-se com a possibilidade de introduzir a componente temporal na análise de perigosidade à escala regional. A elaboração de cenários utilizando eventos de precipitação com diferentes intensidades, os quais apresentam períodos de retorno distintos, possibilita a distinção de áreas em risco, com diferentes frequências temporais e intensidades de impacto. Tal poderá fornecer informações importantes para a elaboração de análises de custo-benefício e planeamento de medidas de mitigação.

CONCLUSÃO

CONCLUSÃO

A presente tese versou na avaliação da suscetibilidade à ocorrência de dois tipos de movimento de vertente: os deslizamentos superficiais e as escoadas de detritos. O trabalho desenvolvido focou-se na implementação de métodos estatísticos e determinísticos para a modelação das áreas de iniciação e propagação dos referidos movimentos, o que permitiu responder às questões formuladas na introdução do trabalho:

- 1) Partindo de dados incompletos e obtidos a custo reduzido, é possível aplicar modelos de iniciação e propagação de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos que sejam robustos e com resultados validáveis?

A resposta é afirmativa, porém, é necessária alguma reflexão. A validação independente dos resultados determinou áreas abaixo das curvas ROC (AUC) acima de 0,9, independentemente da tipologia de movimento de vertente ou do método estatístico utilizado. Se, à partida, esta análise quantitativa indica modelos excepcionalmente bons, uma reflexão mais cuidada, acerca dos métodos e dos dados utilizados, aponta para algumas limitações dos modelos estatísticos. De facto, o número de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos estudadas é limitado e ainda foi sujeito a partição para efeitos de modelação e validação. Tal significa que existem poucos dados de presença para modelar e, conseqüentemente, para validar os modelos, o que se reflete em taxas de acerto demasiado otimistas. Por outro lado, e como é evidente na área de estudo das bacias hidrográficas do rio da Silveira e da ribeira de Santo António, a amostragem de pontos de ausência onde, à partida, não existirão deslizamentos superficiais (por exemplo, devido a declives nulos ou muito reduzidos), provoca um incremento fictício dos *scores* de probabilidade espacial e da capacidade preditiva do modelo. No presente estudo, não se considera que estas situações coloquem em causa

a fiabilidade dos modelos, uma vez que o interesse reside, sobretudo, na hierarquia dos *scores* de suscetibilidade e não propriamente no seu valor absoluto. Contudo, é necessário manter algumas reservas relativamente à leitura dos valores da AUC das curvas ROC, ou seja, relativamente à quantificação da capacidade preditiva. Uma forma de contornar este problema, e assumindo que o inventário de movimentos é fidedigno ao ponto de não poder ser melhorado, passa pela exclusão, no âmbito da amostragem de pontos de ausência, de todas as áreas onde, à partida, sabemos que não irão existir movimentos de vertente. Em última análise, a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais e escoadas de detritos, com métodos estatísticos, possibilita a produção de cartografia, alcançada por meio de metodologias simples e de baixo custo, onde se integram as áreas de iniciação dos movimentos, bem como as áreas potencialmente atingidas pelo material mobilizado. Os dados necessários à execução dos modelos derivam quase exclusivamente do MDT, o que facilita a sua aplicação a áreas extensas e com informação limitada. Por este mesmo motivo, a qualidade do MDT é crucial para a obtenção de resultados fidedignos.

2) Os procedimentos de validação dos modelos estatísticos devem ser verificados com critérios geomorfológicos que atendem ao funcionamento dos processos?

Preferencialmente, sim. De acordo com alguns dos resultados obtidos no presente estudo, verificou-se que a hierarquização dos fatores de predisposição à ocorrência de movimentos de vertente, com recurso a índices estatísticos (nomeadamente o *Accountability* e o *Reliability*), pode não apresentar resultados realistas, principalmente se tivermos em consideração o funcionamento dos processos físicos. Tal situação tornou-se evidente com a importância atribuída à variável preditiva uso do solo, que se distinguiu como aquela que exerce maior influência na ocorrência de áreas de rutura de deslizamentos superficiais. A presença de 95% da instabilidade em apenas duas classes desta variável preditiva foi o fator responsável pelo enviesamento dos dados e pelos resultados pouco realistas dos testes estatísticos. Uma exploração mais detalhada permitiu entender que existe uma correlação significativa entre a variável uso do solo e o IWI, ou até mesmo o declive, nos locais com presença de áreas de rutura. Do ponto de vista dos processos, naturalmente que as duas últimas variáveis são muito mais

importantes que o uso do solo, pelo que a sua exclusão deste último tema teria sido a opção mais legítima. No entanto, e tal como foi referido, atendendo a que a variável uso do solo é frequentemente utilizada nos modelos de suscetibilidade realizados em todo o mundo, optou-se por mantê-la na análise, de forma a permitir uma reflexão mais aprofundada acerca das limitações que lhe são inerentes.

3) Quando se deverá optar pela modelação estatística ou determinística? Fará sentido a conjugação, num mapa de suscetibilidade, de dois métodos concetualmente distintos?

Em primeira análise, não é legítimo estabelecer uma comparação entre os modelos estatísticos e os determinísticos apenas com base na sua capacidade preditiva, obtida através do cálculo da AUC. Tratam-se de modelos concetualmente diferentes e com níveis de exigência variados, cujos resultados têm que ser interpretados de forma distinta. Por exemplo, enquanto que no modelo determinístico os falsos positivos são considerados um erro (pois em todas as áreas com $FS \leq 1$ teria que ocorrer instabilidade para que o modelo fosse isento de erros), no caso dos métodos estatísticos os falsos positivos não significam necessariamente um erro de classificação. Poderão apenas dar a indicação das áreas onde não ocorreu instabilidade, mas que são propensas à sua ocorrência. No entanto, algumas ilações podem ser retiradas da aplicabilidade destes tipos de métodos. Em primeiro lugar, é razoável concluir que o tipo de modelo (estatístico ou determinístico) deverá ser escolhido em função dos dados disponíveis. Quando o inventário de movimentos de vertente é fidedigno e completo, o modelo estatístico pode representar a melhor opção para definir quais as variáveis com maior influência na ocorrência da instabilidade e, deste modo, estabelecer padrões espaciais onde se verifica essa mesma relação. Contudo, se o inventário não é completo, tal como se verificou na área em estudo na Região a Norte de Lisboa, nomeadamente na Formação de Abadia, o modelo determinístico constitui uma boa opção. Ao contrário dos modelos elaborados com métodos estatísticos, os inventários de movimentos de vertente não são utilizados na avaliação da suscetibilidade com métodos determinísticos. No entanto, os inventários continuam a ser fundamentais para a fase de validação dos mapas de suscetibilidade obtidos. Adicionalmente, a informação dos

inventários de movimentos de vertente é frequentemente utilizada para calibrar os parâmetros geotécnicos através de retroanálise (e.g., Delmonaco *et al.*, 2003; Teixeira *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2017). Por último, assume-se que, tendo em conta os dados disponíveis no presente estudo, a melhor opção passa pela combinação dos dois métodos. No trabalho efetuado verificou-se que ambos os métodos apresentam resultados diferentes, do ponto de vista da distribuição espacial da suscetibilidade. Na realidade, a concordância espacial entre os mapas de suscetibilidade revelou-se apenas razoável. Assim, a combinação e integração dos resultados provenientes dos modelos estatístico e determinístico, num único mapa de suscetibilidade, permite colmatar as fragilidades inerentes a cada um dos métodos. Adicionalmente, a combinação de ambos os métodos permitiu identificar áreas classificadas como incertas, no que respeita à suscetibilidade, mas com potencial de apresentarem suscetibilidade elevada ou muito elevada à ocorrência de deslizamentos superficiais, o que não é possível quando se utiliza um único modelo de suscetibilidade.

Também a comparação de métodos estatísticos, para a avaliação das áreas de iniciação e de propagação de escoadas de detritos, demonstrou que a combinação dos diferentes métodos oferece resultados mais credíveis, em detrimento da utilização de um único método, exatamente por possibilitar a definição de áreas de incerteza no que respeita à classificação da suscetibilidade.

4) É possível aplicar um modelo dinâmico de iniciação, propagação e deposição de escoadas de detritos, à escala da bacia, e com resultados validáveis?

A resposta é afirmativa, obviamente tendo em consideração todas as incertezas inerentes aos modelos de base física e com componente dinâmica. No trabalho desenvolvido no vale do Rio Zêzere a montante de Manteigas, o modelo dinâmico, a 2D, que simula a iniciação, erosão, propagação e deposição de escoadas de detritos, mostrou resultados bastante consistentes no que respeita à calibração das 2 escoadas escolhidas para o efeito e posterior validação para as restantes 32 escoadas que não integraram o processo de calibração. Permitiu ainda constatar que os resultados obtidos com os modelos de Bingham e de Coulomb-Viscous não diferem substancialmente, embora este último se tenha revelado o mais apropriado atendendo aos critérios de

validação pré-definidos. Os cenários elaborados à escala da bacia também revelaram resultados consistentes com os registos históricos de escoadas de detritos na área de estudo e possibilitaram uma comparação com o edificado atualmente existente e, conseqüentemente, a contabilização dos edifícios em risco. O modelo elaborado à escala da bacia, cujo mecanismo de iniciação incide na erosão por escoamento superficial, possui ainda a vantagem de permitir a identificação de novos locais que poderão vir a ser afetados por escoadas de detritos, especialmente em caso de ausência de coberto vegetal, quer por desflorestação ou incêndios florestais.

Contudo, importa mencionar algumas limitações no que respeita à aplicabilidade do modelo à escala da bacia. No presente trabalho, o modelo dinâmico foi executado num computador com processador i3 2.13 GHz e 4 GB de RAM (sistema operativo de 64-bits). De acordo com as especificações do sistema, a simulação da propagação das escoadas de detritos, à escala da bacia (44 km²), demorou cerca de 72 horas. Embora, atualmente, seja possível diminuir o tempo das simulações, utilizando computadores mais robustos, este modelo dinâmico não é apropriado para ser utilizado, tal como se encontra configurado, para sistemas de alerta em tempo real. Uma resposta computacional mais eficaz ainda assim seria insuficiente para superar o período de tempo que decorre entre o evento chuvoso e as escoadas de detritos iniciadas por escoamento superficial concentrado.

No presente estudo utilizou-se o valor de escoamento superficial para a calibração do modelo, dado a inexistência de informação acerca da quantidade de precipitação ocorrida e do tipo de solos nos locais onde se desenvolveram as escoadas. Esta opção constitui uma boa abordagem inicial para definir áreas perigosas, bem como o volume e velocidade máxima alcançada pelas escoadas de detritos.

Recomendações para trabalhos futuros

Em trabalhos futuros, a atualização dos inventários de movimentos, imediatamente após qualquer evento, particularmente em áreas que são objeto de práticas agrícolas

intensivas, constituirá uma contribuição importante para aumentar a fiabilidade dos modelos estatísticos. Também os modelos determinísticos poderão, certamente, ser melhorados, particularmente na sequência da elaboração de um modelo de espessura do solo mais fidedigno, resultante da densificação das amostragens de medições de campo, as quais deverão cobrir todas as classes de litologia e de solo. Também uma adequada generalização das classes de solo poderá possibilitar uma regionalização mais fidedigna dos parâmetros de resistência e das propriedades hidrológicas. Por fim, a utilização de um MDT com maior resolução para a área de estudo, por exemplo, utilizando tecnologia lidar, deverá aumentar a fiabilidade dos mapas de suscetibilidade produzidos tanto com métodos estatísticos como com métodos determinísticos.

Relativamente às principais limitações do modelo dinâmico, que se prendem com a disponibilidade de dados para calibração e validação, a instalação de estações meteorológicas nas regiões de montanha mais suscetíveis à ocorrência de escoadas de detritos irá permitir a definição de limiares críticos de precipitação com base em novos eventos. De facto, sempre que exista informação relativamente aos quantitativos de precipitação, provenientes de uma estação meteorológica próxima do local em estudo, deverá conduzir-se uma investigação mais detalhada acerca das características dos solos, pelo menos nos locais considerados pelo modelo como mais perigosos, de forma a utilizar os valores de condutividade hidráulica para desenvolver diversos cenários, à escala da bacia, utilizando diferentes *inputs* de precipitação. Em caso de risco eminente, poder-se-á escolher o cenário mais apropriado, de acordo com a precipitação ocorrida nessa altura. Esta informação pode ser direcionada de imediato à proteção civil e serviços de emergência. Também o recurso a novas tecnologias, tais como os UAVs, possibilita a elaboração de modelos de superfície mais detalhados, os quais poderão ser elaborados imediatamente após a ocorrência de novos movimentos de vertente e, desta forma, possibilitar a estimativa do volume do material mobilizado, o que se trata de uma enorme vantagem para efeitos de validação dos modelos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abramson, L.W. (2002) – General slope stability concepts. In Abramson, L.W.; Lee, T.S.; Sharma, S.; Boyce, G.M. (eds.), *Slope Stability and Stabilization Methods*. John Wiley & Sons, New York, p. 1-55.

Abreu, U.; Tavares, A.; Rodrigues, D. (2008) – Processos de perigosidade natural no município de Câmara de Lobos - Madeira. Contributo para a gestão do risco e da emergência. *Territorium*, 15: 53-71.

Aleotti, P.; Chowdhury, R. (1999) – Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58: 21-44.

Al-shalabi, M.; Billa, L.; Pradhan, B.; Mansor, S.; Al-Sharif, A.A.A. (2013) – Modelling urban growth evolution and land-use changes using GIS based cellular automata and SLEUTH models: the case of Sana'a metropolitan city, Yemen. *Environmental Earth Sciences*, 70(1): 425-437.

Ancey, C. (2010) – Debris flows. In Schrefler, B.; Delage, P. (eds.), *Environmental Geomechanics*. John Wiley & Sons, Hoboken, USA, p. 1-37.

Ancey, C. (2012) – Gravity flow on steep slope. In Chassignet, E.; Cenedese, C.; Verron, J. (eds.), *Buoyancy-Driven Flows*. Cambridge University Press, p. 372-432.

Arattano, M.; Franzi, L.; Marchi, L. (2006) – Influence of rheology on debris-flow simulation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6: 519-528.

Atkinson, P.M.; Massari, R. (1998) – Generalised linear modelling of susceptibility to landsliding in the central Apennines, Italy. *Computers and Geosciences*, 24: 373-385.

Avolio, M.V.; Crisci, G.M.; D'Ambrosio, D.; Di Gregorio, S.; Iovine, G.; Rongo, R.; Spataro, W. (2003) – An extended notion of Cellular Automata for surface flows modelling. *WSEAS Transactions on Computers*, 2(4): 1080-1085.

Avolio, M.V.; Crisci, G.M.; Di Gregorio, S.; Rongo, R.; Spataro, W.; D'Ambrosio, D. (2006) – Pyroclastic Flows Modelling using Cellular Automata. *Computers & Geosciences*, 32(7): 897-911.

Avolio, M.V.; Di Gregorio, S.; Lupiano, V.; Mazzanti, P.; Spataro, W. (2010) – Application context of the SCIDDICA model family for simulations of flow-like landslides. In *Proceedings of the 2010 international conference on scientific computing*. CSREA Press, Las Vegas (USA), p. 40-46.

Avolio, M.V.; Bozzano, F.; D'Ambrosio, D.; Di Gregorio, S.; Lupiano, V.; Mazzanti, P.; Rongo, R.; Spataro, W. (2011) – Debris flows simulation by cellular automata: a short review of the SCIDDICA models. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 387-397.

Avolio, M.V.; Errera, A.; Lupiano, V.; Mazzanti, P.; Di Gregorio, S. (2012) – VALANCA: A Cellular Automata Model for Simulating Snow Avalanches. *Journal of Cellular Automata*, 12: 309-332.

Avolio, M.V.; Di Gregorio, S.; Lupiano, V.; Mazzanti, P. (2013) – SCIDDICA-SS3: a new version of cellular automata model for simulating fast moving landslides. *The Journal of Supercomputing*, 65: 682-696.

Ayalew, L.; Yamagishi, H. (2005) – The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, 65: 15-31.

Bai, S.B; Wang, J.; Glade, T.; Bell, R. (2010a) – Comparison on landslide susceptibility assessments before and after the 5.12 WenChuan earthquake at Longnan, China. In Malet, J.-P.; Glade, T.; Casagli, N. (eds.), *Mountain Risks: bringing science to society*. CERG, Strasbourg, p. 87-93.

Bai, S.; Wang, J.; Lü, G.; Zhou, P.; Hou, S.; Xu, S. (2010b) – GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping of the Zhongxian segment in the Three Gorges area, China. *Geomorphology*, 115: 23-31.

Bai, S.; Lü, G.; Wang, J.; Zhou, P.; Ding, L. (2011) – GIS-based rare events logistic regression for landslide-susceptibility mapping of Lianyungang, China. *Environmental Earth Sciences*, 62: 139-149.

Ballantyne, C.K. (2004) – *Geomorphological changes and trends in Scotland: debris flows*. Scottish Natural Heritage Commissioned Report No. 052 (ROAME No. F00AC107A).

Bardou, E. (2002) – *Méthodologie de diagnostic de laves torrentielles sur un bassin versant alpin*. Thèse de Doctorat de Sciences Techniques, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.

Barpi, F.; Borri-Brunetto M.; Veneri L.D. (2007) – Cellular-Automata model for dense-snow avalanches. *Journal of Cold Regions Engineering*, 21:121-140.

Bateira, C.; Soares, L. (1995) – O fluxo de detritos de Cavez. Um exemplo de movimento de massa na evolução actual das vertentes. *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Vol. II, Publicações da Universidade do Porto, p. 985-998.

Bateira, C.; Soares, L. (1997) – Movimentos em massa no norte de Portugal. Factores da sua ocorrência. *Territorium*, 4: 63-77.

Bateira, C.; Resendes, J.; Rebelo, F. (1998) – Escoamento torrencial e processos geomorfológicos na bacia da Povoação (S. Miguel, Açores). As cheias de 14 de Dezembro de 1996. *Territorium*, 5: 5-24.

Bateira, C. (2001) – *Movimentos de Vertente no NW de Portugal, Susceptibilidade Geomorfológica e Sistemas de Informação Geográfica*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto. Porto.

Bateira, C.; Abreu, J. (2003) – Os problemas da cartografia dos riscos naturais. Contributos para a definição da susceptibilidade geomorfológica a partir da observação de vários movimentos de vertente ocorridos no Norte de Portugal. *Territorium*, 10: 69-88.

Baum, R.L.; Godt, J.W. (2010) – Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA. *Landslides*, 7: 259-272.

- Baum, R.L.; Godt, J.W.; Coe, J.A. (2011) – Assessing susceptibility and timing of shallow landslide and debris flow initiation in the Oregon Coast Range, USA. In Genevois, R.; Hamilton, D.L.; Prestininzi, A. (eds.), *Proceedings of the Fifth International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation—Mechanics, Prediction, and Assessment*. Padua, Italy, p. 825-834.
- Baumann, V. (2011) – Debris flow susceptibility mapping at a regional scale along the National Road N7, Argentina. *2011 Pan-Am CGS Geotechnical Conference*.
- Beguería, S. (2006) – Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. *Natural Hazards*, 37 (3): 315-329.
- Beguería S.; Van Asch, Th.W.J.; Malet, J.-P.; Gröndahl, S. (2009) – A GIS-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9: 1897-1909.
- Benda, L.E.; Cundy, T.W. (1990) – Predicting deposition of debris flows in mountain channels. *Canadian Geotechnical Journal*, 27: 409-417.
- Berti, M.; Simoni, A. (2005) – Experimental evidences and numerical modelling of debris flow initiated by channel runoff. *Landslides*, 2: 171-182.
- Beven, K.J.; Kirkby, M.J. (1979) – A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24: 43-69.
- Blahut, J.; Van Westen, C.J.; Sterlacchini, S. (2010a) – Analysis of landslide inventories for accurate prediction of debris-flow source areas. *Geomorphology*, 119: 36-51.
- Blahut, J.; Horton, P.; Sterlacchini, S.; Jaboyedoff, M. (2010b) – Debris flow hazard modelling on medium scale: Valtellina di Tirano, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 2379-2390.
- Blanc, T. (2008) – *Numerical simulation of debris flows with the 2D - SPH depth integrated model*. Master's thesis, Institute for Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Austria.
- Bogaard, T. (2001) – *Analysis of hydrological processes in unstable clayey slopes*. Ph.D. thesis, Utrecht University, Utrecht.
- Bourke, M.C.; Thorp, M. (2005) – Rainfall-triggered slope failures in eastern Ireland. *Irish Geography*, 38 (1): 1-22.
- Bradley, A.E. (1997) – The use of the area under the ROC curve in the evaluation of machine learning algorithms. *Pattern Recognition*, 30(7): 1145-1159.
- Bregoli, F.; Ciervo, F.; Medina, V.; Batemann, A.; Hürlimann, M.; Chevalier, G.; Papa, M. (2010) – Development of preliminary assessment tools to evaluate debris flow risks. *XVIII International Conference on Computational Methods in Water Resources*, CMWR, Barcelona, p. 1-9.
- Breien, H.; de Blasio, F.V.; Elverhøi, A.; Høeg, K. (2008) – Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. *Landslides*, 5: 271-280.
- Brenning, A. (2005) – Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 853-862.

- Bui, D.T.; Lofman, O.; Revhaug, I.; Dick, O. (2011) – Landslide susceptibility analysis in the Hoa Binh province of Vietnam using statistical index and logistic regression. *Natural Hazards*, 59 (3): 1413-1444.
- Bui, D.T.; Tuan, T.A.; Klempe, H.; Pradhan, B.; Revhaug, I. (2016) – Spatial prediction models for shallow landslide hazards: a comparative assessment of the efficacy of support vector machines, artificial neural networks, kernel logistic regression, and logistic model tree. *Landslides*, 13: 361-378.
- Calligaris, C.; Zini, L. (2012) – Debris flow phenomena: a short overview. In Dar, I.A. (ed.), *Earth Sciences*. InTech, Croatia, p. 71-90.
- Cannon, S.H.; Powers, P.S.; Savage, W.Z. (1998) – Fire-related hyperconcentrated and debris flows on Storm King Mountain, Glenwood Springs, Colorado, USA. *Environmental Geology*, 35: 210-218.
- Cannon, S.H.; Reneau, S.L. (2000) – Conditions for generation of fire-related debris flows, Capulin Canyon, New Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25:1103-1121.
- Cannon, S.H. (2001) – Debris-flow generation from recently burned watersheds. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(4): 321-341.
- Cannon, S.H.; Bigio, E.R.; Mine, E. (2001a) – A process for fire-related debris flow initiation, Cerro Grande fire, New Mexico. *Hydrological Processes*, 15: 3011-3023.
- Cannon, S.H.; Kirkham, R.M.; Parise, M. (2001b) – Wildfire-related debris-flow initiation processes, Storm King Mountain, Colorado. *Geomorphology*, 39: 171-188.
- Cannon, S.H.; Gartner, J.E. (2005) – Wildfire-related debris flow from a hazards perspective. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 363-385.
- Cannon, S.H.; Gartner, J.E.; Wilson, R.C.; Bowers, J.C.; Laber, J.L. (2008) – Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California. *Geomorphology*, 96: 250-269.
- Cannon, S.H.; Gartner, J.E.; Rupert, M.G.; Michael, J.A.; Rea, A.H.; Parrett, C. (2010) –Predicting the probability and volume of postwildfire debris flows in the intermountain western United States. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1/2): 127-144.
- Cannon, S.H.; Boldt, E.M.; Laber, J.L.; Kean, J.W.; Staley, D.M. (2011) – Rainfall intensity–duration thresholds for postfire debris-flow emergency-response planning. *Natural Hazards*, 59: 209-236.
- Carrara, A.; Cardinali, M.; Detti, R.; Guzzetti, F.; Pasqui, V.; Reichenbach, P. (1991) – GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 427-445.
- Carrara, A.; Cardinali, M.; Guzzetti, F.; Reichenbach, P. (1995) – GIS Technology in Mapping Landslide Hazard. In Carrara, A.; Guzzetti, F. (eds.), *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, p. 135-175.

- Carrara, A.; Guzzetti, F.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) – Use of GIS technology in the prediction and monitoring of landslide hazard. *Natural Hazards*, 20: 117-135.
- Carrara, A.; Crosta, G.B.; Frattini, P. (2008) – Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology*, 94: 353-378.
- Carter, M.; Bentley, S.P. (1991) – *Correlations of Soil Properties*. Pentech Press, London.
- Cascini, L. (2008) – Applicability of landslide susceptibility and hazard zoning at different scales. *Engineering Geology*, 102: 164-177.
- Catani, F.; Segoni, S.; Falorni, G. (2010) – An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research* 46, W05508.
- Cervi, F.; Berti, M.; Borgatti, L.; Ronchetti, F.; Manenti, F.; Corsini, A. (2010) – Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides*, 7: 433-444.
- Chang, K.; Chiang, S. (2009) – An integrated model for predicting rainfall-induced landslides. *Geomorphology*, 105: 366-373.
- Chen, J.C.; Lin, C.W.; Wang, L.C. (2009) – Geomorphic characteristics of hillslope and channelized debris flows: a case study in the Shitou area of central Taiwan. *Journal of Mountain Science*, 6: 266-273.
- Cheng, Y.M.; Lau, C.K. (2008) – *Slope Stability Analysis and Stabilization: new methods and insight*. Routledge, London.
- Chowdhury, R.; Flentje, P.; Bhattacharya, G. (2010) – *Geotechnical Slope Analysis*. Taylor & Francis Group, London, UK.
- Christen, M.; Kowalski, J.; Bartelt, P. (2010) – RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology*, 63: 1-14.
- Chung, C.-J.F.; Fabbri, A.G. (2003) – Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Natural Hazards*, 30: 451-472.
- Clark Labs (2013) – IDRISI (versão Selva).
- Clerici, A.; Perego, S.; Tellini, C.; Vescovi, P. (2010) – Landslide failure and runout susceptibility in the upper T. Ceno valley (Northern Apennines, Italy). *Natural Hazards*, 52: 1-29.
- Coe, J.A.; Kinner, D.A.; Godt, J.W. (2008a) – Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, 96: 270-297.
- Coe, J.A.; Cannon, S.H.; Santi, P.M. (2008b) – Introduction to the special issue on debris flows initiated by runoff, erosion, and sediment entrainment in western North America. *Geomorphology*, 96: 247-2249.
- Coelho, A.G. (1979) – Análise cartográfica de estabilidade de taludes para o planejamento urbano. *Geotecnia*, 26: 75-89.

- Cohen, J. (1960) – A coefficient of agreement for nominal scales. *Educational and Psychological Measurement*, 20: 37-46.
- Corominas, J. (1996a) – Debris slide. In Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M.-L. (eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p. 97-102.
- Corominas, J. (1996b) – The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 33: 260-271.
- Corominas, J.; Remondo, J.; Farias, P.; Estevão, M.; Zêzere, J.; Díaz de Terán, J.; Dikau, R.; Schrott, L.; Moya, J.; González, A. (1996) – Debris Flow. In Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M.-L. (eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p. 161-180.
- Corominas, J.; Copons, R.; Vilaplana, J.M.; Altimir, J.; Amigó, J. (2003) – Integrated landslide susceptibility analysis and hazard assessment in the Principality of Andorra. *Natural Hazards*, 30: 421-435.
- Corominas, J.; Van Westen, C.; Frattini, P.; Cascini, L.; Malet, J.-P.; Fotopoulou, S.; Catani, F.; Van Den Eeckhaut, M.; Mavrouli, O.; Agliardi, F.; Pitolakis, K.; Winter, M.G.; Pastor, M.; Ferlisi, S.; Tofani, V.; Hervás, J.; Smith, J.T. (2014) – Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *The Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73: 209-263.
- Costa, J.E. (1984) – Physical Geomorphology of Debris Flows. In Costa, J.E.; Fleisher, P.J. (eds.), *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer-Verlag, Berlin, p. 268-312.
- Coussot, P.; Meunier, M. (1996) – Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 40: 209-227.
- Crosta, G.B.; Carrara, A.; Agliardi, F.; Campedel, P.; Frattini, P. (2006) – Valutazione della pericolosità da caduta massi tramite un approccio integrato statistico e deterministico. *Giornale di Geologia Applicata*, 4: 41-48.
- Cruden, D.M. (1991) – A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43: 27-29.
- Cruden, D.M.; Varnes, D.J. (1996) – Landslide types and processes. In Turner, A. K.; Schuster, R.L. (eds.), *Special Report 247: Landslides investigation and mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, Washington D. C., p. 36-75.
- Cui, P.; Chen, X.; Waqng, Y.; Hu, K.; Li, Y. (2005) – Jiangjia Ravine debris flows in south-western China. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 564-594.
- Dahl, M.-P.J.; Mortensen, L.E.; Veihe, A.; Jensen N.H. (2010) – A simple qualitative approach for mapping regional landslide susceptibility in the Faroe Islands. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 159-170.
- Dai, F.C.; Lee, C.F.; Sijing, W. (1999) – Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on a natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. *Engineering Geology*, 51: 279-290.
- Dai, F.C.; Lee, C.F. (2002) – Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, 42: 213-228.

- Dai, F.C.; Lee, C.F.; Ngai, Y.Y. (2002) – Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology*, 64: 65-87.
- D'Ambrosio, D.; Di Gregorio, S.; Iovine, G.; Lupiano, V.; Rongo, R.; Spataro, W. (2003a) – First simulations of the Sarno debris flows through Cellular Automata modelling. *Geomorphology*, 54: 91-117.
- D'Ambrosio, D.; Di Gregorio, S.; Iovine, G. (2003b) – Simulating debris flows through a hexagonal cellular automata model: SCIDDICA S3-hex. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 545-559.
- D'Ambrosio, D.; Spataro, W.; Iovine, G. (2006) – Parallel genetic algorithms for optimising cellular automata models of natural complex phenomena: An application to debris flows. *Computers & Geosciences*, 32: 861–875.
- D'Ambrosio, D.; Spataro, W. (2007) – Parallel evolutionary modelling of geological processes. *Parallel Computing*, 33: 186-212.
- Das, I.; Sahoo, S.; Van Westen, C.; Stein, A.; Hack, R. (2010) – Landslide susceptibility assessment using logistic regression and its comparison with a rock mass classification system, along a road section in the northern Himalayas (India). *Geomorphology*, 114: 627-637.
- Das, I.; Stein, A.; Kerle, N.; Dadhwal, V.K. (2012) – Landslide susceptibility mapping along road corridors in the Indian Himalayas using Bayesian logistic regression models. *Geomorphology*, 179: 116-125.
- Daveau, S. (1969) – Structure et relief de la Serra da Estrela. *Finisterra*, 4 (7-8): 33-197.
- Daveau, S. (1971) – La Glaciation de la Serra da Estrela. *Finisterra*, 6 (11): 5-40.
- Davis, J.C.; Chung, C.J.; Ohlmacher, G.C. (2006) – Two models for evaluating landslide hazards. *Computers & Geosciences*, 32: 1120-1127.
- De Blasio, F.V. (2011) – *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture Notes on the Dynamics of Mass Wasting*. Springer Science+Business Media B.V.
- De Lima Neves Seefelder, C.; Koide, S.; Mergili, M. (2017) – Does parameterization influence the performance of slope stability model results? A case study in Rio de Janeiro, Brazil. *Landslides*, 14: 1389-1401.
- Delmonaco, G.; Leoni, G.; Margottini, C.; Puglisi, C.; Spizzichino, D. (2003) – Large scale debris-flow hazard assessment: a geotechnical approach and GIS modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 443-455.
- De Wrachien, D.; Mambretti, S.; Deangeli, C. (2010) – Mechanical and fluid-dynamic behaviour of debris and hyper-concentrated flows: overview and challenges. In De Wrachien, D.; Brebbia, C.A. (eds.), *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense and Debris Flows III*. WIT Press, Southampton, UK, p. 3-16.
- Dietrich, W.E.; Reiss, R.; Hsu, M.-L.; Montgomery, D.R. (1995) – A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*, 9: 383-400.

- Dietrich, W.E.; Montgomery, D.R. (1998) – *SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential*. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement, Technical Report.
- Dikau, R. (2013) – Mass-movement causes: water. In Shroder, J.; Marston, R.A.; Stoffel, M. (eds.), *Treatise on Geomorphology. Mountain and Hillslope Geomorphology, vol. 7*. Academic Press, San Diego, CA, p. 207–211.
- Eglit, M.E.; Demidov, K.S. (2005) – Mathematical modelling of snow entrainment in avalanche motion. *Cold Regions Science and Technology*, 43: 10-23.
- Environmental Systems Research Institute (ESRI) (2014) – *Distance toolset concepts: how the horizontal and vertical factors affect path distance*. ArcGIS Desktop Help 10.3, disponível em <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-the-horizontal-and-vertical-factors-affect-path-distance.htm> (acedido a: 25 de setembro de 2017).
- Estradas de Portugal, S.A. (2009) – *EN 338-entre Piornos e Manteigas (Km 34+500 a 45+000). Protecção contra a queda de blocos*. Memória Descritiva do Projecto de Execução. Direcção de Projectos.
- Fannin, R.J.; Wise, M.P. (2001) – An empirical-statistical model for debris flow travel distance. *Canadian Geotechnical Journal*, 38 (5): p. 982-994.
- Fannin, J.; Bowman, E.T. (2008) – Debris flows: Entrainment, Deposition and Travel Distance. *Geotechnical News*, 25 (4): 3-6.
- Fawcett, T. (2006) – An introduction to ROC analysis. *Pattern Recognition Letters*, 27: 861-874.
- Felicísimo, Á.; Cuartero, A.; Remondo, J.; Quirós, E. (2013) – Mapping landslide susceptibility with logistic regression, multiple adaptive regression splines, classification and regression trees, and maximum entropy methods: A comparative study. *Landslides*, 10: 175-189.
- Fell, R.; Corominas, J.; Bonnard, C.; Cascini, L.; Leroi, E.; Savage, W.Z. (2008) – Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102: 85-98.
- Fernandes, N.F.; Guimarães, R.F.; Gomes, R.A.T.; Vieira, B.C.; Montgomery, D.R.; Greenberg, H. (2001) – Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2(1): 51-71.
- Ferrari, A.; Quan Luna, B.; Spickermann, A.; Travelletti, J.; Krzeminska, D.; Eichenberger, J.; van Asch, T.; van Beek, R.; Bogaard, T.; Malet, J.-P.; Laloui, L. (2014) – Techniques for the Modelling of the Process Systems in Slow and Fast-Moving Landslides. In Van Asch, T.; Corominas, J.; Greiving, S.; Malet, J.-P.; Sterlacchini, S. (eds.), *Mountain Risks: From Prediction to Management and Governance*. Advances in Natural and Technological Hazards Research. Springer, Netherlands, p. 83-129.
- Ferreira, A.B.; Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L. (1987) – Instabilité des versants dans la région au Nord de Lisbonne. Essai de cartographie géomorphologique. *Finisterra*, 22(43): 227-246.
- Ferreira, A.B.; Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L. (1996) – The Calhandriz landslide (Metropolitan area of Lisbon). In Chacon, J.; Irigaray, C.; Fernández, T. (eds.), *Landslides*. Balkema, Rotterdam, p. 31-38.

- Ferreira, A.B. (2005) – Geomorfologia do Maciço Antigo. In Medeiros, C. A. (dir.), *Geografia de Portugal. O Ambiente Físico*. Círculo de Leitores, Lisboa, p. 75-102.
- Ferreira, N.; Vieira, G. (1999) – *Guia geológico e geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela*. Instituto da Conservação da Natureza e Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Fischer, L.; Rubensdotter, L.; Sletten, K.; Stalsberg, K.; Melchiorre, C.; Horton, P.; Jaboyedoff, M. (2012) – Debris flow modeling for susceptibility mapping at regional to national scale in Norway. In Eberhardt, et al. (eds.), *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*. Taylor & Francis Group, London, p. 723-729.
- Formetta, G.; Rago, V.; Capparelli, G.; Rigon, R.; Muto, F.; Versace, P. (2014) – Integrated physically based system for modeling landslide susceptibility. *Procedia Earth and Planetary Science*, 9: 74-82.
- Frattini, P.; Crosta, G.; Carrara, A.; Agliardi, F. (2008) – Assessment of rockfall susceptibility by integrating statistical and physically-based approaches. *Geomorphology*, 94: 419-437.
- Frattini, P.; Crosta, G.; Carrara, A. (2010) – Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. *Engineering Geology*, 111: 62-72.
- Freitas, A.S.B. (1989) – *Perímetro florestal de Manteigas. Apontamentos coligidos e coordenados para o I Centenário da Administração Florestal de Manteigas*. Direção-Geral das Florestas, Lisboa.
- Fressard, M.; Maquaire, O.; Thiery, Y. (2010) – First attempt of landslide susceptibility assessment in the hilly valleys of the Pays d’Auge plateau (Normandy, France). In Malet, J.-P.; Glade, T.; Casagli, N. (eds.), *Mountain Risks: bringing science to society*. CERG, Strasbourg, p. 95-100.
- Gabet, E.J.; Mudd, S.M. (2006) – The mobilization of debris flows from shallow landslides. *Geomorphology*, 74: 207-218.
- Gallant, J.C.; Wilson, J.P. (2000) – Primary topographic attributes. In Wilson, J.P.; Gallant, J.C. (eds.), *Terrain Analysis. Principles and Applications*. John Wiley & Sons, New York, p. 51–85.
- Garcia, R.A.C. (2012) – *Metodologias de avaliação da perigosidade e risco associado a movimentos de vertente: aplicação na bacia do rio Alenquer*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Gariano, S.L.; Guzzetti, F. (2016) – Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews*, 162: 227-252.
- Glade, T.; Crozier, M.J. (2005) – The nature of landslide hazard impact. In Glade, T.; Anderson, M.; Crozier, M.J. (eds.), *Landslide Hazard and Risk*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England, p. 41-74.
- Goetz, J.N.; Guthrie, R.H.; Brenning, A. (2011) – Geomorphology Integrating physical and empirical landslide susceptibility models using generalized additive models. *Geomorphology*, 129: 376-386.
- Gordo, C.; Zêzere, J.L.; Marques, R. (2017) – Efeitos da delimitação da área de estudo nos resultados da avaliação da suscetibilidade à rotura de movimentos de vertente com recurso a

métodos estatísticos. In Gomes, A.; Teixeira, S.; Soares, L. (eds.), *Atas do VIII Congresso Nacional de Geomorfologia*. Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Porto, p. 95-98.

Gorsevski, P.V.; Gessler, P.E.; Jankowski, P. (2003) – Integrating a fuzzy k-means classification and a Bayesian approach for spatial prediction of landslide hazard. *Journal of Geographical Systems*, 5: 223-251.

Gorsevski, P.V.; Gessler, P.E.; Foltz, R.B.; Elliot, W.J. (2006) – Spatial prediction of landslide hazard using logistic regression and ROC analysis. *Transactions in GIS*, 10 (3): 395-415.

Graf, C.; McArdeell, B.W. (2011) – Debris-flow monitoring and debris-flow runout modelling before and after construction of mitigation measures: an example from an instable zone in the Southern Swiss Alps. In Lambiel, C.; Reynard, E.; Scapozza C. (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone. Institut de géographie, Université de Lausanne, p. 245-258.

Granger, R.A. (1995) – *Fluid Mechanics*. Dover publications, Inc., New York.

Greenbaum, D.; Bowker, M.R.; Dau, I.; Bropsy, H.; Greally, K.B.; McDonald, A.J.W.; Marsh, S.H.; Northmore, K.J.; O'Connor, E.A.; Prasad, S.; Tragheim, D.G. (1995a) – *Rapid methods for landslide hazard mapping: Fiji Case Study*. Technical Report WC/95/28, British Geological Survey (BGS), Natural Environmental Research Council, Keyworth, Nottingham.

Greenbaum, D.; Tutton, M.; Bowker, M.R.; Browne, T.J.; Buleka, J.; Greally, K.B.; Kuna, G.; McDonald, A.J.W.; Marsh, S.H.; O'Connor, E.A.; Tragheim, D.G. (1995b) – *Rapid methods for landslide hazard mapping: Papua New Guinea case study*. Technical Report WC/95/27. British Geological Survey (BGS), Natural Environmental Research Council, Keyworth, Nottingham.

Gregoretti, C.; Degetto, M.; Boreggio, M. (2016) – GIS-based cell model for simulating debris flow runout on a fan. *Journal of Hydrology*, 534: 326–340.

Greiving, S.; Van Westen, C.; Corominas, J.; Glade, T.; Malet, J.-P.; Van Asch, T. (2014) – Introduction: the components of Risk Governance. In Van Asch, T.; Corominas, J.; Greiving, S.; Malet, J.-P.; Sterlacchini, S. (eds.), *Mountain Risks: From Prediction to Management and Governance*. Advances in Natural and Technological Hazards Research. Springer, Netherlands, p. 1-27.

Gröndahl, S. (2008) – *Analysis of debris flow characteristics with numerical modelling – application to two alpine torrents and to the Semeru Volcano*. Internship Report, Mention Géosciences, Environnement, Risques Spécialité « Risques Technologiques et Naturels » Parcours « Risques Naturels ». University Louis Pasteur, Strasbourg.

Guan, D.; Li, H.; Inohae, T.; Su, W.; Nagaie, T.; Hokao, K. (2011) – Modeling urban land use change by the integration of cellular automaton and Markov model. *Ecological Modelling*, 222(20–22): 3761-3772.

Guillard, C.; Zêzere, J.L. (2012) – Landslide susceptibility assessment and validation in the framework of municipal planning in Portugal: The case of Loures Municipality. *Environmental Management*, 50 (4): 721-735.

Guimarães, R.C. (2012) – Capítulo 5: escoamento Superficial. In Shaidian, S.; Guimarães, C.R.; Rodrigues, C.M. (eds.), *Hidrologia Agrícola*. ECT, ICAAM, Universidade de Évora, p. 119-132.

- Guinau, M.; Vilajosana, I.; Vilaplana, J.M. (2007) – GIS-based debris flow source and runout susceptibility assessment from DEM data: a case study in NW Nicaragua. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7: 703-716.
- Günther, A.; Thiel, C. (2009) – Combined rock slope stability and shallow landslide susceptibility assessment of the Jasmund cliff area (Rügen Island, Germany). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9: 687-698.
- Guo, X.-J.; Cui, P.; Li, Y. (2013) – Debris Flow Warning Threshold Based on Antecedent Rainfall: a Case Study in Jiangjia Ravine, Yunnan, China. *Journal of Mountain Science*, 10 (2): 305-314.
- Guthrie, R.H.; Hockin, A.; Colquhoun, L.; Nagy, T.; Evans, S.G.; Ayles, C. (2010) – An examination of controls on debris flow mobility: Evidence from coastal British Columbia. *Geomorphology*, 114: 601-613.
- Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) – Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31: 181-216.
- Guzzetti, F.; Reichenbach, P.; Cardinali, M.; Galli, M.; Ardizzone, F. (2005) – Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72: 272-299.
- Guzzetti, F.; Reichenbach, P.; Cardinali, M.; Galli, M.; Ardizzone, F. (2006) – Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology*, 81: 166-184.
- Hendriks, M.R. (2010) – *Introduction to Physical Hydrology*. Oxford University Press, Oxford, UK, 331pp.
- Hervás, J.; Bobrowsky, P. (2009) – Mapping: Inventories, Susceptibility, Hazard and Risk. In Sassa, K; Canuti, P. (eds.), *Landslides – Disaster Risk Reduction*. Springer-Verlag, Berlin, p. 321-349.
- Hervás, J.; Van Den Eeckhaut, M.; Legorreta, G.; Trigila, A. (2013) – Landslide Inventory and Susceptibility and Hazard Zoning. In Margottini, C.; Canuti, P.; Sassa, K. (eds.), *Landslide Science and Practice, Vol. 1*. Springer-Verlag, Berlin, p. 1-2.
- Highland, L.M.; Bobrowsky, Peter. (2008) – *The landslide handbook — A guide to understanding landslides*. U.S. Geological Survey Circular 1325, Reston, Virginia.
- Hipólito, J.R.; Vaz, A.C. (2011) – *Hidrologia e Recursos Hídricos*. IST Press, Lisboa.
- Hofmeister, R.J.; Miller, D.J.; Mills, K.A.; Hinkle, J.C.; Beier, A.E. (2002) – *Hazard map of potential rapidly moving landslides in western Oregon*. Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Portland, Oregon.
- Holmgren, P. (1994) – Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8: 327-334.
- Horton, P.; Jaboyedoff, M.; Bardou, E. (2008) – Debris flow susceptibility mapping at a regional scale. In Locat, J.; Perret, D.; Turmel, D.; Demers, D.; Leroueil, S. (eds.), *Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management*. Presse de l'Université Laval, Québec, p. 339-406.

- Horton, P.; Jaboyedoff, M.; Zimmermann, M.; Mazotti, B.; Longchamp, C. (2011) – Flow-R, a model for debris flow susceptibility mapping at a regional scale - some case studies. *5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Casa Editrice Università La Sapienza, p. 875-884.
- Horton, P.; Jaboyedoff, M.; Rudaz, B.; Zimmermann, M. (2013) – Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13: 869-885.
- Hsu, S.M.; Chiou, L.B.; Lin, G.F.; Chao, C.H.; Wen, H.Y.; Ku, C.Y. (2010) – Applications of simulation technique on debris-flow hazard zone delineation: a case study in Hualien County, Taiwan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 535-545.
- Hungr, O. (1995) – A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 32: 610-623.
- Hungr, O.; Evans, S.G.; Bovis, M.J.; Hutchinson, J.N. (2001) – Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7 (3): 221-238.
- Hungr, O. (2005) – Classification and terminology. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 9-23.
- Hungr, O.; McDougall, S.; Bovis, M. (2005a) – Entrainment of material by debris flows. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 135-158.
- Hungr, O.; Corominas, J.; Eberhardt, E. (2005b) – State of the Art Paper #4, Estimating landslide motion mechanism, travel distance and velocity. In Hungr, O.; Fell, R.; Couture, R.; Eberhardt, E. (eds.), *Landslide risk management*. Taylor & Francis, Vancouver, p. 99-128.
- Hungr, O. (2007) – Dynamics of Rapid Landslides. In Sassa, K.; Fukuoka, H.; Wang, F.; Wang, G. (eds.), *Progress in Landslide Science*. Springer-Verlag, Berlin, p. 46-57.
- Hungr, O.; McDougall, S. (2009) – Two numerical models for landslide dynamic analysis. *Computers & Geosciences*, 35: 978-992.
- Hungr, O.; Leroueil, S.; Picarelli, L. (2014) – The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11: 167-194.
- Hürlimann, M.; Copons, R.; Altimir, J. (2006) – Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: a multidisciplinary approach. *Geomorphology*, 78: 359-372.
- Hürlimann, M.; Medina, V.; Bateman, A.; Copons, R.; Altimir, J. (2007) – Comparison of different techniques to analyse the mobility of debris flows during hazard assessment—Case study in La Comella catchment, Andorra. In Chen, C.-L.; Major, J.J. (eds.), *Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*. Millpress, Netherlands, p. 411-422.
- Hürlimann, M.; Rickenmann, D.; Medina, V.; Bateman, A. (2008) – Evaluation of approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment. *Engineering Geology*, 102: 152-163.
- Hussin, H.Y.; Quan Luna, B.; Van Westen, C.J.; Christen, M.; Malet, J.-P.; Van Asch, Th.W.J. (2012) – Parameterization of a numerical 2-D debris flow model with entrainment: a case

study of the Faucon catchment, Southern French Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12: 3075–3090.

Hutchinson, J. (1995) – Keynote paper: Landslide hazard assessment. In Bell, D.; Balkema, A.A. (eds.), *Landslides*, Rotterdam, p. 1805-1841.

Igwe, O.; Wang, F.; Sassa, K.; Fukuoka, H. (2014) – The laboratory evidence of phase transformation from landslide to debris flow. *Geosciences Journal*, 18 (1): 31-44.

Iovine, G.; Di Gregorio, S.; Lupiano, V. (2003) – Debris-flow susceptibility assessment through cellular automata modeling: an example from 15-16 December 1999 disaster at Cervinara and San Martino Valle Caudina (Campania, southern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 457-468.

Iovine, G.; D’Ambrosio, D.; Di Gregorio, S. (2005) – Applying genetic algorithms for calibrating a hexagonal cellular automata model for the simulation of debris flows characterized by strong inertial effects. *Geomorphology*, 66: 287-303.

Iverson, R.M.; Denlinger, R.P. (1987) – The physics of debris flows -- a conceptual assessment. In Beschta, R.L.; Blinn, T.; Grant, G.E.; Ice, G.G.; Swanson, F.J. (eds.), *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*. International Association of Hydrological Sciences publication no. 165, p. 155-165.

Iverson, R.M. (1997) – The physics of debris flows. *Review of geophysics*, 35 (3): 245-296.

Iverson, R.M.; Reid, M.E.; LaHusen, R.G. (1997) – Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25: 85-138.

Iverson, R.M. (2003) – The debris-flow rheology myth. In Rickenmann, D.; Chen, C.L.; (eds.), *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Millpress, Rotterdam, p. 303-314.

Iverson, R.M. (2005) – Debris-flow mechanics. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 105-134.

Iverson, R.M. (2014) – Debris flows: behaviour and hazard assessment. *Geology Today*, 30: 15-20.

Jakob, M. (1996) – *Morphometric and geotechnical controls of debris flow frequency and magnitude in southwestern British Columbia*. Ph.D. thesis, Department of Geography, University of British Columbia, Vancouver.

Jakob, M. (2002) – *Debris flows: BC’s Worst Mountain Hazard*. Innovation Magazine, Kerr Wood Leidal Associates, p. 14-16.

Jakob, M. (2005) – Debris-flow hazard analysis. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 410-443.

Jakob, M.; Hungr, O. (2005) – Introduction: debris flows - a global phenomenon. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 410-443.

- Jenness, J.; Brost, B.; Beier, P. (2013) – *Land Facet Corridor Designer: Extension for ArcGIS*. Jenness Enterprises. Disponível em <http://www.jennessent.com> (acedido a: 25 de setembro de 2017).
- Jiménez-Valverde, A. (2012) – Insights into the area under the receiver operating characteristic curve (AUC) as a discrimination measure in species distribution modelling. *Global Ecology and Biogeography*, 21: 498-507.
- Julien, P.Y.; Lan, Y. (1991) – Rheology of hyperconcentrations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117: 346-353.
- Julien, P.Y.; Leon, C. (2000) – Mud floods, mudflows and debris flows classification, rheology and structural design. *Proc., Int. Workshop on the Debris Flow Disaster of December 1999 in Venezuela*. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- Kappes, M.S.; Malet, J.-P.; Remaître, A.; Horton, P.; Jaboyedoff, M.; Bell, R. (2011) – Assessment of debris-flow susceptibility at medium-scale in the Barcelonnette Basin, France. *Natural Hazard and Earth Systems Science*, 11: 627-641.
- Karsenberg, D.; Burrough, P.A.; Sluiter, R.; de Jong, K. (2001) – The PCRaster software and course materials for teaching numerical modelling in the environmental sciences. *Transactions in GIS*, 5(2): 99-110.
- Kavzoglu, T.; Sahin, E.K.; Colkesen, I. (2014) – Landslide susceptibility mapping using GIS-based multi-criteria decision analysis, support vector machines, and logistic regression. *Landslides*, 11: 425-439.
- Kean, J.W.; McCoy, S.W.; Tucker, G.E.; Staley, D.M.; Coe, J.A. (2013) – Runoff generated debris flows: Observations and modeling of surge initiation, magnitude, and frequency. *Journal of Geophysical Research*, 118: 2190-2207.
- Kritikos, T. (2013) – *Geomorphic Hazard Analyses in Tectonically-Active Mountains: Application to the Western Southern Alps, New Zealand*. Ph.D. thesis, Department of Geological Sciences, University of Canterbury, New Zealand.
- Kullberg, J.C.; Rocha, R.B.; Soares, A.F.; Rey, J.; Terrinha, P.; Callapez, P.; Martins, L. (2006) – A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J.C. (eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, p. 317-368.
- Kuriakose, S.L. (2006) – *Effect of Vegetation on Debris Flow Initiation: Conceptualisation and Parameterisation of a Dynamic Model for Debris Flow Initiation in Tikovil River Basin, Kerala, India, using PCRaster*. M.Sc Thesis, International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation (ITC)/Indian Institute of Remote Sensing (NRSA), Enschede, The Netherlands/Dehradun, India.
- Kuriakose, S.L.; van Westen, C.; Lakhera, R.C.; van Beek, L.P.H.; Sankar, G.; Alkema, D.; van Asch, Th. W. J.; Jayadev, S. K. (2006) – Effect of Vegetation on Debris Flow Initiation: Conceptualisation and Parameterisation of a Dynamic Model for Debris Flow Initiation in Tikovil River Basin, Kerala, India, using PCRaster. *2nd International Symposium on Geo-information for Disaster Management (Gi4DM) - Remote Sensing and GIS Techniques for Monitoring and Prediction of Disasters*. Goa, India.

- Kutiél, H.; Trigo, R.M. (2014) – The rainfall regime in Lisbon in the last 150 years. *Theoretical and Applied Climatology*, 118(3): 387-403.
- Kwan, J.S.H.; Hui, T.H.H.; Ho, K.K.S. (2013) – Modelling the Motion of Mobile Debris Flows in Hong Kong. In Margottini, C.; Canuti, P.; Sassa, K. (eds.), *Landslide Science and Practice, Volume 3: Spatial Analysis and Modelling*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 29-35.
- Lajas, S. (2016) – *Integração de métodos estatístico e determinístico para a avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais*. Dissertação de mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Landis, J.R.; Koch, G.G. (1977) – The measurement of observer agreement for categorical data. *Biometrics*, 33: 159-174.
- Lari, S.; Crosta, G.B.; Frattini, P.; Horton, P.; Jaboyedoff, M. (2011) – Regional-scale debris flow risk assessment for an alpine valley. *5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Casa Editrice Università La Sapienza*, p. 933-940.
- Lee, T.S. (2002) – Shallow Failures. In Abramson, L.W.; Lee, T.S.; Sharma, S.; Boyce, G.M. (eds.), *Slope Stability and Stabilization Methods*. John Wiley & Sons, New York, p. 643-668.
- Lee, S. (2007) – Comparison of landslide susceptibility maps generated through multiple logistic regression for three test areas in Korea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 2133-2148.
- Lee, S.; Ryu, J.-H.; Kim, I.-S. (2007) – Landslide susceptibility analysis and its verification using likelihood ratio, logistic regression, and artificial neural network models: case study of Youngin, Korea. *Landslides*, 4: 327-338.
- Legros, F. (2002) – The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63: 301-331.
- Lira, C.; Lousada, M.; Falcão, A.P.; Gonçalves, A.B.; Heleno, S.; Matias, M.; Pereira, M.J.; Pina, P.; Sousa, A.J.; Oliveira, R.; Almeida, A.B. (2013) – The 20 February 2010 Madeira Island flash-floods: VHR satellite imagery processing in support of landslide inventory and sediment budget assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13: 709-719.
- Lorente, A.; Beguería, S.; Bathurst, J.C.; García-Ruiz, J.M. (2003) – Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 683-692.
- Lourenço, L.; Direito, A.C. (1994) – Arborização das vertentes serranas, uma medida de protecção contra as enxurradas. Fogos florestais um atentado contra as arborizações e um incentivo ao desenvolvimento de enxurradas. *Actas 2 - Os Recursos Florestais no Desenvolvimento Rural, III Encontro Florestal Nacional*. Figueira da Foz, p. 1-9.
- Lupiano, V.; Avolio, M.V.; Di Gregorio, S.; Peres, D.J.; Stancanelli, L.M. (2014) – Simulation of 2009 debris flows in the Peloritani Mountains area by SCIDDICA-SS3. *Proceedings of the 7th International Conference on Engineering Mechanics, Structures, Engineering Geology (EMESEG 2014)*, Salerno, Italy.

- Lupiano, V.; Machado, G.; Crisci, G.M.; Di Gregorio, S. (2015) – A modelling approach with macroscopic cellular Automata for hazard zonation of debris flows and lahars by computer simulations. *International Journal of Geology*, 9: 35–46.
- Major, J.J. (1997) – Depositional Processes in Large-Scale Debris-Flow Experiments. *The Journal of Geology*, 105: 345-366.
- Major, J.J.; Iverson, R.M. (1999) – Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (10): 1424-1434.
- Major, J.J.; Pierson, T.C.; Scott, K.M. (2005) – Debris flows at Mount St. Helens, Washington, USA. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 685-731.
- Malet, J.P.; Remaître, A. (2011) – *Statistical and empirical models for prediction of precipitation induced landslides. Barcelonnette case study*. Safeland deliverable. EU Safeland Project.
- Marques, R.; Queiroz, G.; Coutinho, R.; Zêzere, J.L. (2007) – Actividade geomorfológica desencadeada pela crise sísmica de 2005 no Vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores): avaliação da susceptibilidade com recurso a regressão logística. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. V, p. 47-61.
- Marques, R.; Zêzere, J.L.; Trigo, R.; Gaspar, J.; Trigo, I. (2008) – Rainfall patterns and critical values associated with landslides in Povoação County (São Miguel Island, Azores): relationships with the North Atlantic Oscillation. *Hydrological Processes*, 22: 478-494.
- Marques, R.; Zêzere, J.L.; Gaspar, J.; Amaral, P. (2009) – Reconstituição e modelação probabilística da escoada detrítica de Vila Franca do Campo desencadeada pelo sismo de 22 de Outubro de 1522 (S. Miguel, Açores). *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. VI, p. 175-182.
- Mathieu, A. (2010) – *Modélisation numérique bidimensionnelle de l'aléa 'coulée de boue' sur substrat argileux: application au glissement-coulée de La Valette (Alpes de Haute-Provence)*. Mémoire de fin d'études, Master 2 Domaine «Sciences, Technologies, Santé» Mention «Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement» Spécialité «Ingénierie et Sciences pour l'Environnement». Université de Strasbourg.
- May, C.L.; Gresswell, R.E. (2004) – Spatial and temporal patterns of debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA. *Geomorphology*, 57: 135-149.
- McDougall, S.; Hungr, O. (2005) – Dynamic modelling of entrainment in rapid landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 42: 1437-1448.
- Medina, V.; Hürlimann, M.; Bateman, A. (2008) – Application of FLATModel, a 2D finite volume code, to debris flows in the northeastern part of the Iberian Peninsula. *Landslides*, 5: 127-142.
- Melis, T.S.; Webb, R.H.; Griffiths, P.G.; Wise, T.W. (1995) – *Magnitude and frequency data for historic debris flows in Grand Canyon National Park and vicinity, Arizona*. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 94-4214, 285p.
- Mergili, M.; Schratz, K.; Ostermann, A.; Fellin, W. (2012a) – Physically-based modelling of granular flows with Open Source GIS. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12: 187-200.

- Mergili, M.; Fellin, W.; Moreiras, S.M.; Stötter, J. (2012b) – Simulation of debris flows in the Central Andes based on Open Source GIS: possibilities, limitations, and parameter sensitivity. *Natural Hazards*, 61: 1051-1081.
- Michoud, C.; Derron, M.-H.; Horton, P.; Jaboyedoff, M.; Baillifard, F.-J.; Loye, A.; Nicolet, P.; Pedrazzini, A.; Queyrel, A. (2012) – Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: example in Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12: 615-629.
- Milledge, D.G.; Bellugi, D.; McKean, J.A.; Densmore, A.L.; Dietrich, W.E. (2014) – A multidimensional stability model for predicting shallow landslide size and shape across landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119: 2481-2504.
- Miller, S.N. (1995) – *An analysis of channel morphology at Walnut Gulch linking field research with GIS applications*. M.Sc Thesis, School of Renewable Natural Resources, The University of Arizona.
- Mitsova, D.; Shuster, W.; Wang, X. (2011) – A cellular automata model of land cover change to integrate urban growth with open space conservation. *Landscape and Urban Planning*, 99(2): 141–153.
- Montgomery D.R.; Dietrich W.E. (1994) – A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30: 1153-1171.
- Montgomery, D.R.; Sullivan, K.; Greenberg, H. (1998) – Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes*, 12: 943-945.
- Mora, C. (2006) – *Climas da Serra da Estrela. Características regionais e particularidades locais dos planaltos e do alto vale do Zêzere*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Naef, D.; Rickenmann, D.; Rutschmann, P.; McArdell, B.W. (2006) – Comparison of flow resistance relations for debris flows using a one-dimensional finite element simulation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6: 155-165.
- NAVFAC (1986) – *Soil Mechanics: Design Manual 7.01*. Soils and Foundations Design Manuals. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.20402.
- Nefeslioglu, H.A.; Gokceoglu, C.; Sonmez, H. (2008) – An assessment on the use of logistic regression and artificial neural networks with different sampling strategies for the preparation of landslide susceptibility maps. *Engineering Geology*, 97: 171-191.
- Nettleton, I.M.; Martin, S.; Hencher, S.; Moore, R. (2005) – Debris flow types and mechanisms. In Winter, M.G.; Macgregor, F.; Shackman, L. (eds.), *Scottish Road Network Landslide Study*. Trunk Roads: Network Management Division Published Report Series, Edinburgh, p. 45-67.
- O’Brien, R.M. (2007) – A caution regarding rules of thumb for variance inflation factors. *Quality & Quantity*, 41: 673-690.
- O’Brien, J.S.; Julien, P.Y.; Fullerton, W.T. (1993) – Two dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119: 244-261.
- O’Callaghan, J.F.; Mark, D.M. (1984) – The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28: 323-344.

- O'Loughlin, E. (1986) – Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources*, 22: 794-804.
- Ohlmacher, G.C. (2007) – Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering Geology*, 91: 117-134.
- Oliveira, R.; Almeida, A.B.; Pereira, M.J.; Silva, M.; Coutinho, M.; Ferreira, R.; Lopes, S. (2011) – *Avaliação do risco de aluviões na Ilha da Madeira. 10º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa (10º SILUSBA)*.
- Oliveira, S.C. (2012) – *Incidência Espacial e Temporal da Instabilidade Geomorfológica na Bacia do Rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos)*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Oliveira, S.C.; Zêzere, J.L.; Catalão, J.; Nico, G. (2015) – The contribution of PSInSAR interferometry to landslide hazard in weak rock-dominated areas. *Landslides*, 12: 703-719.
- Oliveira, S.C.; Zêzere, J.L.; Lajas, S.; Melo, R. (2017) – Combination of statistical and physically based methods to assess shallow slide susceptibility at the basin scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17: 1091-1109.
- Pais, J.; Moniz, C.; Cabral, J.; Cardoso, J.L.; Legoinha, P.; Machado, S.; Morais, M.A.; Lourenço, C.; Ribeiro, M.L.; Henriques, P.; Falé, P. (2006) – *Notícia Explicativa da Folha 34-D (Lisboa). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Instituto Nacional de Energia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.
- Parise, M.; Cannon, S.H. (2012) – Wildfire impacts on the processes that generate debrisflows in burned watersheds. *Natural Hazards*, 561: 217-227.
- Pariseau, W.G. (2011) – *Design Analysis in Rock Mechanics, 2nd edition*. CRC Press, Taylor & Francis.
- Pereira, J. (2009) – *Carta de susceptibilidade e risco geológico do sector sudoeste da Serra da Estrela*. Dissertação de mestrado em Engenharia de Minas e Geoambiente apresentada à Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto. Porto.
- Pereira, S.; Zêzere, J.L.; Bateira, C. (2009) – Estabelecimento de limiares de precipitação de base empírica para a ocorrência de fluxos de lama e de detritos no Norte de Portugal. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. VI, p. 155-162.
- Pereira, S. (2010) – *Perigosidade a movimentos de vertente na região Norte de Portugal*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto. Porto.
- Pereira, S.; Zêzere, J.L.; Bateira, C. (2010) – Potencialidades dos limiares empíricos de precipitação para o desencadeamento de fluxos de detritos e de lama na região Norte. *Actas do VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física e II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física*, Vol. 4, Coimbra.
- Pereira, S.; Zêzere, J.L.; Bateira, C. (2012) – Technical Note: Assessing predictive capacity and conditional independence of landslide predisposing factors for shallow landslide susceptibility models. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12: 979-988.

Perkins, N.J.; Schisterman, E.F. (2005) – The Youden index and the optimal cut-point corrected for measurement error. *Biometrical Journal*, 47(4): 428-441.

Piedade, A.M.M. (2009) – *Modelação espacial em Sistemas de Informação Geográfica da susceptibilidade a deslizamentos na área de Lousa - Loures*. Dissertação de Mestrado em Gestão do Território, área de especialização em Detecção Remota e Sistemas de Informação Geográfica. Faculdade de Ciências Sociais e Humanas da Universidade Nova de Lisboa. Lisboa.

Piedade, A.M.M.; Zêzere, J.L.; Garcia, R.A.C.; Oliveira, S.C. (2011) – Modelos de susceptibilidade a deslizamentos superficiais translacionais na região a norte de Lisboa. *Finisterra*, 46 (91): 9-26.

Pierson, T.C. (2005) – *Distinguishing between debris flows and floods from field evidence in small watersheds*. US Department of the Interior, US Geological Survey.

Pimenta, M.T. (1998) – *Directrizes para a aplicação da equação universal de perda dos solos em SIG, Factor de Cultura C e Factor de Erodibilidade do Solo K*. INAG/DSRH (Sistema Nacional de Informação dos Recursos Hídricos), Lisbon, Portugal.

Pimenta, R. (2011) – *Avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente com métodos de base física*. Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e ordenamento do Território, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa.

Pirulli, M.; Sorbino, G. (2008) – Assessing potential debris flow runout: a comparison of two simulation models. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(4): 961-971.

Pradham, A.; Kim, Y.-T. (2015) – Application and comparison of shallow landslide susceptibility models in weathered granite soil under extreme rainfall events. *Environmental Earth Sciences*, 73: 5761-5771.

Prochaska, A.B.; Santi, P.M.; Higgins, J.D.; Cannon, S.H. (2008) – A study of methods to estimate debris flow velocity. *Landslides*, 5: 431-444.

Pudasaini, S.P. (2012) – A general two-phase debris flow model. *Journal of Geophysical Research*, 117: 1-28.

Quan Luna, B.; Blahut, J.; Van Westen, C.J.; Sterlacchini, S.; Van Asch, T.W.J.; Akbas, S.O. (2011) – The application of numerical debris flow modelling for the generation of physical vulnerability curves. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11: 2047-2060.

Quan Luna, B. (2012) – *Dynamic numerical run-out modeling for quantitative landslide risk assessment*. PhD Thesis, ITC 206, University of Twente.

Quan Luna, B.; Remaître, A.; Van Asch, Th.W.J.; Malet, J.-P.; Van Westen, C.J. (2012) – Analysis of debris flow behavior with a one dimensional run-out model incorporating entrainment. *Engineering Geology*, 128: 63-75.

Quan Luna, B.; Cepeda, J.; Stumpf, A.; Van Westen, C.J.; Remaître, A.; Malet, J.-P.; Van Asch, Th.W.J. (2013) – Analysis and Uncertainty Quantification of Dynamic Run-Out Model Parameters for Landslides. In Margottini, C.; Canuti, P.; Sassa, K. (eds.), *Landslide Science and Practice, Vol. 3: Spatial Analysis and Modelling*. Springer-Verlag, Berlin, p. 315-318.

Quan Luna, B.; Blahut, J.; Kappes, M.; Akbas, S.O.; Malet, J.-P.; Remaître, A.; Van Asch, T.; Jaboyedoff, M. (2014) – Methods for Debris Flow Hazard and Risk Assessment. In Van Asch, T.;

Corominas, J.; Greiving, S.; Malet, J.-P.; Sterlacchini, S. (eds.), *Mountain Risks: From Prediction to Management and Governance*. Advances in Natural and Technological Hazards Research. Springer, Netherlands, p. 133-177.

Quan Luna, B.; Blahut, J.; Van Asch, T.; Van Westen, C.J.; Kappes, M. (2016) – ASCHFLOW - A dynamic landslide run-out model for medium scale hazard analysis. *Geoenvironmental Disasters* 3:29. DOI 10.1186/s40677-016-0064-7.

Quinn, P.; Beven, K.; Chevallier, P.; Planchon, O. (1991) – The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5: 59-79.

Rawls, W.J.; Brakensiek, D.L.; Saxton, K.E. (1982) – Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE*, 25(5): 1316-1320 e 1328.

Ray, R.L.; De Smedt, F. (2009) – Slope stability analysis on a regional scale using GIS: a case study from Dhading, Nepal. *Environmental Geology*, 57: 1603-1611.

Rebelo, F. (1992) – Relevo de Portugal - uma introdução. *Inforgeo*, 4: 17-35.

Rebelo, F. (2010) – *Geografia Física e Riscos Naturais*. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra.

Reichenbach, P.; Cardinali, M.; De Vita, P.; Guzzetti, F. (1998) – Regional hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (central Italy). *Environmental Geology*, 35: 146-159.

Remaître, A.; Malet, J.P.; Maquaire, O.; Ancey, C.; Locat, J. (2005) – Flow behavior and runout modelling of a complex debris flow in a clay–shale basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 479-488.

Remaître, A. (2006) – *Morphologie et dynamique des laves torrentielles: applications aux torrentes des Terres Noires du bassin Barcelonnette (Alpes du Sud)*. Thèse de doctorat, Université de Caen.

Remondo, J.; Bonachea, J.; Cendrero, A. (2005) – A statistical approach to landslide risk modelling at basin scale: From landslide susceptibility to quantitative risk assessment. *Landslides*, 2: 321-328.

Revellino, P.; Hungr, O.; Guadagno, F.M.; Evans, S.G. (2004) – Velocity and runout simulation of destructive debris flows and debris avalanches in pyroclastic deposits, Campania region, Italy. *Environmental Geology*, 45(3): 295-311.

Ribeiro, A.; Antunes, M.T.; Ferreira, M.P.; Rocha, R.B.; Soares, A.F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; de Carvalho, D.; Monteiro, J.H. (1979) – *Introduction à la géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Ribeiro, A. (1988) – A tectónica Alpina em Portugal. *Geonovas*, 10: 9-11.

Ribeiro, A.; Kullberg, M.C.; Kullberg, J.C.; Manuppella, G.; Phipps, S. (1990) – A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.

- Rickenmann, D.; Zimmermann, M. (1993) – The 1987 debris flows in the Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology*, 8: 175-189.
- Rickenmann, D. (1999) – Empirical Relationships for Debris Flows. *Natural Hazards*, 19: 47-77.
- Rickenmann, D. (2005) – Runout prediction methods. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 305-324.
- Rickenmann, D.; Laigle, D.; McArdell, B.W.; Hübl, J. (2006) – Comparison of 2D debris flow simulation models with field events. *Computational Geosciences*, 10: 241-264.
- Riley, K.L. (2013) – *Statistical modeling of rare stochastic disturbance events at continental and global scales: post-fire debris flows and wildland fires*. Theses, Dissertations, Professional Papers. Paper 1401.
- Rocha, J. (2012) – *Sistemas Complexos, Modelação e Geosimulação da Evolução de Padrões de Uso e Ocupação do Solo*. Dissertação de doutoramento em Geografia - Ciências da Informação Geográfica - apresentada ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Rodrigues, D.; Tavares, A.; Abreu, U. (2010) – Movimentos de vertente na ilha da Madeira. Eventos de Dezembro 2009 e de Fevereiro de 2010. *VIII Congresso Nacional de Geologia, e-Terra*, 9 (7): 1-4.
- Saito, M.; Shibuya, S.; Mitsui, J.; Hara, K. (2008) – L-shaped geodrain in embankment model test and numerical simulation. In Li, G.; Chen, Y.; Tang, X. (eds.), *Geosynthetics in Civil and Environmental Engineering. Proceedings of the 4th Asian Regional Conference on Geosynthetics in Shanghai, China*. Zhejiang University Press, Hangzhou and Springer-Verlag, Berlin, p. 428-433.
- Santi, P.M.; deWolfe, V.G.; Higgins, J.D.; Cannon, S.H.; Gartner, J.E. (2008) – Sources of debris flow material in burned areas. *Geomorphology*, 96: 310-321.
- Sarmento, P.; Monteiro, G.; Marcelino, F.; Igreja, C.; Caetano, M. (2016) – *Avaliação da exatidão temática das cartas de uso e ocupação do solo para Portugal Continental COS95, COS2007 V2.0 e COS2010*. Direção Geral do Território (DGT).
- Sassa, K.; Wang, G.H. (2005) – Mechanism of landslide-triggered debris flows: Liquefaction phenomena due to the undrained loading of torrente deposits. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 81-104.
- Saulnier, G.-M.; Beven, K.; Obled, C. (1997) – Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 202: 158-172.
- Sawatzky, D.L.; Raines, G.L.; Bonham-Carter, G.F.; Looney, C.G. (2008) – *ArcSDM: ArcMAP extension for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural network analysis*. Disponível em <http://www.ige.unicamp.br/sdm> (acedido a: 20 de abril de 2015).
- Scheidl, C.; Rickenmann, D. (2010) – Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 157-173.
- Scheidl, C.; Rickenmann, D.; McArdell, B.W. (2013) – Runout Prediction of Debris Flows and Similar Mass Movements. In Margottini, C.; Canuti, P.; Sassa, K. (eds.), *Landslide Science and*

- Practice, Volume 3: Spatial Analysis and Modelling*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 221-229.
- Schicker, R.; Moon, V. (2012) – Comparison of bivariate and multivariate statistical approaches in landslide susceptibility mapping at a regional scale. *Geomorphology*, 161-162: 40-57.
- Scott, K.M. (1988) – *Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahar run-out flows in the Toutle-Cowlitz River System*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1447 – A.
- Segoni, S.; Rossi, G.; Catani, F. (2012) – Improving basin scale shallow landslide modelling using reliable soil thickness maps. *Natural Hazards*, 61: 85-101.
- Segre, E.; Deangeli, C. (1995) – Cellular automaton for realistic modelling of landslides. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2: 1-15.
- Selby, M. (1993) – *Hillslope materials and processes*. 2nd ed. Oxford University Press, Oxford.
- Sharma, S. (2002) – Slope stability concepts. In Abramson, L.W.; Lee, T. S.; Sharma, S.; Boyce, G.M. (eds), *Slope stability and stabilization methods*, John Wiley & Sons Inc., New York, p. 329-461.
- Sidle, R.C. (2005) – Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 386-409.
- Sidle, R.C.; Bogaard, T.A. (2016) – Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslides. *Earth-Science Reviews*, 159: 275-291.
- Silveira, C.T.; Fiori, A.P.; Schilipack, P.; Dias, S.M. (2014) – Mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar paranaense apoiado na análise digital do relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(1): 3-22.
- Slymaker, O. (1988) – The distinctive attributes of debris torrentes. *Hydrological Sciences Journal*, 33 (6): 567-573.
- Soeters, R.; Van Westen, C.J. (1996) – Slope instability recognition, analysis and zonation. In Turner, A.K.; Schuster, R.L. (eds.), *Landslide: Investigation and Mitigation*. Special Report, vol. 247. Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., p. 129-177.
- Sørensen, R.; Zinko, U.; Seibert, J. (2006) – On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10: 101-112.
- Spataro, W.; D’Ambrosio, D.; Avolio, M.V.; Rongo, R.; Di Gregorio, S. (2008) – Complex Systems Modeling with Cellular Automata and Genetic Algorithms: An Application to Lava Flows. *Proceedings of the 2008 International Conference on Scientific Computing*, Las Vegas, Nevada, USA.
- Staley, D.M.; Smoczyk, G.M.; Reeves, R.R. (2013a) – *Emergency assessment of post-fire debris-flow hazards for the 2013 Powerhouse fire, southern California*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2013–1248, Reston, Virginia.

Staley, D. M.; Kean, J. W.; Cannon, S. H.; Schmidt, K. M.; Laber, J. L. (2013b) – Objective definition of rainfall intensity–duration thresholds for the initiation of post-fire debris flows in southern California. *Landslides*, 10: 547-562.

Staley, D. M.; Wasklewicz, T. A.; Kean, J. W. (2014) – Characterizing the primary material sources and dominant erosional processes for post-fire debris-flow initiation in a headwater basin using multi-temporal terrestrial laser scanning data. *Geomorphology*, 214: 324-338.

Stalsberg, K.; Fischer, L.; Rubensdotter, L.; Sletten, K. (2012) – Approaches to shallow landslide and debris flow—assessments in Norway. In Eberhardt, et al. (eds.), *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*. Taylor & Francis Group, London, p. 737-740.

Strahler, A.N. (1957) – Quantitative Analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38: 913-920.

Surdeanu, V. (1986) – Landslides and their role in reservoir silting. In Slaymaker, O.; Balteanu, D. (eds.), *Geomorphology and Land Management, Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 58, Berlin-Stuttgart, p. 165-171.

Süzen, M.L.; Doyuran, V. (2004) – A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environmental Geology*, 45: 665-679.

Takahashi, T. (1981) – Estimation of potential debris flows and their hazardous zones; soft countermeasures for a disaster. *Journal of Natural Disaster Science*, 3 (1): 57-89.

Takahashi, T. (2007a) – *Debris Flows: Mechanics, Prediction and Countermeasures*. Taylor & Francis, London, UK.

Takahashi, T. (2007b) – Progress in Debris Flow Modeling. In Sassa, K.; Fukuoka, H.; Wang, F.; Wang, G. (eds.), *Progress in Landslide Science*. Springer-Verlag, Berlin, p. 60-77.

Takahashi, T. (2009) – A Review of Japanese Debris Flow Research. *International Journal of Erosion Control Engineering*, 2 (1): 1-14.

Tang, C.; Zhu, J.; Qi, X.; Ding, J. (2011a) – Landslides induced by the Wenchuan earthquake and the subsequent strong rainfall event: a case study in the Beichuan area of China. *Engineering Geology*, 122: 22-33.

Tang, C.; Rengers, N.; van Asch, Th.W.J.; Yang, Y.H.; Wang, G.F. (2011b) – Triggering conditions and depositional characteristics of a disastrous debris flow event in Zhouqu city, Gansu Province, northwestern China. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11: 1-10.

Tang, C.; van Asch, Th.W.J.; Chang, M.; Chen, G.Q.; Zhao, X.H.; Huang, X.C. (2012) – Catastrophic debris flows on 13 August 2010 in the Qingping area, southwestern China: the combined effects of a strong earthquake and subsequent rainstorms. *Geomorphology*, 139-140: 559-576.

Tarboton, D.G. (1997) – A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33: 309-319.

Tarboton, D.G. (2003) – Terrain Analysis Using Digital Elevation Models in Hydrology. *23rd ESRI International Users Conference, San Diego, California, July 7-11*.

- Tarboton, D.G.; Baker, M.E. (2008) – Towards an Algebra for Terrain-Based Flow Analysis. In Mount, N.J.; Harvey, G.L.; Aplin, P.; Priestnall, G. (eds.), *Representing, Modeling and Visualizing the Natural Environment: Innovations in GIS 13*. CRC Press, Florida, p. 167-194.
- Tarboton, D.G. (2013) – *Taudem 5.1: guide to using the Taudem command line functions*. Utah State University.
- Teixeira, C.; Carvalho, L.H.B.; Santos, J.P.; Peres, A.M.; Barros, R.F.; Pilar, L.; Fernandes, A.P.; Rocha, A.T. (1967) – *Notícia explicativa da Folha 17-D (Gouveia). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Teixeira, C.; Santos, J.P.; Carvalho, H.F.; Fernandes, A.P.; Vairinho, M.M. (1974) – *Notícia explicativa da Folha 20-B (Covilhã). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Teixeira, M.; Bateira, C.; Marques, F.; Vieira, B. (2015) – Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. *Landslides*, 12: 455-468.
- Terranova, O.G.; Gariano, S.L.; Iaquina, P.; Iovine, G. (2015) – ^{GA}SAKe: forecasting landslide activations by a genetic-algorithms-based hydrological model. *Geoscientific Model Development*, 8: 1955–1978.
- Terzaghi, K. (1952) – *Mecanismo dos escorregamentos de terra*. Traduzido por Pichler, E. da Secção de Solos e Fundações do I.P.T. (Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo). Separata nº 467 do Boletim nº 67 de Julho de 1952 (Departamento de Estradas de Rodagem) e da Revista Politécnica nº 167 de Julho-Agosto de 1952.
- Tesfa, T.K.; Tarboton, D.G.; Chandler, D.G.; McNamara, J.P. (2009) – Modeling soil depth from topographic and land cover attributes. *Water Resources Research* 45, W10438.
- Tiranti, D.; Deangeli, C. (2015) – Modeling of debris flow depositional patterns according to the catchment and sediment source area characteristics. *Frontiers in Earth Science*, 3(8): 1-14.
- Trigo, R.M.; Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L.; Trigo, I.F. (2005) – The influence of the North Atlantic Oscillation on rainfall triggering of landslides near Lisbon. *Natural Hazards*, 36: 331- 354.
- Valadão, P.; Gaspar, J.L.; Queiroz, G.; Ferreira, T. (2002) – Landslides density map of S. Miguel Island, Azores archipelago. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2: 51-56.
- Vanacôr, R.N.; Rolim, S.B.A. (2012) – Mapeamento da suscetibilidade a deslizamentos usando técnicas de estatística bivariada e sistema de informações geográficas na região nordeste do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13(1): 15-28.
- Van Asch, Th.W.J.; Buma, J.; van Beek, L.P.H. (1999) – A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30: 25-32.
- Van Asch, Th.W.J.; Malet, J.-P.; Remaître, A.; Maquaire, O. (2004) – Numerical modelling of the run-out of a muddy debris-flow. The effect of rheology on velocity and deposit thickness along the run-out track. *Proceedings of the 9th International Symposium on landslides*. Rio de Janeiro, Balkema, p. 1433-1439.
- Van Asch, Th.W.J.; Malet, J.-P.; van Beek, L.P.H. (2006) – Influence of landslide geometry and kinematic deformation to describe the liquefaction of landslides: some theoretical considerations. *Engineering Geology*, 88: 59-69.

- Van Asch, Th.W.J.; Tang, C.; Alkema, D.; Zhu, J.; Zhou, W. (2014) – An integrated model to assess critical rainfall thresholds for run-out distances of debris flows. *Natural Hazards*, 70: 299-311.
- Van Beek, L.P.H. (2002) – *Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment*. Ph.D. thesis, Utrecht University, Utrecht.
- Van den Eeckhaut, M.; Vanwalleghem, T.; Poesen, J.; Govers, G.; Verstraeten, G.; Vandekerckhove, L. (2006) – Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: a case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). *Geomorphology*, 76: 392-410.
- Van den Eeckhaut, M.; Reichenbach, P.; Guzzetti, F.; Rossi, M.; Poesen, J. (2009) – Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9: 507-521.
- Van den Eeckhaut, M.; Hervás, J.; Jaedicke, C.; Malet, J.-P.; Picarelli, L. (2010) – Calibration of logistic regression coefficients from limited landslide inventory data for European-wide landslide susceptibility modelling. In Malet, J.-P.; Glade, T.; Casagli, N. (eds.), *Mountain Risks: bringing science to society*. CERG, Strasbourg, p. 515-521.
- Van Vliet, J.; White, R.; Dragicevic, S. (2009) – Modeling urban growth using a variable grid cellular automaton. *Computers, Environment and Urban Systems*, 33: 35-43.
- Van Westen, C.J.; Terlien, T.J. (1996) – An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS: a case study from Manizales (Colombia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 853-868.
- Van Westen, C.J.; Van Asch, T.W.J.; Soeters, R. (2006) – Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65: 167-184.
- Van Westen, C.J.; Castellanos, E.; Kuriakose, S.L. (2008) – Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, 102: 112-131.
- Van Westen, C.J.; Ghosh, S.; Jaiswal, P.; Martha, T.R.; Kuriakose, S.L. (2013) – From Landslide Inventories to Landslide Risk Assessment; An Attempt to Support Methodological Development in India. In Margottini, C.; Canuti, P.; Sassa, K. (eds.), *Landslide Science and Practice, Vol. 1*. Springer-Verlag, Berlin, p. 3-20.
- Van Westen, C.; Kappes, M.; Quan Luna, B.; Frigerio, S.; Glade, T.; Malet, J.-P. (2014) – Medium-Scale Multi-hazard Risk Assessment of Gravitational Processes. In Van Asch, T.; Corominas, J.; Greiving, S.; Malet, J.-P.; Sterlacchini, S. (eds.), *Mountain Risks: From Prediction to Management and Governance*. Advances in Natural and Technological Hazards Research. Springer, Netherlands, p. 201-231.
- Varnes, D.J. (1978) – Slope movement types and processes. In Schuster, R.L.; Krizek, R.J. (eds.), *Special Report 176: Landslides Analysis and Control*. Transportation Research Board, National Research Council, Washington D. C., p. 11-33.
- Varnes, D.J. (1984) – *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.

- Vasconcelos, M.A.D.F. (2011) – *Cartografia de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente em contexto urbano: o concelho de Lisboa*. Dissertação de mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Vaz, E.; Arsanjani, J.J. (2015) – Predicting Urban Growth of the Greater Toronto Area - Coupling a Markov Cellular Automata with Document Meta-Analysis. *Journal of Environmental Informatics*, 25(2): 71-80.
- Vergari, F.; Della Seta, M.; Del Monte, M.; Fredi, P.; Palmieri, L. (2011) – Landslide susceptibility assessment in the Upper Orcia Valley (Southern Tuscany, Italy) through conditional analysis: a contribution to the unbiased selection of causal factors. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11: 1475-1497.
- Vieira, G.T.; Ferreira, A.B. (1998) – General characteristics of the glacial geomorphology of the Serra da Estrela. In Vieira, G.T. (ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela. Guidebook for the field-trip*. IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments, 26-28 August 1998, CEG and Department of Geography, University of Lisbon, p. 37-48.
- Vieira, G. (2004) – *Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Vieira, G.; Jansen, J.; Ferreira, N. (2005) – Environmental setting of the Parque Natural da Serra da Estrela. In Correia, P. T.; Bunce, R. G. H.; Howard, D. C. (eds.), *Landscape Ecology and Management of Atlantic Mountains*. IALE Publication Series 2, p. 53-64.
- Visser, H.; Nijs, T. (2006) – The map comparison 5 kit. *Environmental Modelling & Software*, 21: 346-358.
- Walsh, B. (2004) – *Markov Chain, Monte Carlo and Gibbs Sampling*. Technical report.
- Wang, X. (2008) – *Geotechnical Analysis of Flow Slides, Debris Flows, and Related Phenomena*. PhD dissertation in Geotechnical Engineering, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Alberta.
- Wang, Z.-Y.; Lee, J.H.W.; Melching, C.S. (2015) – *River Dynamics and Integrated River*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 193-264.
- Wieczorek, G.F. (1987) – Effect of rainfall intensity and duration on debris flows on the central Santa Cruz mountains, California. In Costa, J.E.; Wieczorek, G.F. (eds.), *Debris flows/avalanches—processes, recognition, and mitigation*. Reviews in Engineering Geology 7. Geological Society of America, Boulder, p. 93-104.
- Wieczorek, G.F.; Glade, T. (2005) – Climatic factors influencing occurrence of debris flows. In Jakob, M.; Hungr, O. (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis-Springer, Berlin, p. 325-362.
- Wilford, D.J.; Sakals, M E.; Innes, J.L.; Sidle, R.C.; Bergerud, W.A. (2004) – Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides*, (1): 61-66.
- Wohl, E.E.; Pearthree, P.P. (1991) – Debris flows as geomorphic agents in the Huachuca Mountains of southeastern Arizona. *Geomorphology*, 4: 273-292.

- Wu, T. H. (1996) – Soil Strength properties and their measurement. In Turner, A.K.; Schuster, R.L. (eds.), *Landslides: investigation and mitigation*. Special Report 247, Transportation Research Board, National Research Council, p. 319-336.
- Yilmaz, I.; Keskin, I. (2009) – GIS based statistical and physical approaches to landslide susceptibility mapping (Sebinkarahisar, Turkey). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68: 459-471.
- Yin, K.L., Yan, T.Z. (1988) – Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. In Bonnard, C. (ed.), *Proceedings of the Fifth International Symposium in Landslides*. Lausanne, Balkema, Rotterdam, p. 1269-1272.
- Zbyszewski, G. (1964) – *Notícia explicativa da folha 2 (Loures). Carta Geológica dos Arredores de Lisboa na escala 1: 50 000*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Zbyszewski, G.; Assunção, C. Torre de (1965) – *Notícia explicativa da folha 30-D (Alenquer). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Zêzere, J.L. (1991) – As costeiras a Norte de Lisboa: evolução quaternária e dinâmica actual das vertentes. *Finisterra*, 26 (51): 7-56.
- Zêzere, J.L. (1997) – *Movimentos de Vertente e Perigosidade Geomorfológica na Região a Norte de Lisboa*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Lisboa.
- Zêzere, J.L.; Ferreira, A.B.; Rodrigues, M.L. (1999a) – The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, 30: 133-146.
- Zêzere, J.L.; Ferreira, A.B.; Rodrigues, M.L. (1999b) – Landslides in the north of Lisbon region (Portugal): conditioning and triggering factors. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24(10): 925-934.
- Zêzere, J.L. (2002) – Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2: 73-82.
- Zêzere, J.L.; Rodrigues, M.L. (2002) – Rainfall thresholds for landsliding in Lisbon area (Portugal). In Rybar, J.; Stemberk, J.; Wagner, P. (eds), *Landslides*. A.A. Balkema, Lisse, p. 333-338.
- Zêzere, J.L.; Reis, E.; Garcia, R.; Oliveira, S.; Rodrigues, M.L.; Vieira, G.; Ferreira, A.B. (2004) – Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazard and Earth Systems Science*, 4 (1): 133-146.
- Zêzere, J. L. (2005) – *Dinâmica de vertentes e riscos geomorfológicos*. Relatório nº 41, Área de Geografia Física e Ambiente. Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa.
- Zêzere, J.L.; Trigo, R.M.; Trigo, I.F. (2005) – Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. *Hazards and Earth System Sciences*, 5: 331-344.
- Zêzere, J.L. (2007) – Riscos e Ordenamento do Território. *Inforgeo*, 20-21: 59-63.

Zêzere, J.L.; Trigo, R.M.; Fragoso, M.; Oliveira, S.C.; Garcia, R.A.C. (2008) – Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with North Atlantic oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8: 483-499.

Zêzere, J.L.; Trigo, R.M. (2011) – Impacts of the North Atlantic Oscillation on Landslides. In Vicente-Serrano, S.M.; Trigo, R.M. (eds.), *Hydrological, Socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region*, Springer Netherlands, p. 199-212.

Zêzere, J.L.; Vaz, T.; Pereira, S.; Oliveira, S.C.; Marques, R.; Garcia, R.A.C. (2015) – Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art. *Environmental Earth Sciences*, 73: 2917-2936.

Zhang, S.; Zhang, L.M.; Peng, M.; Zhang, L.L.; Zhao, H.F.; Chen, H.X. (2012) – Assessment of risks of loose landslide deposits formed by the 2008 Wenchuan earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12: 1381-1392.

Zhou, W.; Tang, C.; van Asch, Th.W.J.; Zhou, C. (2014) – Rainfall-triggering response patterns of post-seismic debris flows in the Wenchuan earthquake area. *Natural Hazards*, 70: 1417-1435.

Zizioli, D.; Meisina, C.; Valentino, R.; Montrasio, L. (2013) – Comparison between different approaches to modeling shallow landslide susceptibility: a case history in Oltrepo Pavese, Northern Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13: 559-573.

Documentos cartográficos:

Câmara Municipal de Manteigas (2005) – Planimetria (2D) e altimetria (3D) multicodificada, na escala 1:10 000, do concelho de Manteigas.

Câmara Municipal de Manteigas (2013) – Planimetria (2D) e altimetria (3D) multicodificada, na escala 1:10 000, do concelho de Manteigas.

DGADR (1999) – *Cartas dos Solos de Portugal* – Cartas Complementares, Folhas 389, 390, 403 e 404, Escala 1:25 000, SROA/CNROA/IEADR/IDRHA.

Instituto da Conservação da Natureza e Florestas (ICNF) – Cartografia nacional de áreas ardidas em 2005. Disponível em <http://www.icnf.pt> (acedido a: 25 de setembro de 2017).

Instituto Geográfico do Exército (1993) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 212 (Seia), 2ª ed.

Instituto Geográfico do Exército (1993) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 223 (Loriga/Seia), 2ª ed.

Instituto Geográfico do Exército (1998) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 213 (Manteigas), 3ª ed.

Instituto Geográfico do Exército (1998) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 224 (Teixoso/Covilhã), 3ª ed.

Instituto Geográfico do Exército (2009) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 404 (Alverca do Ribatejo/Vila Franca de Xira), 5ª ed.

Instituto Geográfico do Exército (2009) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 403 (Póvoa de Santa Iria/Vila Franca de Xira), 5ª ed.

Instituto Geográfico do Exército (2009) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 389 (Sobral de Monte Agraço), 5ª ed.

Instituto Geográfico do Exército (2009) – Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000, folha 390 (Vila Franca de Xira), 5ª ed.

Instituto Geográfico Português (IGP) – Carta topográfica digital na escala 1:10 000, folhas 389, 390, 403 e 404.

Instituto Geográfico Português (IGP) (2004) – Ortofotomapa, folhas 389, 390, 403 e 404.

Instituto Geográfico Português (IGP) (2006) – Ortofotomapa, folhas 212, 213, 223 e 224.

Instituto Geográfico Português (IGP) (2010) – Carta de uso e ocupação do solo de Portugal Continental para 2007 (COS2007), Nível 2, folhas 212, 213, 223 e 224. Disponível em <http://www.dgterritorio.pt> (acedido a: 25 de setembro de 2017).

Instituto Geográfico Português (IGP) (2013) – Carta Administrativa Oficial de Portugal na escala 1:25 000.

Instituto Nacional de Energia, Tecnologia e Inovação (INETI) (2005) – Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1: 25 000. Lisboa.

Serviços Geológicos de Portugal (1967) – Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, folha 17-D (Gouveia).

Serviços Geológicos de Portugal (1974) – Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, folha 20-B (Covilhã).