

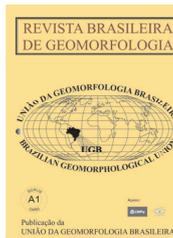


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 20, nº 2 (2019)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1403>



MÉTODO SEMIAUTOMÁTICO DE DELIMITAÇÃO DAS UNIDADES BÁSICAS DE RELEVO

SEMI-AUTOMATIC METHOD DELIMITATION OF BASIC RELIEF UNITS

Gervásio Barbosa Soares Neto

*Campus Riacho Fundo, Instituto Federal de Brasília
Av. Cedro, AE 15, QS 16, Brasília, Distrito Federal. CEP 71.826-006. Brasil
ORCID: orcid.org/0000-0002-5036-8757
E-mail: gervasio.neto@etfbsb.edu.br*

Éder de Souza Martins

*Centro de Pesquisa Agropecuária dos Cerrados, Embrapa
BR 020, km 18, Planaltina, Distrito Federal. CEP: 73.310-970. Brasil
ORCID: orcid.org/0000-0003-2881-683X
E-mail: martieder@gmail.com*

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
26/02/2018
Aceito (Accepted):
21/02/2019

Palavras-chave:

Mapeamento Geomorfológico,
Classificação Semiautomática,
Geomorfometria;

Keywords:

Geomorphological Mapping,
Semi-Automated Classification,
Geomorphometry.

Resumo:

A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins faz com que os geomorfólogos busquem a representação da superfície terrestre o mais próximo possível da realidade. Os diferentes métodos atualmente utilizados para mapear o modelado terrestre, e que se apropriam da subjetividade para definição das classes geomorfológicas, dificultam uma representação de unidades geomorfológicas com elevado nível de similaridade. O presente trabalho apresenta um método que permite uma maior acurácia na representação do modelado terrestre isento de subjetividade na delimitação das unidades geomorfológicas. O desenvolvimento de uma rotina para delimitação de classes da amplitude altimétrica e declividade, por meio da inflexão hipsométrica (Hif), máxima hipsométrica (Hmax), inflexão clinográfica (Cif) e máxima clinográfica (Cmax) - que quando correlacionadas permitem a delimitação das Unidades Básicas de Relevo (UBR) - permitiu a definição de um método mais preciso e replicável na representação da cartografia geomorfológica.

Abstract:

The importance of geomorphology to geoscience and related areas makes geomorphologists pursue an accurate and realistic representation of the Earth's surface. The methods that are used nowadays to map the "terrestrial relief" face complications to define geomorphological units precisely, because they are subjective. Therefore, even very similar units are often represented differently, which creates obstacles in the field. This work presents a method that allows

greater accuracy when representing the “terrestrial relief”, with no subjectivity in demarcating the geomorphological units. A routine was developed to demarcate ranks in altimetric amplitude and declivity, through hypsometric inflection (Hif), hypsometric maxim (Hmax), clinographic inflection (Cif) and clinographic maxim (Cmax). When those variables are connected, they allow us to delimit the Basic Relief Units (BRU), defining a new method to represent geomorphological cartography, which is precise and easy to replicate.

Introdução

Vários métodos são aplicados para a representação do modelado terrestre, em que parâmetros como estrutura, gênese, forma, datação ou integração entre eles são adotados para a classificação do relevo (DEMEK, 1967; GERASIMOV e MESCHERIKOV, 1968; AB´SÁBER, 1969; TRICART, 1978; KLIMASZEWSKI, 1982; BARSCH *et al.*, 1987; DE GRAAFF, 1987).

Bishop *et al.* (2012) aponta que a maioria desses métodos incorporam diferentes níveis de subjetividade, dificultando a padronização e a homogeneização no processo de classificação. Métodos semelhantes ou idênticos acabam por obter resultados distintos em decorrência do nível subjetividade usado no processo de representação do relevo.

A delimitação e representação das unidades geomorfológicas é um problema recorrente que está diretamente associado à subjetividade metodológica e conceitual empregada no processo de obtenção desses dados (MINÁR e EVANS, 2008; EVANS, 2012; SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014).

Dificuldades como essas denotam carência de uma proposta de representação e classificação do modelado terrestre que identifique unidades básicas de representação do relevo a partir de superfícies morfométricas similares (WILSON e GALLANT, 2000), apontando um processo de quantificação mais objetivo.

A elaboração de rotinas fundamentadas em Modelos Digitais de Elevação (MDE) torna-se uma possibilidade viável para aperfeiçoar o mapeamento geomorfológico (SILVEIRA, 2016), pois essas rotinas são factíveis para obtenção de parâmetros numéricos do relevo, servindo de alicerce a novos métodos de mapeamento do relevo (VAN ASSELEN e SEIJMONSBERGEN, 2006; BISHOP *et al.*, 2012)

É evidente que os recentes avanços em sensoriamento remoto, sistemas de informação geográfica, as tecnologias geoespaciais, bem como a evolução da modelagem numérica dos processos de superfície, revolucionaram o campo da geomorfologia (BISHOP *et al.*, 2012). Essas novas tecnologias permitem novas percepções e

o desempenho de mapeamento rápido, no âmbito das ciências de informação geográfica. A adição de novas fontes de dados espaciais digitais abriu vastas regiões da superfície da Terra para estudo, que de outra forma teria sido economicamente inviável ou impossível de alcançar (SMITH *et al.*, 2011).

Os recentes mapas geomorfológicos representam coleções digitais de camadas de informação geomorfológicas que consistem em vetores georreferenciado, dados em formato raster e dados tabulares, que são armazenados em um ambiente digital e são facilmente visualizados, conforme observado por Seijmonsbergen (2012).

Múltiplas questões teóricas e informações conceituais estão no coração do mapeamento geomorfológico digital (MGD) (BISHOP *et al.*, 2012). A maioria dos acidentes geográficos é delimitada por digitalização na tela, por meio de limites identificados manualmente em mapas, em imagens MDE / satélite ou em fotografias aéreas, e muito pode ser feito usando o Google Earth (EVANS, 2012; SEIJMONSBERGEN, 2011). No entanto, diferentes métodos e algoritmos semiautomatizados foram amplamente aplicados para extrair automaticamente e delinear as características geomorfológicas durante as últimas décadas (VAN ASSELEN e SEIJMONSBERGEN, 2006; BISHOP *et al.*, 2012), delimitando unidades geomorfométricas similares (GILES e FRANKLIN, 1998; MILIARESIS, 2001; ADEDIRAN *et al.*, 2004).

Para Bishop *et al.* (2012), métodos semiautomáticos referem-se aos procedimentos automáticos de extração de acidente geográfico em ambientes computacionais e é de grande importância, pois: assegura uma rotina de mapeamento consistente com um campo reduzido tempo de pesquisa; quantifica a análise da superfície terrestre (morfometria), e evita o viés decorrente de um processo de digitalização com base na interpretação da imagem visual (acuidade visual).

O uso de geotecnologias que possibilite a redução subjetividade, permitirá resultados mais homogêneos e padronizados na cartografia geomorfológica, proporcionando métodos consistentes e replicáveis nas

mais diversas superfícies de análise. Assim, o objetivo deste trabalho é apresentar um método semiautomático de classificação e delimitação de unidades básicas do relevo a partir de métricas de amplitude altimétrica e de declividade, permitindo uma representação mais factual do modelado terrestre.

Determinação dos Parâmetros de Classificação

Determinação da escala de representação e unidade básica de análise

Tricart (1965), ao discutir o mapeamento geomorfológico, enfatiza as feições a serem representadas conforme a grandeza escalar adotada. Cartas de escala pequena, como 1:1.000.000, 1:500.000, denotam, sobretudo, para morfoestrutura (dobramentos e falhamentos). Nas cartas de maior grandeza escalar, como 1:5.000, 1:10.000, 1:25.000, são viáveis de identificar feições com algumas dezenas de metros de comprimento, possibilitando a representação de formas específicas como voçorocas, lóbulos de solifluxão etc.

Para Florenzano (2008), a escolha da escala é determinada, sobretudo, pelo objetivo do mapeamento e pela complexidade da área a ser mapeada. Cooke e Doornkamp (1990) afirmam que na escala de 1:10.000 é possível mapear com precisão, e na escala real, não somente a localização e a dimensão de uma cicatriz de escorregamento, mas também alguns de seus detalhes de superfície; na escala de 1:25.000, os detalhes de superfície provavelmente não podem ser mostrados; na escala de 1:50.000, formas menores, como esse tipo de cicatriz, podem ser otimizadas nos mapas; na escala de 1:250.000, provavelmente são feitas generalizações para pequenas representações.

A observação da transformação de um fenômeno geomorfológico não catastrófico está diretamente ligado à escala de análise. Em escalas grandes, a dinâmica de transformação é mais rápida. Já em uma escala pequena, a transformação ocorrerá de forma mais lenta (KÖHLER, 2001).

A escolha da escala do mapa é fortemente condicionada pelas metas a serem alcançadas. De acordo com o nível de detalhe cartográfico, mapas geomorfológicos são classificados por Demek e Emblenton (1967) em três grupos:

- Mapas geomorfológicos de grande escala (mapas com escalas maiores que 1:25.000);

- Mapas geomorfológicos de média escala (mapas com escala de 1:25.000 até 1.250.000);
- Mapas geomorfológicos de pequena escala (mapas com escalas inferiores a 1:250.000).

Buscando se distanciar de uma simples representação fisiográfica das unidades geológicas, a classificação das unidades básicas do relevo parte de dados morfométricos, possibilitando uma representação mais consistente do modelado terrestre e mantém o foco no alicerce da geomorfologia: a descrição das formas do relevo. Assim, o método apresentado para classificação e representação do modelado terrestre partiu da delimitação de bacias hidrográficas e de suas subdivisões, para definição dos parâmetros das grandezas de escalas a serem adotados.

Alicerçado nas ideias de Horton (1945) e Straler (1957), a quantificação geomorfológica se mostra coerente quando as análises dos seus parâmetros métricos provêm da investigação das bacias hidrográficas, que podem ter como pressupostos as dimensões de suas bacias, sub-bacias ou microbacias, que determinam as dimensões e os padrões orográficos a serem classificados.

Parametrizar-se nas delimitações das bacias hidrográficas como unidades básicas para classificação do relevo, permite, de forma mais clara, a compreensão das várias morfologias a serem identificadas, posto que a morfometria, com sua gama de variáveis, mostra-se evidente na caracterização do comportamento hidrológico e na confecção dos vários tipos de relevo.

Assim, no método apresentado, para determinação da grandeza de escala a ser abordada deve-se levar em consideração o nível de delimitação da bacia a ser feita. Quando maior o nível de sub-bacias delimitadas, maiores as grandezas escalares a serem alcançadas para representações mais detalhadas da geomorfologia, sendo que o maior nível de subdivisão das bacias é alcançado dependendo da base de entrada.

O uso de MDE obtidos do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), de resolução aproximada de 90m, pode ser considerada razoável para análises em escalas pequenas ou médias (escalas inferiores a 1:100.000); porém, para obtenção de escalas de maiores grandezas é necessário o uso de MDE obtido de curvas de níveis de pequenas equidistâncias (Cartas Topográfica), ou modelos obtidos a partir de altimetria a laser (LiDAR) (escalas superiores a 1:25.000).

A análise da rede de drenagem, obtida no processo de delimitação da bacia hidrográfica, também pode ser um parâmetro de definição da escala. Considerando a densidade de drenagem “D” que para Horton (1945) é expressa pela relação ($D = L/A \text{ km/km}^2$) entre o comprimento total das linhas da água, “L”, (sejam elas perenes, intermitentes ou efêmeras) existentes numa dada bacia e a área total, “A”, dessa bacia e que o valor da densidade de drenagem depende da escala da fonte em que é medido o comprimento total das linhas de água, pode-se afirmar, em geral, que a densidade eleva-se com a elevação da escala utilizada. Assim, em termos gerais, se a densidade de drenagem for de 3 a 5 km/km^2 , esta atingirá escalas aproximadas de 1:25.000, já densidades de 1 a 4 km/km^2 , podem ser obtidas escalas aproximadas de 1:50.000, e densidades iguais e inferiores a 0,3 km/km^2 , podem determinar escalas aproximadas de 1:1.000.000.

Dados Geomorfométricos

Morfometria ou Geomorfometria é a ciência que tem como objetivo quantificar a superfície terrestre (RASEMANN *et al.*, 2004), com uma interface entre a matemática, ciências da Terra e a computação. A geomorfologia é uma das ciências que mais se beneficia com uso da geomorfometria, pois, para Hengl e Reuter (2008) o estudo de superfícies discretas e o tratamento de superfícies contínuas, atendem aos anseios de modelar a diversidade de feições da superfície da Terra.

Para Florenzano (2008), morfometria é a caracterização do relevo por meio de variáveis quantitativas, também denominadas índices morfométricos. Podemos, assim, inferir que o estudo da morfografia é o ponto de partida para o entendimento e classificação das feições geomorfológicas, em qualquer escala de representação a ser escolhida pois, entende-se que as formas do relevo é o elemento fundamental da representação geomorfológica.

Para representação dos dados morfométricos, faz-se necessário a elaboração do modelo digital de elevação (SILVEIRA *et al.*, 2018), do qual são extraídos tais dados. Para Schmidt e Dikau (1999) MDEs são grades retangulares com valores de elevação, fundamentais na representação geomorfométrica e que a partir de sua análise pode-se extrair uma grande variedade de parâmetros relativos a altitude, declividade, orientação de vertente e outros.

Para delimitação semi-automatizada das unidades

básicas de relevo baseado em critérios morfométricos, são ponderados, inicialmente, dois parâmetros: a amplitude altimétrica e a declividade. Posteriormente, a interação dessas variáveis permite a definição das unidades básicas de relevo e a inserção novos parâmetros métricos para maior definição de suas singularidades.

A escolha desses dois parâmetros morfométricos (amplitude e declividade) se deve por representarem o nível mínimo de discretização do relevo comum à primeira percepção humana (NAVEH, 1998). A “altura” do relevo associado à sua respectiva “inclinação”, permitem-nos a percepção, tanto cognitiva como empírica, da forma preludial do relevo.

Determinação dos Intervalos (Amplitude e Declividade) e Definição das Unidades Básicas de Relevo: Processo de Obtenção, Exemplos e Aplicações

Uma simples álgebra de mapas entra a declividade e amplitude seria eficaz na definição das unidades básicas de relevo, mas perduraria o questionamento quanto à delimitação de qual intervalo de valores a serem usados nesses dados geomorfométricos.

Trabalhos que utilizam álgebra de mapas (IPT, 1981; CPRM, 2010) ou que usam outros métodos de classificação (SEIJMONSBERGEN *et al.*, 2011; HENGL e MACMILLAN, 2008) não esclarecem o método de definição dos intervalos dos dados geomorfométricos que determinam as unidades de relevo.

O não esclarecimento do método usado para determinar intervalos de bases geomorfométricas, colocam-se como um entrave para replicar tais métodos, visto que o comportamento topográfico do relevo se apresenta com uma gama de variedades e com vários fatores que determinariam essa grande diversidade. Fatores como esses dificultam a padronização da representação cartográfica do modelado terrestre e do uso do mesmo método de classificação do relevo em áreas distintas.

Determinação dos intervalos de amplitude

Para determinação dos intervalos de amplitude, este trabalho desenvolveu um método consistente e simples de ser replicado, passível de atender a uma grande diversidade de padrões topográficos.

Levando em consideração uma análise análoga ao que Strahler (1952) definiu como integral hipsométrica (Hi), foi possível definir, dentro de áreas testes, regi-

ões que se diferenciavam pelo seu grau de maturidade erosivo por manter níveis de padrões de amplitude altimétricos distintos quando correlacionados a uma determinada área. Assim, com a correlação entre amplitude altimétrica e área foi possível definir regiões com arquétipos topográficos concentrados em diferentes gradientes altimétricos, que ficou denominado de correlação topográfica (Tc).

Na definição Tc levou-se em consideração duas razões (Figura 1): (1) o menor valor de intervalo de amplitude possível (h) pela amplitude altimétrica da bacia analisada (H), representada pela abscissa no gráfico; (2) a área de cada intervalo da amplitude altimétrica (a) pela a área total da bacia analisada (A), representada por valores da ordenada.

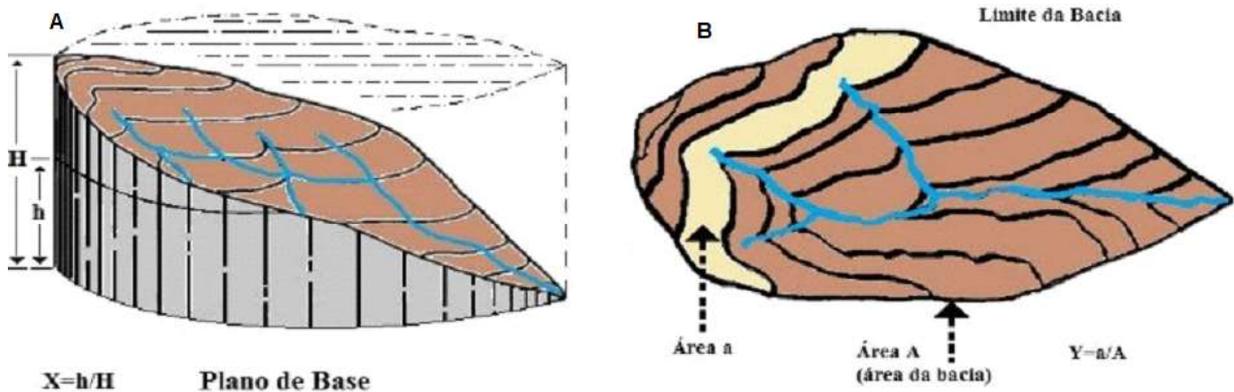


Figura 1 - Representação de uma bacia hidrográfica, em corte longitudinal, para extração das amplitudes altimétricas (A) e a extração da área da bacia (B).

A curva resultante do gráfico (Figura 2) permite a comparação dos diferentes padrões topográficos em distintos níveis altimétricos dentro da bacia. Sinuosidades da curva correspondentes a grandes intervalos de áreas relativas (eixo Y) associados a pequenos intervalos de amplitudes relativas (eixo X), representam superfícies mais aplainadas, com menores índices de desníveis topográficos; já, o oposto, menores intervalos em Y e maiores em X, representam superfícies com maior ocorrência de desníveis topográficos.

A delimitação dos intervalos das amplitudes é possível pela inflexão hipsométrica (Hif), que é definida pelos pontos de inflexão da linha de regressão polinomial da curva resultante da correlação topográfica e pela máxima hipsométrica (Hmax), elucidado pelos pontos de máximo local da curva resultante da correlação topográfica. Os pontos na curva do gráfico que coincidem ou que mais se aproximam do Hif e Hmax, representam os limites dos intervalos da amplitude.

| Amplitude | Altura (h) | Altura (H) | h/H | Área (a) km ² | Área (A) km ² | a/A |
|-----------|------------|------------|-------|--------------------------|--------------------------|-------|
| 20 | 20 | 443 | 0,045 | 16,0 | 1579,02 | 0,010 |
| 40 | 40 | 443 | 0,090 | 39,6 | 1579,02 | 0,025 |
| 60 | 60 | 443 | 0,135 | 66,6 | 1579,02 | 0,042 |
| 80 | 80 | 443 | 0,181 | 95,5 | 1579,02 | 0,060 |
| 100 | 100 | 443 | 0,226 | 120,1 | 1579,02 | 0,076 |
| 120 | 120 | 443 | 0,271 | 135,3 | 1579,02 | 0,086 |
| 140 | 140 | 443 | 0,316 | 132,5 | 1579,02 | 0,084 |
| 160 | 160 | 443 | 0,361 | 111,8 | 1579,02 | 0,071 |
| 180 | 180 | 443 | 0,406 | 79,7 | 1579,02 | 0,050 |
| 200 | 200 | 443 | 0,451 | 78,4 | 1579,02 | 0,050 |
| 220 | 220 | 443 | 0,497 | 86,7 | 1579,02 | 0,055 |
| 240 | 240 | 443 | 0,542 | 80,3 | 1579,02 | 0,051 |
| 260 | 260 | 443 | 0,587 | 75,2 | 1579,02 | 0,048 |
| 280 | 280 | 443 | 0,633 | 62,1 | 1579,02 | 0,039 |
| 300 | 300 | 443 | 0,677 | 84,7 | 1579,02 | 0,054 |
| 320 | 320 | 443 | 0,722 | 89,8 | 1579,02 | 0,057 |
| 340 | 340 | 443 | 0,767 | 83,9 | 1579,02 | 0,053 |
| 360 | 360 | 443 | 0,813 | 54,9 | 1579,02 | 0,035 |
| 380 | 380 | 443 | 0,858 | 54,0 | 1579,02 | 0,035 |
| 400 | 400 | 443 | 0,903 | 17,7 | 1579,02 | 0,011 |
| 420 | 420 | 443 | 0,948 | 10,6 | 1579,02 | 0,007 |
| 440 | 443 | 443 | 1 | 3,5 | 1579,02 | 0,002 |

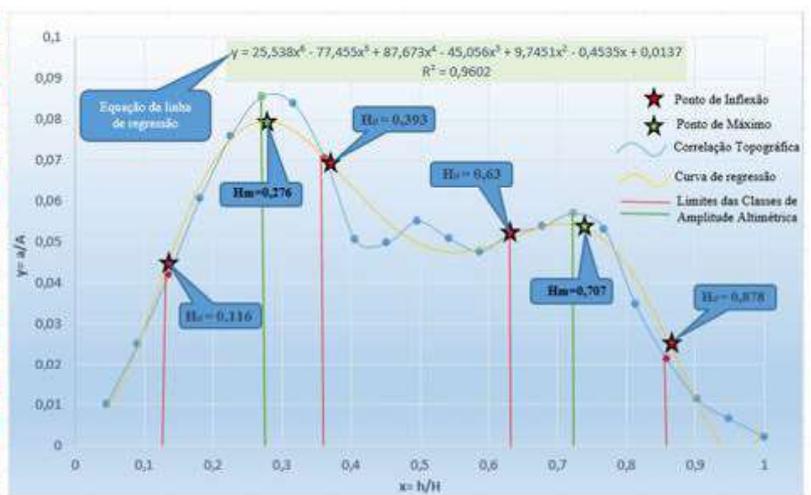


Figura 2 – Gráfica da correlação topográfica e delimitação dos intervalos de amplitude pela inflexão hipsométrica e pela máxima hipsométrica.

Os intervalos entre os pontos de inflexão e os pontos de máximo local da curva, representam padrões quanto à distribuição do comportamento topográficas em uma determinada área. Assim a inflexão e o ponto de máximo da linha de regressão, de polinômio de n-ésimo grau (com R-quadrado $\geq 0,9$), da correlação topográfica determina o intervalo da amplitude altimétrica, sendo representada pela seguinte equação:

$$p(x) = a_n x^n + a_{n-1} x^{n-1} + a_{n-2} x^{n-2} + \dots + a_0 = \sum_{k=0}^n a_k x^k, \quad x = \frac{h}{H} \text{ e } r^2 \geq 0,9 \text{ ponto de máximo local é um } \bar{x} \text{ tal que: } \frac{dp}{dx}(\bar{x}) = 0 \Leftrightarrow n a_n \bar{x}^{n-1} + (n-1) a_{n-1} \bar{x}^{n-2} + \dots + 1 a_1 = 0 \Leftrightarrow \sum_{k=1}^n (k) a_k \bar{x}^{k-1} = 0 \text{ \& ponto de inflexão é um } \bar{x} \text{ tal que: } \frac{d^2p}{dx^2}(\bar{x}) = 0 \Leftrightarrow n(n-1) a_n \bar{x}^{n-2} + (n-1)(n-2) a_{n-1} \bar{x}^{n-3} + \dots + 2 \cdot 1 a_2 = 0 \Leftrightarrow \sum_{k=2}^n (k)(k-1) a_k \bar{x}^{k-2} = 0$$

Determinação dos intervalos de declividade

Como aponta Biasi (1977), a definição das classes de declividades (Dc) poderá ter um caráter eminente-

mente particular em que o pesquisador escolhe as classes que ele necessita para seu trabalho. Essa prática atende os anseios particulares de um determinado trabalho, mas se distancia do propósito de parametrizar a representação geomorfológica usando dados clinográficos.

Para minimizar o uso de critérios subjetivos na definição das classes de declividade e representar intervalos que denote o comportamento do terreno a ser analisado, este trabalho desenvolveu um método em que se minimiza a subjetividade em detrimento de evidenciar padrões clinográficos da superfície a ser caracterizada.

A delimitação dos intervalos de declividade é possível pela inflexão clinográfica (Cif) e pela máxima clinográfica (Cmax), definidas pelos pontos de inflexão e de máximo local da linha de regressão polinomial da curva resultante do gráfico de frequência (Figura 3).

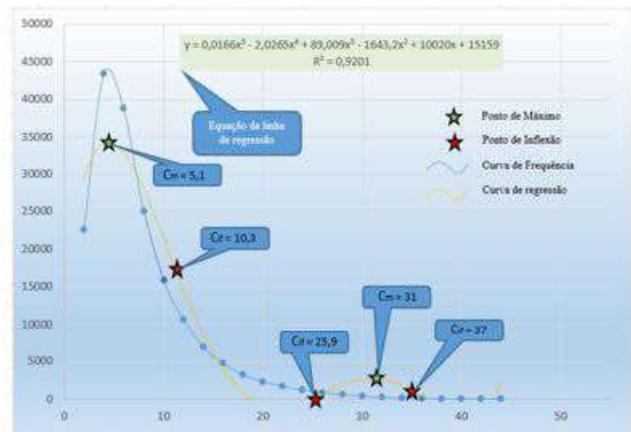
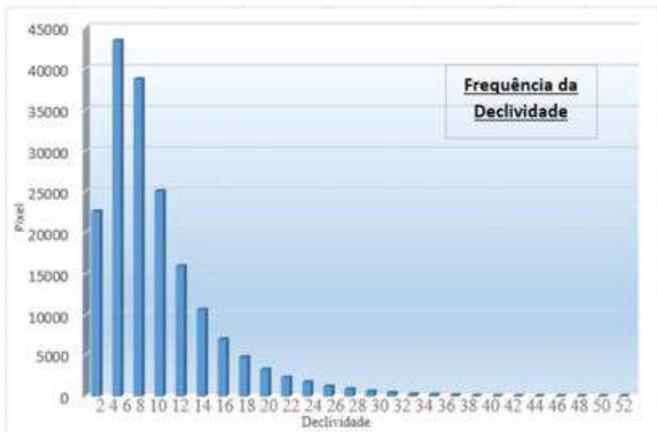


Figura 3 – Gráfica de frequência da declividade e delimitação dos intervalos pela inflexão clinográfica e pela máxima clinográfica.

Os intervalos obtidos pelos pontos de inflexão e de máximo local denotam padrões de distribuição da declividade em uma determinada área. Esses arquétipos clinográficos evidenciam níveis de rugosidade no terreno, delimitando superfícies mais planas e mais declivosas. Portanto, a regra para delimitação dos intervalos de declividade pode ser entendida como a inflexão e máxima local da linha de regressão, de polinômio de n-ésimo grau (com R-quadrado $\geq 0,9$), da curva de frequência da declividade, sendo representada pela seguinte equação:

$$p(x) = a_n x^n + a_{n-1} x^{n-1} + a_{n-2} x^{n-2} + \dots + a_0 = \sum_{k=0}^n a_k x^k, \quad x = \frac{h}{H} \text{ e } r^2 \geq 0,9 \text{ ponto de máximo local é um } \bar{x} \text{ tal que: } \frac{dp}{dx}(\bar{x}) = 0 \Leftrightarrow n a_n \bar{x}^{n-1} + (n-1) a_{n-1} \bar{x}^{n-2} + \dots + 1 a_1 = 0 \Leftrightarrow \sum_{k=1}^n (k) a_k \bar{x}^{k-1} = 0 \text{ \& ponto de inflexão é um } \bar{x} \text{ tal que: } \frac{d^2p}{dx^2}(\bar{x}) = 0 \Leftrightarrow n(n-1) a_n \bar{x}^{n-2} + (n-1)(n-2) a_{n-1} \bar{x}^{n-3} + \dots + 2 \cdot 1 a_2 = 0 \Leftrightarrow \sum_{k=2}^n (k)(k-1) a_k \bar{x}^{k-2} = 0$$

Unidades Básicas de Relevo (UBR)

Unidade Básica de Relevo (UBR) representa a unidade preludial a ser descrita para o início da classificação das feições geomorfológicas, individualizadas por seus padrões geomorfométricos (amplitude e declividade). Destoando de métodos clássicos de representação do relevo (DEMEK, 1967; MESCERJAKOV, 1968; TRICART, 1978), que considera como princípio de classificação as superfícies geneticamente homogêneas, o presente método parte do princípio que a representação do modelado terrestre deve desencadear-se das similitudes morfométricas.

Assim, para delimitação das unidades básicas do relevo leva-se em consideração uma álgebra de mapas

entre os intervalos – previamente obtidos pelo método anteriormente descrito – da amplitude altimétrica e declividade (Tabela 1). A caracterização do relevo levando em consideração esses dois dados básicos da

morfometria, permite a delimitação das singularidades da área analisada partindo de sua morfologia, mantendo o foco no principal objeto de estudo da geomorfologia, a descrição das feições do relevo.

Tabela 1: Valores hipotéticos determinados para a amplitude e declividade quando correlacionados possibilitam a representação das unidades básicas de relevo.

| Amplitude (m) | Declividade (%) | Unidade Básica de Relevô |
|---------------|-----------------|--------------------------|
| 0 – 100 (1) | 0 – 15 (10) | Classe I (11) |
| 100 – 300 (2) | 0 – 15 (10) | Classe II (12) |
| > – 300 (3) | 0 – 15 (10) | Classe III (13) |
| 0 – 100 (1) | > – 15 (20) | Classe IV (21) |
| 100 – 300 (2) | > – 15 (20) | Classe V (22) |
| > – 300 (3) | > – 15 (20) | Classe VI (23) |

Considerando que os dados de amplitude e declividade se apresentam em formato raster, associa-se a cada dado raster, valores atribuídos para cada intervalo; assim as células são representadas a cada valor atribuídos, e a soma dos dados permite a identificação dos tipos de UBR (Figura 4).

Os táxons a serem indicados para cada unidade de relevo levará em consideração a literatura existente e as similaridades das feições descritas com a morfologia obtidas a partir do método aqui descrito. Após a delimitação das unidades básicas de relevo, a inserção de outros parâmetros morfométricos (curvaturas, orientação etc.) pode evidenciar suas singularidades, como a associação de dados geológicos, pedológicos que determinará características genéticas e estruturais (LONGLLEY *et al.*, 2005) da área a ser analisada (Figura 5).

Exemplos e Aplicações

De modo a avaliar o método aqui apresentado, foi selecionado a bacia hidrografia do rio São Barto-

lomeu. Localizada na região central do Brasil, essa bacia abrange uma área de aproximadamente 5.480 km², recobrando áreas do estado de Goiás e do Distrito Federal (Figura 6). Os dados geomorfométricos de primeira ordem (altimetria e declividade) foram obtidos do Modelo Digital de Elevação (MDE) da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) disponível no site da Embrapa Monitoramento por Satélite (MIRANDA, 2005).

A geologia da bacia é formada principalmente por rochas metassedimentares dos grupos Paranoá e Canastra, os quais se encontram em contato tectônico (MARTINS *et al.*, 2004). Já a geomorfologia, segundo Sena-Souza *et al* (2013) é descrita por oito unidades geomorfológicas (chapadas, frente de recuo erosivo, rampa de colúvio, depressão dissecada, mesa, crista, colina e planície fluvial) com predomínio de depressões dissecadas e chapadas.



Figura 4 – Representação da soma dos dados matriciais para determinação das unidades de relevo.

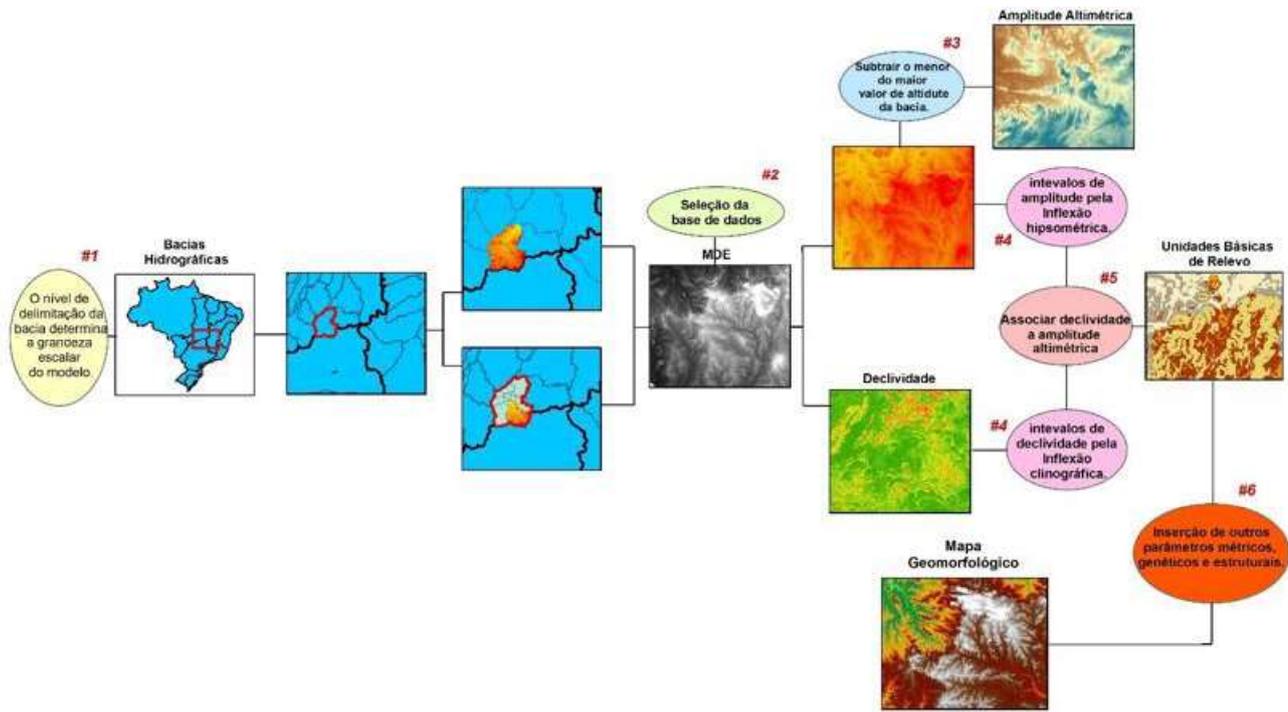


Figura 5 – Etapas para obtenção das unidades básicas de relevo e definição da representação geomorfológica.



Figura 6 – Mapa de localização e unidades federativas com bacias hidrográficas de abrangência da área de aplicação.

Conforme o método aqui apresentado, determinou-se os limites da amplitude da bacia, por meio da inflexão hipsométrica (Hif) e máxima hipsométrica (Hmax), e os limites de declividade, fazendo uso da

inflexão clinográfica (Cif) e da máxima clinográfica (Cmax). A integração entre os intervalos desses dois dados possibilitou a delimitação das UBR, apresentadas em onze classes (Figura 7).

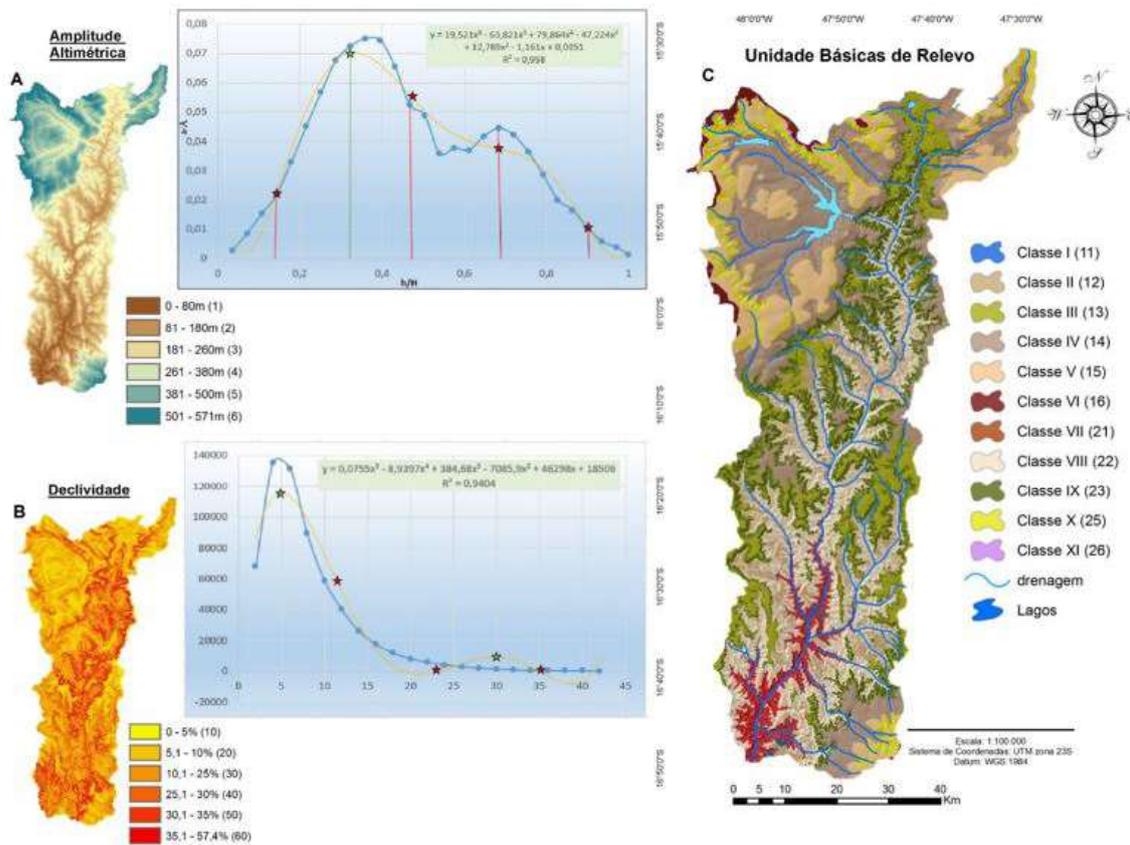


Figura 7 – Correlação entre amplitude altimétrica (A) e declividade (B) determinando as classes das unidades básicas de relevô (C).

O código representado entre parenteses na UBR (Figura 7.C) representa a descrição das características morfométricas associadas à declividade e à amplitude. A Classe IV identificada pelo código 14, por exemplo, denota uma UBR de amplitude altimétrica entre 261 a 380m com declividade entre 0 a 5%. Alguns códigos que representariam uma determinada classe (34, 35, 36, 41, 44, 45, etc.), não aparecem no modelo pela ausência de correlação entre seus respectivos intervalos ou por não representarem unidades distintas e, por consequência, devem ser agregadas a outras classes. Pixels isolados que associam-se a uma unidade distinta, são integrados a classe predominante a sua vizinhança.

O grande número de classes de UBR, em que algumas se apresentam inexpressivas no modelo, deve-se ao número de intervalos delimitados na declividade (Figura 7.B). A ocorrência de valores discrepantes, que estão relacionados a ruídos da base de dados (SRTM-90),

determina um maior número de intervalos no modelo, mas não indicam uma feição a ser individualizada. Correções prévias a serem feitas na base de entrada, ou dados como maior nível de acurácia, determinam modelos mais próximos à realidade e evitam a delimitação de classes sem significância.

Comparando o modelo das UBR, obtido com o método aqui apresentado, com o mapa geomorfológico elaborado por Sena-Souza *et al.* (2013), podemos notar grandes semelhanças na delimitação de suas unidades (Figura 8). Sena-Souza *et al.* (2013), para representação geomorfológica da Bacia do Rio São Bartolomeu, utilizaram os padrões estruturais da bacia e a delimitação, por interpretação visual, das similitudes geomorfométricas obtidas por composição colorida (R – altimetria + declividade, G – curvatura mínima, B – Aspecto) e sua respectiva validação em campo.

A ocorrência de um número maior de classes no

modelo A (Figura 8.A) se deve a uma maior delimitação das diferenças geomorfométricas presentes na bacia, homogeneizadas pelo modelo B (Figura 8.B). A tabela a seguir esboça os níveis de similaridade presente entre

os dois modelos, sendo possível notar que unidades do modelo B aparecem representadas por várias classes do modelo A, sendo uma classe mais expressiva quanto ao índice de similaridade, em termos percentuais (Tabela 2).

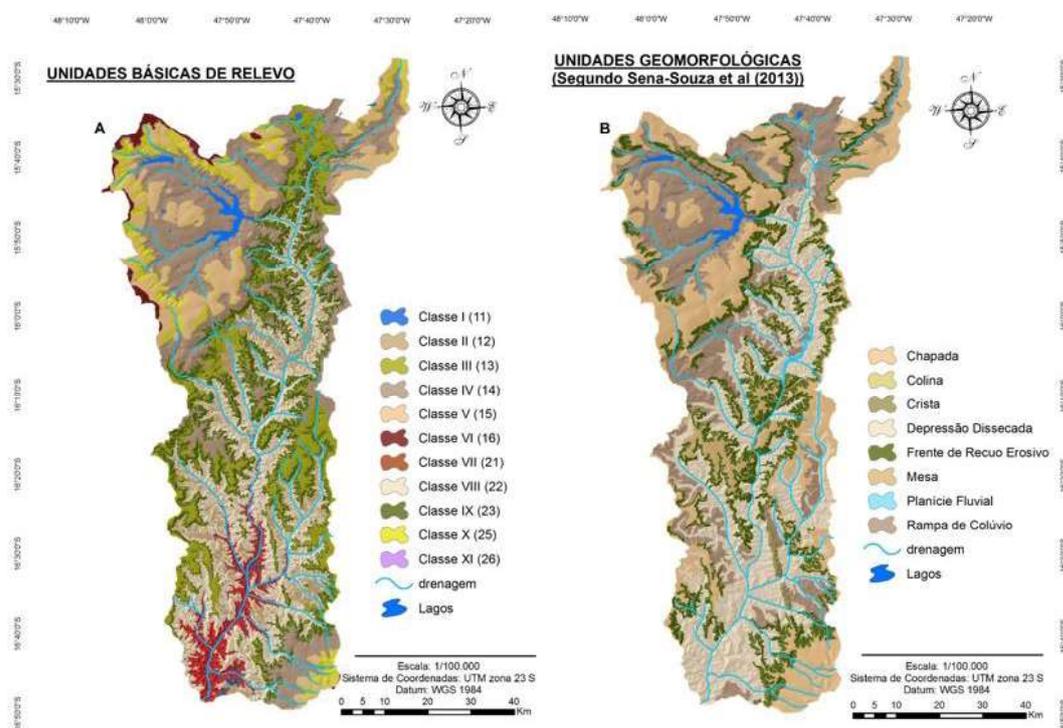


Figura 8 – Comparação entre dois modelos geomorfológicos de métodos de obtenção distintos. (A) Uso de método automatizado de classificação, (B) uso de método que faz necessário a acuidade visual.

Tabela 2: Tabela de similaridade entre modelos geomorfológicos de métodos de obtenção distintos.

| Unidades | Classes | Área (km²) | % | Área Total | Unidades | Classes | Área (km²) | % | Área Total |
|-------------------------|-------------|------------|-----------|-------------------------|---------------------|-------------|------------|-----------|------------|
| Chapada | Classe V | 444,7365 | 37,733412 | 1178,6278 | Depressão Dissecada | Classe IV | 6,7262 | 0,4355194 | 1544,4111 |
| Chapada | Classe X | 135,9058 | 11,530845 | | Depressão Dissecada | Classe IX | 241,2840 | 15,623041 | |
| Chapada | Classe IV | 327,5575 | 27,791428 | | Depressão Dissecada | Classe III | 74,2499 | 4,8076545 | |
| Chapada | Classe XI | 4,0125 | 0,3404352 | | Depressão Dissecada | Classe II | 250,4311 | 16,215311 | |
| Chapada | Classe VI | 58,7680 | 4,9861351 | | Depressão Dissecada | Classe VIII | 730,1578 | 47,277428 | |
| Chapada | Classe IX | 19,0235 | 1,6140405 | | Depressão Dissecada | Classe I | 68,4039 | 4,4291224 | |
| Chapada | Classe III | 188,3081 | 15,976896 | | Depressão Dissecada | Classe VII | 173,1582 | 11,211924 | 4,4000 |
| Chapada | Classe II | 0,1234 | 0,0104658 | | Colina | Classe IV | 1,3643 | 31,006372 | |
| Chapada | Classe VIII | 0,1926 | 0,0163423 | | Colina | Classe IX | 1,4692 | 33,389977 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe V | 4,3121 | 0,4868691 | | 885,6845 | Colina | Classe III | 1,5666 | 35,603651 |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe X | 69,4703 | 7,8436853 | Mesa | | Classe IV | 50,8970 | 45,393994 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe IV | 222,3563 | 25,105582 | Mesa | | Classe IX | 18,7428 | 16,716361 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe XI | 3,0542 | 0,3448434 | Mesa | | Classe III | 41,0538 | 36,615018 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe VI | 0,5556 | 0,0627257 | Frente de Recuo Erosivo | | Classe II | 0,0787 | 0,0702274 | 22,5193 |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe IX | 351,7946 | 39,720085 | Mesa | | Classe VIII | 1,3504 | 1,2043995 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe III | 22,9221 | 2,5880665 | Frente de Recuo Erosivo | | Classe IX | 7,8084 | 34,674524 | 27,6168 |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe II | 7,0449 | 0,7954243 | Crista | | Classe III | 4,0934 | 18,177127 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe VIII | 200,5212 | 22,640254 | Crista | | Classe II | 0,4400 | 1,9539312 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe I | 0,1687 | 0,0190422 | Crista | | Classe VIII | 10,1528 | 45,085051 | |
| Frente de Recuo Erosivo | Classe VII | 3,4845 | 0,3934217 | Crista | Classe I | 0,0002 | 0,0006833 | | |
| Rampa de Colúvio | Classe V | 35,9435 | 3,047901 | Crista | Classe VII | 0,0245 | 0,1086834 | | |
| Rampa de Colúvio | Classe X | 45,3172 | 3,8427619 | Planície Fluvial | Classe IV | 9,3602 | 33,893065 | 1179,2883 | |
| Rampa de Colúvio | Classe IV | 541,6667 | 45,93166 | Planície Fluvial | Classe IX | 0,2433 | 0,8808381 | | |
| Rampa de Colúvio | Classe XI | 0,4359 | 0,0369664 | Planície Fluvial | Classe III | 6,3768 | 23,090218 | | |
| Rampa de Colúvio | Classe VI | 0,1529 | 0,0129613 | Planície Fluvial | Classe II | 11,0205 | 39,904991 | | |
| Rampa de Colúvio | Classe IX | 153,1669 | 12,988081 | Planície Fluvial | Classe VIII | 0,6161 | 2,2308883 | | |
| Rampa de Colúvio | Classe III | 209,0924 | 17,730385 | | | | | | |
| Rampa de Colúvio | Classe II | 111,5339 | 9,4577318 | | | | | | |
| Rampa de Colúvio | Classe VIII | 76,4544 | 6,4830991 | | | | | | |
| Rampa de Colúvio | Classe I | 4,4101 | 0,3739591 | | | | | | |
| Rampa de Colúvio | Classe VII | 1,1144 | 0,0944938 | | | | | | |

A existência de duas ou mais classes com elevado percentual de similaridade para uma mesma unidade, se deve à capacidade do método aqui apresentado, de representar patamares diferentes de dissecação do relevo e, por consequência, de morfologias distintas da superfície. A unidade Frente de Recuo Erosivo é representada por duas classes (IX e IV) que aparecem com o maior percentual de similaridade (39% e 25%). Se revirmos a

Figura 3.8, podemos notar que essas classes são distintas quanto à altimetria e à declividade, mas são complementares em sua distribuição espacial. Essa variação se dá pela ocorrência de níveis de dissecação distintos na área, possibilitando delimitar níveis de recuo erosivo díspares, individualizados pelos índices de declividade e patamares de dissecação singularizados por variações em suas altimetrias (Figura 9).

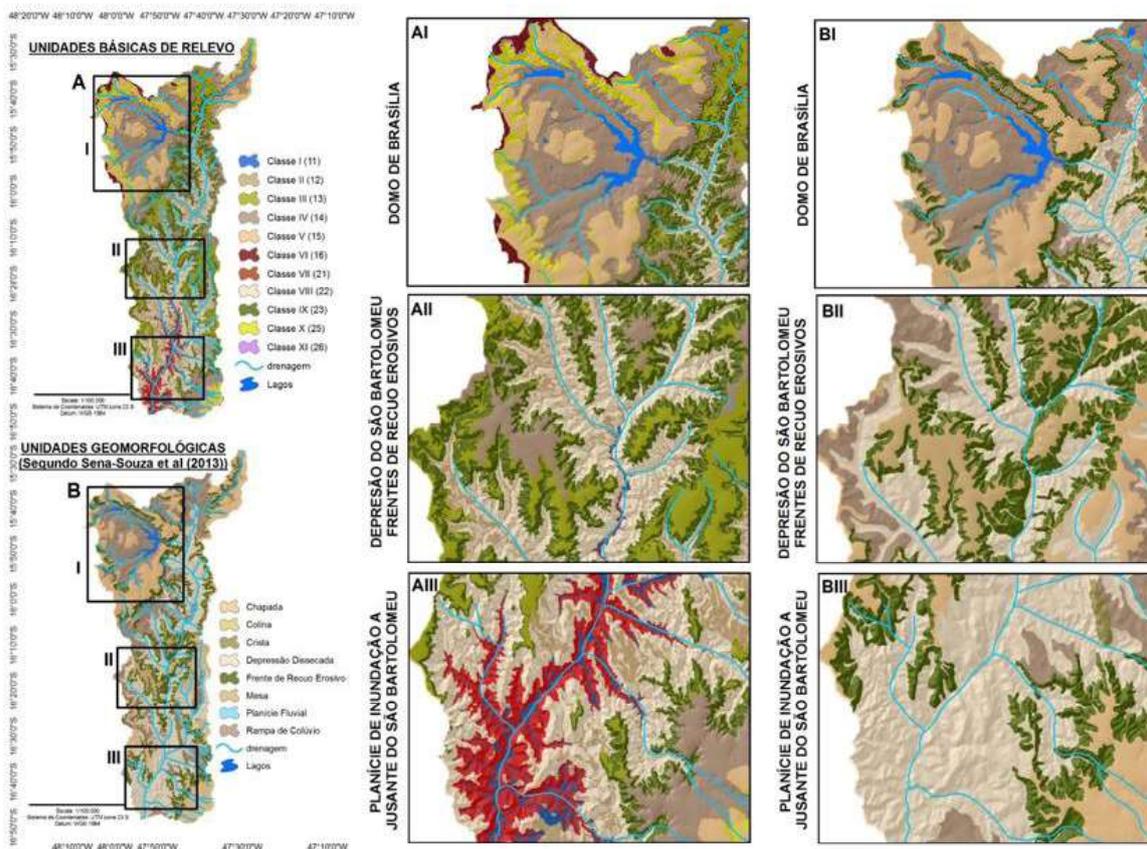


Figura 9 – Comparação entre dois modelos geomorfológicos de métodos de obtenção distintos e ampliação para observação de suas singularidades. (A) Uso de método automatizado de classificação, (B) uso de método que faz necessário a acuidade visual.

Também há casos em que uma classe (Classe IV) possa aparecer representada por duas unidades (Rampa de Colúvio e Mesa); isso se deve ao fato de o modelo de UBR levar em consideração os parâmetros métricos da superfície. Assim, unidades como rampa de colúvio e mesa apresentam a mesma feição morfológica e apenas se tornariam distintas quando validadas em campo e considerada sua gênese.

Em linhas gerais, o método apresentado permitiu um elevado nível de distinção de feições que apresentam características geomorfométricas singulares. Considerando o baixo tempo para obtenção das classes

e a inexistência de subjetividade, o método se apresenta consistente e passível de ser replicável pelos mais diversos tipos de usuários.

Conclusões

Em decorrência das imprecisões nos processos de obtenção e nos métodos estabelecidos para representação geomorfológica, desenvolveu-se um procedimento para a delimitação de classes da amplitude altimétrica e declividade, por meio da inflexão e máxima hipsométrica e inflexão e máxima clinográfica, que, quando

correlacionadas, permitem a delimitação das Unidades Básicas de Relevo (UBR).

O procedimento apresentado permitiu a delimitação de unidades morfológicas de mapeamento de forma mais objetiva. O uso de modelos matemáticos já consagrados em ambientes SIG's e os aqui apresentados, juntos, possibilitaram a semiautomação na obtenção de arquétipos geomorfológicos, como também, proporcionaram a delimitação de classes métricas do relevo que represente o seu comportamento mais factual. O método proposto para a determinação dos intervalos de amplitude é simples e replicável, passível de atender uma grande diversidade de padrões topográficos.

Partir de bases geomorfométricas para obtenção das UBR, fundamenta a hipótese de que é viável iniciar a representação geomorfológica a partir das suas características métricas (morfometria) e delineia mais um passo para nortear uma proposta que venha parametrizar o mapeamento geomorfológico e sua possível padronização, doravante a um método inteligível e replicável.

O método proposto apresentou coerência com os resultados obtidos por SenaSouza *et al.* (2013) na bacia do São Bartolomeu. As principais diferenças encontradas podem ser derivadas da interpretação do analista no processo de mapeamento. Por outro lado, feições morfológicas similares podem apresentar origem distintas. Este tipo de análise genética ainda depende da interpretação do pesquisador.

As UBR definidas com SRTM-90 em otobacias de nível 5 são consistentes com mapeamento geomorfológico na escala de 1:100.000, com relação direta com os aspectos estruturais da paisagem, relacionados com a interação entre os materiais de origem e o clima.

Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, A.N. Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. **Geomorfologia**. São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, n. 6, 1 – 16, 1969.

ADEDIRAN, A.O., PARCHARIDIS, I., POSCOLIERI, M., PAVLOPOULOS, K., 2004. Computer-assisted discrimination of morphological units on northcentral Crete (Greece) by applying multivariate statistics to local relief gradients. **Geomorphology** 58, 357–370.

BARSCHE, D., FISCHER, K., STÄBLEIN, G., 1987. Geomorphological mapping of high mountain relief, Federal Republic of Germany (with geomorphology map of Königsee,

scale 1:25 000). **Mountain Research and Development** 7, 361–374.

BIASI, M. de. A carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção. **Revista do Departamento de Geografia da USP**. n. 6, São Paulo, p. 45 – 61, 1977.

BISHOP, M.P.; JAMES, L.A.; SHRODER Jr, J.F.; WALSH, S.J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. **Geomorphology** 137. p. 5–26, Amsterdam, 2012.

COOKE, R. U.; DOORNKAMP, J.C. **Geomorphology in environmental management: a new introduction**. 2ªed. New York: Clarendon Press, 1990.

CPRM. **Geodiversidades do estado de Mato Grosso do Sul**. Organização: Carlos Augusto Brasil Peixoto. São Paulo: CPRM, 181 p., 2010.

DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G., RUPKE, J., VERHOFSTAD, J., 1987. A geomorphological mapping system at scale 1: 10,000 for mountainous areas. **Zeitschrift für Geomorphologie** N.F. 13, 229–242.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. In: Progress made in geomorphological mapping. Berna: IGU. **Commission on Applied Geomorphology**, 1967.

EVANS, I.S. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? **Geomorphology** v.137, p. 94 – 106. Amsterdam, 2012.

FLORENZANO, T.G. **Geomorfologia Conceitos e Tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Texto, 2008.

GERASIMOV, I.P., MESCHERIKOV, J.A. Morphostructure. **The encyclopedia of geomorphology**. Ed. R.W. Fairbridge, 731-732, New York:Reinhold Book Co, 1968.

GILES, P.T., FRANKLIN, S.E., 1998. An automated approach to the classification of the slope units using digital data. **Geomorphology** 21, 251–264.

HENGL, T., MACMILLAN, R.A. Geomorphometry – A key to landscape mapping and modelling. In: HENGL, T. AND REUTER, H.I. Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. **Developments in Soil Science**, v. 33, Elsevier, p. 433-460, 2008.

HENGL, T., REUTER, H.I. **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science**, vol. 33, Elsevier, 772 pp, 2008.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative

- morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**. Ed. 56. p.275-370, 1945.
- IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000**. IPT, São Paulo. Vol. I. Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais, São Paulo, 1981.
- KLIMASZEWSKI, M., 1982. Detailed geomorphological maps. **ITC Journal** 3, 265–271.
- KOHLER, H. C. A Escala na análise Geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, volume 2, nº 1, 21-33 p. 2001.
- LONGLEY, P.A., GOODCHILD, M.F., MAGUIRE, D.J., RHIND, D.W., 2005. **Geographic Information Systems and Science**, Second edition. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- MARTINS, E. S.; REATTO, A.; CARVALHO JUNIOR, O. A.; GUIMARÃES, R. F. **Evolução geomorfológica do Distrito Federal. Planaltina**, DF: Embrapa Cerrados, 2004.
- MESCERJAKOV, J.P. Lês concepts de morphostructure et de morphosculture: um nuevelinstrument de l’analysegéomorphologique. **Annales de Geographie**, 77, n. 423, 539 – 552, 1968.
- MILIAREISIS, G.C., 2001. Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. **Computers & Geosciences** 27, 775–786.
- MINÁR, J. & EVANS, I. A. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. **Geomorphology** 95. p.236–259, 2008.
- MRANDA, E. E. de (Coord.) Brasil em relevo. Campimas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <http://www.relevobr,cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 18 nov. 2014.
- RASEMANN, S., SCHMIDT, J., SCHROTT, L. & R. DIKAU. Geomorphometry in mountain terrain. In: Bishop, M. & J. F. Shroder (Hrsg.): **Geographic Information Science in Mountain Geomorphology**: 101-145, Heidelberg, 2004.
- SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de Concetração da Rugosidade: Uma Nova Proposta Metodológica para o Mapeamento e Quatificação da Dissecação do Relevô como Subsídio a Cartografia Geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 47-60, 2014.
- SCHMIDT, J. & R. DIKAU. Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models - Semantics, methods, future needs. In: Dikau, R. & H. Saurer (Hrsg.): **GIS for Earth Surface Systems**: 153-174, 1999.
- SEIJMONSBERGEN, A.C., HENGL, T., ANDERS, N.S. Semi-automated identification and extraction of geomorphological features using digital elevation date. In: SMITH, M.J., PARON, P., GRIFFITHS, J.S. **Geomorphological Mapping: methods and applications**. Amsterdam: Elsevier, p. 297-335, 2011.
- SENA-SOUZA, J.P., MARTINS, E.S., COUTO JÚNIOR, A.F., REATTO, A., VASCONCELOS, V., GOMES, M.P., CARVALHO JÚNIOR, O.B., REIS, A.M. Mapeamento Geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio São Bartolomeu, escala 1:100.000. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**. Embrapa Cerrados. p. 60, 2013.
- SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P.; TRENTIN, R.; ROBAINA, L. E. S. Classificação Automatizada de Elementos de Relevô no Estado do Paraná (Brasil) por Meio da Aplicação da proposta dos Geomorphons. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 1, 33-57, 2018.
- SILVEIRA, R. M. P.; SILVEIRA, C. T. Análise digital do relevo aplicada à cartografi a geomorfológica da porção central da Serra do Mar Paranaense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.17, nº 4, 615-629, 2016.
- SMITH, M.J., PARON, P., GRIFFITHS, J.S. **Geomorphological Mapping: methods and applications**. Amsterdam: Elsevier, 2011.
- STRAHLER AN. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Trans Am Geophys Union** n.38, p.913–920, 1957.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 63, p. 1117-1142, 1952.
- TRICART, J. (1965). **Principes et méthodes de l geomorphologie**. Paris:Masson Ed., 201p, 1965.
- TRICART, J. **Géomorphologie applicable**. Paris:Masson, 204 p., 1978.
- VAN ASSELEN S., SEIJMONSBERGEN, A. C., 2006. Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. **Geomorphology** 78. 309-320p. Amsterdam.
- WILSON, J.P., GALLANT, J.C., 2000. **Terrain Analysis, Principles and Applications**. John Wiley & Sons, Inc., Chichester.