

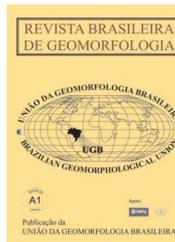


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 18, nº 1 (2017)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i1.985>



AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE À RUTURA E PROPAGAÇÃO DE FLUXOS DE DETRITOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ZÊZERE (SERRA DA ESTRELA, PORTUGAL)

DEBRIS-FLOW FAILURE AND RUN-OUT SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT IN THE ZÊZERE RIVER BASIN (SERRA DA ESTRELA, PORTUGAL)

Raquel Melo

*Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa
Edifício IGOT, Rua Branca Edmée Marques, Lisboa, CEP: 1600-276, Portugal*

Email: raquel.melo@campus.ul.pt

José Luís Zêzere

*Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa
Edifício IGOT, Rua Branca Edmée Marques, Lisboa, CEP: 1600-276, Portugal*

Email: zezere@campus.ul.pt

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):

18/10/2016

Aceito (Accepted):

18/02/2017

Palavras-chave:

Fluxos de Detritos;

Suscetibilidade à Rutura;

Avaliação da Propagação.

Keywords:

Debris-Flow; Susceptibility to

Failure; Run-Out Assessment.

Resumo:

Na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente, a cartografia produzida deverá integrar não só as áreas de iniciação do movimento, como também aquelas potencialmente atingidas pelo material mobilizado. Este objetivo é alcançado através da separação da análise da suscetibilidade em duas componentes distintas: (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 rutura. Neste trabalho é feita a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de fluxos de detritos na bacia hidrográfica do rio Zêzere (Serra da Estrela, Portugal). Para a identificação das potenciais áreas de rutura recorreu-se a um método estatístico bivariado (Valor Informativo) e a simulação das áreas afetadas pela passagem e deposição do material transportado foi sustentada por um algoritmo hidrológico simples (D-infinity downslope influence). A área abaixo da curva (AUC), determinada no âmbito da validação dos modelos de Valor Informativo, apresenta valores compreendidos entre 0,94 e 0,96, o que indica uma excelente capacidade preditiva. As variáveis preditivas com maior relevância na ocorrência de áreas de rutura de fluxos de detritos correspondem às áreas ardidas em 2005, declives superiores a 30°, espessura do solo inferior a 75 cm e perfil transversal côncavo. Na validação do modelo de propagação do material mobilizado, a partir das 36 áreas de rutura que constituem o inventário de movimentos, obteve-se uma taxa de verdadeiros positivos de 80,5%, o que reflete um bom desempenho do modelo.

Abstract:

In the framework of the landslide susceptibility assessment the maps produced should not only include the landslide initiation areas, but also those potentially affected by the mobilized material. To achieve this purpose the susceptibility analysis must be separated in two distinct components: (i) the first one, which is also the most discussed in the literature, deals with the susceptibility to failure; (ii) the second component refers to the run-out modeling using the initiation areas as an input. Therefore, this research presents the debris-flow susceptibility assessment in the Zêzere river basin (Serra da Estrela, Portugal). The debris-flow initiation areas are modeled using a bivariate statistical method (Information Value) and the run-out areas are simulated using a simple hydrological algorithm (D-infinity downslope influence). The Area Under the Curve (AUC) determined for the Information Value models ranges from 0.94 to 0.96, which reflect an excellent predictive capability. The most relevant predictor variables are: burned areas, slope above 30°, soil depth less than 75 cm and concave plan curvatures. The run-out modeling of the 36 ruptures areas included in the debris flow inventory delivered a true positive rate of 80.5%, reflecting a good performance of the model.

1. 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 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), sendo que é tanto mais necessária quanto maior a taxa de propagação dos movimentos de vertente estudados.

No presente trabalho, utiliza-se o sistema de classificação de movimentos de vertente proposto por Cruden e Varnes (1996) que contempla 5 tipos de mecanismos: desabamento (*fall*), tombamento (*topple*), deslizamento (*slide*), expansão lateral (*lateral spread*) e fluxo (*flow*). Este sistema de classificação considera ainda 3 tipos de material afetado: rocha (*rock*), terra (*earth*) e detritos (*debris*). A descrição dos movimentos de vertente é efetuada recorrendo à combinação de termos que caracterizam o tipo de mecanismo com o material afetado, como por exemplo fluxo de detritos (*debris flow*). O estudo incide nos fluxos de detritos, entendidos como um movimento espacialmente contínuo de uma mistura de detritos e água, no qual as superfícies de tensão tangencial são efémeras e mal preservadas, e a distribuição das velocidades, na massa deslocada, assemelha-se à de um fluido viscoso (CRUDEN e VARNES, 1996). O termo “detritos” (*de-*

bris) 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 (CRUDEN e VARNES, 1996). Frequentemente, os fluxos de detritos iniciam-se através de uma rutura que tem as características de um deslizamento de detritos, quase sempre ao longo de uma superfície de rutura planar, onde se concentra a deformação tangencial (CRUDEN e VARNES, 1996).

No âmbito da avaliação da suscetibilidade, através de métodos estatísticos, é assumido que os futuros movimentos de vertente deverão ocorrer devido aos mesmos fatores de instabilidade registados no passado e no presente (VARNES, 1984; CARRARA *et al.*, 1995; GUZZETTI *et al.*, 1999). 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.

O mapa de suscetibilidade de potenciais 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). 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.*, 2010, 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 FABRI, 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).

Uma vez determinadas as potenciais áreas de rutura, 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. No caso dos fluxos 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, 1996; RICKENMANN, 1999; FANNIN e WISE, 2001), 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.*, 2003; HUNGR e MCDOUGALL, 2009; BEGUERÍA *et al.*, 2009; CHRISTEN *et al.*, 2010; QUAN LUNA *et al.*, 2012; AVOLIO *et al.*, 2013).

Na análise da direção do escoamento (*flow direction*), parte-se do pressuposto que, na sequência de precipitação intensa, os fluxos 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 (MDT) (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 morfologia do trajeto e a distância percorrida pelo material mobilizado (HUNGR *et al.*, 2005). 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*, incorporam leis de resistência ao fluxo para estimar a velocidade ao longo de uma trajetória previamente definida (HÜRLIMANN *et al.*, 2007). Um inconveniente neste tipo de abordagem relaciona-se com o facto de a massa do fluxo de detritos ser definida através de um único ponto, o que significa que, do total da massa em movimento, somente pode ser calculada a deslocação do centro de gravidade. Tal situação poderá introduzir erros no cálculo da distância máxima percorrida, considerando que entre o centro de gravidade e o limite distal do depósito do fluxo 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 fluídos. 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). 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 dos fluxos 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 permanece, ainda, como um dos maiores desafios na avaliação da suscetibilidade em áreas extensas (CARRARA *et al.*, 2008). 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).

Este trabalho tem como objectivo avaliar a susceptibilidade à ocorrência de ruturas e propagação de fluxos de detritos na bacia hidrográfica do rio Zêzere (Serra da Estrela, Portugal). Para a identificação das potenciais áreas de rutura recorre-se a um método estatístico bivariado (Valor Informativo) e na simulação das áreas afetadas pela passagem e deposição do material transportado utiliza-se um algoritmo hidrológico simples (*D-infinity downslope influence*). Deste modo, implementa-se uma combinação de metodologias de baixo custo e pouco exigentes em termos de dados de *input*, que permitem um bom desempenho da avaliação da susceptibilidade e podem ser facilmente aplicadas a outras áreas de estudo.

2. Área de Estudo

O estudo dos fluxos de detritos incidiu na área-teste da bacia hidrográfica do rio Zêzere, situada na Serra da Estrela, Portugal (Figura 1). O principal interesse pela área em estudo advém dos fluxos de detritos ocorridos a 30 de outubro de 2005, após a deflagração de incêndios florestais no verão desse ano, que provocaram o encerramento temporário da Estrada Nacional 338, 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 sua interrupção representa não só uma importante condicionante na acessibilidade da população residente e turistas, como também um grave comprometimento das condições de segurança na circulação.

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).

Na área-teste da bacia hidrográfica do rio Zêzere afloram, sobretudo, rochas de natureza granítica de idade Paleozóica, que contactam com uma pequena orla de metamorfismo de idade Precâmbrica-Câmbrica (FERREIRA e VIEIRA, 1999; VIEIRA *et al.*, 2005). Os depósitos gla-

ciários e fluvioglaciários datam do Plistocénico Superior (VIEIRA, 2004). As altitudes variam entre os 1990 m, próximo do Alto da Torre, e diminuem progressivamente para NNE até atingir os 668 m, 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. 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. Os valores de declive máximo, médio e mínimo são semelhantes para ambas as vertentes, assim como a área abrangida por classes de declive. 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%. Relativamente à rede hidrográfica, é 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. 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.

O regime anual da precipitação na Serra da Estrela apresenta características mediterrâneas de montanha, nomeadamente um verão seco, ao 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.

3. Metodologia

3.1 Inventário das áreas de rutura e de propagação dos fluxos de detritos

A identificação e delimitação das áreas de rutura e de propagação dos fluxos de detritos, ocorridos 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, nomeadamente as cabeceiras em forma de anfiteatro que

sinalizam o deslizamento que marca o início da rutura, os canais de transporte e os setores de acumulação dos detritos; (b) reconhecimento de alterações no padrão da vegetação, inerentes à passagem de fluxos de detritos, através da fotointerpretação do ortofotomapa pós-vento (de 2006), com resolução de 0,5 m; c) validação da delimitação dos fluxos de detritos, bem como das áreas de rutura, através de trabalho de campo. No total, foram delimitadas 34 zonas de propagação de fluxos de detritos (Figura 1) às quais correspondem 36 áreas de rutura. Numa situação, observaram-se três ruturas que contribuem para uma mesma zona de propagação de fluxo de detritos, o que justifica a diferença entre os números de ruturas e de zonas de propagação. No total

a área afetada pelos fluxos de detritos é de 88036 m².

A individualização das áreas de rutura dos fluxos de detritos, para fins de modelação, foi feita com base na topografia digital e no ortofotomapa anteriormente referidos. 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 dos fluxos de detritos. Deste modo, identificaram-se 36 áreas de rutura, as quais ocupam uma superfície total de 3700 m². As dimensões, que em média contabilizam 100 m², estão compreendidas entre 25 e 200 m².

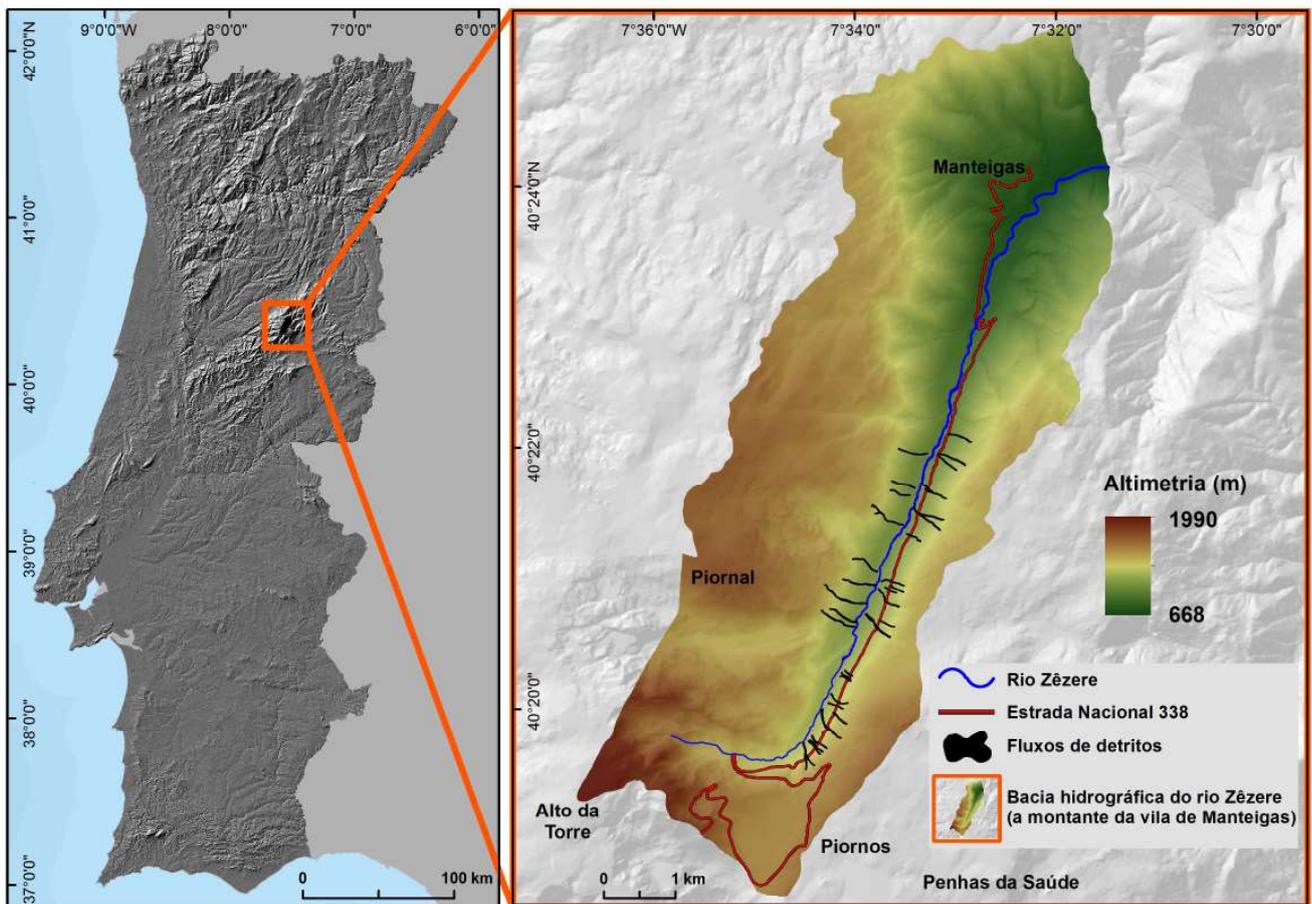


Figura 1 – Enquadramento geográfico da área de estudo na Serra da Estrela, Portugal, e inventário dos fluxos de detritos.

3.2 Modelação das áreas de rutura de fluxos de detritos

Seleção das variáveis independentes

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: decli-

ve, orientação das vertentes, inverso do *Wetness Index* (IWI), perfil transversal, perfil longitudinal, espessura do solo, litologia, uso e ocupação da terra.

Inúmeros estudos demonstram a influência das áreas ardidas recentemente na ocorrência de fluxos de detritos (e.g. CANNON *et al.*, 1998, 2001a, 2001b,

2005, 2011; GARTNER *et al.*, 2008; SANTI *et al.*, 2008; PARISE e CANNON, 2012; STALEY *et al.*, 2013, 2014; DE GRAFF, 2014; NYMAN *et al.*, 2015). Por este motivo, e tendo em conta os incêndios florestais que deflagraram na área de estudo dois meses antes do desencadeamento dos fluxos de detritos, considerou-se importante a integração da variável respeitante às áreas ardidas no verão de 2005.

As variáveis morfométricas foram derivadas do modelo digital do terreno (MDT), com resolução de 5 m, gerado a partir de uma rede irregular triangulada (TIN, *Triangulated Irregular Network*). O modelo TIN foi construído com informação vetorial pré-evento, à escala 1:10 000, de pontos cotados e curvas de nível com equidistância de 5 m. A restante informação (áreas ardidas em 2005, uso e ocupação da terra e litologia) é proveniente de fontes cartográficas oficiais (Instituto da Conservação da Natureza e Florestas, Instituto Geográfico Português e Serviços Geológicos de Portugal, respetivamente) e foram convertidas de estrutura vetorial para estrutura matricial com resolução de 5 m.

Tendo presente que o significado de um determinado fator de predisposição pode ser completamente alterado, caso os modelos 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 dos fluxos de detritos. Relativamente ao uso e ocupação da terra, existindo a possibilidade de utilizar informação pré (de 1990) ou pós evento (de 2007), optou-se pela última. Assumindo que os incêndios florestais vieram alterar as condições de ocupação do solo, considerou-se uma maior afinidade entre os elementos cartografados em 2007 e aqueles que existiam à data dos fluxos de detritos, em 2005.

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). Relativamente aos limiares críticos de declive para a iniciação dos fluxos de detritos, são vários os referenciados na literatura, porém, todos eles apresentam como característica comum um valor relativamente elevado. De acordo com Benda e Cundy (1990), a área de iniciação da maioria dos fluxos de detritos ocorre em concavidades

existentes no substrato rochoso, localizadas nas cabeceiras dos canais de drenagem, onde os declives geralmente não ultrapassam 45°. 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 e vertentes com declive superior a 45° não apresentam condições adequadas à formação de solos. Iverson (2014) indica que as áreas de iniciação dos fluxos de detritos se localizam, tendencialmente, em vertentes com declive superior a 25/30°. 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 declives a partir de 15°.

b) Orientação das vertentes

A orientação 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 orientadas 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 orientação 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 orientação 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 1 (BEVEN e KIRKBY, 1979)

$$WI = \ln(a/\tan\beta) \quad (1)$$

onde a corresponde à área de contribuição da célula; e β ao seu declive.

O WI é geralmente utilizado para quantificar o controlo topográfico nos processos hidrológicos, dada a importância da topografia na distribuição espacial da humidade, assim como no escoamento subterrâneo (SØRENSEN *et al.*, 2006). No caso das ruturas dos fluxos de detritos, 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).

d) Curvatura das vertentes (perfil transversal e perfil longitudinal)

Os fluxos de detritos geralmente iniciam-se em concavidades topográficas, uma vez que a topografia côncava favorece a acumulação de sedimentos e proporciona a convergência do fluxo de água subterrânea necessária para causar a rutura (COROMINAS *et al.*, 1996). Como já foi referido, a rutura inicia-se, frequentemente, por deslizamento, evoluindo de seguida para fluxo (e.g. IVERSON *et al.*, 1997). 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.*, 2010, 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 (entre -0,05 e 0,05) 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 (entre -0,05 e 0,05) 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 (e.g. GALLANT e WILSON, 2000; CLERICI *et al.*, 2010).

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, nomeadamente os deslizamentos de detritos (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). 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 para a distribuição espacial das ruturas.

Para a validação do modelo elaborado, utilizaram-se os valores de espessura do solo medidos no terreno, com base na observação e medição direta de cortes em taludes naturais. No total, efetuaram-se 38 pontos de levantamento, que foram georreferenciados com recurso a um GPS diferencial e que estão assinalados na Figura 2. 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.

A espessura do solo foi calculada para a totalidade da área de estudo recorrendo ao modelo *simplified geomorphologically indexed soil thickness* (sGIST) (CATANI *et al.*, 2010; SEGONI *et al.*, 2012), com base na combinação de três fatores (C , η e ψ^{-1}), 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 η ; e declive para o fator ψ^{-1} . 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 2:

$$h = -K_c \cdot C \cdot \eta \cdot \psi^{-1} \quad (2)$$

onde h corresponde à espessura do solo;

K_c refere-se à 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 (250 cm).

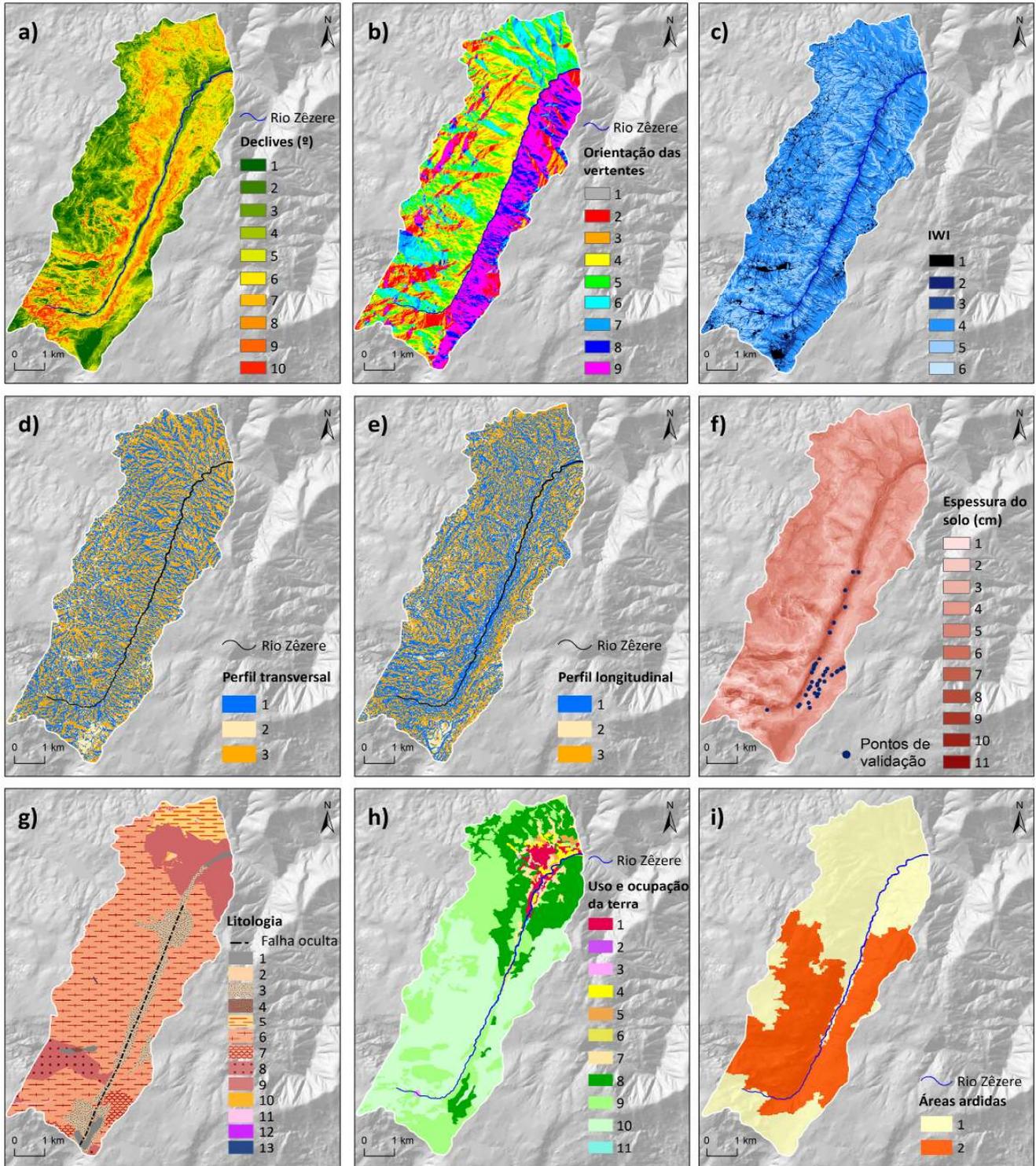


Figura 2 – Variáveis independentes utilizadas nos modelos do VI: a) declive; b) orientação das vertentes; c) IWI; d) perfil transversal; e) perfil longitudinal; f) espessura do solo; g) litologia; h) uso e ocupação da terra; i) áreas ardidas em 2005. Ver a descrição das classes na Tabela 1.

Calculou-se uma constante de 3,9 para a área em estudo; 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* (LFCO), que opera em ambiente SIG. O módulo LFCO 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.

A normalização dos parâmetros necessários à execução do modelo foi feita através de uma função *fuzzy* de normalização linear.

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.

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 rutura. Na área de estudo, a litologia contempla 13 classes (ver

Figura 2, Tabela 1), obtidas a partir da digitalização da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000.

g) Uso e ocupação da terra

O uso e ocupação da terra 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). Para a área em estudo, a representação da variável provém de informação oficial produzida com base na interpretação visual de imagens aéreas, de 2007, ortorrectificadas.

h) Areas ardidas em 2005

Uma das consequências mais devastadoras dos incêndios florestais está relacionada com a ocorrência de fluxos de detritos (CANNON *et al.*, 2001a). A repercussão dos incêndios florestais vai mais além do que o desequilíbrio mecânico e hidrológico devido à ausência de coberto vegetal. O efeito do fogo, ao nível da resposta hidrológica das bacias de drenagem, inclui a deposição de cinza, a alteração das propriedades físicas do solo e da rocha, e o aparecimento ou fortalecimento da repelência dos solos à água (PARISE e CANNON, 2012). Tais características conduzem à diminuição da taxa de infiltração e, conseqüentemente, ao aumento do escoamento superficial concentrado. Deste modo, devido à elevada erodibilidade dos solos em áreas queimadas, o escoamento superficial é geralmente composto por grandes quantidades de cinza, lama, detritos e vegetação (CANNON *et al.*, 2011). Dada a importância dos incêndios florestais na ocorrência de fluxos de detritos, utilizou-se, como variável preditiva, os dados oficiais referentes às superfícies ardidas, na área em estudo, durante o verão de 2005.

Aplicação do método do Valor Informativo

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de fluxos de detritos foi elaborada através de um método estatístico bivariado. Neste tipo de análise, 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 a elaboração da análise bivariada utilizou-se o método do Valor Informativo (VI), 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.

No presente estudo, as unidades de terreno referem-se a células com uma resolução de 5 m. Os fatores de predisposição correspondem ao declive, orientação das vertentes, IWI, perfil transversal, perfil longitudinal, espessura do solo, litologia, uso e ocupação da terra e áreas aridas em 2005. A variável dependente diz respeito às áreas de rutura dos fluxos de detritos.

A integração dos fatores de predisposição no modelo do VI implica a reclassificação de todas as variáveis contínuas. No caso das variáveis qualitativas (e.g. litologia, uso e ocupação da terra e áreas aridas em 2005) impõe-se a necessidade da sua transformação em variáveis discretas. Assim, a reclassificação do mapa de declives (Figura 2, Tabela 1) baseou-se na seleção de 10 classes com uma amplitude que permitia diferenciar as variações de declive na área em estudo, respeitando os limiares críticos referidos na literatura. O mapa com a orientação das vertentes (Figura 2, Tabela 1) foi reclassificado em 9 classes. O tema do IWI foi reclassificado

em 6 classes (Figura 2, Tabela 1), aplicando um intervalo baseado numa progressão logarítmica de base 10, o que permitiu uma boa 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). Para obter um melhor ajuste à escala das formas de relevo, utilizou-se, no cálculo do perfil transversal (Figura 2, Tabela 1) e do perfil longitudinal (Figura 2, Tabela 1), um MDT com resolução de 20 m. A informação foi posteriormente convertida para células com 5 m, de forma a compatibilizar-se com as restantes variáveis preditivas. O tema da espessura do solo foi reclassificado em 11 classes, com uma amplitude de 25 cm (Figura 2, Tabela 1). Tal como referido anteriormente, para que as variáveis qualitativas possam ser integradas no modelo do VI foi necessário converter as respetivas classes em valores discretos. Tal procedimento foi executado para os temas da litologia (Figura 2, Tabela 1), uso e ocupação da terra (Figura 2, Tabela 1) e áreas aridas em 2005 (Figura 2, Tabela 1).

Tabela 1: Aplicação do método do VI para estimar o peso específico de cada classe, em cada fator de predisposição. Os valores de VI correspondem ao valor médio obtido nos 3 modelos elaborados

Fatores	Classes	Descrição	Si (m ²)	Ni (m ²)	VI
Declive (°)	1	[0 – 5[0	3452550	-3,20
	2	[5 – 10[0	5298825	-3,20
	3	[10 – 15[0	6274225	-3,20
	4	[15 – 20[50	6027025	-2,32
	5	[20 – 25[50	5794550	-2,28
	6	[25 – 30[425	5715600	-0,13
	7	[30 – 35[625	5107125	0,37
	8	[35 – 40[1200	3365875	1,44
	9	[40 – 45[850	1484300	1,91
	10	>=45	500	1216300	1,58
Orientação das vertentes	1	Plana	0	883450	-3,20
	2	Norte	175	4646250	-0,81
	3	Nordeste	200	5531800	-0,85
	4	Este	725	8834850	-0,03
	5	Sudeste	275	6975100	-0,76
	6	Sul	0	4700850	-3,20
	7	Sudoeste	0	1653875	-3,20
	8	Oeste	875	3020725	1,23

Avaliação da Suscetibilidade à Rutura e Propagação de Fluxos de Detritos na Bacia Hidrográfica do Rio Zézere

	9	Noroeste	1450	7489475	0,83
IWI					
	1	[0]	0	1721475	-3,20
	2	[0 – 0,0001[1050	1323400	2,24
	3	[0,0001 – 0,001[1275	5394000	1,03
	4	[0,001 – 0,01[850	22792350	-0,82
	5	[0,01 – 0,1[525	11861025	-0,70
	6	[0,1 – 1,2]	0	644125	-3,20
Perfil transversal					
	1	Côncavo	3625	18360550	0,85
	2	Rectilíneo	0	4869150	-3,20
	3	Convexo	75	20506675	-3,14
Perfil longitudinal					
	1	Convexo	1375	18795875	-0,15
	2	Rectilíneo	0	4806000	-3,20
	3	Côncavo	2325	20134500	0,31
Espessura do solo (cm)					
	1	[0 – 25[75	283400	1,14
	2	[25 – 50[450	2217225	0,88
	3	[50 – 75[2350	10187400	1,00
	4	[75 – 100[825	15587175	-0,47
	5	[100 – 125[0	10005200	-3,20
	6	[125 – 150[0	3756375	-3,20
	7	[150 – 175[0	1222325	-3,20
	8	[175 – 200[0	318600	-3,20
	9	[200 – 225[0	96325	-3,20
	10	[225 – 250[0	59900	-3,20
	11	[250 – 275]	0	2450	-3,20
Litologia					
	1	Aluviões atuais	0	708700	-3,20
	2	Depósitos de vertente	0	73850	-3,20
	3	Depósitos fluvioglaciários	150	5229600	-1,08
	4	Depósitos glaciários	0	46675	-3,20
	5	Orlas metamórficas (corneanas e xistos mosqueados)	0	2290525	-3,20
	6	Granito porfíróide de grão grosseiro ou grosseiro a medio	2975	27029075	0,26
	7	Granito porfíróide de grão médio, em parte orbicular	575	977850	1,94
	8	Granito não porfíróide de grão grosseiro a médio	0	2233100	-3,20
	9	Granito não porfíróide de grão médio ou médio a fino	0	4976300	-3,20
	10	Filões de quartzo	0	38650	-3,20
	11	Filões de rochas básicas	0	71425	-3,20
	12	Filões de rochas básicas metamorizadas	0	48125	-3,20
	13	Filões e massas aplito-pegmatíticos	0	12500	-3,20

Uso e ocupação da terra (2007)					
	1	Tecido urbano	0	1035875	-3,20
	2	Indústria, comércio e transportes	0	10600	-3,20
	3	Espaços verdes urbanos, equipamentos desportivos, culturais e de lazer, e zonas históricas	0	59425	-3,20
	4	Culturas temporárias	0	648050	-3,20
	5	Culturas permanentes	0	268975	-3,20
	6	Pastagens permanentes	0	106050	-3,20
	7	Áreas agrícolas heterogêneas	0	1054850	-3,20
	8	Florestas	575	9025375	-0,28
	9	Florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea	325	13646225	-1,27
	10	Zonas descobertas e com pouca vegetação	2800	17822225	0,62
	11	Águas interiores	0	58725	-3,20
Áreas ardidas em 2005					
	1	Área não ardida	0	24479375	-3,20
	2	Área ardida	3700	19257000	0,82

S = 3700 m²; N = 43736375 m²

Para cada classe de cada fator de predisposição foi determinado o respetivo VI, a partir da equação 3 (YIN e YAN, 1988; ZÊZERE, 2002)

$$I_i = \log \frac{S_i/N_i}{S/N} \quad (3)$$

onde I_i é o Valor Informativo da variável i ; S_i é o número de unidades de terreno com ocorrência de áreas de rutura de fluxos de detritos (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 ocorrência de áreas de rutura de fluxos de detritos; 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 das áreas de rutura dos fluxos de detritos. Já os resultados positivos indicam uma relação entre a presença da variável independente e a ocorrência das áreas de rutura, tanto mais acentuada quanto maior for o *score*.

Quando uma classe das variáveis independentes não contem áreas de rutura, a razão S_i/N_i é igual a zero. Nesta situação, tendo em conta a transformação logarítmica, o valor de I_i é indeterminado. O problema é contornado através da atribuição de um valor decimal abaixo do menor valor de I_i obtido na totalidade das

classes com presença de áreas de rutura em todas as variáveis consideradas (GUILLARD e ZÊZERE, 2012).

O VI total de uma unidade de terreno (célula de 5 m) é determinado pela equação 4:

$$I_j = \sum_{i=0}^m X_{ji} I_i \quad (4)$$

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.

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 rutura de fluxos detriticos em três grupos distintos, cada um composto por igual número de elementos (12). Deste modo, a abordagem metodológica passou pela elaboração de 3 modelos de VI, utilizando, em cada modelo, dois grupos de dados para calibração e um grupo de dados para validação. Assim, todas as áreas de rutura integraram o processo de modelação e de validação, de forma independente. O modelo final de suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura de fluxos de detritos corresponde à média aritmética dos 3 modelos de VI. Este procedimento permite conferir uma maior robustez ao resultado final, que poderia ficar fragilizado devido ao reduzido número de áreas de rutura.

Validação do modelo preditivo

A capacidade preditiva de cada um dos 3 modelos de VI 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.

No que respeita ao modelo final de suscetibilidade (resultante do cálculo da média aritmética dos 3 modelos de VI) a avaliação da importância de cada fator de predisposição, na ocorrência de potenciais áreas de rutura de fluxos 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.*, 2010; 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.

3.3 Modelação das áreas de propagação de fluxos de detritos

No presente trabalho, a simulação da propagação do material mobilizado a partir das 36 áreas de rutura existentes foi executada recorrendo ao algoritmo de direção de escoamento *D-infinity downslope influence* (DI), presente no módulo Taudem (TARBOTON,

1997). O desempenho do modelo foi testado através da simulação da propagação dos fluxos de detritos recentes, ocorridos no vale do Zêzere, e posterior comparação com o padrão espacial das zonas de transporte e acumulação, delimitado através de fotointerpretação e validado no terreno. Com este procedimento, pretendeu-se determinar a confiabilidade e o rigor do modelo, o qual foi depois utilizado na simulação da propagação do material mobilizado a partir das potenciais áreas de rutura obtidas com o método do VI.

O módulo Taudem (TARBOTON, 1997) 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 rutura. Seguindo a metodologia desenvolvida por Guinau *et al.* (2007), utilizou-se, no presente estudo, a ferramenta *D-infinity downslope influence* (DI). O DI serve para localizar, a partir de uma determinada origem, a trajetória esperada 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 trajetórias 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).

O DI foi calculado no módulo Taudem e utilizou 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 dos fluxos de detritos. A definição da origem ou iniciação dos fluxos foi traduzida num ficheiro matricial binário, onde as células com valor 1 representam as áreas de rutura 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.

4. Resultados e Discussão

São escassos os trabalhos que integram, simultaneamente, a avaliação à rutura e à propagação de fluxos de detritos, utilizando o tipo de metodologia empregue no presente estudo. O VI e métodos equivalentes têm sido bastante utilizados para calcular a suscetibilidade à ocorrência de ruturas (e.g. GUINAU *et al.*, 2007; CARRARA *et al.*, 2008; BLAHUT *et al.*, 2010; XU *et al.*, 2013; CHEVALIER *et al.*, 2013; BREGOLI *et al.*, 2015), contudo, é pouco frequente tais trabalhos abordarem a modelação da propagação dos fluxos de detritos. Destaca-se a utilização do modelo DI em Guinau *et al.* (2007), o qual proporcionou resultados bastante favoráveis no que respeita à simulação de potenciais trajetórias de fluxos de detritos, com base em áreas de rutura previamente definidas através de um método estatístico bivariado. Mais recentemente, distinguem-se os trabalhos executados com o modelo empírico Flow-R, o qual permite a identificação automática de potenciais áreas de rutura e a simulação da propagação de fluxos de detritos à escala da bacia (HORTON *et al.*, 2008, 2011, 2013; KAPPES *et al.*, 2011; BAUMANN, 2011; FISCHER *et al.*, 2012; STALSBERG *et al.*, 2012; QUAN LUNA *et al.*, 2014). Contudo, o modelo requer a combinação de algoritmos probabilísticos de direção de escoamento com algoritmos baseados em cálculos simplificados de energia, o que torna a sua utilização mais complexa e morosa comparativamente ao uso do modelo DI, sobretudo devido às inúmeras combinações possíveis de parâmetros.

Na Tabela 1 apresentam-se os resultados decorrentes da aplicação da equação 3. Os valores de VI correspondem ao valor médio obtido nos 3 modelos elaborados e permitem identificar, pelos VI positivos, quais são as condições de predisposição que melhor se relacionam com a distribuição espacial das áreas de rutura dos fluxos de detritos. Assim, as condições que mais favorecem a ocorrência de ruturas que evoluem para fluxos de detritos na área de estudo são as seguintes: presença de áreas côncavas, no perfil transversal e longitudinal; presença de áreas ardidas e de zonas descobertas e com pouca vegetação; vertentes expostas a W e NW; vertentes com declive superior a 30°; terrenos com valores baixos (mas não nulos) de IWI, apresentando maior potencial de acumulação de água; presença de granitos porfiróides de grão médio ou grão grosseiro; e existência de solos pouco espessos, até 75 cm. Estes resultados são concordes 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. Por exemplo, Fernandes *et al.* (2001) observaram que o potencial de instabilidade aumenta com o incremento do declive, contudo, a partir de determinado limiar crítico (55,5°), o potencial de instabilidade tende a diminuir. No presente estudo, embora o limiar crítico seja ligeiramente inferior (45°), é possível observar a mesma tendência. Fernandes *et al.* (2001) também determinaram que o relevo côncavo aumenta o potencial de deslizamento, tal como se constatou no presente estudo. Vanacôr e Rolim (2012) concluíram que, de entre os fatores condicionantes à ocorrência de deslizamentos, o declive desempenha um papel fundamental, enquanto que, de forma geral, o uso do solo e cobertura vegetal, bem como a orientação das vertentes apresentam *scores* de suscetibilidade menos significativos.

As curvas ROC ilustradas na Figura 3 indicam a elevada capacidade preditiva dos 3 modelos de VI, o que é atestado pelas AUC correspondentes, que apresentam resultados entre 0,94 e 0,96.

A Tabela 2 apresenta o grau de importância, ordenado, de cada um dos fatores considerados na avaliação da suscetibilidade à ocorrência de áreas de rutura. 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 das áreas ardidas em 2005 e do perfil transversal das vertentes. Os fatores que exercem uma menor influência na ocorrência de áreas de rutura dizem respeito ao perfil longitudinal das vertentes e ao uso e ocupação da terra.

Considerando o modelo final de suscetibilidade à ocorrência de potenciais áreas de rutura de fluxos de detritos (resultante da média dos 3 modelos de VI), a Tabela 3 sintetiza as classes de suscetibilidade expressas por percentagem de área total hierarquizada pelos valores de VI (ordem decrescente), assim como a percentagem de área atualmente instabilizada (i.e., áreas de rutura), por cada classe de suscetibilidade. A distribuição espacial das classes de suscetibilidade está representada na Figura 4, onde se destaca o sector intermédio do vale quanto à propensão para a ocorrência de fluxos de detritos. Com base na Tabela 3, é possível constatar que 5% da área de estudo, com um valor mais elevado de VI, compreende 84% do total de áreas de rutura. Se considerarmos 20% da área de estudo, a presença de instabilidade contabiliza 98%.

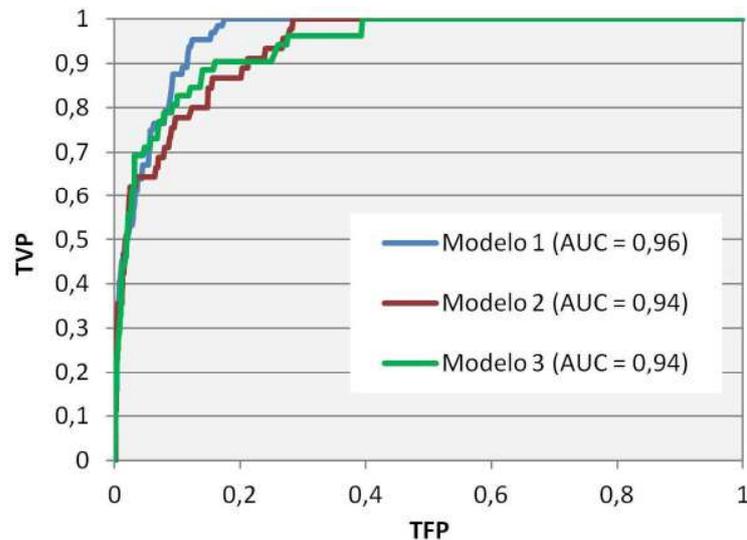


Figura 3 – Curvas ROC e AUC para os 3 modelos de VI.

Tabela 2: Cálculo e hierarquização dos índices ACC e REL

	ACC		REL		Σ (Ord.)	Hierarquização
	(*100)	Ord.	(*100)	Ord.		
Declive	85,8	4	0,028	2	6	1
Orientação das vertentes	62,8	7	0,022	4	11	4
IWI	62,8	7	0,035	1	8	3
Perfil transversal	98,0	2	0,020	5	7	2
Perfil longitudinal	62,8	7	0,012	9	16	6
Espessura do solo	77,7	5	0,023	3	8	3
Litologia	95,9	3	0,013	8	11	4
Uso e ocupação da terra (2007)	75,7	6	0,016	7	13	5
Áreas ardidadas em 2005	100,0	1	0,019	6	7	2

No presente trabalho, optou-se por representar o resultado final do modelo DI com base numa reclassificação por quartis, os quais foram associados a diferentes níveis de suscetibilidade. Esta classificação permite individualizar as áreas com maior ou menor suscetibilidade à passagem do fluxo de detritos. Na Figura 5 observa-se o modelo final. Os resultados do modelo (considerando todas as classes de suscetibilidade) foram comparados com a delimitação das zonas de transporte e acumulação dos 34 fluxos de detritos ocorridos na área de estudo e calculou-se a percentagem de falsos negativos e de verdadeiros positivos. Deste modo, foi possível aferir uma taxa de verdadeiros positivos na ordem dos 80,5%. Por outro lado, a taxa de falsos negativos (de 19,5%), reflete as áreas que foram afetadas

pela passagem dos fluxos de detritos, mas que o modelo interpretou como áreas não suscetíveis.

A área classificada como suscetível contabilizou, relativamente ao total da área em estudo, 1,7%. Na Figura 6 é possível observar, para cada um dos 34 fluxos de detritos do inventário, a percentagem de área de propagação classificada pelo modelo como suscetível (classificação correta) ou como não suscetível (classificação incorrecta), bem como a percentagem de área obtida em cada classe de suscetibilidade. O fluxo #2 regista a maior percentagem de área mal classificada (56,3%), seguido dos fluxos #6, #21, #22 e #30, cuja classificação incorrecta é igual ou superior a 30% (Figura 6). Relativamente ao fluxo #2, o modelo falha na definição da sua trajectória no final da distância de propagação. No fluxo #6, o encaixe da rede

de drenagem é reflectido, no modelo, por uma linha de escoamento bem demarcada, sendo, por isso, subestimada a largura real do fluxo. No caso do fluxo #22, que diverge

devido a um obstáculo topográfico, o modelo representa apenas a direção do escoamento onde, na realidade, se encontra a linha de água.

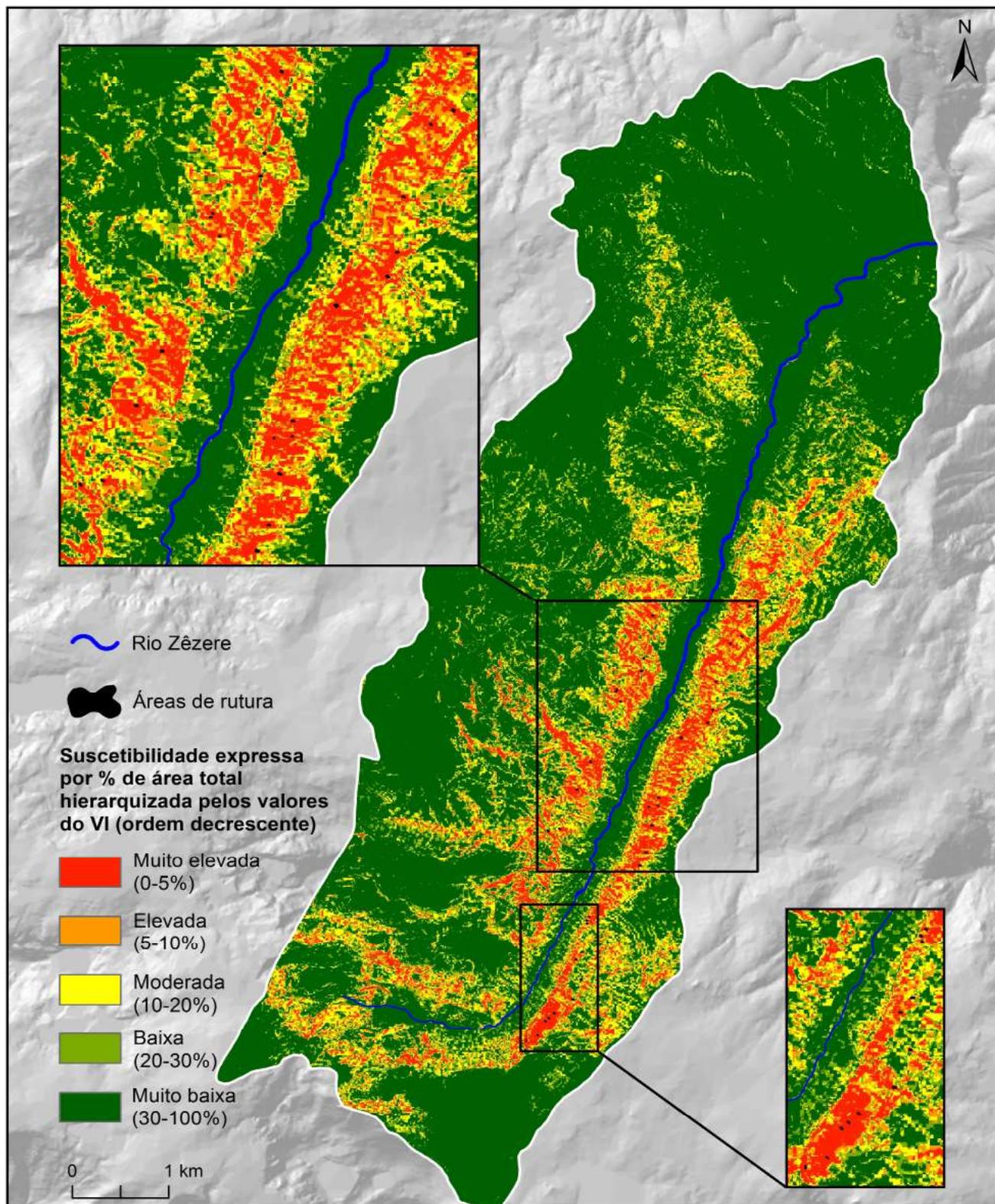


Figura 4 – Modelo final de susceptibilidade à ocorrência de áreas de rutura (resultante da média aritmética dos 3 modelos de VI).

Tabela 3: Classes de suscetibilidade expressas por percentagem de área total hierarquizada pelos valores de VI (ordem decrescente) e percentagem de áreas de rutura por cada classe de suscetibilidade

Classes de suscetibilidade	% de área total hierarquizada pelos valores de VI (ordem decrescente)	% de áreas de rutura por classe de suscetibilidade
Muito elevada	[0 – 5[83,8
Elevada	[5 – 10[7,1
Moderada	[10 – 20[7,1
Baixa	[20 – 30[2
Muito baixa	[30 – 100]	0

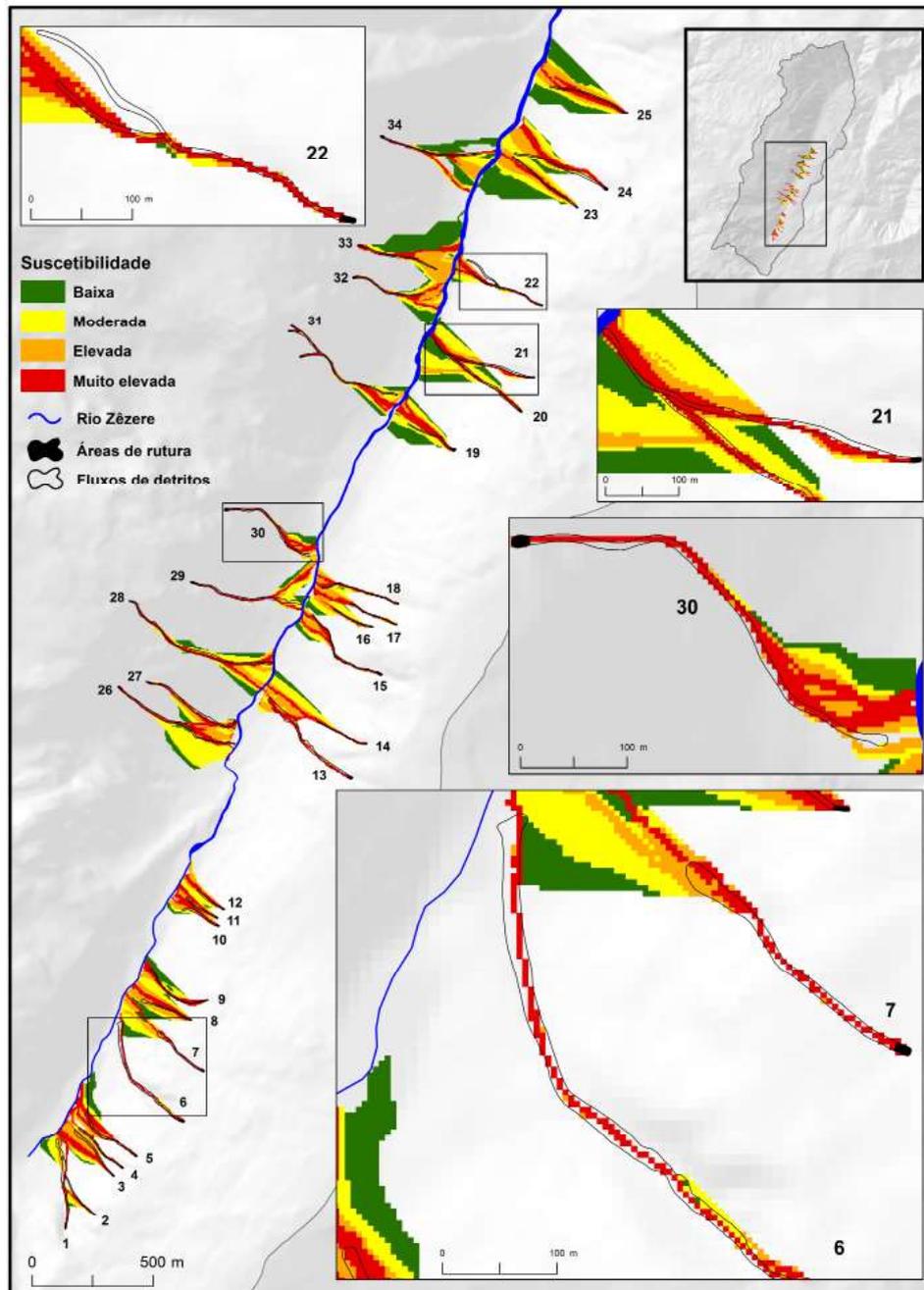


Figura 5 – Simulação da propagação do material proveniente das 36 áreas de rutura de fluxos de detritos, com base no algoritmo D-infinity downslope influence (DI).

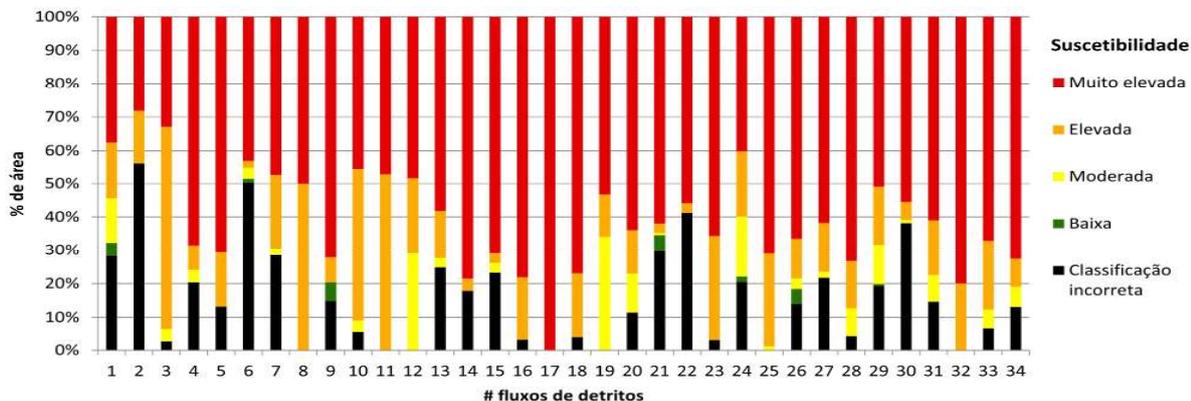


Figura 6 – Percentagem de área de propagação (real) obtida em cada classe de suscetibilidade (modelo DI), para cada um dos 34 fluxos de detritos.

Porém, através de uma análise visual (Figura 5), é possível constatar que, para a generalidade dos fluxos, 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, de todo, incomum, uma vez que os fluxos 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 o modelo não estimar, na totalidade, a dispersão lateral dos fluxos de detritos. Deste modo, é possível inferir que o erro do modelo 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 35% dos fluxos simulados com o modelo DI, a área classificada como falso negativo é inferior a 5% e 21% dos fluxos apresentam a totalidade da sua área inserida nas diferentes classes de suscetibilidade. Em termos globais, 88% dos fluxos apresentam, no mínimo, 70% da sua área corretamente classificada. No que se refere à suscetibilidade elevada e muito elevada, 71% dos fluxos de detritos contabilizam mais de 70% da sua área nestas duas classes.

Assim, a classificação incorreta da propagação dos fluxos reflete 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 rutura, pelo que eventuais incorreções na sua marcação serão refletidas no modelo de propagação. Para além disso, é conhecido que muitos fluxos de detritos no final do seu processo formam lóbulos terminais, de aspeto abrupto, que vão ser ultrapassados pelos detritos finos e satura-

dos, que constituem o corpo do fluxo (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 algum tempo após a ocorrência dos fluxos de detritos. Assim, é possível que a área de acumulação delimitada peque por defeito, correspondendo aos depósitos constituídos por detritos maiores e que, deste modo, permanecem conservados durante mais tempo. Embora a incerteza relativamente às áreas de deposição mapeadas possa contribuir para o erro do modelo, considera-se que essa contribuição não será muito significativa, uma vez que os fluxos de detritos cessam o seu movimento no fundo do vale ou muito próximo dele.

Uma completa avaliação da suscetibilidade à ocorrência de fluxos de detritos implica o zonamento das potenciais áreas de rutura e das respectivas áreas de propagação. Como já foi referido, a definição das potenciais áreas de rutura, na área em estudo, foi feita com base na média dos 3 modelos de VI. Para a modelação da propagação, optou-se por seleccionar as zonas que correspondem a 1% da área total em estudo que foram classificadas como mais suscetíveis à ocorrência de rutura e que apresentam uma superfície igual ou superior a 500 m². Com a aplicação destes dois critérios, pretendeu-se captar, simultaneamente, manchas espacialmente coerentes e com elevada suscetibilidade. Deste modo, foram definidas 93 zonas de rutura potenciais, cuja superfície varia entre 500 e 4350 m², apresentando uma dimensão média de 1020 m². As ruturas potenciais encontram-se totalmente inseridas na área ardida em 2005, o que se justifica, uma vez que a hierarquização dos índices ACC

e REL revelou que este fator condicionante era o segundo mais importante na ocorrência dos fluxos de detritos na área em estudo. Por este motivo, é essencial que o modelo de suscetibilidade seja atualizado sempre que se verifiquem novos incêndios. Contudo, é necessário ter presente que existem outros fatores bastante relevantes, tais como o declive e o perfil transversal das vertentes.

A modelação da propagação das potenciais áreas de rutura, através do módulo Taudem, implicou o cálculo do algoritmo DI. Para tal, as 93 ruturas potenciais foram convertidas num ficheiro matricial binário, onde as células com valor 1 representam a instabilidade, e as células

com valor 0, a área estável. 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.

O resultado foi sujeito a uma reclassificação por quartis, os quais foram associados a diferentes níveis de suscetibilidade, tal como se efetuou para o modelo de propagação com as ruturas reais. A figura 7 representa a integração das potenciais áreas de rutura, com as respectivas áreas potencialmente afetadas pelos fluxos de detritos. A área classificada como suscetível abrange um território que representa 4,8% do total da área de estudo.

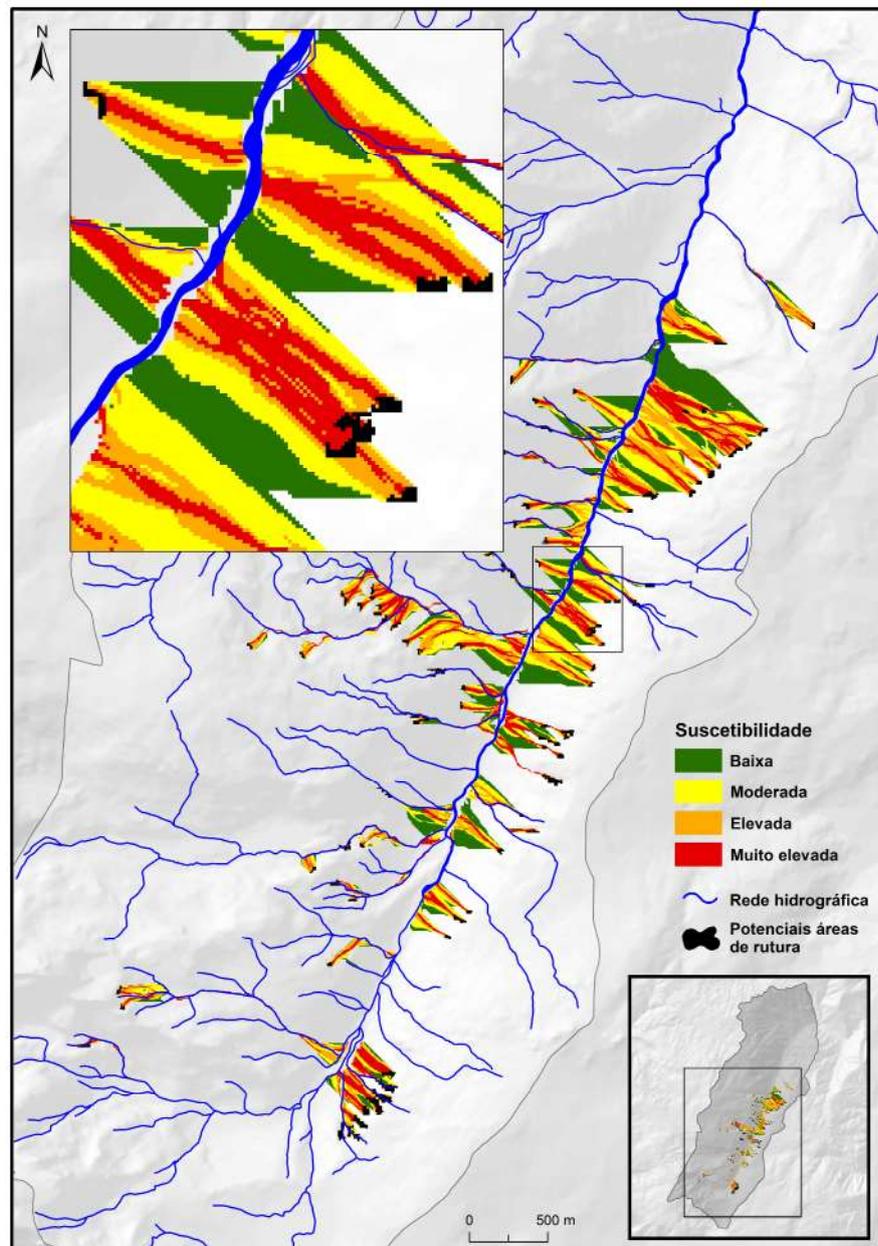


Figura 7 – Avaliação da suscetibilidade à ocorrência de fluxos de detritos na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas). Integração das potenciais áreas de rutura com as respectivas áreas potencialmente afetadas pela propagação dos detritos, calculadas com o modelo DI.

5. Considerações Finais

No presente trabalho, desenvolveu-se uma avaliação da suscetibilidade à ocorrência de fluxos de detritos na bacia hidrográfica do rio Zêzere (a montante da vila de Manteigas), considerando separadamente a propensão para a rutura e a propagação. A cartografia produzida, alcançada por meio de metodologias de baixo custo, pretendeu integrar as áreas de iniciação dos fluxos, bem como as áreas potencialmente atingidas pelo material mobilizado.

A modelação da suscetibilidade à ocorrência de potenciais áreas de rutura compreendeu a elaboração de 3 modelos de VI, cuja validação independente determinou áreas abaixo da curva (AUC) com valores entre 0,94 e 0,96, que traduzem uma excelente capacidade preditiva. Constatou-se que as variáveis preditivas com maior relevância na ocorrência de áreas de rutura de fluxos de detritos correspondem às áreas ardidadas em 2005, declives superiores a 30°, espessura do solo inferior a 75 cm e perfil transversal côncavo. Com o objetivo de definir potenciais futuras áreas de rutura, utilizou-se como modelo final o resultado da média dos 3 modelos de VI e selecionaram-se as áreas que respondiam a dois critérios em simultâneo: 1% de área com os *scores* de VI mais elevados e superfície igual ou superior a 500 m².

Na segunda componente da avaliação da suscetibilidade, recorreu-se ao modelo *D-infinity downslope influence* (DI) para simular a propagação dos fluxos de detritos. Os dados necessários à execução do modelo derivam 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. A validação do modelo, através da análise visual e do cálculo da taxa de verdadeiros positivos (80,5%), permitiu concluir que o seu desempenho é bastante aceitável na simulação da propagação do material mobilizado a partir das 36 áreas de rutura que constituem o inventário de movimentos.

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 os fluxos 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 poderá conduzir a sobreavaliações da distância de propagação dos fluxos de detritos. Não obstante, o modelo DI constitui uma ferramenta bastante útil na abordagem inicial da avaliação da suscetibilidade à propagação dos fluxos de detritos, à escala da bacia, bem como na definição de áreas de intervenção prioritárias, que deverão ser consideradas pelos agentes de proteção civil e do ordenamento do território.

Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito do projeto FORLAND – Hydrogeomorphologic risk in Portugal: driving forces and application for land use planning [PTDC/ATPGE0/1660/2014] financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia. Os dados referentes à topografia foram cedidos pela Câmara Municipal de Manteigas.

Referências Bibliográficas

- ANCEY, C. Debris flows. In: SCHREFLER, B.; DELAGE, P. (eds.), **Environmental Geomechanics**. John Wiley & Sons, Hoboken, USA, p. 1–37, 2010.
- ATKINSON, P.M.; MASSARI, R. Generalised linear modelling of susceptibility to landsliding in the central Apennines, Italy. **Computers and Geosciences**, v. 24, p. 373–385, 1998.
- AVOLIO, M.V.; DI GREGORIO, S.; LUPIANO, V.; MAZZANTI, P. SCIDDICA-SS3: a new version of cellular automata model for simulating fast moving landslides. **The Journal of Supercomputing**, v. 65, p. 682–696, 2013.
- AYALEW, L.; YAMAGISHI, H. The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. **Geomorphology**, v. 65, p. 15–31, 2005.
- BAI, S.; WANG, J.; LÜ, G.; ZHOU, P.; HOU, S.; XU, S. GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping of the Zhongxian segment in the Three Gorges area, China. **Geomorphology**, v. 115, p. 23–31, 2010.
- BAI, S.; LÜ, G.; WANG, J.; ZHOU, P.; DING, L. GIS-based rare events logistic regression for landslide-susceptibility mapping of Lianyungang, China. **Environmental Earth Sciences**, v. 62, p. 139–149, 2011.
- BAUM, R.L.; GODT, J.W.; COE, J.A. 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, 2011.
- BAUMANN, V. Debris flow susceptibility mapping at a regional scale along the National Road N7, Argentina. **Pan-Am CGS Geotechnical Conference**, 2011.
- BEGUERÍA, S. Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. **Natural Hazards**, v. 37, n. 3, p. 315–329, 2006.
- BEGUERÍA, S.; VAN ASCH, T.W.J.; MALET, J.-P.; GRÖNDAHL, S. A GIS-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 9, p. 1897–1909, 2009.
- BENDA, L.E.; CUNDY, T.W. Predicting deposition of debris flows in mountain channels. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 27, p. 409–417, 1990.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 24, p. 43–69, 1979.
- BLAHUT, J.; VAN WESTEN, C.J.; STERLACCHINI, S. Analysis of landslide inventories for accurate prediction of debris-flow source areas. **Geomorphology**, v. 119, p. 36–51, 2010.
- BREGOLI, F.; MEDINA, V.; CHEVALIER, G.; HÜRLIMANN, M.; BATEMAN, A. Debris-flow susceptibility assessment at regional scale: Validation on an alpine environment. **Landslides**, v. 12, p. 437–454, 2015.
- BUI, D.T.; LOFMAN, O.; REVHAUG, I.; DICK, O. Landslide susceptibility analysis in the Hoa Binh province of Vietnam using statistical index and logistic regression. **Natural Hazards**, v. 59, n. 3, p. 1413–1444, 2011.
- CALLIGARIS, C.; ZINI, L. Debris flow phenomena: a short overview? In: DAR, I.A. (ed.), **Earth Sciences**. InTech, Croatia, p. 71–90, 2012.
- CANNON, S.H.; POWERS, P.S.; SAVAGE, W.Z. Fire-related hyperconcentrated and debris flows on Storm King Mountain, Glenwood Springs, Colorado, USA. **Environmental Geology**, v. 35, p. 210–218, 1998.
- CANNON, S.H.; BIGIO, E.R.; MINE, E. A process for fire-related debris flow initiation, Cerro Grande fire, New Mexico. **Hydrological Processes**, v. 15, p. 3011–3023, 2001a.
- CANNON, S.H.; KIRKHAM, R.M.; PARISE, M. Wildfire-related debris-flow initiation processes, Storm King Mountain, Colorado. **Geomorphology**, v. 39, p. 171–188, 2001b.
- CANNON, S.H.; GARTNER, J.E. Wildfire-related debris flow from a hazards perspective. In: JAKOB, M.; HUNGR, O. (eds.), **Debris-flow hazards and related phenomena**. Springer Praxis Books. Springer, Berlin, p. 363–385, 2005.
- CANNON, S.H.; BOLDT, E.M.; LABER, J.L.; KEAN, J.W.; STALEY, D.M. Rainfall intensity–duration thresholds for postfire debris-flow emergency-response planning. **Natural Hazards**, v. 59, p. 209–236, 2011.
- CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. 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, 1995.
- CARRARA, A.; CROSTA, G.B.; FRATTINI, P. Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. **Geomorphology**, v. 94, p. 353–378, 2008.
- CATANI, F.; SEGONI, S.; FALORNI, G. An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 46, n. 5, 2010.
- CHEVALIER, G.G.; MEDINA, V.; HÜRLIMANN, M.; BATEMAN, A. Debris-flow susceptibility analysis using fluvio-morphological parameters and data mining: application to the Central-Eastern Pyrenees. **Natural Hazards**, v. 67, p. 213–238, 2013.
- CHRISTEN, M.; KOWALSKI, J.; BARTELT, P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. **Cold Regions Science and Technology**, v. 63, p. 1–14, 2010.
- CHUNG, C.-J. F.; FABBRI, A. Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. **Natural Hazards**, v. 30, n. 3, p. 451–472, 2003.
- CLERICI, A.; PEREGO, S.; TELLINI, C.; VESCOVI, P. Landslide failure and runout susceptibility in the upper T. Ceno valley (Northern Apennines, Italy). **Natural Hazards**, v. 52, p. 1–29, 2010.
- COROMINAS, J. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 33, p. 260–271, 1996.
- COROMINAS, J.; REMONDO, J.; FARIAS, P.; ESTEVÃO, M.;

- ZÊZERE, J.; DÍAZ DE TERÁN, J.; DIKAU, R.; SCHROTT, L.; MOYA, J.; GONZÁLEZ, A. 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, 1996.
- COROMINAS, J.; COPONS, R.; VILAPLANA, J.M.; ALTIMIR, J.; AMIGÓ, J. Integrated landslide susceptibility analysis and hazard assessment in the Principality of Andorra. **Natural Hazards**, v. 30, p. 421–435, 2003.
- COROMINAS, J.; VAN WESTEN, C.J.; FRATTINI, P.; CASCINI, L.; MALET, J.-P.; FOTOPOULOU, S.; CATANI, F.; VAN DEN EECKHAUT, M.; MAVROULI, O.; AGLIARDI, F.; PITILAKIS, K.; WINTER, M.G.; PASTOR, M.; FERLISI, S.; TOFANI, V.; HERVÁS, J.; SMITH, J.T. Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 73, p. 209–263, 2014.
- COSTA, J.E. Physical Geomorphology of Debris Flows. In: COSTA, J.E.; FLEISHER, P.J (eds.), **Developments and Applications of Geomorphology**. Springer-Verlag, Berlin, p. 268–312, 1984.
- CRUDEN, D.M.; VARNES, D.J. 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, 1996.
- DAHL, M.-P.J.; MORTENSEN, L.E.; VEIHE, A.; JENSEN, N.H. A simple qualitative approach for mapping regional landslide susceptibility in the Faroe Islands. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 10, p. 159–170, 2010.
- D'AMBROSIO, D.; DIGREGORIO, S.; IOVINE, G. Simulating debris flows through a hexagonal cellular automata model: SCIDDICA S3–hex. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 3, p. 545–559, 2003.
- DAI, F.C.; LEE, C.F. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. **Geomorphology**, v. 42, p. 213–228, 2002.
- DAI, F.C.; LEE, C.F.; NGAI, Y.Y. Landslide risk assessment and management: an overview. **Engineering Geology**, v. 64, p. 65–87, 2002.
- DAS, I.; SAHOO, S.; VAN WESTEN, C.; STEIN, A.; HACK, R. 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**, v. 114, p. 627–637, 2010.
- DAS, I.; STEIN, A.; KERLE, N.; DADHWAL, V.K. Landslide susceptibility mapping along road corridors in the Indian Himalayas using Bayesian logistic regression models. **Geomorphology**, v. 179, p. 116–125, 2012.
- DAVEAU, S. Structure et relief de la Serra da Estrela. **Finisterra**, v. 4, n. 7-8, p. 33–197, 1969.
- DE GRAFF J.V. Improvement in quantifying debris flow risk for post-wildfire emergency response. **Geoenvironmental Disasters**, v. 1:5, p. 1–10, 2014.
- DIETRICH, W.E.; REISS, R.; HSU, M.-L.; MONTGOMERY, D.R. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. **Hydrological Processes**, v. 9, p. 383–400, 1995.
- FANNIN, R.J.; WISE, M.P. An empirical-statistical model for debris flow travel distance. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 38, n. 5, p. 982–994, 2001.
- FAWCETT, T. An introduction to ROC analysis. **Pattern Recognition Letters**, v. 27, p. 861–874, 2006.
- FERNANDES, N.F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H. Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 51–71, 2001.
- FERREIRA, N.; VIEIRA, G. **Guia geológico e geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela**. Instituto da Conservação da Natureza e Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 1999.
- FISCHER, L.; RUBENSDOTTER, L.; SLETTEN, K.; STALSBERG, K.; MELCHIORRE, C.; HORTON, P.; JABOYEDOFF, M. 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, 2012.
- FRATTINI, P.; CROSTA, G.; CARRARA, A. Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. **Engineering Geology**, v. 111, p. 62–72, 2010.
- FRESSARD, M.; MAQUAIRE, O.; THIERY, Y. 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, 2010.
- GALLANT, J.C.; WILSON, J.P. Primary topographic attributes.

- In: WILSON, J.P.; GALLANT, J.C. (eds.), **Terrain Analysis. Principles and Applications**. John Wiley & Sons, New York, p. 51–85, 2000.
- GARCIA, R.A.C. **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, 2012.
- GARTNER, J.E.; CANNON, S.H.; SANTI, P.M.; DEWOLFE, V.G. Empirical models to predict the volumes of debris flows generated by recently burned basins in the western U.S. **Geomorphology**, v. 96, p. 339–354, 2008.
- GORSEVSKI, P.V.; GESSLER, P.E.; FOLTZ, R.B.; ELLIOT, W.J. Spatial prediction of landslide hazard using logistic regression and ROC analysis. **Transactions in GIS**, v. 10, n. 3, p. 395–415, 2006.
- 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. **Rapid methods for landslide hazard mapping: Fiji Case Study**. Technical Report WC/95/28, British Geological Survey (BGS), Natural Environmental Research Council, Keyworth, Nottingham, 1995a.
- 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. **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, 1995b.
- GREIVING, S.; VAN WESTEN, C.; COROMINAS, J.; GLADE, T.; MALET, J.-P.; VAN ASCH, T. 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, 2014.
- GUILLARD, C.; ZÊZERE, J.L. Landslide susceptibility assessment and validation in the framework of municipal planning in Portugal: The case of Loures Municipality. **Environmental Management**, v. 50, n. 4, p. 721–735, 2012.
- GUINAU, M.; VILAJOSANA, I.; VILAPLANA, J.M. GIS-based debris flow source and runout susceptibility assessment from DEM data: a case study in NW Nicaragua. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 7, p. 703–716, 2007.
- GUZZETTI, F.; CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. **Geomorphology**, v. 31, p. 181–216, 1999.
- GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P.; CARDINALI, M.; GALLI, M.; ARDIZZONE, F. Estimating the quality of landslide susceptibility models. **Geomorphology**, v. 81, p. 166–184, 2006.
- HERVÁS, J.; BOBROWSKY, P. Mapping: Inventories, Susceptibility, Hazard and Risk. In: SASSA, K.; CANUTI, P. (eds.), **Landslides – Disaster Risk Reduction**. Springer-Verlag, Berlin, p. 321–349, 2009.
- HERVÁS, J.; VAN DEN EECKHAUT, M.; LEGORRETA, G.; TRIGILA, A. 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, 2013.
- HORTON, P.; JABOYEDOFF, M.; BARDOU, E. Debris flow susceptibility mapping at a regional scale. In: LOCAT, J.; PERRET, D.; TURMEL, D.; DEMERS, D.; LEROUÉIL, S. (eds.), **Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management**. Presse de l'Université Laval, Québec, p. 339–406, 2008.
- HORTON, P.; JABOYEDOFF, M.; ZIMMERMANN, M.; MAZOTTI, B.; LONGCHAMP, C. 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, 2011.
- HORTON, P.; JABOYEDOFF, M.; RUDAZ, B.; ZIMMERMANN, M. Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 13, p. 869–885, 2013.
- HUNGR, O. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 32, p. 610–623, 1995.
- HUNGR, O. Classification and terminology. In: JAKOB, M.; HUNGR, O. (eds.), **Debris-flow Hazards and Related Phenomena**. Praxis-Springer, Berlin, p. 9–23, 2005.
- HUNGR, O.; COROMINAS, J.; EBERHARDT, E. 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, 2005.

- HUNGR, O.; MCDUGALL, S. Two numerical models for landslide dynamic analysis. **Computers & Geosciences**, v. 35, p. 978–992, 2009.
- HÜRLIMANN, M.; COPONS, R.; ALTIMIR, J. Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: a multidisciplinary approach. **Geomorphology**, v. 78, p. 359–372, 2006.
- HÜRLIMANN, M.; MEDINA, V.; BATEMAN, A.; COPONS, R.; ALTIMIR, J. 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, 2007.
- IOVINE, G.; DI GREGORIO, S.; LUPIANO, V. 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**, v. 3, p. 457–468, 2003.
- IVERSON, R.M.; REID, M.E.; LAHUSEN, R.G. Debris-flow mobilization from landslides. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 25, p. 85–138, 1997.
- IVERSON, R.M. The debris-flow rheology myth. In: RICKENMANN, D.; CHEN, C.L.; (eds.), **Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment**. Millpress, Netherlands, p. 303–314, 2003.
- IVERSON, R.M. Debris-flow mechanics. In: JAKOB, M.; HUNGR, O. (eds.), **Debris-flow Hazards and Related Phenomena**. Praxis-Springer, Berlin, p. 105–134, 2005.
- IVERSON, R.M. Debris flows: behaviour and hazard assessment. **Geology Today**, v. 30, p. 15–20, 2014.
- JENNESS, J.; BROST, B.; BEIER, P. **Land Facet Corridor Designer: Extension for ArcGIS**. Jenness Enterprises, 2013. Disponível em <http://www.jennessent.com>.
- KAPPES, M.S.; MALET, J.-P.; REMAÎTRE, A.; HORTON, P.; JABOYEDOFF, M.; BELL, R. Assessment of debris-flow susceptibility at medium-scale in the Barcelonnette Basin, France. **Natural Hazard and Earth Systems Science**, v. 11, p. 627–641, 2011.
- KRITIKOS, T. **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, 2013.
- MORA, C. **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, 2006.
- NEFESLIOGLU, H.A.; GOKCEOGLU, C.; SONMEZ, H. 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**, v. 97, p. 171–191, 2008.
- NYMAN, P.; SMITH, H.G.; SHERWIN, C.B.; LANGHANS, C.; LANE, P.N.J.; SHERIDAN, G.J. Predicting sediment delivery from debris flows after wildfire. **Geomorphology**, v. 250, p. 173–186, 2015.
- O'BRIEN, J.S.; JULIEN, P.Y.; FULLERTON, W.T. Two dimensional water flood and mudflow simulation. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 119, p. 244–261, 1993.
- OHLMACHER, G.C. Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. **Engineering Geology**, v. 91, p. 117–134, 2007.
- OLIVEIRA, S.C. **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, 2012.
- PARISE, M.; CANNON, S.H. Wildfire impacts on the processes that generate debrisflows in burned watersheds. **Natural Hazards**, v. 561, p. 217–227, 2012.
- QUAN LUNA, B.; REMAÎTRE, A.; VAN ASCH, T.W.J.; MALET, J.-P.; VAN WESTEN, C.J. Analysis of debris flow behavior with a one dimensional run-out model incorporating entrainment. **Engineering Geology**, v. 128, p. 63–75, 2012.
- QUAN LUNA, B.; BLAHUT, J.; KAPPES, M.; AKBAS, S.O.; MALET, J.-P.; REMAÎTRE, A.; VAN ASCH, T.; JABOYEDOFF, M. 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, 2014.
- RICKENMANN, D. Empirical Relationships for Debris Flows. **Natural Hazards**, v. 19, p. 47–77, 1999.
- SANTI, P.M.; DEWOLFE, V.G.; HIGGINS, J.D.; CANNON, S.H.; GARTNER, J.E. Sources of debris flow material in burned areas. **Geomorphology**, v. 96, p. 310–321, 2008.

- SCHICKER, R.; MOON, V. Comparison of bivariate and multivariate statistical approaches in landslide susceptibility mapping at a regional scale. **Geomorphology**, v. 161-162, p. 40–57, 2012.
- SEGONI, S.; ROSSI, G.; CATANI, F. Improving basin scale shallow landslide modelling using reliable soil thickness maps. **Natural Hazards**, v. 61, p. 85–101, 2012.
- SELBY, M. **Hillslope materials and processes**. 2nd ed. Oxford University Press, Oxford, 1993.
- SILVEIRA, C.T.; FIORI, A.P.; SCHILIPACK, P.; DIAS, S.M. Mapeamento preliminar da suscetibilidade natural a movimentos de massa da Serra do Mar paranaense apoiado na análise digital do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 3–22, 2014.
- SOETERS, R.; VAN WESTEN, C.J. 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, 1996.
- SØRENSEN, R.; ZINKO, U.; SEIBERT, J. On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 10, p. 101–112, 2006.
- STALEY, D.M.; KEAN, J.W.; CANNON, S.H.; SCHMIDT, K.M.; LABER, J.L. Objective definition of rainfall intensity–duration thresholds for the initiation of post-fire debris flows in southern California. **Landslides**, v. 10, p. 547–562, 2013.
- STALEY, D.M.; WASKLEWICZ, T.A.; KEAN, J.W. 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**, v. 214, p. 324–338, 2014.
- STALSBERG, K.; FISCHER, L.; RUBENSDOTTER, L.; SLETTEN, K. 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, 2012.
- SÜZEN, M.L.; DOYURAN, V. A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. **Environmental Geology**, v. 45, p. 665–679, 2004.
- TARBOTON, D.G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 33, p. 309–319, 1997.
- TARBOTON, D.G. Terrain Analysis Using Digital Elevation Models in Hydrology. **23rd ESRI International Users Conference**, San Diego, California, July 7-11, 2013.
- TARBOTON, D.G.; BAKER, M.E. 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, 2008.
- TARBOTON, D.G. **Taudem 5.1: guide to using the Taudem command line functions**. Utah State University, 2013.
- TEIXEIRA, C.; SANTOS, J.P.; CARVALHO, H.F.; FERNANDES, A.P.; VAIRINHO, M.M. **Notícia explicativa da Folha 20-B (Covilhã)**. Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 1974.
- TESFA, T.K.; TARBOTON, D.G.; CHANDLER, D.G.; MCNAMARA, J.P. Modeling soil depth from topographic and land cover attributes. **Water Resources Research**, v. 45, 2009.
- VAN BEEK, L.P.H. **Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment**. Ph.D. thesis, Utrecht University, Utrecht, 2002.
- VAN DEN EECKHAUT, M.; VANWALLEGHEM, T.; POESEN, J.; GOVERS, G.; VERSTRAETEN, G.; VANDEKERCKHOVE, L. Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: a case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). **Geomorphology**, v. 76, p. 392–410, 2006.
- VAN DEN EECKHAUT, M.; REICHENBACH, P.; GUZZETTI, F.; ROSSI, M.; POESEN, J. Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 9, p. 507–521, 2009.
- VAN WESTEN, C.J.; VAN ASCH, T.W.J.; SOETERS, R. Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 65, p. 167–184, 2006.
- VAN WESTEN, C.J.; CASTELLANOS, E.; KURIAKOSE, S.L. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. **Engineering Geology**, v. 102, p. 112–131, 2008.
- VAN WESTEN, C.J.; GHOSH, S.; JAISWAL, P.; MARTHA, T.R.; KURIAKOSE, S.L. 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, 2013.

VANACÔR, R.N.; ROLIM, S.B.A. 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**, v. 13, n. 1, p. 15–28, 2012.

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

VERGARI, F.; DELLA SETA, M.; DEL MONTE, M.; FREDI, P.; PALMIERI, L. 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**, v. 11, p. 1475–1497, 2011.

VIEIRA, G. **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, 2004.

VIEIRA, G.; JANSEN, J.; FERREIRA, N. 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, 2005.

YIN, K.L., YAN, T.Z. 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, 1988.

XU, W.; YU, W.; JING, S.; ZHANG, G.; HUANG, J. Debris flow susceptibility assessment by GIS and information value model in a large-scale region, Sichuan Province (China). **Natural Hazards**, v. 65, p. 1379–1392, 2013.

ZÊZERE, J.L. Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 2, p. 73–82, 2002.

ZÊZERE, J.L.; REIS, E.; GARCIA, R.; OLIVEIRA, S.; RODRIGUES, M.L.; VIEIRA, G.; FERREIRA, A.B. 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**, v. 4, n. 1, p. 133–146, 2004.

ZÊZERE, J.L. Riscos e Ordenamento do Território. **Inforgeo**, v. 20-21, p. 59–63, 2007.