

XXIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS

RELAÇÃO ENTRE ÁREAS SUSCETÍVEIS A ESCORREGAMENTOS E CONECTIVIDADE DE SEDIMENTOS

Franciele Zanandrea^{1}; Anne Biehl²; Gean Paulo Michel³ & Masato Kobiyama⁴*

RESUMO – Desastres naturais relacionados a escorregamentos de terra e produção de sedimentos têm causado grande preocupação atualmente, impulsionando o estudo e a criação de métodos para a avaliação. O presente estudo procura avaliar a suscetibilidade de determinada região a escorregamentos e a conectividade de sedimentos das encostas com o canal, através de modelos computacionais. A área de estudo foi a bacia hidrográfica do arroio Jaguar, no Rio Grande Sul, região com histórico de escorregamentos. O modelo de estabilidade de encosta (SHALSTAB) foi aplicado e seus resultados foram relacionados ao índice de conectividade de sedimentos (*IC*), permitindo a caracterização hidrossedimentológica da bacia. Com exceção das áreas nas margens dos rios, os maiores valores de *IC* encontrados estão nas áreas incondicionalmente instáveis e instáveis da bacia. Esse fato demonstra que, em caso de ocorrência de escorregamentos, espera-se um aumento abrupto do fornecimento de sedimentos para o canal, ou seja, um aumento na produção de sedimentos da bacia. Observou-se uma forte relação entre áreas propensas a escorregamentos e o *IC*. Isto implica que tal relação pode ser utilizada como uma ferramenta de análise inicial na gestão de desastres e de recursos hídricos.

ABSTRACT–Natural disasters related to landslides and sediment yield are a cause for great concern today, boosting studies and the creation of methods for their evaluation. This study tries to evaluate the susceptibility of a given region to landslides and the sediment connectivity of the hillslopes with the channel, through computational models. The study area was the Jaguar river catchment, in the Rio Grande do Sul, a region with a history of landslides. The slope stability model (SHALSTAB) was applied and its results were related to the sediment connectivity index (*IC*), allowing the hydrossedimentology catchment characterization. Except areas along riverbanks, the higher *IC* values are obtained in the highly unstable and unstable areas of the catchment. This fact may reflect an increase in sediment supply to the canal, i.e., an increase in sediment yield of the catchment. A strong relationship was found between areas prone to landslides and the *IC* which has potential to use as an initial analysis tool in the natural disasters and water resources management.

Palavras-Chave – Conectividade de sedimentos; escorregamentos; encosta/canal.

INTRODUÇÃO

Escorregamentos podem causar efeitos destrutivos por onde passam ocasionando impactos diretos sobre a sociedade e meio ambiente, sendo mundialmente reconhecidos como um grande desastre natural (Samia *et al.*, 2017). Muitas vezes estes escorregamentos podem ocorrer em regiões inóspitas, de florestas, em terrenos altamente declivosos, e seus efeitos podem ser sentidos de maneira indireta pelas populações localizadas a jusante.

1) IPH/UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, franciele.zanan@gmail.com

2) IPH/UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, biehlanne@gmail.com

3) IPH/UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, gean.michel@ufrgs.br

4) IPH/UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, masato.kobiyama@ufrgs.br

Ambientes montanhosos são geomorfologicamente ativos e instáveis, sendo regiões com altas taxas de erosão e produção de sedimentos (Walling e Webb, 1983; Jansson, 1988; Milliman e Syvitski, 1992), bem como suscetíveis a movimentos de massa. Koi *et al.* (2008) demonstraram que os movimentos de massa podem influenciar as taxas de produção de sedimentos da bacia durante décadas, pois estes disponibilizam fontes de sedimentos instáveis nas encostas e no canal em uma larga escala temporal (Korup *et al.*, 2004; Mikoš *et al.*, 2006).

Esses depósitos de sedimentos serão mobilizados no momento em que a rede de drenagem tiver condições de carregá-los, ou seja, em eventos de forte precipitação e/ou precipitação acumulada bastante elevada. Assim, os detritos e sedimentos provenientes de escorregamentos resultarão em problemas ambientais, como o aumento da descarga de sedimentos nos rios (Chen *et al.* 2018). Isso torna importante estudos que avaliem a propensão a escorregamentos de terra bem como estimem o possível alcance dos sedimentos disponíveis na bacia hidrográfica.

Uma maneira de avaliar espacialmente o alcance dos sedimentos dentro da bacia hidrográfica é através da conectividade de sedimentos. Essa avaliação da conectividade de sedimentos na bacia é de suma importância em regiões de montanhosas propensas a escorregamentos. A conectividade dos escorregamentos foi avaliada por Cavalli *et al.* (2013), através da adaptação de um índice de conectividade de sedimentos (*IC*) proposto por Borselli *et al.* (2008). Zanandrea *et al.* (2019) observaram que as encostas onde ocorreram escorregamentos possuíam maiores valores de *IC* com a foz em uma bacia montanhosa.

O uso de modelos de estabilidade de encosta juntamente com a aplicação do *IC* pode resultar em uma ferramenta auxiliar no entendimento da dinâmica dos desastres naturais relacionados a sedimentos, tais como escorregamentos. Essa avaliação pode trazer respostas como a possibilidade de que o sedimento de um determinado escorregamento atinja uma área ou a rede de drenagem. Assim, o objetivo do presente estudo foi avaliar a suscetibilidade a escorregamentos e a conectividade de sedimentos das encostas com a foz da bacia hidrográfica do arroio Jaguar, nos municípios de Alto Feliz e São Vedelino/RS.

METODOLOGIA

Área de estudo

A área de estudo compreende a bacia do arroio Jaguar, situada na encosta gaúcha da Serra Geral com uma área de aproximadamente 25km². Seu território está inserido predominantemente no município de Alto Feliz, com pequenas parcelas nas cidades de São Vendelino, Farroupilha e Carlos Barbosa, no nordeste do Estado do Rio Grande do Sul (Figura 1).

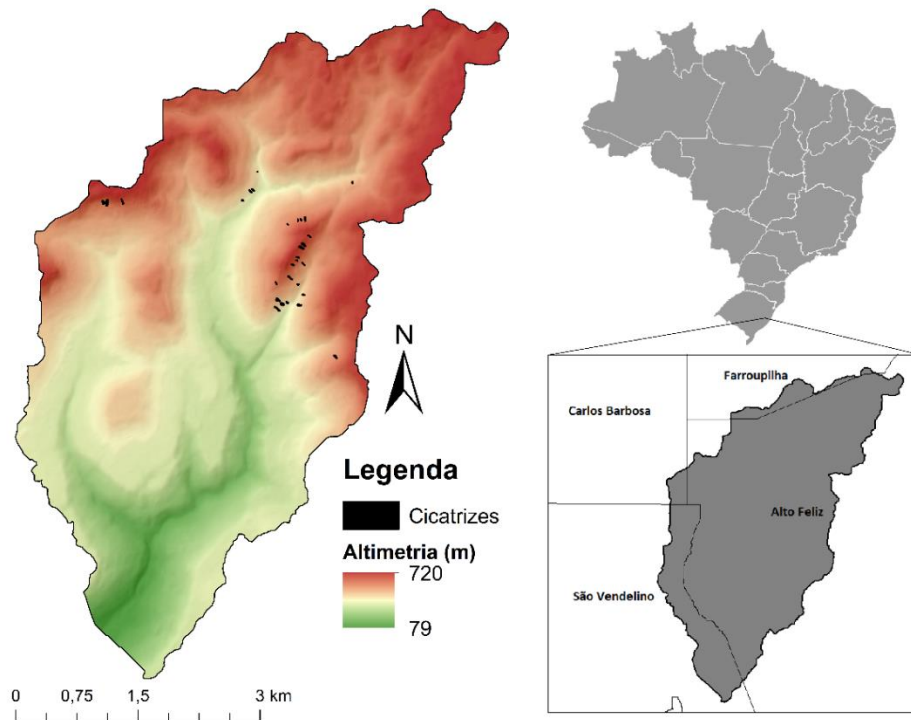


Figura 1: Localização e altimetria da bacia hidrográfica do arroio Jaguar.

As precipitações são bem distribuídas ao longo do ano. O município de São Vendelino apresentou em 2018 uma precipitação anual de 1918 mm e precipitações acima de 85 mm em todos os meses, segundo dados da Agência Nacional de Águas (ANA). Somado a isso um relevo extremamente acidentado e com grandes variações de altitudes faz com que a região apresente grande potencial para escorregamentos. Sendo assim, os escorregamentos translacionais rasos com fluxo de detritos são fenômenos recorrentes na região. De acordo com dados das prefeituras de Alto Feliz e São Vendelino, a bacia tem histórico de ocorrência de grandes movimentos de massa, com maior intensidade nos anos de 1982 e 2000. No ano de 2000 foram contabilizados mais de 20 escorregamentos na região com maior densidade de registros, inclusive causando 4 mortes de moradores locais (Michel, 2015).

Neste trabalho foi utilizado um inventário de cicatrizes elaborado e disponibilizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, 2014). Ressalta-se que neste inventário estão representadas apenas as áreas de iniciação dos escorregamentos, excluindo zona de transporte e deposição. O uso do inventário de escorregamentos se dará principalmente para verificação do modelo de estabilidade de encostas, que simula apenas a zona de iniciação dos escorregamentos. Também foi utilizada uma cicatriz do escorregamento junto com a região afetada pelo fluxo de detritos. Essa cicatriz foi utilizada principalmente para análise da conectividade de sedimentos com o canal.

Modelagem de estabilidade de encosta

Para a identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais, empregou-se o *Shallow Landsliding Stability Model* (SHALSTAB) (Dietrich e Montgomery, 1998). O SHALSTAB é um modelo fisicamente embasado que utiliza o critério de ruptura de Mohr-Coulomb e assume a teoria de encosta infinita, associada a um modelo hidrológico (Montgomery e Dietrich, 1994; Dietrich e Montgomery, 1998). A versão original do SHALSTAB tem como parâmetros de entrada análises feitas a partir de um modelo digital de elevação (MDT) e dados físicos e mecânicos do solo constantes para toda a área de estudo.

Michel (2013) propôs uma modificação no modelo SHALSTAB que permite a identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos através de dados discretizados, com arquivos em formato *raster*, considerando, também, a influência da vegetação. Para as análises de estabilidade de encosta foi utilizada a implementação do modelo SHALSTAB para o software QGIS 3.0, feita por Godoy *et al.* (2018), que consideraram a influência da vegetação e a heterogeneidade física e mecânica do solo, as quais foram estudadas por Michel (2013).

A ferramenta tem como parâmetros de entrada a declividade do terreno [graus], área de contribuição específica ou área de contribuição dividida pelo comprimento de célula [m], massa específica do solo [kg/m^3], profundidade do solo [m], coesão do solo [Pa], coesão das raízes [Pa], sobrecarga gerada pela vegetação [Pa] e ângulo de atrito interno do solo [graus]. Os dados topográficos foram obtidos através de um modelo digital de elevação (MDE), com resolução espacial de 2,5m, cedido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM. O MDE foi elaborado a partir de interferometria de radar nas bandas X e P. Os dados pedológicos utilizados foram obtidos a partir dos estudos de Michel (2015) e Melo (2018), considerando a análise de 20 pontos de amostragem distribuídos pela bacia e posterior interpolação.

O modelo digital de terreno foi manipulado, no *software* QGIS, com a ferramenta TauDEM (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*) e corrigido em função de possíveis imperfeições referentes a picos e sumidouros. A ferramenta TauDEM foi adotada para a determinação dos dados de declividade e área de contribuição específica, considerando a propagação do fluxo de água em infinitas direções (Tarboton, 1997).

Através dos estudos das amostragens de solo, realizados por Michel (2015), foram determinados os valores que melhor representam a bacia, para os parâmetros de coesão do solo, ângulo de atrito interno, massa específica e profundidade média da bacia. Os valores adotados são referentes ao cenário 1 de Melo (2018). Para a profundidade foi assumido um valor constante igual a 2, pois é um valor representativo para a região e apresenta os resultados mais satisfatórios se

comparados com o histórico de cicatrizes do local. O efeito da vegetação, constituído pelos valores de sobrecarga da vegetação e coesão das raízes, foi desconsiderado aplicando *rasters* constantes de valor zero.

O resultado do modelo SHALSTAB é o mapa de estabilidade de encostas, que classifica a região de estudo quanto a propensão a escorregamentos translacionais rasos. As classes incondicionalmente instável e incondicionalmente estável, extremos do modelo, não dependem de condições hidrológicas. A classificação das classes não extremas é feita em função do parâmetro livre q/T , com equação apresentada a seguir:

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \cdot \sin\theta \cdot \left\{ \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) + \frac{c}{\cos^2\theta \cdot \tan\phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \right\} \quad (1)$$

onde q é a taxa de recarga uniforme; T é a transmissividade do solo; b é o comprimento de contorno; a é a área de contribuição a montante; θ é a declividade da encosta; ρ_s é a massa específica do solo; ρ_w é a massa específica da água; ϕ é o ângulo de atrito interno do solo; c é a coesão do solo; g é a aceleração gravitacional; e z é a profundidade do solo.

A calibração do modelo é realizada estabelecendo um valor de q/T para o qual as áreas classificadas como instáveis pelo modelo coincidam com o inventário de cicatrizes (Michel *et al.*, 2015). Ao comparar o mapa de estabilidades de encosta gerado com o mapa de cicatrizes da CPRM, registradas no evento do ano de 2000, definiu-se o limiar de estabilidade $\log q/T = -2,5$, pois, entre as opções analisadas (-2,5; -2,6; -3,1; -3,4), foi a que apresentou o melhor desempenho.

Índice de Conectividade de Sedimentos (IC)

Borselli *et al.* (2008) propuseram o índice de conectividade de sedimentos (IC) que representa a possibilidade de que o sedimento em um determinado local da encosta chegue a um ponto específico de interesse ou no canal, considerando a morfometria da encosta. O IC foi calculado localmente para cada célula do MDT usando uma componente de montante e uma de jusante. O IC para cada célula do *raster*, definido no intervalo de $[-\infty, +\infty]$, é calculado pela equação abaixo e foi aplicado para área de estudo:

$$IC_k = \log_{10} \left(\frac{D_{up,k}}{D_{dn,k}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\overline{W_k} \cdot S_k \cdot \sqrt{A_k}}{\sum_{i=k,n_k} \frac{d_i}{W_i S_i}} \right) \quad (2)$$

onde W_k é o fator médio de ponderação da área de contribuição à montante (adimensional); S_k é o gradiente de inclinação média da área de contribuição à montante (m/m); A_k é a área de contribuição

à montante (m^2), d_i é o comprimento da célula i ao longo do caminho descendente (m); W_i é o valor de ponderação da célula i (adimensional); S_i é o gradiente de declividade da célula i (m/m). O subscrito k indica que cada célula tem o seu próprio valor de IC . A conectividade aumenta quando IC aumenta até $+\infty$.

Cavalli et al. (2013) alteraram o IC de Borselli et al. (2008) em relação a dois aspectos. O fator de ponderação W , antes relacionado ao uso do solo (fator C da USLE), foi estabelecido como o equivalente ao índice de rugosidade padronizado (RI) calculado como o desvio padrão da diferença entre MDTs não suavizados e suavizados (topografia residual). O RI considera obstruções locais à transferência de sedimentos, tais como a rugosidade do canal, afloramentos rochosos ou mantos de detritos, típicos nas áreas de montanha (Cavalli et al., 2013) e exige o uso de MDTs de alta resolução. No presente trabalho foi utilizado o MDT cedido pela CPRM. O MDT foi elaborado a partir de interferometria de radar nas bandas X e P, com resolução de 2,5 m. O segundo aspecto de modificação implementado por Cavalli et al. (2013) é relacionado à área de contribuição que passa a ser derivada pelo algoritmo de direção de fluxo D-infinito de fluxo múltiplo, proposto por Tarboton (1997), e não mais do D-8 proposto por O'Callaghan e Mark (1984). O IC foi calculado usando uma caixa de ferramentas chamada *connectivity* do ArcGis@ que segue a abordagem proposta por Cavalli et al. (2013). O IC fornece uma estimativa do potencial de conectividade entre os sedimentos erodidos nas encostas e o sistema de drenagem e/ou a foz da bacia. No presente trabalho foi avaliada a conectividade das encostas com a rede de drenagem.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Diversos escorregamentos ocorreram durante o evento de 2000, que atingiram córregos e estradas no município de São Vedelino e Alto Feliz. A maioria deles foram translacionais rasos. O mapa de estabilidade de encosta da região, gerado pelo modelo SHALSTAB (Figura 2), classificou o terreno segundo a sua propensão a escorregamentos translacionais rasos. Adotando-se o limiar $\log q/T = -2,5$, os resultados obtidos foram de que 88% da bacia do Jaguar pode ser considerada estável, 11% instável e aproximadamente 1% da bacia foi avaliada como incondicionalmente instável. Esta última classe é a mais crítica, que apresenta as regiões mais declivosas, sofrendo menor influência do parâmetro hidrológico (q/T). Ao analisar o histórico de cicatrizes da região em comparação com o mapa de estabilidade, nota-se que cerca de 57% da área das cicatrizes coincidiram em regiões classificadas como instáveis. Estas regiões dependem de um evento chuvoso para o desencadeamento dos escorregamentos.

As regiões da bacia com menores valores de IC , representados pela cor azul no mapa da Figura 3, não apresentaram áreas propensas a escorregamentos de terra, em que ambas as classes de instabilidade se encontram nas regiões com maiores valores de IC . Esse fato demonstra uma forte

relação entre áreas propensas a escorregamentos e o IC , como também relatado por Cavalli et al. (2013) e observado por Persichillo et al. (2018) e Zanandrea *et al.* (2019).

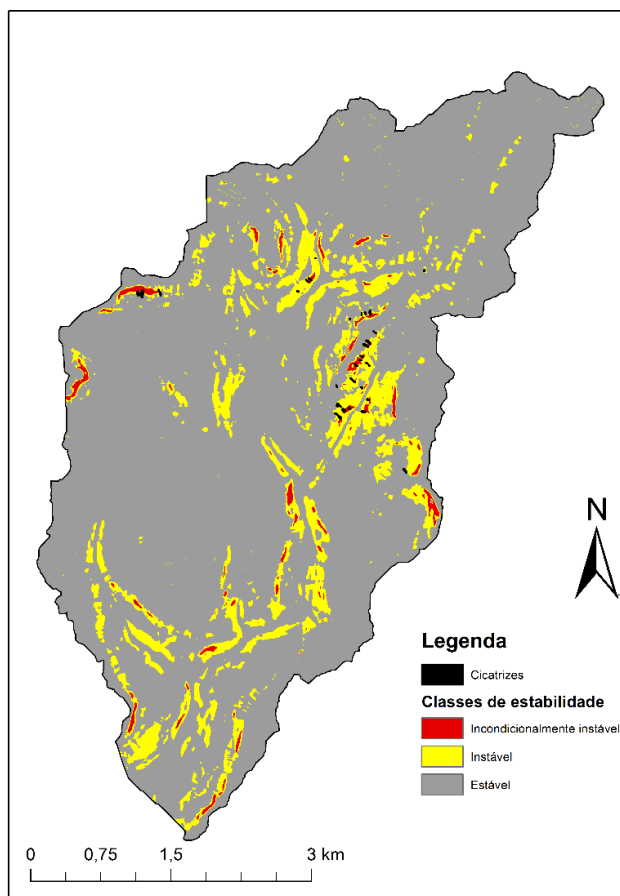


Figura 2: Mapa de estabilidade da bacia hidrográfica do arroio Jaguar.

A cicatriz do fluxo de detritos mapeada na bacia do arroio Jaguar também foi comparada com IC , sendo o maior valor de IC encontrado dentro da cicatriz igual a 2,05. Tal cicatriz incorporou-se ao canal de drenagem natural da bacia. Isso demonstra como naturalmente os escorregamentos que tendem a formar fluxos de detritos estão inerentemente conectados à rede fluvial e exibem alto potencial para aumento da produção de sedimentos.

Os valores mais altos de IC , isto é, $IC > 0$, estão localizados nas margens dos rios, locais classificados como estáveis pelo modelo de estabilidade de encosta, representando os locais com maior conectividade com o canal (Tabela 1). Áreas instáveis apresentaram valores médios de IC negativos, mesmo com a ocorrência de valores de IC isolados maiores que zero. Entretanto, é importante frisar que um valor negativo de IC não representa necessariamente baixa conectividade. Excluindo as áreas nas margens dos rios, os maiores valores de IC encontrados estão nas áreas incondicionalmente instáveis e instáveis da bacia.

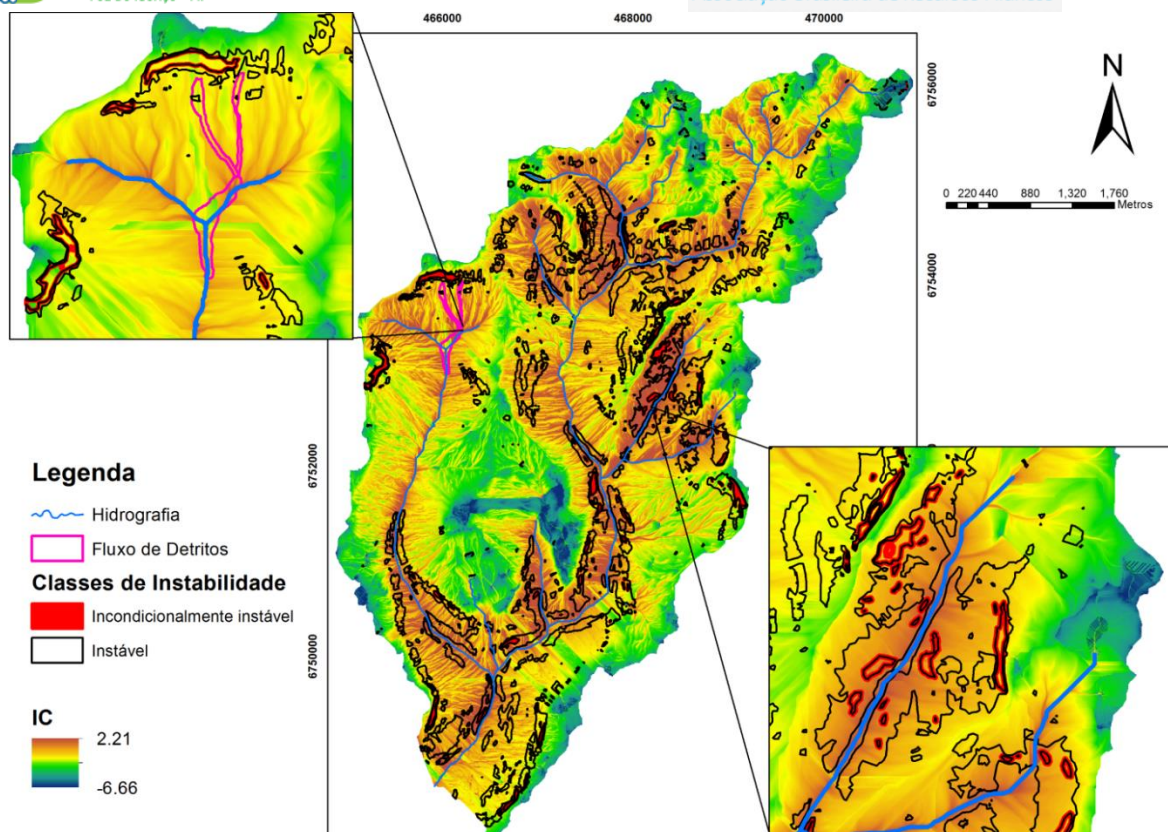


Figura 3–Mapa comparativo do índice de conectividade de sedimentos (*IC*) e instabilidade de encostas para a bacia do arroio Jaguar.

Tabela 1. Estatísticas do *IC* para diferentes áreas de análise da bacia do arroio Jaguar.

Área de análise	<i>IC</i> médio	<i>IC</i> máximo	<i>IC</i> mínimo	Desvio Padrão
Bacia Total	-2,65	2,21	-6,65	0,93
Incondicionalmente instáveis	-2,21	-0,49	-4,55	0,58
Instáveis	-1,94	1,86	-5,98	0,56
Estáveis	-2,74	2,21	-6,65	0,92

A região definida como incondicionalmente instável possui um *IC* máximo de -0,49, sendo que menos de 1% da área total da bacia se encontra nessa classe e a mesma está distante do rio (Figura 4). Já a região definida como instável apresentou um *IC* máximo maior, comparada à área incondicionalmente instável (1,86). Isto se deve principalmente ao fato de que áreas incondicionalmente instáveis são definidas basicamente pela declividade do terreno, enquanto as áreas instáveis, além da declividade, sofrem grande influência da área de contribuição. Assim, considerando que o parâmetro de área de contribuição é preponderante nas análises de conectividade, áreas instáveis e de alta conectividade estão intimamente relacionadas.

Aproximadamente 70% da bacia encontram-se entre valores de *IC* de -3,11 e -1,33, estando dentro dessa faixa as médias dos valores das áreas estáveis, instáveis e incondicionalmente instáveis (Figura 4). Comparando a distribuição das classes de *IC* na bacia pode-se afirmar que as regiões propensas a escorregamentos nesta bacia são as que apresentam maiores valores de *IC*, juntamente com as margens dos rios.

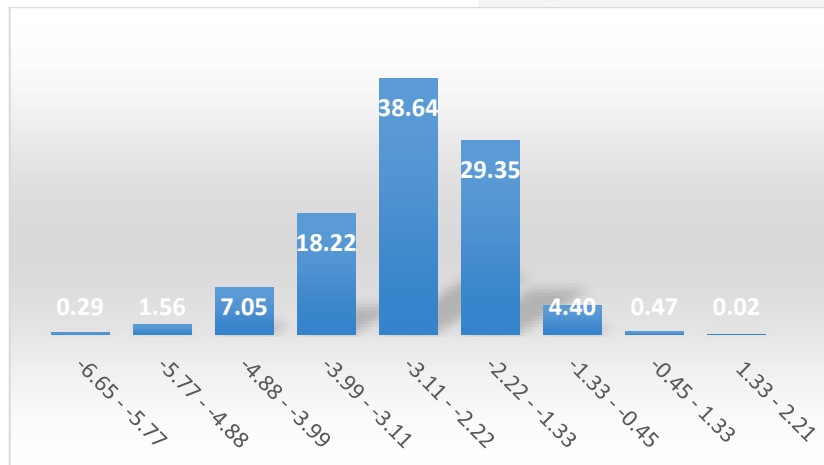


Figura 4—Histograma de IC para área da bacia do arroio Jaguar.

CONCLUSÕES

O uso de modelos de estabilidade de encosta permitiu a análise dos escorregamentos rasos como áreas de fonte de sedimentos e do IC na representação da mobilidade desses sedimentos até o rio. Os locais das cicatrizes de escorregamentos estão em zonas de forte conectividade com os rios da bacia, o que resulta em uma maior chance destes escorregamentos chegarem ao rio, se tornando um fluxo de detritos. Esse fato pode refletir em um aumento do fornecimento de sedimentos para o rio, ou seja, um aumento na produção de sedimentos da bacia. Como escorregamentos funcionam como áreas de fonte de sedimentos nas bacias hidrográficas, o IC pode trazer informações do potencial de ligação entre estas fontes de sedimentos e áreas a jusante, como rios e estradas.

Observou-se uma forte relação entre áreas propensas a escorregamentos e o IC, isso implica que o IC pode ser utilizado como uma ferramenta de análise inicial na prevenção de desastres naturais. Além disso, como os movimentos de massa podem comprometer significativamente a qualidade da água, esta ferramenta também pode ser de grande utilidade na gestão de recursos hídricos. Trata-se de uma ferramenta preliminar, pois o IC considera apenas parâmetros geomorfológicos para análise da conectividade de sedimentos, sendo que os fluxos de detritos, que conectam os escorregamentos com o rio, envolvem também parâmetros hidrológicos que devem ser considerados na avaliação da conectividade.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho recebeu o apoio financeiro parcial da CAPES e do CNPQ. Os autores agradecem também ao Grupo de Pesquisas em Desastres Naturais (GPDEN) do IPH/UFRGS.

REFERÊNCIAS

- BORSELLI, L.; CASSI, P.; TORRI, D. (2008). "Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment". *Catena* 75, pp. 268 – 277.
- CAVALLI, M.; TREVISANI, S.; COMITI, F.; MARCHI, L. (2013). "Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments". *Geomorphology* 188, pp. 31 - 41.

- CHEN, C.; OGUCHI, T.; HAYAKAWA, Y. S.; SAITO, H.; CHEN, H.; LIN, G.; WEI, L.; CHAO, Y. (2018). “*Sediment yield during typhoon events in relation to landslides, rainfall, and catchment areas in Taiwan*”. *Geomorphology* 303, pp.540-548.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. (2014). *Cartas de Suscetibilidade a movimentos gravitacionais e inundação*. Escala 1:30.000.
- DIETRICH, W.E.; MONTGOMERY, D.R. (1998). “*SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential*”. NCASI (National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement) Technical Report, 29p.
- GODOY, J.V.Z.; BIEHL, A.; MELO, C.M.; MICHEL, G.P. (2018). “*Implementação do modelo SHALSTAB em ferramenta para ArcGIS e QGIS*” in *Anais do I Encontro Nacional de Desastres*, Porto Alegre, Jul. 2018, 1, pp.1-4.
- JANSSON, M. B. (1988). “*A global survey of sediment yield*”. *Geografiska Annaler* 70 A (1–2), pp.81–98.
- KOI, T.; HOTTA, N.; ISHIGAKI, I.; MATUZAKI, N.; UCHIYAMA, Y.; SUZUKI, M. (2008). “*Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed: The Tanzawa region, Japan*”. *Geomorphology* 101(4), pp.692-702.
- KORUP, O., McSAVENEY, M.J., DAVIES, T.R.H. (2004). “*Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand*”. *Geomorphology* 61(1–2), pp.189– 207.
- MELO, C.M. (2018). *Efeito da caracterização das unidades geotécnicas no mapeamento das áreas susceptíveis a escorregamentos com modelo SHALSTAB*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 160p. Disponível em: <<https://www.lume.ufrgs.br/>>. Acesso em: 10/04/2019.
- MICHEL, G.P. (2013). *Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito de vegetação*. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 152p.
- MICHEL, G.P. (2015). *Estimativa da profundidade do solo e seu efeito na modelagem de escorregamentos*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, pp.86-109.
- MICHEL, G.P.; KOBAYAMA, M.; GOERL, R.F.; MICHEL, R.D.L. (2015). “*Metodologia de mapeamento de escorregamentos e fluxos de detritos*” in *Anais do XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Brasília, Nov. 2015, 1, pp.4-5.
- MIKOŠ, M.; FAZARINC, R.; RIBICIC, M. (2006). “*Sediment production and delivery from recent large landslides and earthquake-induced rock falls in the Upper Soca River Valley, Slovenia*”. *Engineering Geology* 86(2-3), pp.198-210.
- MILLIMAN, J. D.; SYVITSKI, P. M. (1992). “*Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous terrain*”. *The J. of Geology* 100, pp.525–544.
- MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. (1994). “*A physically-based model for topographic control on shallow landsliding*”. *Water Resources Research* 30, pp.1153–1171.
- O'CALLAGHAN, J.F.; MARK, D.M. (1984). “*The extraction of drainage networks from digital elevation data*”. *Comput. Vision Graph.* 28, pp.323-344.
- PERSICILLO, M.G.; BORDONI, M.; CAVALLI, M.; CREMA, S.; MEISINA, C. (2018). “*The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides*”. *Catena* 160, pp.261–274.
- SAMIA, J.; TEMME, A.; BREGT, A.; WALLINGAB, J.; GUZZETTIE, F.; ARDIZZONEE, F.; ROSS, M. (2017). “*Characterization and quantification of path dependency in landslide susceptibility*”. *Geomorphology* 292, pp.16 - 24.
- TARBOTON, D.G. (1997). “*A new method for the determination of flow directions and 480 upslope areas in grid digital elevation models*”. *Water Resources Research* 33, pp.309–319.
- WALLING, D. E.; WEBB, B. W. (1983). “*Patterns of sediment yield*”, in *Background to Palaeohydrology: a Perspective*. Org. por Gregory, K.J., Wiley Chichester, pp. 69–100.
- ZANANDREA, F.; MICHEL, G.P.; KOBAYAMA, M.; CARDOZO, G.L. (2019). “*Evaluation of different DTMs in sediment connectivity determination in the Mascarada River Watershed, southern Brazil*”. *Geomorphology* 332, pp.80-87.