

Artigo de Pesquisa

## Análise dos parâmetros morfológicos nas cicatrizes de deslizamentos para as resoluções espaciais de 1 e 10 metros

### *Morphological parameters analysis in landslide scars for spatial resolutions of 1 and 10-meters*

Regiane Mara Sbroglia<sup>1</sup> , Edison Ramos Tomazzoli<sup>1</sup>  & Rafael Augusto dos Reis Higashi<sup>2</sup> 

<sup>1</sup>Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geociências, Florianópolis, Brasil. E-mail: regianesbroglia@gmail.com, edison.tomazzoli@ufsc.br

<sup>2</sup>Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Engenharia Civil, Florianópolis, Brasil. E-mail: rrhigashi@gmail.com

**Resumo:** Nesta pesquisa foram analisadas, em duas escalas distintas, as alterações na geometria de encostas onde ocorreram deslizamentos no desastre natural do estado de Santa Catarina registrado em novembro de 2008. Para isso, utilizando-se Modelos Digitais de Elevação (MDE) com resolução espacial de 10 e 1 m, por meio de Sistema de Informação Geográfica (SIG), foram elaborados mapas dos parâmetros morfológicos das encostas: altitude, declividade, orientação, forma e área de contribuição. Para analisar a relação entre esses parâmetros morfológicos e a ocorrência de deslizamentos, foi utilizada a metodologia desenvolvida por Gao (1993). Os resultados obtidos demonstraram que as classes de maior frequência não são, necessariamente, aquelas que apresentam os maiores potenciais de deslizamentos, recomendando-se trabalhos de campo para a validação e auxílio na interpretação dos resultados. Em relação à escala, observou-se maior detalhamento das nuances do relevo nos mapas de maior resolução espacial. Por fim, observaram-se alterações significativas no formato das curvas de nível e na forma das encostas dentro das cicatrizes no MDE com resolução espacial de 1 m, que foi elaborado posteriormente ao evento em estudo. Esse fato evidencia o potencial da utilização de dados morfológicos em estudos de estabilidade de encostas, contudo, conclui-se que a escolha da escala dos dados topográficos de entrada e, principalmente, da data de sua elaboração em relação ao evento estudado é determinante nos resultados obtidos.

**Palavras-chave:** parâmetros morfológicos; potencial de deslizamentos; resolução espacial.

**Abstract:** This research analyzed the changes in the hillslopes geometry where landslides occurred in the natural disaster in the state of Santa Catarina in November 2008. The analysis was carried out on two different scales. To do this, maps of the hillslopes morphological parameters hypsometry, slope declivity, aspect, curvature, and contributing area were performed using Digital Elevation Models (DEM) with 10-m and 1-m spatial resolution, using Geographic Information System (GIS). The methodology developed by Gao (1993) was used to analyze the correlation between these morphological parameters and the occurrence of landslides. The results showed that the classes with the highest frequency did not necessarily have the greatest landslides potential. Field works are recommended to validate and help interpret the results. Analyzing the scale, greater relief detail was observed in the higher spatial resolution maps. Finally, the shape of the elevation contours and the curvature have changed inside the scars in the DEM with 1-m grid. This DEM was performed after the natural disaster under study. This shows the potential of using morphological data in slope stability studies. However, it was concluded that the choice of the input topographic data scale and the input topographic data processing date in relation to the event studied are decisive factors in the results obtained.

**Keywords:** morphological parameters; landslides potential; spatial resolution.

## 1. Introdução

Os deslizamentos são fenômenos naturais de movimentos gravitacionais de massa importantes na evolução geomorfológica do relevo que, juntamente a outros processos exógenos e endógenos, são responsáveis por modelar a paisagem terrestre. Sua ocorrência está relacionada à combinação de um conjunto de fatores, destacando-se a forma e inclinação de encostas, estado de amadurecimento dos solos, características geológicas e geomorfológicas, condições climáticas e sísmicas, fatores antrópicos, entre outros (Selby, 1993).

Com o desenvolvimento e difusão dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG), seu uso em levantamentos topográficos planialtimétricos e em modelos digitais de elevação torna-se relevante por permitir obter importantes informações morfológicas do relevo de determinada área e sua relação com a ocorrência de deslizamentos, tais como diferentes inclinações e formas das encostas, distribuição de fluxos e da umidade no solo, etc. Ademais, os movimentos de massa, sobretudo os deslizamentos, provocam feições no relevo muitas vezes perceptíveis em mapeamentos com o uso de SIG.

O mapeamento dessas feições, denominadas cicatrizes, é uma importante ferramenta para compreender a espacialização e fatores condicionantes dos deslizamentos, uma vez que é possível a comparação dos parâmetros morfológicos das encostas antes e após a ocorrência de um deslizamento e as características do relevo que predominam nessas feições. Destaca-se que o inventário de cicatrizes a ser utilizado está, geralmente, associado a um mapa e a uma base de dados georreferenciada, dessa forma, a representação gráfica da cicatriz poderá ser apenas um ponto (centróide), o polígono da superfície de ruptura ou a totalidade do deslizamento (Sbroglia, 2022).

Nesta pesquisa, analisaram-se as possíveis mudanças na geometria de encostas que foram atingidas pelos deslizamentos ocorridos em novembro de 2008, em Ilhota/SC, utilizando-se duas bases cartográficas, uma elaborada anteriormente ao desastre natural e outra posteriormente. Contudo, essas bases cartográficas possuem resoluções espaciais distintas, de 10 m (anterior aos deslizamentos) e de 1 m (posterior aos deslizamentos), nesse sentido, o principal objetivo desta pesquisa é analisar a influência da resolução espacial nos parâmetros morfológicos das encostas e em relação ao inventário de cicatrizes.

A análise se deu por meio dos índices de Gao (1993) que, a partir dos deslizamentos ocorridos em 1969 no Estado de Virgínia (EUA), analisou a influência de variáveis topográficas como declividade, forma e orientação das encostas e, dessa forma, identificou um Potencial de Deslizamentos (PD), denominado "*Landslides Potential*".

## 2. Área de Estudo

A bacia hidrográfica do Ribeirão Baú, área de estudo desta pesquisa, situa-se na porção noroeste do município de Ilhota, no estado de Santa Catarina, sul do Brasil (Fig. 1). A bacia em questão tem área de 62,7 km<sup>2</sup> e faz parte da bacia hidrográfica do Rio Itajaí-Açu.

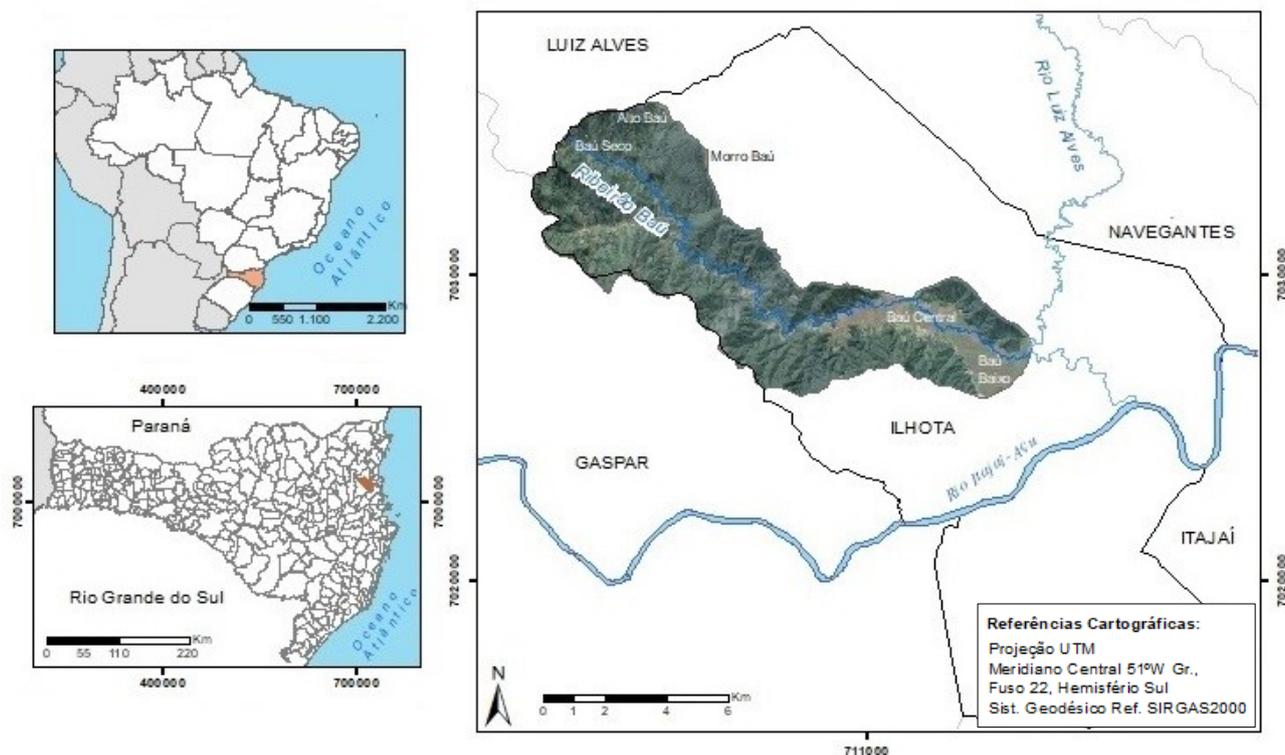


Figura 1. Localização da bacia do Ribeirão Baú, no município de Ilhota, estado de Santa Catarina. Fonte: adaptado de Sbroglia (2022).

Figure 1. Location of the Baú River basin, within the municipality of Ilhota, state of Santa Catarina. Source: adapted from Sbroglia (2022).

A área de estudo apresenta altitudes que variam de 0 a 814 m, sendo que, o ponto mais elevado localiza-se no Morro Baú, a nordeste da bacia (Fig. 1). Ocorrem os domínios geológicos e litológicos denominados Complexo Luiz Alves (gnaisse e núcleos máficos-ultramáficos), Grupo Itajaí (arenito arcoseano, conglomerado e folhelho) e Sedimentos Quaternários (depósitos aluvionares e coluvionares). Quanto à pedologia, há solo sedimentar Gleissolo nas áreas planas, e solos residuais Cambissolos nas elevações e Litólico em locais de elevada declividade (Sbroglia, 2022).

O Complexo Luiz Alves ocorre nas cotas mais altas da bacia, em local de relevo montanhoso e é representado, na maior parte, pelo gnaisse, e em menor parte pelo piroxenito. A rocha piroxenito, pertencente aos chamados núcleos máficos e ultramáficos do Complexo Luiz Alves, possui coloração escura e apresenta textura equigranular geralmente grossa, cujo principal mineral é o piroxênio, com ausência de feldspato (Égas, 2011). Os ganisses costumam apresentar planos de bandamento com direções variadas, podendo se apresentar dobrados (Flores *et al.*, 2017). Essa rocha apresenta-se cortada por numerosas falhas e zonas de cisalhamento, com destaque para o lineamento ou zona de cisalhamento Perimbó, com direção principal N55°E, que coloca as rochas desse complexo em contato com as rochas do Grupo Itajaí (Schroeder, 2006; Flores *et al.*, 2017). Essas estruturas controlam os vales fluviais profundos e retilíneos que apresentam encostas com alta declividade, onde ocorreram movimentos de massa de grandes proporções condicionados pelo relevo acidentado associado a solos espessos. Esses vales, muitas vezes, são preenchidos por depósitos sedimentares colúvio-aluvionares (Tomazzoli *et al.*, 2012).

O Grupo Itajaí, por sua vez, foi mapeado no Morro Baú e na área central da área de estudo. Consiste em sedimentos depositados sobre os granulíticos do Complexo Luiz

Alves, limitado por falhas e zonas de cisalhamento. Em sua porção basal, ocorrem arenitos arcoseanos associados a conglomerados (Conglomerado Baú). Essas rochas ocorrem em camadas superpostas com pequenas a médias inclinações para sul-sudeste, constituindo elevações do tipo mesa ou em forma de cuesta, devido às inclinações mais pronunciadas. O Morro Baú pode ser interpretado como uma elevação desse tipo, sendo constituído pela superposição de camadas inclinadas de conglomerado e arenito que estão fortemente cimentadas por sílica, conferindo grande resistência dessas rochas à erosão diferencial (Tomazzoli *et al.*, 2009).

As rochas sedimentares do Grupo Itajaí são muito fraturadas, algumas vezes dobradas (pequenas ondulações) na direção NW/SW e NW, e apresentam localmente mergulhos de direções variáveis, com predomínio para NE (Flores *et al.*, 2017). O relevo é caracterizado pela alternância entre tipos de modelados de dissecação, que resultaram em colinas e morrarias de pequena amplitude altimétrica, com vertentes convexizadas. Os rios que drenam as planícies apresentam geralmente vale de fundo plano e eventualmente em “V” aberto. Apresenta, ainda, contato bem-marcado na paisagem com as planícies aluviais (Rosa, 2002).

Os Depósitos Quaternários englobam tanto os terraços arenosos antigos, possivelmente pleistocênicos, como os depósitos na base de encosta e depósitos aluvionares. Os depósitos de colúvio-elúvio ocorrem comumente na forma de rampas constituindo os depósitos entre a média e baixa encosta, principalmente côncavas e retilíneas, e são constituídos por sedimentos inconsolidados, com grande variação granulométrica, com estratificação incipiente ou ausente, incluindo depósitos *in situ*. Nos vales mais encaixados ou mais estreitos, os depósitos coluviais preenchem os talwegues e recobrem terrenos aluviais (Kaul *et al.*, 2002; Flores *et al.*, 2017). Os depósitos aluvionares localizam-se em maior área a Leste da bacia, em planície de inundação, terraços e calhas da rede fluvial no período Holocênico, e são constituídos por areias, cascalheiras e sedimentos siltico-argilosos inconsolidados (Kaul *et al.*, 2002). Para os modelados de acumulação, as declividades dos terrenos apresentam-se inferiores a 5° nas planícies flúvio-aluvionares e entre 5° e 10° nas rampas coluviais e colúvio-aluvionares associados às baixas encostas (Flores *et al.*, 2017).

## 2.1 Desastre natural de novembro de 2008

Santa Catarina, ao longo de sua história, tem sido significativamente afetada por eventos naturais relacionados a deslizamentos, principalmente na região do Vale do Itajaí. No entanto, analisando a magnitude e extensão dos danos dos eventos, cita-se o de novembro de 2008 como o mais severo registrado até o momento (Sbroglia, 2022).

Do ponto de vista meteorológico, foi resultado de uma combinação de sistemas de diferentes escalas espaciais e temporais que culminaram em um volume elevado de precipitação entre os dias 20 e 24 de novembro, principalmente sobre a região do Vale do Itajaí. Essas precipitações intensas e concentradas provocaram numerosos movimentos de massa e inundações na bacia hidrográfica do Rio Itajaí-Açu, destacando-se o complexo do Morro Baú, que compreende parte dos municípios de Ilhota, Gaspar e Luiz Alves, como uma das regiões mais afetadas (Sbroglia, 2022).

De acordo com Tomazzoli *et al.* (2009), os deslizamentos foram os movimentos de massa mais frequentes e de maior porte que ocorreram no complexo Morro do Baú, a qual faz parte a área de estudo. Embora tenham ocorrido em praticamente todas as unidades geológicas, esse tipo de movimento demonstrou maior incidência no domínio do Complexo Granulítico, devido ao fato dessa unidade possuir espessa cobertura de solo

associada às declividades das encostas com dissecação em cabeceira de drenagem com vales bem encaixados em falhas e fraturas.

Segundo dados da Defesa Civil estadual, dos municípios atingidos por inundações e movimentos de massa, Ilhota apresentou o maior número de vítimas fatais, com 46 mortos, além de centenas de desabrigados (Santa Catarina, 2008). Do número de mortes registradas em Ilhota, 18 delas foram por soterramento devido a deslizamentos associados a fluxos de detritos ocorridos nas encostas da bacia hidrográfica do Ribeirão Baú (Pereira, 2009). Na Figura 2 são apresentados deslizamentos ocorridos em novembro de 2008 nas encostas da área de estudo.

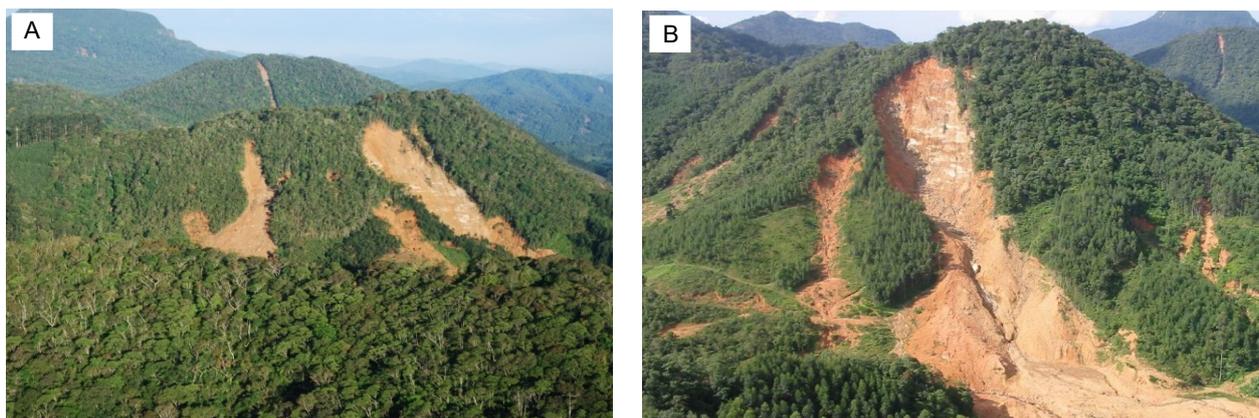


Figura 2. Deslizamentos no complexo Morro Baú. Fonte: A) Tomazzoli *et al.* (2009); B) Foto aérea, fornecida por Joel Pellerin.

Figure 2. Landslides in Morro Baú complex. Source: A) Tomazzoli *et al.* (2009); B) Aerial photography, provided by Joel Pellerin.

### 3. Materiais e Métodos

Esta pesquisa, que é parte integrante da tese de doutorado de Sbroglia (2022), realizou a análise dos parâmetros morfológicos das encostas nas superfícies de rupturas estimadas nas cicatrizes de deslizamentos que ocorreram em novembro de 2008, utilizando Modelos Digitais de Elevação (MDE) elaborados anterior e posteriormente ao desastre natural de 2008, com resolução espacial de 10 e 1 m, respectivamente.

#### 3.1 Obtenção do inventário de cicatrizes

Para a composição do inventário de cicatrizes de deslizamentos ocorridos em novembro de 2008, foi realizada uma revisão do inventário de cicatrizes disponibilizado por Tomazzoli *et al.* (2012), contendo 526 cicatrizes (Sbroglia, 2022).

Realizou-se a referida revisão por meio de dados vetoriais, curvas de nível com equidistância de 1 m, fotos aéreas captadas poucos meses após o desastre natural, imagens dos satélites Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres - CBERS (sensor *High Resolution Camera*) e *Advanced Land Observing Satellite* - ALOS (sensor *Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2*), datadas de abril e agosto de 2009 e com resolução espacial de 2,7 e 10 m, respectivamente, imagens de satélite multidas disponibilizadas no *software Google Earth Pro* e relevo sombreado elaborado a partir do MDE produzido no Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de Santa Catarina, em 2012, com resolução espacial de 1 m. O uso do relevo sombreado elaborado com distintos ângulos de azimute foi considerado uma ferramenta importante na delimitação das cicatrizes, pois, em grande parte, os deslizamentos provocaram feições bem identificáveis no relevo (Sbroglia, 2022).

A Figura 3 apresenta, representativamente, os produtos cartográficos utilizados na revisão do inventário de cicatrizes e na delimitação das superfícies de ruptura estimadas.

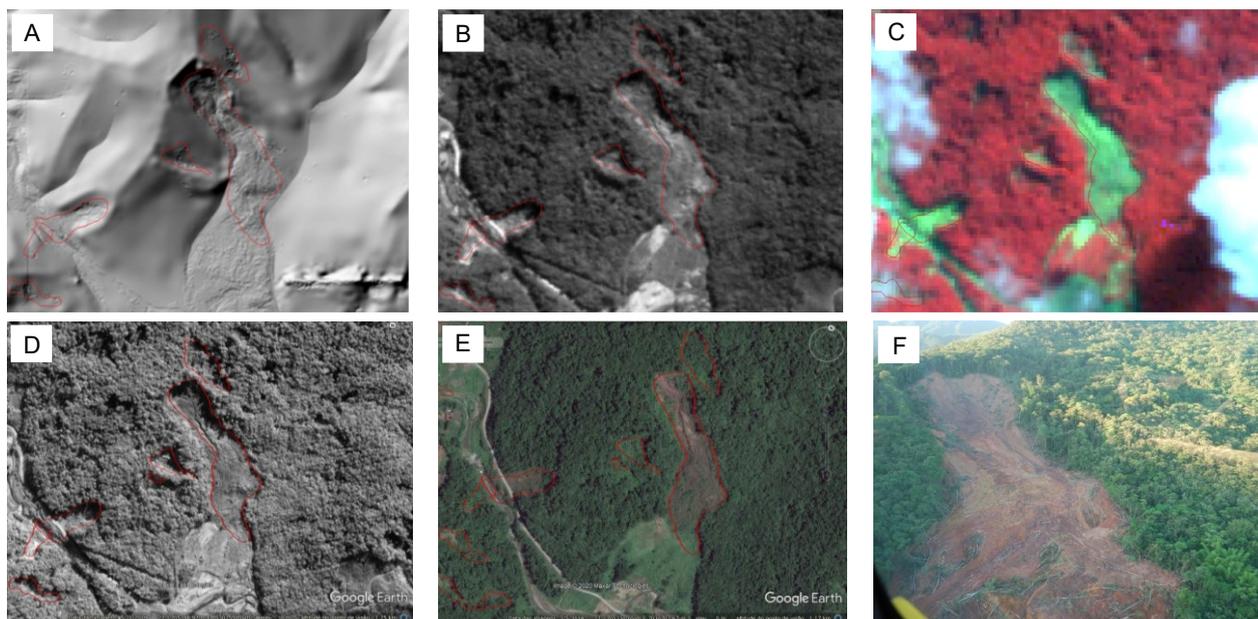


Figura 3. Produtos cartográficos utilizados na revisão do inventário de cicatrizes. A) relevo sombreado (azimute 315° e altura 45°); B) Imagem sensor HRC do CBERS; C) Imagem sensor AVNIR-2 do ALOS (R4, G3, B1); D) Imagem de satélite do *Google Earth Pro*, datada de 21/05/2009; E) Imagem de satélite do *Google Earth Pro*, de 27/03/2013; F) Foto aérea, após o desastre (fornecida por Joel Pellerin). Fonte: Sbroglia (2022).

*Figure 3. Cartographic products are used to revise the scar inventory. A) shaded relief (azimuth 315° and height 45°); B) Sensor HRC image from CBERS; C) Sensor AVNIR-2 image from ALOS (R4, G3, B1); D) Satellite image from Google Earth Pro, dated 05/21/2009; E) Satellite image from Google Earth Pro, dated 03/27/2013; F) Aerial photography, after the disaster (provided by Joel Pellerin). Source: Sbroglia (2022).*

As cicatrizes foram delimitadas por polígonos de acordo com a sua geometria. Ao total, foram mapeadas 521 cicatrizes de deslizamentos por meio das seguintes adequações no inventário desenvolvido por Tomazzoli *et al.* (2012): a) ajuste da localização do polígono da cicatriz de deslizamento, b) mapeamento de nova cicatriz de deslizamento e c) supressão de polígono no qual não foi observado indício de movimento de massa (utilizando as bases cartográficas indicadas na Figura 3), exemplos dos ajustes realizados são apresentados na Figura 4 (Sbroglia, 2022).

Por fim, as superfícies de ruptura das cicatrizes estimadas foram vetorizadas em forma de polígonos, totalizando 535 superfícies, utilizando os produtos cartográficos apresentados na Figura 3, além das curvas de nível, visualização do relevo em 3D por meio do *software Google Earth Pro* e saídas de campo. Destaca-se que em 14 cicatrizes de deslizamentos foram mapeadas mais de uma superfície de ruptura (Sbroglia, 2022).

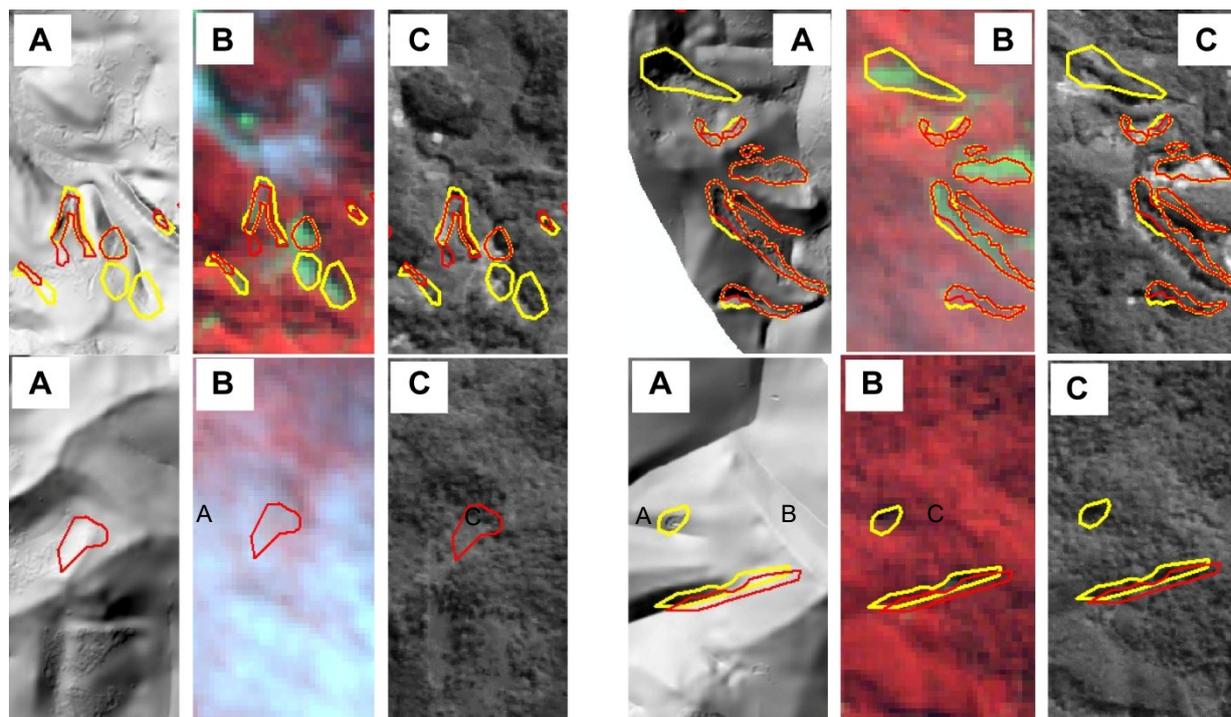


Figura 4. Imagens ilustrativas das divergências entre os polígonos das cicatrizes de deslizamentos mapeadas por Tomazzoli *et al.* (2012) - em vermelho - e a revisão do inventário de cicatrizes - em amarelo (escala 1:8.000), sobrepostas a: A) relevo sombreado (azimute 315° e altura 45°); B) Imagem sensor AVNIR-2 do ALOS (composição de cores R-4, G-3, B-1); C) Imagem sensor HRC do CBERS. Fonte: Sbroglia (2022).

Figure 4. Representative images of the difference between the landslide scar polygons mapped by Tomazzoli *et al.* (2012) - red color - and the revised scar inventory - yellow color (scale 1:8,000), overlapping: A) shaded relief (azimuth 315° and height 45°); B) Sensor AVNIR-2 image from ALOS (R4, G3, B1 color composition); C) Sensor HRC image from CBERS. Source: Sbroglia (2022).

### 3.2 Obtenção dos Modelos Digitais de Elevação

O Modelo Digital de Elevação (MDE) com resolução espacial de 10 m foi gerado utilizando o algoritmo *Anudem* (disponível na ferramenta *topo to raster* de um *software* de geoprocessamento) a partir das curvas de nível com equidistância de 20 m e da rede de drenagem, na escala 1:50.000, da Carta Gaspar (folha SG-22-Z B-V-3) produzida no ano de 1981 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e fornecida pela Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina (EPAGRI)/Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina (CIRAM). Por sua vez, o MDE com resolução espacial de 1 m, na escala 1:10.000, elaborado em 2012, foi disponibilizado pela Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável de Santa Catarina (SDE/SC).

O MDE com resolução espacial de 10 m da bacia hidrográfica do Ribeirão Baú é composto por 626.525 células, das quais 7.901 (1,26%) correspondem às superfícies de ruptura de deslizamentos; e o MDE com resolução espacial de 1 m é composto por 62.652.306 células, das quais 794.326 (1,27%) correspondem às superfícies de ruptura de deslizamentos (Sbroglia, 2022). A Figura 5 apresenta a sobreposição do relevo sombreado com o inventário de cicatrizes dos deslizamentos ocorridos em novembro de 2008.

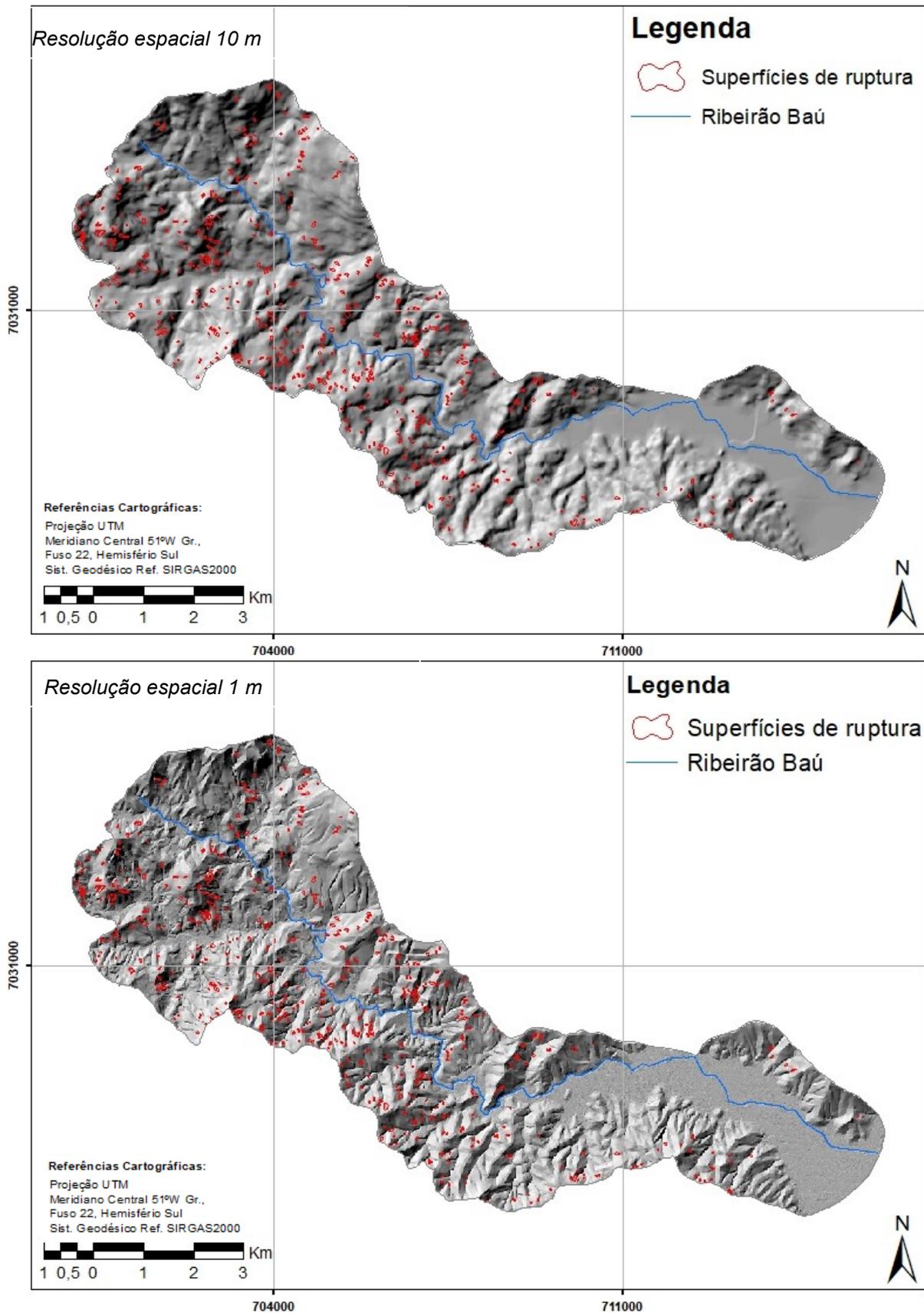


Figura 5. Relevos sombreados obtidos a partir dos MDE com resolução espacial de 10 e 1 m, com as superfícies de ruptura do inventário de cicatrizes. Fonte: Sbroglia (2022).

Figure 5. Shaded reliefs were obtained from the 10-m and 1-m spatial resolution DEM, with the rupture surfaces from the scar inventory. Source: Sbroglia (2022).

### 3.3 Análise dos parâmetros morfológicos nas cicatrizes dos deslizamentos

Para analisar a relação entre os parâmetros morfológicos e a ocorrência de deslizamentos, nas escalas 1:50.000 e 1:10.000, realizou-se a determinação de índices de Frequência (F), de Concentração de Cicatrizes (CC) e de Potencial de Deslizamentos (PD), conforme metodologia desenvolvida por Gao (1993).

Primeiro, para cada parâmetro morfológico analisado - altitude, declividade, orientação, aspecto ou forma das encostas e área de contribuição - foram elaborados mapas em formato matricial nas resoluções espaciais de 10 e 1 m, a partir dos Modelos Digitais de Elevação (MDE) supramencionados de data anterior e posterior ao desastre de 2008, respectivamente, utilizando-se um *software* de geoprocessamento (Sbroglia, 2022). Todos os mapas foram elaborados no sistema de referência, DATUM oficial do país, SIRGAS2000, no sistema de coordenadas planas UTM, fuso 22S, MC -51°.

Os mapas dos parâmetros morfológicos elaborados foram classificados em determinado número de classes, as quais melhor representassem sua distribuição, conforme se apresenta na Tabela 1.

Tabela 1. Classificação dos mapas morfológicos. Fonte: Sbroglia (2022).

Table 1. Morphological maps classification. Source: Sbroglia (2022).

| Classes dos mapas morfológicos        |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
|---------------------------------------|-----------|----------------------------------|-------------|----------------------------------|-------------|----------------------------------|-------------|----------------------------------|-----|
| Altitude [metros]                     |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
| 0-50                                  | 100-150   | 200-250                          | 300-350     | 400-450                          | 500-550     | 600-650                          | 700-750     | 800-850                          |     |
| 50-100                                | 150-200   | 250-300                          | 350-400     | 450-500                          | 550-600     | 650-700                          | 750-800     |                                  |     |
| Declividade [graus]                   |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
| 0-5                                   | 5-10      | 10-15                            | 15-20       | 20-25                            | 25-30       | 30-35                            | 35-40       | 40-45                            | >45 |
| Orientação das encostas               |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
| Norte                                 | Nordeste  | Leste                            | Sudeste     | Sul                              | Sudoeste    | Oeste                            | Noroeste    | Norte                            |     |
| valores em graus                      |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
| 0-22,5                                | 22,5-67,5 | 67,5-112,5                       | 112,5-157,5 | 157,5-202,5                      | 202,5-247,5 | 247,5-292,5                      | 292,5-337,5 | 337,5-360,0                      |     |
| Forma das encostas                    |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
| Côncava                               |           |                                  | Retilínea   |                                  |             |                                  | Convexa     |                                  |     |
| valores em graus                      |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
| (10 m) -20 – -0,1                     |           |                                  | -0,1 – 0,1  |                                  |             |                                  | 0,1 – 10,3  |                                  |     |
| (1 m) -194 – -0,1                     |           |                                  | -0,1 – 0,1  |                                  |             |                                  | 0,1 – 207   |                                  |     |
| Área de Contribuição [nº. de células] |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             |                                  |     |
| 0-10 <sup>1</sup>                     |           | 10 <sup>1</sup> -10 <sup>2</sup> |             | 10 <sup>2</sup> -10 <sup>3</sup> |             | 10 <sup>3</sup> -10 <sup>4</sup> |             | 10 <sup>4</sup> -10 <sup>5</sup> |     |
|                                       |           |                                  |             |                                  |             |                                  |             | 10 <sup>5</sup> -10 <sup>6</sup> |     |

Os índices de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Deslizamento (PD) foram calculados conforme Gao (1993). A Frequência (F) em cada mapa de parâmetro morfológico foi calculada a partir da razão entre o total de células (*pixels*) de cada classe e o total de células da bacia, definindo a frequência de distribuição das classes na área de estudo (Eq. 1), conforme Sbroglia (2022).

$$F = \frac{n^{\circ} \text{ células de cada classe}}{n^{\circ} \text{ células da bacia}} .100 \tag{Eq. 1}$$

Posteriormente, foram realizadas duas outras análises, utilizando os mapas dos parâmetros morfológicos e as superfícies de ruptura das cicatrizes dos deslizamentos ocorridos em novembro de 2008. As superfícies de ruptura, em formato vetorial, foram sobrepostas aos mapas morfológicos, em formato matricial, e foi contabilizado o número de células (*pixels*) de cada classe no interior da superfície de ruptura dos deslizamentos,

ou seja, as células deslizadas. O índice Concentração de Cicatrizes foi calculado a partir da relação entre o número de células deslizadas em cada classe e o número total de células deslizadas na bacia hidrográfica (Eq. 2), definindo-se, dessa forma, as classes mais suscetíveis à ocorrência de deslizamentos em cada mapa morfológico (Sbroglia, 2022).

$$CC = \frac{n^{\circ} \text{ células deslizadas em cada classe}}{n^{\circ} \text{ células deslizadas na bacia}} .100 \quad \text{Eq. 2}$$

Por fim, outra relação obtida foi a razão entre o número de células presentes no interior das superfícies de ruptura em cada classe, chamadas de células deslizadas, e o total de células daquela classe (Eq. 3), ou seja, a frequência de células afetadas dentro de cada classe estudada, esse índice é chamado de Potencial de Deslizamento (PD) por Gao (1993), conforme Sbroglia (2022).

$$PD = \frac{n^{\circ} \text{ células deslizadas em cada classe}}{n^{\circ} \text{ células de cada classe}} .100 \quad \text{Eq. 3}$$

Logo, o PD é calculado para analisar a distribuição das superfícies de ruptura em cada classe considerando a representatividade de cada uma no total da área da bacia. Portanto, diferentemente dos valores de F e CC, que podem alcançar 100%, uma vez que tais índices são referentes, respectivamente, ao total de células da bacia e ao total de cicatrizes mapeadas, para calcular o PD são consideradas apenas as células afetadas dentro de cada classe, apresentando valores consideravelmente menores que os demais índices (Sbroglia, 2022).

#### 4. Resultados e Discussão

O mapeamento das cicatrizes dos deslizamentos ocorridos em novembro de 2008 permitiu a identificação de 535 superfícies de ruptura. Destaca-se que as cicatrizes de deslizamentos visualizadas na Figura 6 e no campo não representam necessariamente um único evento de ruptura, pois a perda de suporte lateral e basal provocada por um primeiro movimento pode desencadear outras rupturas. Por sua vez, as corridas de detritos mobilizaram grande quantidade de sedimentos, os quais foram observados em campo como blocos e matacões de variados tamanhos, contudo, elas foram desencadeadas, possivelmente, por uma ruptura inicial cujo material apresentava alto teor de umidade (Sbroglia, 2022).

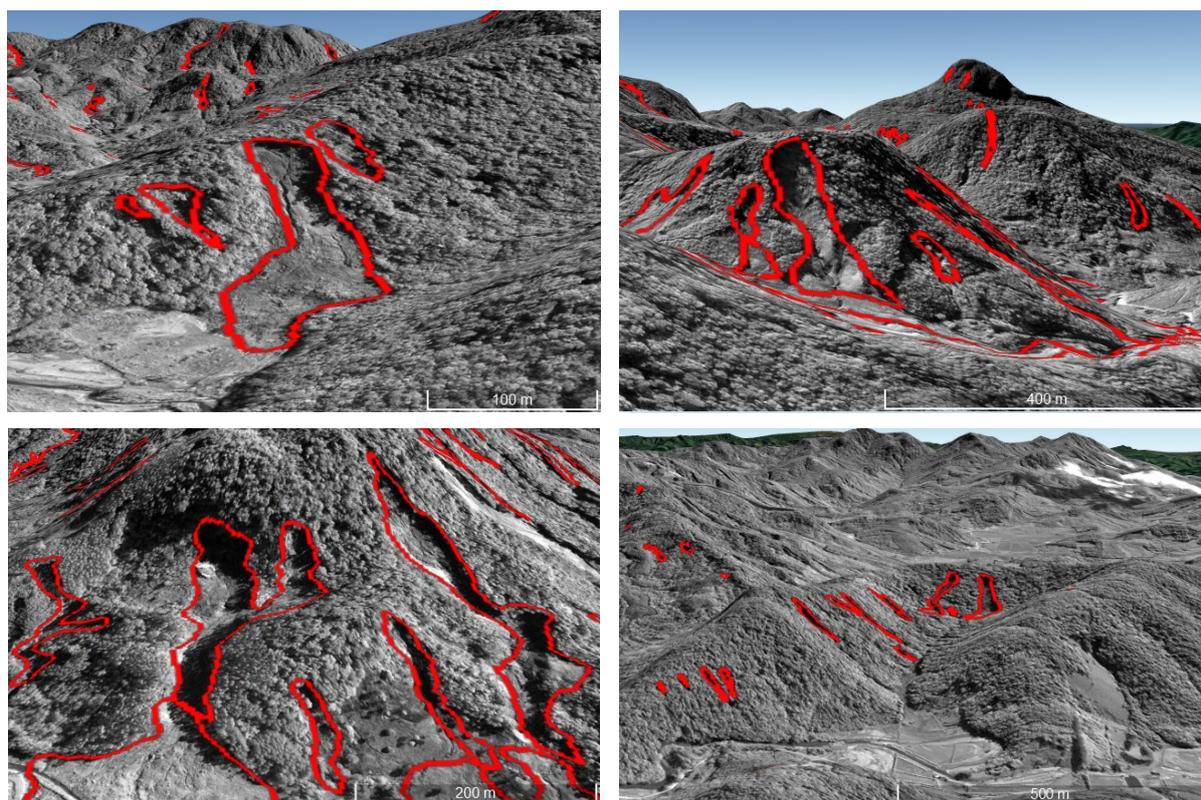


Figura 6. Cicatrizes de deslizamentos mapeadas na área de estudo com o auxílio de imagens de satélite (software Google Earth Pro, visualização do relevo em 3D, fator de ampliação 1,5). Fonte: Sbroglia (2022).

Figure 6. Landslide scars mapped in the study area using satellite images (Google Earth Pro software, 3D relief visualization, 1.5 magnification factor). Source: Sbroglia (2022).

#### 4.1 Análise do parâmetro Altitude nas cicatrizes

A ocorrência de deslizamentos em relação à altitude pode estar relacionada a fatores como a variação do volume pluviométrico, devido ao efeito orográfico, espessura e características do solo ou estar associada a outros aspectos morfológicos das encostas. Na Figura 7, apresentam-se as altitudes na bacia hidrográfica do Ribeirão Baú, a partir do MDE com resolução espacial de 10 e 1 m, classificadas a cada 50 m (Sbroglia, 2022).

A partir dos mapas e gráficos da Figura 7, observa-se que as altitudes com maior Frequência (F) na bacia hidrográfica são até 250 m, representando a soma de 61 e 65% no MDE com resolução espacial de 10 e 1 m, respectivamente. A maior parte da área varia de 0 a 50 m (sendo 17,53% no MDE de resolução de 10 m e 18,91% no MDE de resolução espacial de 1 m). O terço superior, ou seja, altitudes acima de 600m apresentam a menor área na bacia hidrográfica, menos de 1% em cada classe, para ambas as resoluções (Sbroglia, 2022).

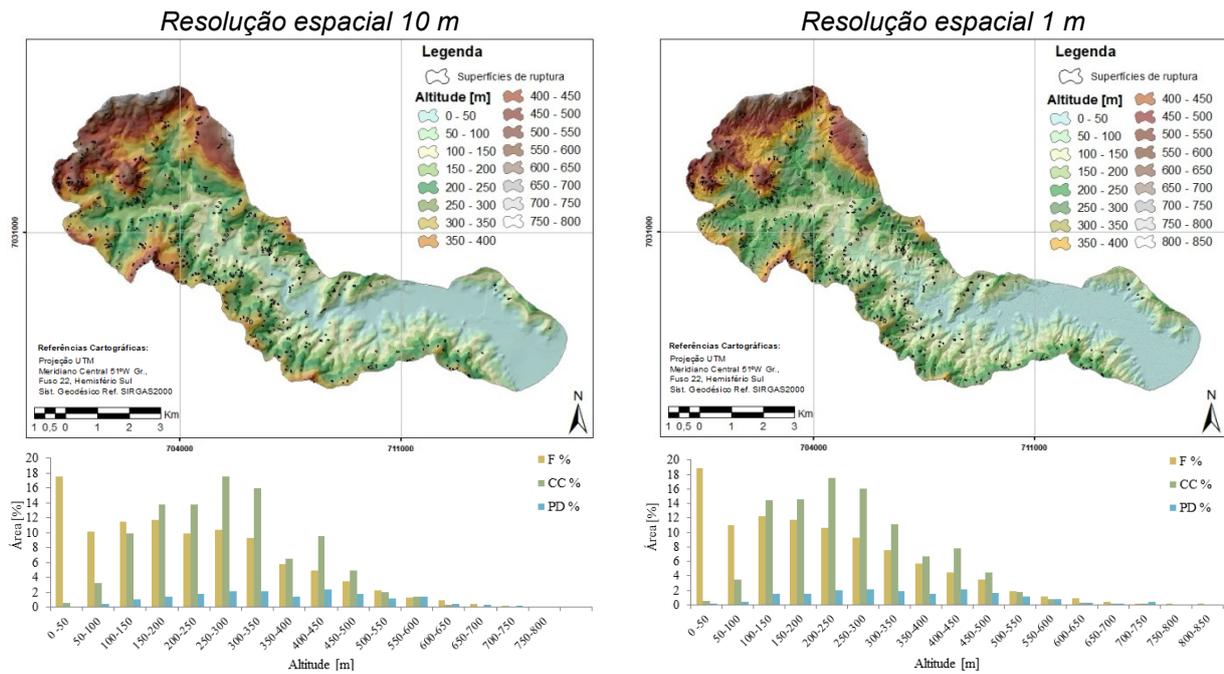


Figura 7. MDE classificado em intervalos de altitudes da bacia do Ribeirão Baú para as resoluções de 10 e 1 m, e os respectivos gráficos de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Deslizamentos (PD). Fonte: adaptado de Sbroglia (2022).

Figure 7. Baú River basin DEM classified into hypsometry intervals, with 10-m and 1-m grid, and the respective Frequency of Distribution (F), Scars Concentration (CC) and Landslides Potential (PD) graphs. Source: adapted from Sbroglia (2022).

As maiores porcentagens de Concentração de Cicatrizes (CC) são no terço inferior, nas altitudes de 200 a 350 m. As classes com maior porcentagem de cicatrizes no mapa com resolução de 10 m foram 250 a 300 m (17,59%) e 300 a 350 m (15,97%). Por sua vez, as classes com maior porcentagem de cicatrizes no mapa com resolução de 1 m foram 200 a 250 m (17,58%) e 250 a 300 m (16,11%) (Sbroglia, 2022).

Em relação ao Potencial de Deslizamento (PD), os maiores valores ocorreram nos terços inferiores e médio da bacia hidrográfica. Para a resolução espacial de 10 m, os maiores valores ocorreram nas altitudes de 400 a 450 m (2,42%), 300 a 350 m (2,17%) e 250 a 300 m (1,58%), para a resolução espacial de 1 m, os maiores valores de PD foram nas altitudes de 400 a 450 m (2,20%), 250 a 300 m (2,19%) e 200 a 250 m (2,09%) (Sbroglia, 2022).

Resultado semelhante foi encontrado por Martins *et al.* (2017), em que 51% dos deslizamentos ocorridos em 2011 estiveram localizados nos terços inferior e médio das encostas das bacias hidrográficas do Bom Brinquedo e das Laranjeiras, município de Antonina (PR) (Sbroglia, 2022). Marcelino (2003) também observou que a maior parte dos deslizamentos (83,88%) ocorreu no intervalo de 50 a 500 m de altitude nas encostas do município de Caraguatatuba (SP), de acordo com o autor, essa faixa corresponde às médias encostas onde o manto de intemperismo é mais espesso do que nas altas encostas e está associada à alta declividade e densidade de drenagem. Sestini (2000), analisando as encostas da Serra do Mar no mesmo município, verificou que houve um predomínio de cicatrizes na faixa de 100 a 300 m de altitude, e uma incidência nula a baixa nas faixas de 0 a 100m e acima de 900 m (Sbroglia, 2022).

De acordo com Vanacôr & Rolim (2012), as classes representadas pelas médias encostas da região nordeste do Rio Grande do Sul foram as que apresentaram maior

ocorrência de deslizamentos. Nas encostas dos vales dos Rios Cubatão e Moji (SP), por sua vez, foi observado um maior número de cicatrizes de deslizamentos ocorridos em 1985 e em 1994 nos terços médio e superior (Lopes, 2006; Vieira, 2007). Para os autores, tais resultados indicam suscetibilidade das encostas a deslizamentos translacionais rasos nesses intervalos altimétricos para a Serra do Mar (Sbroglia, 2022).

Os menores valores de PD ocorreram nas classes extremas de altitude da bacia hidrográfica do Ribeirão Baú, nos intervalos menores que 50 m e maiores de 750 m. Ainda, ocorreu ausência de cicatrizes nas altitudes acima de 750 m. Essas áreas caracterizam-se por apresentar os mais baixos e altos valores de declividades, respectivamente, áreas de altitudes menores que 50m são predominantemente planas e as de altitude acima de 750 m representam, em maior parte, os paredões rochosos verticais do Morro Baú. Assim como observado nesta pesquisa, Guimarães *et al.* (1998) e Guimarães (2000), utilizando os índices de Gao (1993) no município de Rio de Janeiro, verificaram um aumento do PD até 800m e uma sensível redução desse índice a partir dessa altitude (Sbroglia, 2022).

#### 4.2 Análise do parâmetro Declividade nas cicatrizes

A declividade fornece a medida de inclinação do relevo em relação ao plano do horizonte. A velocidade de deslocamento de um material é diretamente proporcional à declividade. Essa variável possui elevada importância nos processos geomorfológicos, condicionando o percurso de cursos de água e deslocamento de colúvio (Christofolleti, 1979).

A Figura 8 apresenta as declividades que ocorrem na bacia do Ribeirão Baú para as resoluções espaciais de 10 e 1 m classificadas a cada 5°, até a declividade de 45° (equivalente a 100%).

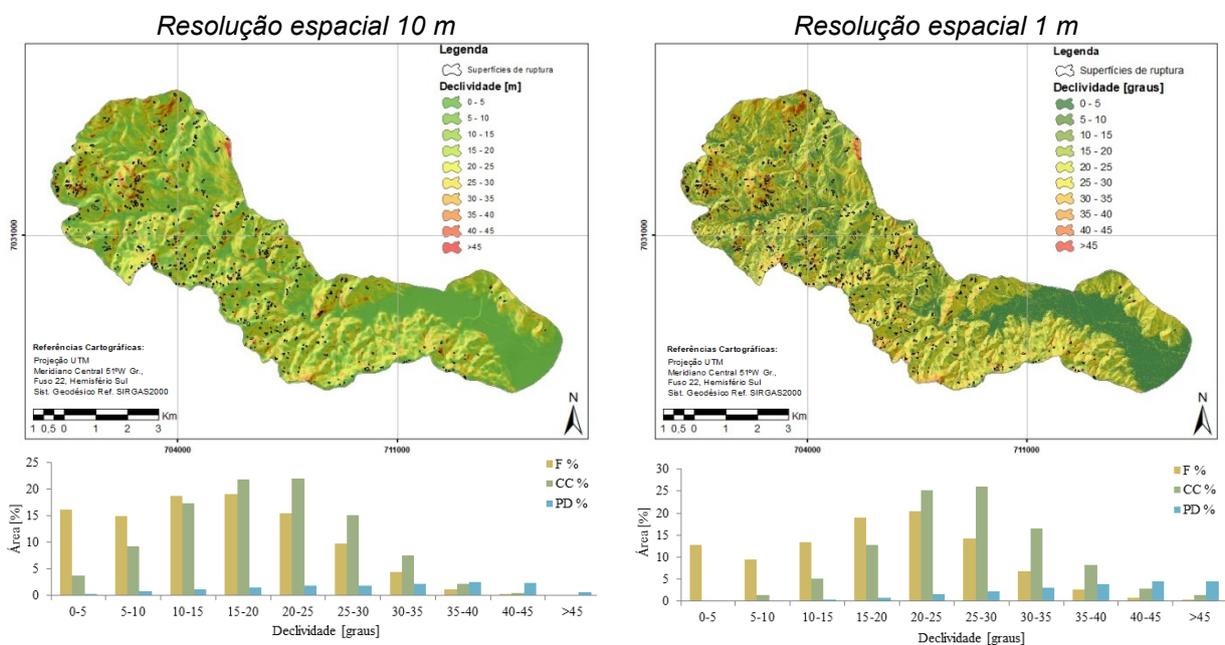


Figura 8. Mapa de declividade das encostas na bacia do Ribeirão Baú para as resoluções de 10 e 1 m, e os respectivos gráficos de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Deslizamentos (PD). Fonte: adaptado de Sbroglia (2022).

Figure 8. Declivity map of Baú River basin with 10-m and 1-m spatial resolution, and the respective Frequency of Distribution (F), Scars Concentration (CC) and Landslides Potential (PD) graphs. Source: adapted from Sbroglia (2022).

Conforme se pode observar na Figura 8, as declividades que ocorrem com maior Frequência (F) nas encostas da bacia do Ribeirão Baú são entre o intervalo de 10 a 20° para a resolução de 10 m e 15 a 30° para a resolução de 1 m. Ainda, foi observada maior porcentagem das declividades mais suaves no relevo de resolução espacial menor. Ocorrem em maior área classes de declividade entre 15 e 20° (19,02%), para a resolução de 10 m, e entre 20 e 25° (20,51%), para resolução de 1 m (Sbroglia, 2022).

A Concentração de Cicatrizes (CC) é maior nas encostas com declividades entre 10 e 30° para a resolução de 10 m e entre 20 e 35° para a resolução de 1 m. A classe com maior valor de CC ocorreu de 20 a 25° (22,07%) e de 25 a 30° de declividade (26,11%) para as resoluções 10 e 1 m, respectivamente. Ângulos entre 0 e 30° estão associados, geralmente, às áreas planas da bacia, aos topos mais suaves dos principais divisores de água e aos depósitos coluvionares (Sbroglia, 2022).

Destaca-se que ocorreu uma inversão na frequência dos valores entre as classes de declividades de 15 a 20° e 20 a 25° para as duas resoluções, sendo que as classes até 20° foram superestimadas na resolução espacial de 10 m em relação à resolução de 1 m, e após 20° foram subestimadas, o mesmo acontece com a concentração de cicatrizes. Essa inversão também foi observada por Gomes *et al.* (2005), para as mesmas escalas desta pesquisa, entretanto, o limiar de mudança observado foi entre as classes 22° a 31° e 31° a 35°. Isso demonstra a tendência de suavização do relevo à medida que a escala diminui (Sbroglia, 2022).

Em relação ao Potencial de Deslizamento (PD), para o mapa com resolução de 10 m os maiores valores foram relacionados a encostas com declividades de 35 a 40° (2,54%). Encostas com declividade de 30 a 35° e de 40 a 45° também apresentaram valores mais altos para PD, de 2,17 e 2,38%, respectivamente. Para o mapa com resolução de 1 m, os maiores valores de PD foram relacionados a encostas com declividades acima de 45° (4,57%). Encostas com declividade de 35 a 40° e de 40 a 45° também apresentaram valores altos para PD, de 3,96 e 4,49%, respectivamente. Foi observado, para ambas as resoluções, que os valores de PD apresentaram crescimento diretamente proporcional ao aumento da declividade das encostas, com exceção do valor de PD para a classe de declividade maior que 45° na resolução espacial de 10 m. O limite de inversão do PD entre as escalas foi no ângulo de declividade de 25° (Sbroglia, 2022).

Estudos sobre o comportamento da declividade em relação aos deslizamentos sugerem a existência de limites críticos desse parâmetro. Sidle *et al.* (1995) relacionaram as classes de declividade à ocorrência dos tipos de movimentos de massa, para eles o rastejo estaria associado a declividade de 1,3 a 25°, deslizamentos rotacionais de 7 a 18°, deslizamentos translacionais de 4 a 20° e deslizamentos translacionais com detritos sobrejacentes à rocha, acima de 25° (Sbroglia, 2022).

Cerri & Amaral (1998) consideraram como um marco a inclinação de 8,5° a partir do qual os efeitos da declividade são mais significativos para a predisposição da encosta a ocorrência de deslizamentos. Para Fernandes & Amaral (2000), as declividades acima de 30° apresentam risco de deslizamentos mais frequente. Entretanto, acima de 60° o regolito é menos espesso e, teoricamente, diminuiria o risco de ocorrência de deslizamentos. Assim como para Guimarães (2000), que observou uma elevação do valor de PD até os 55° de inclinação nas encostas em duas bacias localizadas no Maciço da Tijuca (RJ), para o autor, a diminuição do PD após esse valor de declividade está relacionada à presença de paredões rochosos e à ausência de solos (Sbroglia, 2022).

Para Vieira (2007), o intervalo de 30 a 40° é o mais suscetível a deslizamentos translacionais rasos na bacia da Copebrás (SP), com 85% das cicatrizes, porém o maior

valor de PD foi nas declividades de 40 a 50°. Valores similares foram encontrados por Lopes (2006) o qual identificou, em bacias do vale do Rio Moji (SP), uma pequena quantidade de cicatrizes entre 0 e 30° e 51% dos deslizamentos ocorridos em 1985 entre as declividades de 30 e 40°. Bem como para Martins *et al.* (2017), em que as classes de declividades com maior concentração de cicatrizes foi de 30 a 40° na bacia hidrográfica de Bom Brinquedo e de 20 a 40° na bacia de Laranjeiras (PR) (Sbroglia, 2022).

Bini (2020) realizou a análise de parâmetros morfológicos no alto vale das bacias do Ribeirão Arraial do Ouro, Baú e Braço do Baú, localizadas em Gaspar e Ilhota (SC). Foram mapeadas 639 cicatrizes de movimentos de massa, sendo 446 deslizamentos e 193 corridas de detritos, a maior parte situada na geologia do Complexo Luiz Alves. Em relação à declividade, dos 261 deslizamentos que somaram as quatro classes analisadas (declividade das rupturas: próximas ao divisor, em cabeceira de drenagem, no meio ou na base da encosta e por solapamento de corridas), a maior parte foi verificada dentro da classe de declividade de 15 a 20°, com 69 ocorrências; seguida das classes de 7 a 15°, com 42 ocorrências; 20 a 25°, com 38 ocorrências; e 25 a 35°, com oito ocorrências de deslizamentos (Sbroglia, 2022).

No município de Porto Alegre (RS), cerca da metade do número de cicatrizes de deslizamentos ocorreu em encostas com declividades entre 16,7 e 26,6° (Brito *et al.*, 2016). Na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, abrangendo os municípios de São Vendelino e Alto Feliz, a maior frequência de deslizamentos ocorreu nas classes com declividades entre 11 e 45° (Vanacôr & Rolim, 2012).

Gomes *et al.* (2005), analisando as bacias hidrográficas dos Rios Quitite e Papagaio localizadas na vertente Oeste do Maciço da Tijuca (RJ), observaram que a classe com o maior PD, nas escalas 1:50.000 e 1:10.000, foi 40 a 60% (22 a 31°) de declividade. Ainda, observaram que a classe >100% (>45°) não obteve os maiores valores de PD, demonstrando que, nas duas escalas analisadas, as declividades mais altas não são as mais propícias a ocorrência de deslizamentos.

Nas encostas da Serra do Mar, Sestini (2000) identificou que a maior quantidade de cicatrizes de deslizamentos ocorreu na faixa de 17 a 32°. Para Marcelino (2003), nessa mesma área, a maior ocorrência de deslizamentos ocorreu entre os ângulos de 25 e 45°. Esse autor também observou que, apesar da declividade ser mais acentuada na classe >45°, apresentou baixo percentual de deslizamentos, isso se deve a pouca espessura do manto de intemperismo existente nas altas encostas, que diminui a probabilidade de desencadear deslizamentos em função da pouca capacidade de infiltração e retenção de água no solo e redução da componente peso nos locais correspondentes a essa classe de declividade. Dessa forma, observa-se que a declividade, isoladamente, não é o principal fator deflagrador de deslizamentos.

#### **4.3 Análise do parâmetro Orientação das encostas nas cicatrizes**

A orientação das encostas relaciona-se à variação de exposição à pluviosidade, insolação e ventos. Essa exposição ocasiona diferenças na umidade retida na encosta e, portanto, a umidade do solo. Encostas que retêm mais umidade estão, em geral, opostas à insolação ou voltadas para a direção da umidade transportada por ventos ou por pluviosidade. Logo, essas encostas podem ser mais suscetíveis à ocorrência de deslizamentos (Sbroglia, 2022).

Na Figura 9 pode-se observar a orientação das encostas presentes na bacia do Ribeirão Baú, para as resoluções espaciais de 10 e 1 m, classificadas entre aquelas voltadas ao Norte, Nordeste, Leste, Sudeste, Sul, Sudoeste, Oeste e Noroeste.

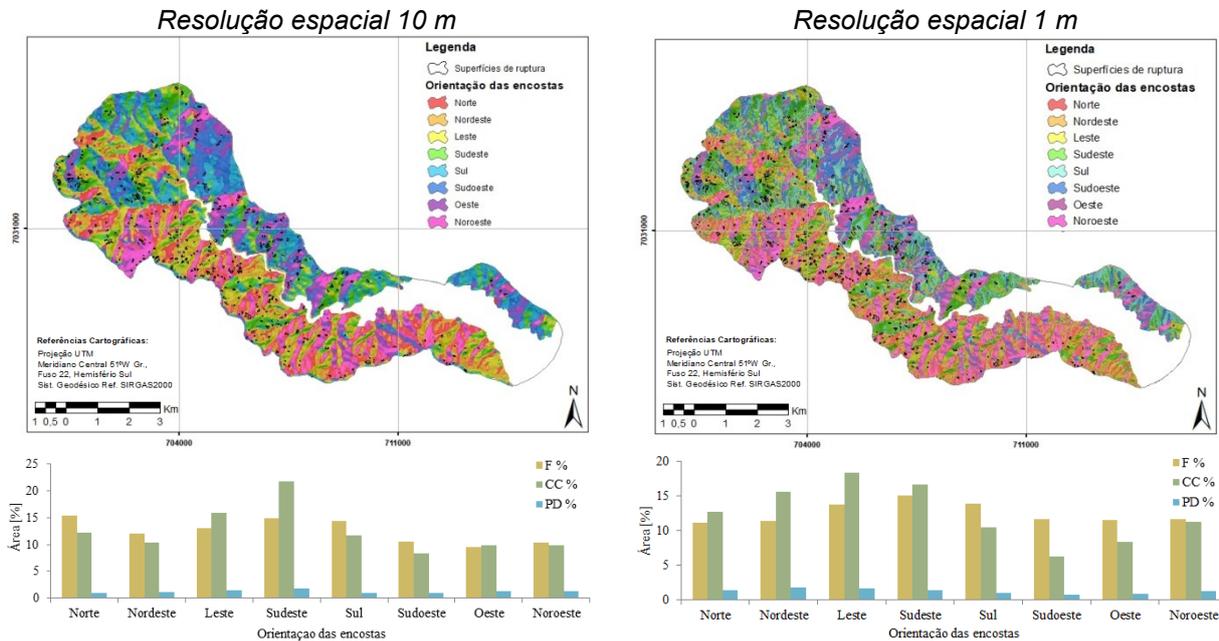


Figura 9. Mapa de orientação das encostas na bacia do Ribeirão Baú para as resoluções de 10 e 1 m, e os respectivos gráficos de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Deslizamentos (PD). Fonte: Sbroglia (2022).

Figure 9. Aspect map of Baú River basin with 10-m and 1-m spatial resolution, and the respective Frequency of Distribution (F), Scars Concentration (CC) and Landslides Potential (PD) graphs. Source: adapted from Sbroglia (2022).

De acordo com os valores de Frequência (F) apresentados no gráfico da Figura 9, observa-se que a maior parte das encostas no mapa com resolução espacial de 10 m apresenta orientação Norte (15,34%), Sudeste (14,87%) e Sul (14,36%). Para os valores de Frequência (F) do mapa com resolução espacial de 1 m, a maior parte das encostas apresenta orientação Sudeste (15,05%); também ocorrem com frequência as encostas com orientação Sul e Leste (13,88 e 13,72%, respectivamente) (Sbroglia, 2022).

No entanto, em relação à Concentração de Cicatrizes (CC), as encostas em que ocorreu a maior parte das superfícies de ruptura de deslizamentos foram aquelas voltadas para Sudeste e Leste. Logo, essas encostas obtiveram os maiores índices de Potencial de Deslizamento (PD): para a resolução de 10 m, as voltadas para Sudeste apresentaram o maior índice (1,84%), seguidas pelas voltadas a Leste (1,54%); e para a resolução de 1 m, os maiores índices foram nas voltadas a Nordeste (1,74%) e a Leste (1,70%) (Sbroglia, 2022).

Esses resultados estão diretamente relacionados às características meteorológicas do evento extremo ocorrido em novembro de 2008. As elevadas precipitações foram ocasionadas pelo estabelecimento e persistência de um bloqueio atmosférico causado por um anticiclone sobre o Oceano Atlântico combinado a um sistema de baixa pressão, conhecido por vórtice ciclônico, os quais provocaram fortes ventos de leste e favoreceram o transporte de umidade do Oceano Atlântico para o continente (Sbroglia, 2022). Esses ventos atingiram de forma praticamente perpendicular a costa catarinense, incrementando a intensidade das precipitações orográficas (Dias, 2009).

Os municípios que apresentaram os maiores totais pluviométricos localizam-se próximos ao litoral nordeste de Santa Catarina, principalmente no Vale do Itajaí. Corroborando com os resultados obtidos, a distribuição da precipitação na bacia hidrográfica do Rio Itajaí-Açu caracterizou-se por ser irregular, ocorrendo um elevado gradiente a nordeste/leste e decrescendo a sudoeste/oeste (Sbroglia, 2022), como se pode observar na Figura 10.

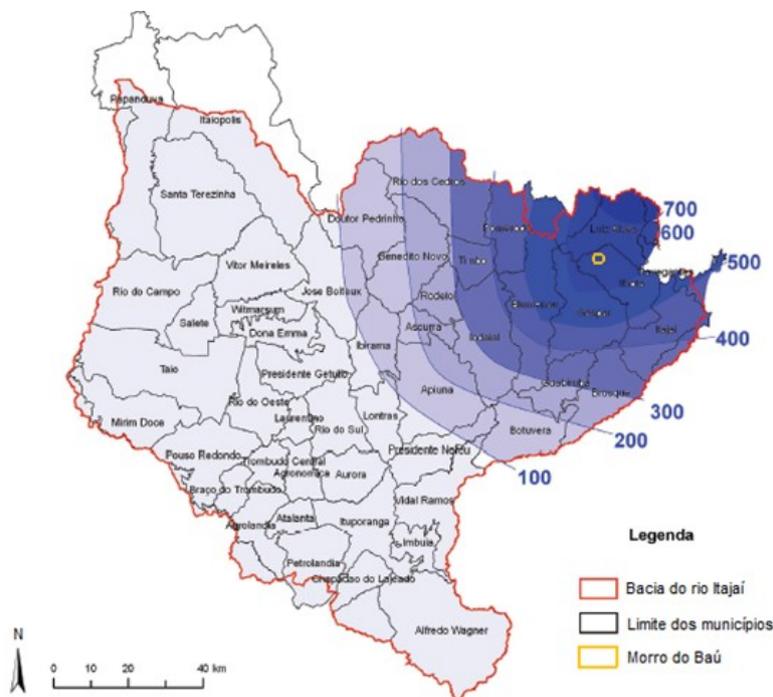


Figura 10. Total acumulado de precipitação, em mm, entre os dias 21 e 25 de novembro de 2008, na bacia hidrográfica do Rio Itajaí-Açu. Fonte: Sbroglia (2015), adaptado de Severo (2009).

Figure 10. Accumulated rainfall (mm) in the Itajaí-Açu River basin, between November 21st and 25th, 2008. Source: Sbroglia (2015), adapted from Severo (2009).

O efeito da pluviosidade nos fluxos de água superficiais e subsuperficiais está relacionado à saturação do solo e a redução dos parâmetros de resistência ao cisalhamento, sobretudo a coesão, por eliminação da sucção, ao desenvolvimento de poropressões e ao aumento do peso do solo (Wolle & Carvalho, 1989). Destaca-se que o evento extremo de novembro de 2008 se caracterizou pela combinação de intensa pluviosidade de curta a média duração e pluviosidades precedentes, que iniciaram nos três meses anteriores, embora fracas, elas foram constantes, ocorrendo a infiltração da água pluvial de forma lenta e gradativa no solo (Sbroglia, 2022).

#### 4.4 Análise do parâmetro Forma das encostas nas cicatrizes

Com relação à forma das encostas, existem três tipos básicos: as côncavas, as convexas e as retilíneas, que se encontram combinadas na natureza. A importância de analisar as rupturas de acordo com a forma das encostas refere-se à infiltração e ao escoamento hídrico, bem como possíveis percursos dos movimentos de massa, sobretudo os fluxos de detritos, conforme se pode observar na Figura 11 (Sbroglia, 2022).

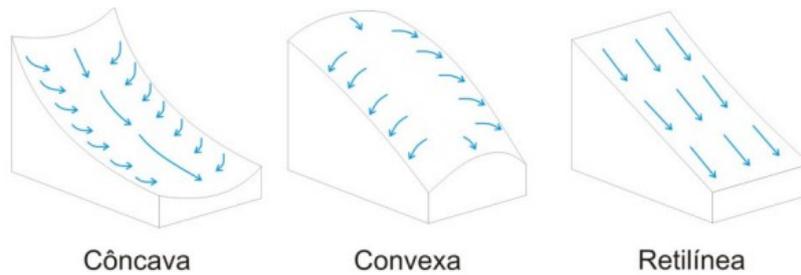


Figura 11. Escoamento superficial em cada tipo de forma das encostas. Fonte: Paula (2010).

Figure 11. Surface runoff on each type of slopes curvature. Source: Paula (2010).

Na Figura 12 é possível observar as formas das encostas da bacia hidrográfica do Ribeirão Baú classificadas em côncavas, retilíneas e convexas para as resoluções espaciais de 10 e 1 m.

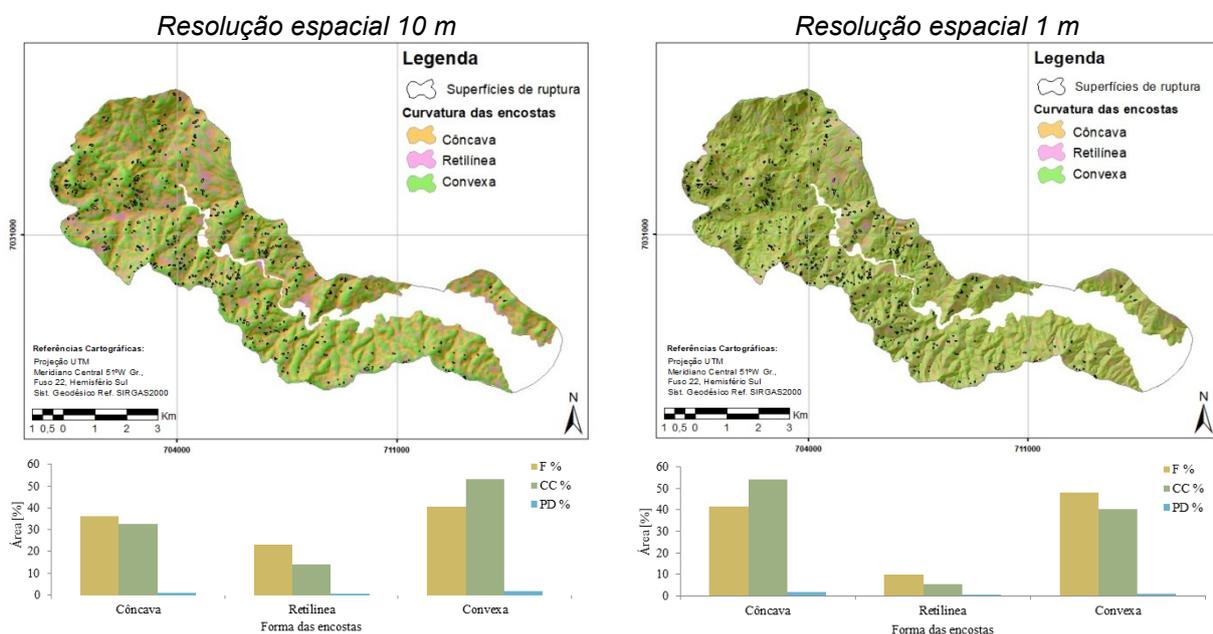


Figura 12. Mapa das formas das encostas na bacia do Ribeirão Baú para as resoluções de 10 e 1 m, e os respectivos gráficos de Freqüência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Deslizamentos (PD). Fonte: Sbroglia (2022).

Figure 12. Curvature map of Baú River basin with 10-m and 1-m spatial resolution, and the respective Frequency of Distribution (F), Scars Concentration (CC) and Landslides Potential (PD) graphs. Source: adapted from Sbroglia (2022).

A partir do mapa de resolução espacial de 10 m com as formas das encostas e o respectivo gráfico (Fig. 12), observou-se que as encostas convexas são as mais frequentes na bacia hidrográfica, com 40,60%, seguidas pelas encostas côncavas (36,25%) e retilíneas (23,15%). Nesse sentido, a Concentração de Cicatrizes (CC) e o Potencial de Deslizamento (PD) foram predominantes nas encostas com formato convexo (CC 53,22% e PD 1,65%), conforme Sbroglia (2022).

Utilizando a mesma base cartográfica para elaboração do MDE (com resolução de 10 m) e, posteriormente, o mapa de formas das encostas, Bini (2020) obteve resultados similares para o alto vale das bacias do Ribeirão Arraial do Ouro, Baú e Braço do Baú, localizadas em Gaspar e Ilhota (SC). Do total de 211 deslizamentos analisados, as formas convexas representaram 46,91%, as côncavas 27,47% e as retilíneas 26,14% dos locais

onde houve rupturas. Assim como observado nesta pesquisa, para Bini (2020) os pequenos deslizamentos junto ao divisor das encostas situaram-se nos segmentos convexos, haja vista que próximo aos divisores há predominância da forma convexa. Ainda, para as rupturas situadas no meio ou na base da encosta, a maior parte das cicatrizes de deslizamentos possuíram sua superfície de ruptura em formas convexas, especialmente para pequenos deslizamentos, entretanto, uma porcentagem considerável das rupturas ocorreu em segmentos côncavos da encosta (Sbroglia, 2022).

Gerente *et al.* (2015), a partir de base cartográfica em escala 1:10.000 e 1:2.000 elaboradas anteriormente ao desastre de 2008, observaram que em função da maior frequência de segmentos convexos na bacia do Rio Saltinho, localizada em Gaspar (SC), foram nesses setores que ocorreu o maior número de movimentos de massa, sendo 27 na forma convexa, 22 na forma côncava e oito na forma retilínea (Sbroglia, 2022).

Vieira (2007), com o uso do MDE com resolução espacial de 2 m elaborado a partir de cartas topográficas digitais na escala 1:10.000, da bacia de Copebrás (SP), localizada na Serra do Mar, observou predomínio das formas retilíneas (43%) e convexas (39,6%) e, em menor proporção, das côncavas (17,4%), dessa forma, em relação aos valores de PD, as encostas convexas e retilíneas obtiveram os maiores índices, 3,8 e 3,7%, respectivamente. Contudo, as formas côncavas, ocupando uma área consideravelmente menor (17,4%), apresentaram valor de PD similar aos demais (3,3%) (Sbroglia, 2022).

Outros trabalhos, ainda, identificaram as encostas retilíneas como aquelas mais suscetíveis à ocorrência de deslizamentos, as quais proporcionam maiores velocidades de fluxo (Tatizana *et al.*, 1987; Wolle & Carvalho, 1989; Cetesb, 1991; IPT, 1991; Lopes, 2006; Passarella *et al.*, 2008; Listo & Vieira, 2010; Nery, 2011). Nesta pesquisa, nas encostas retilíneas, em declividades elevadas, foram observados os deslizamentos translacionais de pequena magnitude (Sbroglia, 2022).

Para o mapa com resolução de 1 m, por sua vez, e o respectivo gráfico (Fig. 12), observou-se maior equilíbrio entre a Frequência (F) das encostas convexas e côncavas (com 48,26 e 41,71%, respectivamente), seguidas pelas retilíneas (com 10,03%). Entretanto, a Concentração de Cicatrizes (CC) e o Potencial de Deslizamento (PD) apresentaram valores maiores nas encostas com formato côncavo (CC 54,18% e PD 1,65%), conforme Sbroglia (2022).

Em áreas da Serra do Mar e dos maciços litorâneos, maior CC de deslizamentos em encostas côncavas também foi observada por Martins *et al.* (2017), nas bacias hidrográficas do Bom Brinquedo e das Laranjeiras, e por Dias *et al.* (2016) em Caraguatatuba (SP). Igualmente por Fernandes *et al.* (2001) nos maciços litorâneos da cidade do Rio de Janeiro, embora tenha sido registrada maior frequência das encostas convexas, o PD das encostas côncavas foi cerca de três vezes maior do que aquele associado às feições convexas e retilíneas (Sbroglia, 2022).

As vertentes que apresentam configuração côncava ou que possuem segmentos côncavos em sua seção, por serem zonas de convergência de fluxo de água e por possuírem material disponível para a mobilização (pois têm maior volume de material depositado, como colúvio), são as mais favoráveis à ocorrência de deslizamentos de grandes proporções e corridas de detritos (Sbroglia, 2022).

Dietrich & Montgomery (1998) afirmam que formas côncavas, por exemplo, são áreas de concentração de água e elevação mais rápida das cargas de pressão durante as chuvas, sendo mais suscetíveis a rupturas uma vez que necessitam de menor volume de água para atingirem esse limiar (Reneau & Dietrich, 1987; Avanzi *et al.*, 2004). Segundo

Reneau & Dietrich (1987), nas formas convexas o fluxo é preferencialmente divergente e a água no solo aparece localmente devido a fortes chuvas ou à heterogeneidade da rocha, que força o fluxo subsuperficial em direção ascendente para o manto de solo. Assim, essas áreas divergentes e declivosas necessitam de uma elevada ou prolongada pluviosidade para aumentar sua instabilidade (Sbroglia, 2022).

#### 4.5 Análise do parâmetro Área de contribuição das encostas nas cicatrizes

A área de contribuição ou área drenada a montante de cada célula (*pixel*) está relacionada ao valor da área correspondente à bacia de drenagem de cada célula específica. Dessa forma, a partir da área de contribuição podem-se definir os segmentos na paisagem nos quais há convergência de água, associados à concentração de fluxos superficiais e subsuperficiais e relacionados com a saturação dos solos (O’loughlin, 1986).

Nesse sentido, é possível analisar áreas suscetíveis a deslizamentos a partir da determinação da área de contribuição, sendo as áreas mais instáveis geralmente aquelas localizadas nas porções côncavas do relevo, uma vez que essas áreas são zonas potenciais de saturação (Ramos *et al.*, 2002).

Na Figura 13, pode-se observar a contribuição das encostas presentes na bacia hidrográfica do Ribeirão Baú classificadas com base no número de células (*pixels*) de que recebem o fluxo hídrico, para as resoluções espaciais de 10 e 1 m.

As áreas com o menor valor de contribuição (0 a 10 *pixels*) são aquelas dispersoras, ou seja, áreas com declividades elevadas e picos das encostas; e aquelas de elevada contribuição, ou seja, que recebem fluxos de água são aquelas com menores índices altimétricos da bacia hidrográfica e localizam-se nos canais de drenagem e áreas planas. Dessa forma, a área de contribuição está relacionada à forma da encosta e aos processos hidrológicos e erosivos, conforme Sbroglia (2022).

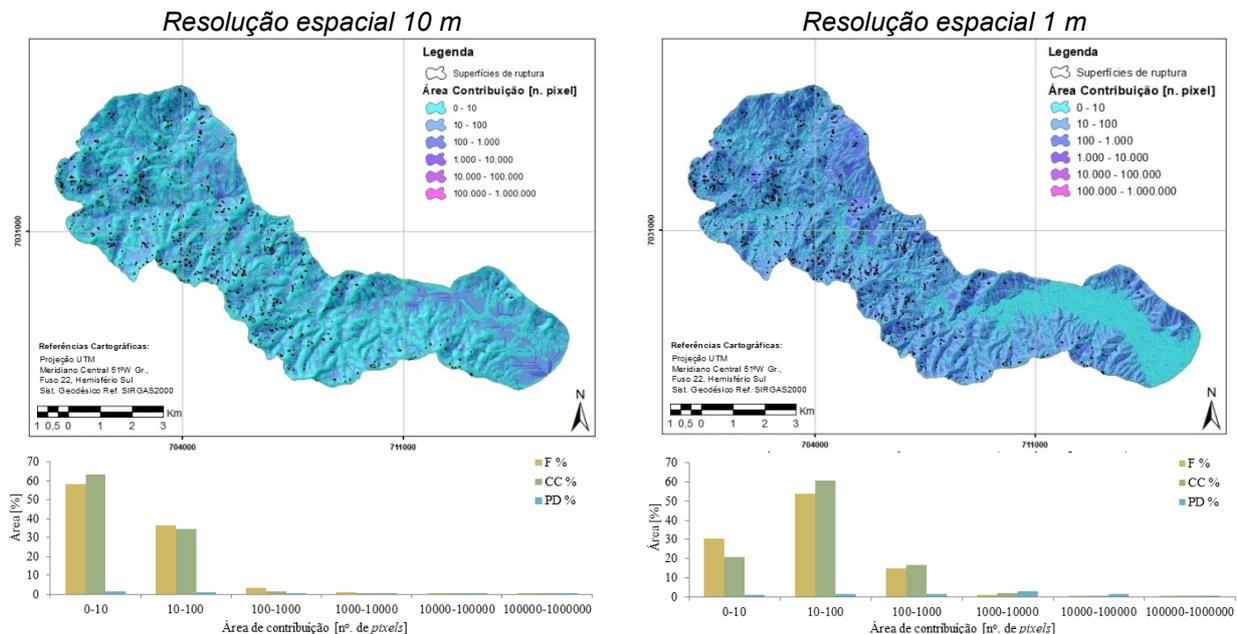


Figura 13. Mapa da área de contribuição nas encostas da bacia do Ribeirão Baú para as resoluções de 10 e 1 m, e os respectivos gráficos de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Deslizamentos (PD). Fonte: Sbroglia (2022).

Figure 13. Hillslopes contributing area map of Baú River basin with 10-m and 1-m spatial resolution, and the respective Frequency of Distribution (F), Scars Concentration (CC) and Landslides Potential (PD) graphs. Source: adapted from Sbroglia (2022).

Conforme os valores de Frequência (F) apresentados nos gráficos da Figura 13, pode-se observar que locais com menor área de contribuição são os mais frequentes na área de estudo. Para o mapa de resolução espacial de 10 m, a contribuição de 0 a 10 *pixels* é a mais frequente (58,47%), seguida pela de 10 a 100 (36,29%). Em contrapartida, para o mapa de resolução espacial de 1 m, a contribuição de 10 a 100 *pixels* é a mais frequente (53,84%), seguida por 0 a 10 (30,50%) e 100 a 1.000 (14,60%) (Sbroglia, 2022).

Para o mapa com resolução de 10 m, em relação à CC as encostas com área de contribuição de 0 a 10 *pixels* foram as que apresentaram maior valor, de 63,36%, assim como o maior índice de PD, de 1,37%. Para o mapa com resolução de 1 m, por sua vez, em relação à CC as encostas com área de contribuição de 10 a 100 *pixels* foram as que apresentaram maior valor, de 60,51%. Em contrapartida, essas encostas apresentaram o terceiro maior valor de PD, de 1,42%. A classe que apresentou o maior valor de PD, de 3,00%, foi aquela de contribuição de 1.000 a 10.000 *pixels*. Os valores de PD, em ambas as resoluções espaciais, apresentam um limite de inversão localizado entre a classe de 0 a 10 e 10 a 100 *pixels*, sendo que a classe de menor convergência de água foi mais frequente no mapa com resolução espacial de 10 m. Para essa resolução, antes desse limite, a ocorrência dos deslizamentos apresenta-se, preferencialmente, nas classes de área de contribuição menores, conforme Sbroglia (2022).

Para Martins *et al.* (2017), cerca de 84 e 96% dos deslizamentos nas bacias do Bom Brinquedo e das Laranjeiras, respectivamente, ocorreram nas classes com os maiores valores de área de contribuição. Vieira (2007) observou, assim como nesta pesquisa, que as classes intermediárias ( $\log_{10}$  1,4 a 2,1 m<sup>2</sup>) foram as que apresentam maior valor de CC e PD.

Guimarães *et al.* (1998) observaram um aumento quase que linear do PD com o aumento da área de contribuição, devido os maiores valores de áreas de contribuição coincidirem com as áreas onde ocorreram deslizamentos. No entanto, os autores observaram, assim como Gomes *et al.* (2005), que as classes que apresentaram maior área de contribuição possuíam um baixo valor de PD, por serem as áreas onde estão os canais de drenagem principais localizados nas áreas de planície.

Destaca-se que, conforme os dados apresentados na resolução espacial de 1 m, os maiores valores de PD concentraram-se nas classes intermediárias, demonstrando que os deslizamentos ocorreram no terço médio das encostas da bacia hidrográfica (Sbroglia, 2022). Segundo Vieira (2007), as duas classes extremas de área de contribuição tratam do topo e setores convexos das encostas, ou seja, áreas divergentes, e as formas côncavas, chamados *hollows*, são áreas convergentes. Essas últimas, no caso do mapa de área de contribuição, correspondem às porções mais basais das encostas, ou seja, os fundos de vales e os canais de drenagem e o seu entorno imediato (Sbroglia, 2022).

#### **4.6 Influência da escala nos parâmetros morfológicos das encostas em relação às cicatrizes de deslizamentos**

Foi realizada uma análise da influência da escala dos produtos cartográficos utilizados na elaboração dos mapas morfológicos. Apesar do maior detalhamento nos mapas com resolução espacial de 1 m (escala 1:10.000) em detrimento daqueles com resolução espacial de 10 m (escala 1:50.000), deve-se considerar que este é anterior ao desastre natural ocorrido em novembro de 2008. Dessa forma, quando realizada a sobreposição das cicatrizes dos deslizamentos ocorridos naquela data, observaram-se

diferenças significativas nos resultados, sobretudo em relação aos parâmetros declividade, área de contribuição e forma das encostas (Sbroglia, 2022).

No mapa de declividade das encostas elaborado a partir do MDE com resolução espacial de 10 m, foi possível observar maior Frequência dos valores mais baixos, ou seja, relevos suavizados, a qual refletiu na Concentração de Cicatrizes em declividades intermediárias, de 15 a 25°. Observou-se, ainda, que a faixa de declividade com maior Potencial de Deslizamento variou entre as resoluções espaciais analisadas, enquanto que no mapa de menor resolução o PD foi maior nas declividades de 30 a 45°, na escala de maior detalhe os maiores valores de PD foram nas encostas acima de 40°. Pode-se inferir, dessa forma, alteração na geometria das encostas que ocorreram movimentos de massa e, em alguns casos, com a elevação da declividade no interior das cicatrizes dos deslizamentos (Sbroglia, 2022).

Em relação à área de contribuição observou-se maior Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamentos na classe de menor contribuição (0 a 10 *pixels*) para a escala de 1:50.000 em relação a de maior detalhe, dessa forma, observa-se que quanto menor a resolução, mais suavizada é a representação do relevo e, conseqüentemente, menor é a convergência topográfica (Dietrich *et al.*, 2001). Nesse sentido, conforme também observado por Gomes *et al.* (2005), no mapa de resolução espacial de 10 m não foi possível discretizar as nuances do relevo adequadamente quando comparado ao mapa com resolução de 1 m (Sbroglia, 2022).

Nesse sentido, foram observadas diferenças mais significativas em relação à forma das encostas nas cicatrizes antes e após novembro de 2008. Apesar de ambos os mapas apresentarem maior Frequência das encostas convexas, de 40,60 e 48,26% nas resoluções de 10 e 1 m, respectivamente, a Concentração de Cicatrizes foi consideravelmente maior nas encostas côncavas do mapa de maior resolução espacial. Enquanto o maior valor de CC e de PD foi em encosta convexa do mapa com resolução de 10 m, no mapa com resolução de 1 m foi nas encostas côncavas (Sbroglia, 2022).

Nesse sentido, observa-se que, anteriormente ao desastre, a forma predominante de relevo nas superfícies de ruptura era convexa. Embora ocorra divergência do fluxo de água nesse tipo de encosta, devido ao elevado índice pluviométrico ocorrido no mês de novembro de 2008, especialmente nos dias 22 e 23, ocorreu a saturação generalizada da encosta, a qual reduziu consideravelmente as tensões efetivas no solo e provocou a ocorrência dos movimentos de massa, conforme Sbroglia (2022).

A partir da comparação entre os mapas de relevo sombreado e as curvas de nível obtidos por meio do MDE com escala 1:50.000 (resolução de 10 m) e 1:10.000 (resolução de 1 m), foi possível observar as feições deixadas na paisagem após a ocorrência do desastre de novembro de 2008, e constatar, para a maior parte das cicatrizes mapeadas, alterações significativas na geometria das encostas (Sbroglia, 2022).

Sobreira & Souza (2012) afirmam que, em escalas menores que 1:25.000, não há precisão gráfica para a elaboração de MDE, uma vez que pequenas feições do terreno podem ser generalizadas a nível de ponto, ocasionando certo grau de incerteza na produção de informações derivadas, como os parâmetros morfológicos. Embora o relevo sombreado obtido do levantamento mais preciso (*pixel* de 1 m) apresente maior detalhamento das feições, observou-se alterações no formato das curvas de nível no interior das cicatrizes dos deslizamentos e na forma das encostas após o desastre natural. A Figura 14 apresenta cicatrizes de deslizamentos representativas em que ocorrem essas alterações, localizadas na área de estudo (Sbroglia, 2022).

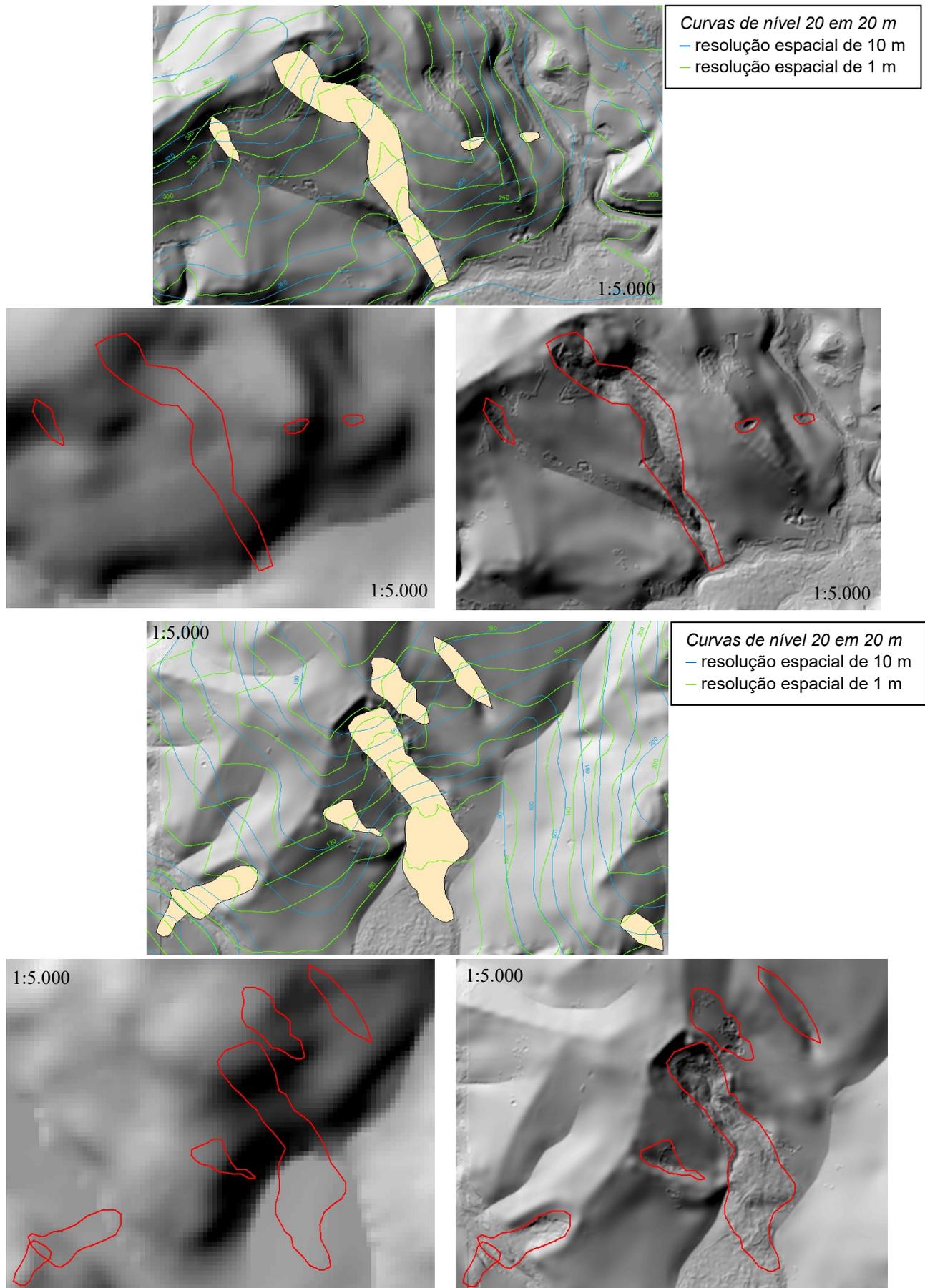


Figura 14. Cicatrizes de deslizamentos nos MDE de resolução espacial de 10 e 1 m. Fonte: Sbroglia (2022).  
Figure 14. Landslide scars in the 10-m and 1-m spatial resolution DEM. Source: Sbroglia (2022).

Em geral, nas zonas de ruptura e de passagem dos sedimentos rompidos, setores convexos ou retilíneos alteraram-se para côncavos, demonstrando que o material deslizado escavou o terreno. Na zona de deposição dos deslizamentos de maior magnitude, situada na base das encostas, por sua vez, em alguns casos ocorreu mudança da forma côncava para convexa devido à acumulação de materiais depositados. Nesse contexto, a comparação das formas das encostas em produtos cartográficos originados de datas anteriores e posteriores à ocorrência de movimentos de massa pode servir como subsídio na análise de condicionantes e mecanismos do processo, conforme Sbroglia (2022).

Por fim, observa-se que o desastre natural de novembro de 2008 gerou alterações significativas nas encostas da área de estudo. Por meio da análise da forma das encostas, verificou-se que ocorreram modificações nessas características geométricas. Esse fato demonstra, portanto, o potencial da utilização dos parâmetros morfológicos nos estudos de estabilidade das encostas. Importante, ainda, destacar que a resolução espacial e, sobretudo, a utilização de curvas de nível ou MDE anteriores ao evento estudado são determinantes nos resultados a serem obtidos. Dessa forma, em relação à escala, apesar de a base cartográfica disponibilizada pelo IBGE (escala 1:50.000) não ser a mais apropriada para emprego nesse tipo de estudo, ainda é preferível sua utilização pois foram constatadas modificações consideráveis na geometria das encostas deslizadas no MDE disponibilizado pela SDE/SC (escala 1:10.000).

## **5. Conclusão**

Nesta pesquisa, buscou-se analisar as possíveis mudanças na geometria de encostas nas quais ocorreram deslizamentos em novembro de 2008 em uma bacia hidrográfica localizada em Ilhota/SC, utilizando-se duas bases cartográficas de escalas distintas, sendo elas: Modelos Digitais de Elevação (MDE) elaborados anterior e posteriormente ao desastre natural de 2008, de resoluções espaciais de 10 m (escala 1:50.000) e 1 m (escala 1:10.000), respectivamente. Ademais, analisou-se a influência da resolução espacial nos parâmetros morfológicos das encostas e em relação ao inventário de cicatrizes elaborado.

O uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) permitiu obter importantes informações morfológicas do relevo de forma automatizada e analisar sua relação com a ocorrência de deslizamentos. Escolheu-se a metodologia desenvolvida por Gao (1993) para analisar a relação entre os parâmetros morfológicos do relevo - altitude, declividade, orientação e forma das encostas e área de contribuição - e a ocorrência de deslizamentos. Dessa forma, o mapeamento das cicatrizes de deslizamentos foi uma importante ferramenta para compreender a espacialização e os fatores condicionantes, tornando-se importante na análise de estabilidade das encostas.

Em relação à altitude, observou-se que o Potencial de Deslizamentos (PD) possui os maiores valores nos terços inferiores e médio da bacia hidrográfica do Ribeirão Baú, para as duas escalas de análise. Em relação à declividade, para ambas as resoluções, os valores de PD apresentaram crescimento diretamente proporcional ao aumento da inclinação das encostas, para o mapa com resolução de 10 m os maiores valores foram relacionados a encostas com declividades de 35 a 40°, e para o mapa com resolução de 1 m, os maiores valores de PD foram relacionados a encostas com declividades acima de 45°. Em relação à orientação das encostas, a maior parte das superfícies de ruptura de deslizamentos ocorreu naquelas voltadas para Sudeste e Leste, logo, essas encostas obtiveram os maiores índices de PD. Esses resultados estão diretamente relacionados às características meteorológicas do evento extremo ocorrido no mês de novembro de 2008,

no qual as elevadas precipitações estiveram associadas a fortes ventos de leste, que atingiram de forma perpendicular o continente. Em relação à forma das encostas, observou-se que as encostas convexas são as mais frequentes na bacia hidrográfica para a resolução de 10 m, nesse sentido, o PD foi predominante nessas encostas; no mapa com resolução de 1 m, por sua vez, observou-se maior equilíbrio entre a frequência das encostas convexas e côncavas, entretanto, os valores de PD foram maiores nas encostas com formato côncavo, que segundo a literatura propiciam a convergência do fluxo hídrico. Por fim, em relação à área de contribuição, os maiores valores de PD, para o mapa de resolução de 1 m, concentraram-se nas classes intermediárias, demonstrando que os deslizamentos ocorreram no terço médio das encostas da bacia hidrográfica em estudo.

As análises dos índices de Gao (1993) demonstraram que as classes de maior frequência na área não são necessariamente aquelas que apresentam os maiores Potenciais de Deslizamentos. A partir dessa análise, pôde-se verificar que os parâmetros morfológicos são determinantes na localização espacial dos deslizamentos, no entanto, não são unicamente responsáveis pela ocorrência desses processos. Dessa forma, entende-se que em estudos de estabilidade de encostas, a análise dos parâmetros morfológicos não deve ser realizada isoladamente, mas em conjunto com as outras variáveis, como os parâmetros geotécnicos dos solos (Sbroglia, 2022), ademais são necessários trabalhos de campo para a validação e para auxiliar na interpretação das análises utilizando SIG.

Por fim, a partir da análise da influência da escala dos produtos cartográficos utilizados na elaboração dos mapas morfológicos, observou-se maior detalhamento e discretização das nuances do relevo nos mapas de maior resolução espacial, de *pixel* de 1 m (maior escala), em detrimento daqueles com resolução espacial de 10 m (menor escala). Foi possível observar essa variação de forma mais evidente nos mapas de declividade, área de contribuição e de forma das encostas.

Contudo, importante destacar que o MDE com resolução de 1 m foi elaborado posteriormente à ocorrência do desastre natural em análise, nesse sentido, observou-se alterações significativas no formato das curvas de nível no interior das cicatrizes e na forma das encostas. Constatou-se que anteriormente ao desastre natural de novembro de 2008, a forma predominante do relevo nas superfícies de ruptura era convexa, demonstrando que os deslizamentos escavaram o terreno. Esse fato evidencia o potencial da utilização de dados morfológicos do terreno em estudos de estabilidade de encostas e confirma que, quando realizadas modelagens que visem recriar as condições anteriores ao desastre é necessário que sejam utilizadas curvas de nível ou MDE elaborados anteriormente ao evento estudado, uma vez que dados posteriores detalhados, como o utilizado nesse estudo, representam as modificações geométricas do terreno no local onde ocorreram os deslizamentos (cicatrizes). Conclui-se, portanto, que a definição da escala dos dados topográficos de entrada e, sobretudo, da data de sua elaboração são determinantes nos resultados desse tipo de análise.

**Agradecimentos:** Os agradecimentos são à Pró-Reitoria de Pós-Graduação (PROPG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC); ao Laboratório de Mapeamento Geotécnico da UFSC e, sobretudo, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro.

**Contribuições dos Autores:** As seguintes menções devem ser usadas "Concepção, R.M.S., E.R.T. e R.A.R.H.; metodologia, R.M.S. e R.A.R.H.; software, R.M.S.; validação, R.M.S., E.R.T. e R.A.R.H.; análise formal, R.M.S. e R.A.R.H.; pesquisa, R.M.S.; recursos, R.M.S., E.R.T. e R.A.R.H.; preparação de dados, R.M.S.; escrita do artigo, R.M.S.; revisão, R.M.S., E.R.T. e R.A.R.H.; supervisão, E.R.T. e R.A.R.H.; aquisição de financiamento, E.R.T. e R.A.R.H. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito".

**Conflito de Interesse:** Os autores declaram não haver conflito de interesse.

## Referências

- Avanzi, G.D., Giannecchini, R. & Puccinelli, A. 2004. The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperature climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). *Engineering Geology*, 73(3-4): 215-228. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.01.005>
- Bini, G.M.P. 2020. *Análise das ocorrências de movimentos de massa em litologias do Complexo Luís Alves nos municípios de Ilhota e Gaspar, SC: subsídios para modelagem matemática de previsão*. Florianópolis, 157p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Brito, M.M., Weber, E.J., Krigger, V.S. & Leitzke, F.P. 2016. Análise dos fatores condicionantes de movimentos de massa no município de Porto Alegre a partir de registros históricos. *Revista Brasileira de Cartografia*, 68(1): 1853-1872. <https://doi.org/10.14393/rbcv68n9-44450>
- Cerri, L.E.S. & Amaral, C.P. 1998. Riscos Geológicos, In: Oliveira, A.M.S. & Brito, S.N.A. (Eds.) *Geologia de Engenharia*. ABGE, São Paulo, p. 301-310.
- CETESB. Companhia Ambiental do Estado de São Paulo. 1991. Carta do Meio Ambiente e de sua dinâmica. Baixada Santista. *Metodologia André Journaux*, p. 1-33.
- Christofolletti, A. 1979. *Geomorfologia*, 2a. ed., São Paulo: Edgar Blücher, 188p.
- Dias, H.C., Dias, V.C. & Vieira, B.C. 2016. Landslides and morphological characterization in the Serra do Mar, Brazil, In: *Landslides and Engineered Slopes*. Experience, Theory and Practice, p. 381-836.
- Dias, M.A.F.S. 2009. *As chuvas de novembro de 2008 em Santa Catarina: Um estudo de caso visando à melhoria do monitoramento e da previsão de eventos extremos*. São José dos Campos: INPE, 67p.
- Dietrich, W.E., Asua R.R., Orr, J.C.B. & Trso, M. 1998. *A validation study of the shallow slope stability model, SHALSTAB, in forested lands of Northern California*. Stillwater Ecosystem, Watershed and Riverine Sciences, Berkeley, 59p.
- Dietrich, W.E., Bellugi, D. & Asua, R.R. 2001. Validation of the Shallow Landslide Model, SHALSTAB, for Forest Management. *Water Science and Application*, 2: 195-227.
- Égas, H.M. 2011. *Análise dos movimentos de massa na microbacia do Ribeirão do Baú, Ilhota, SC, com base em critérios da geomorfologia e geologia*. Florianópolis, 169p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Fernandes, N.F. & Amaral, C.P. 2000. Movimentos de massa: uma abordagem geológica-geomorfológica. In: Guerra, A.J.T. & Cunha, S.B. (org.) *Geomorfologia e Meio Ambiente*. 3ª ed., Rio de Janeiro: Bertrand, p. 123-194.
- Fernandes, N.F., Guimarães, R.F., Gomes, R.A.T., Vieira, B.C., Montgomery, D.R. & Greenberg, H. 2001. Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2(1): 51-71. <https://doi.org/10.20502/rbg.v2i1.8>
- Flores, J.A.A. (coord.) et al. 2017. *Elaboração de cartas geotécnicas de aptidão à urbanização frente aos desastres naturais no município de Ilhota, estado de Santa Catarina*. Relatório Final, 82p. Universidade Federal de Santa Catarina, Ministério das Cidades.
- Gao, J. 1993. Identification of topographic settings conducive to landsliding from DEM in Nelson County, Virginia. U.S.A. *Earth Surface Process and Landforms*, 18(7): 579-591. <https://doi.org/10.1002/esp.3290180702>

- Gerente, J., Bini, G.M.P. & Luiz, E.L. 2015. Análise da variável forma de relevo como condicionante de movimento de massa: estudo de caso da bacia do Rio Saltinho em Gaspar/SC. *Revista Equador*, 4: 993-1002.
- Gomes, R.A.T., Guimarães, R.F., Carvalho Júnior, O.A. & Fernandes, N.F. 2005. Análise de um modelo de previsão de deslizamentos (Shalstab) em diferentes escalas cartográficas. *Solos e Rochas*, 28(1): 85-97.
- Guimarães, R.F. 2000. *Utilização de um modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos com controle topográfico: adequação e calibração em duas bacias de drenagem*. Rio de Janeiro, 150p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Guimarães, R.F., Vieira, B.C., Gomes, R.A.T. & Fernandes, N.F. 1998. Avaliação de parâmetros morfológicos das cicatrizes dos escorregamentos da bacia do rio Quitite (RJ). *Geosul (UFSC)*, 14: 316-320.
- IPT. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1991. *Estudo das instabilizações de encostas da Serra do Mar na região de Cubatão objetivando a caracterização do fenômeno de corrida de lama e da prevenção dos seus efeitos*. Relatório IPT, São Paulo.
- Kaul, P.F.T., Fernandes, E. & Santos Neto, A. 2002. *Projeto Gerenciamento Costeiro GERCO - 3º Fase: Geologia*. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 63p.
- Listo, F.D.L.R. & Vieira, B. C. 2010. Análise de condicionantes topográficos como subsídio para avaliação de áreas de risco a escorregamentos rasos. *Revista de Geografia*, 27(3): 193-207.
- Lopes, E.S.S. 2006. *Modelagem espacial dinâmica aplicada ao estudo de movimentos de massa em uma região da Serra do Mar paulista, na escala de 1:10.000*. Rio Claro, 302p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Marcelino, E.V. 2003. *Mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamento no município de Caraguatatuba (SP) usando técnicas de sensoriamento remoto*. São José dos Campos, 228p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Martins, T.D., Oka-Fiori, C., Vieira, B.C., Corrêa, A.C.B. & Bateira, C.V.M. 2017. Análise dos parâmetros morfológicos de escorregamentos rasos na Serra do Mar, Paraná. *Caminhos de Geografia*, 18(63): 223-239. <https://doi.org/10.14393/RCG186310>
- Nery, T.D. 2011. *Avaliação da Suscetibilidade a Escorregamentos Translacionais Rasos na Bacia da Ultrafértil, Serra do Mar (SP)*. São Paulo, SP, 170p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo.
- O'loughlin, E.M. 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22(5): 794-804. <https://doi.org/10.1029/WR022i005p00794>
- Passarella, S.M., Machado, F.B., Riedel, P.S., Lopes, E.S.S., Ferreira, M.V., Moreira, M.R. & Azzi, A.A. 2008. Análise da relação entre escorregamento e formas de vertentes no município de Cubatão (SP) e seus arredores. *Geociências*, 27(1): 7-20.
- Paula, E.V. 2010. *Análise da Produção de Sedimentos na Área de Drenagem da Baía de Antonina/PR uma abordagem geopedológica*. Curitiba, 220p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná.
- Pereira, M. 2009. *Ilhota, 28 de novembro de 2008: Diário de uma tragédia*. HB, Blumenau. 272p.
- Ramos, V.M., Guimarães, R.F., Redivo, A.L., Gomes, R.A.T., Fernandes, N.F. & Carvalho Júnior, O.A. 2002. Aplicação do modelo SHALSTAB, em ambiente ArcView, para o mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamento raso na Região do Quadrilátero Ferrífero (MG). *Espaço & Geografia*, 5(1): 49-67. <https://doi.org/10.26512/2236-56562002e39685>
- Reneau, S.L. & Dietrich, W.E. 1987. Size and location of colluvial in a steep forested landscape. *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, 165: 39-47.
- Rosa, R.O. 2002. *Projeto Gerenciamento Costeiro GERCO - 3º Fase: Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 56p.
- Santa Catarina. Secretaria de Estado da Defesa Civil. 2008. *Relatório de 31 dez*. Santa Catarina, SC: Secretaria de Estado da Defesa Civil. Disponível em: <<http://www.desastre.sc.gov.br>>. Acesso em: 15 set 2011.

- Sbroglia, R.M. 2015. *Mapeamento geotécnico e das áreas suscetíveis a deslizamentos na microbacia do Ribeirão Baú, Ilhota/SC*. Florianópolis, 187p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Sbroglia, R.M. 2022. *Análise da distribuição espacial da resistência ao cisalhamento dos solos no mapeamento de áreas suscetíveis a deslizamentos*. Florianópolis, 378p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Schroeder, G.S. 2006. *Análise Tectônica da Bacia do Itajaí*. Porto Alegre, 109p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Selby, M.J. 1993. *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press Inc., New York, 2a. ed., 450p.
- Sestini, M.F. 2000. *Variáveis geomorfológicas no estudo de deslizamentos em Caraguatatuba-SP utilizando imagens TM-Landsat e SIG*. São José dos Campos, 140p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Severo, D.L. 2009. A meteorologia do desastre, In: Frank, B. & Sevegnani, L. (Eds.). *Desastre no vale do Itajaí*. Água, gente e política. Blumenau: Agência de Água do Vale do Itajaí. 192p.
- Sidle, R.C., Pearce, A.J. & O' Loughlin, C.L. 1985. *Hillslope stability and Land Use*. American Geoph. Union, Washington D.C., 140p
- Sobreira, F.G. & Souza, L.A. 2012. Cartografia geotécnica aplicada ao planejamento urbano. *Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental*, 2(1): 79-97.
- Tatizana, C., Ogura, A.T., Cerri, L.E.S & Rocha, M.C.M. 1987. Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar no município de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, 1987, São Paulo. *Anais...* São Paulo, ABGE, v. 2, p. 237-248.
- Tomazzoli, E.R., Flores, J.A.A. & Bauzys, F. 2009. Movimentos de massa ocorridos no evento de novembro de 2008, no entorno do Morro do Baú, Vale do Itajaí (SC): caracterização geológico-geomorfológica. In: CONFERÊNCIA NACIONAL DE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS – COBRAE, 5, 2009, São Paulo, *Anais...* São Paulo, p. 1-10.
- Tomazzoli, E.R., Parizoto, D.G.V., Abreu, J. & Pellerin, J.R.G.M. 2012. *Análise e mapeamento das áreas de risco a movimentos de massa e inundações nos municípios de Gaspar, Ilhota e Luiz Alves (Complexo do Morro do Baú), SC*. FAPESC - Convênio 16319/2010-8. UFSC, Florianópolis. 207p.
- Vanacôr, R.N. & Rolim, S.B.A. 2012. Mapeamento da suscetibilidade a deslizamentos usando técnicas de estatística bivariada e sistema de informações geográficas na região nordeste do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13(1): 15-28. <https://doi.org/10.20502/rbg.v13i1.338>
- Vieira, B.C. 2007. *Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas*. Rio de Janeiro. 193p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Wolle, C.M. & Carvalho, C.S. 1989. Deslizamentos em encostas da Serra do Mar- Brasil. *Revista Solos e Rochas*, 12: 27-36.