

# Revista Geográfica Acadêmica



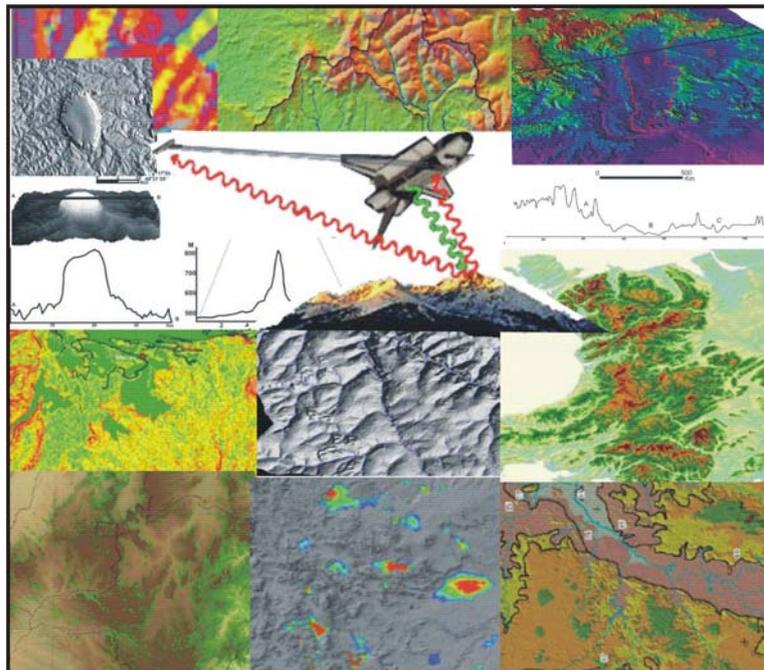
---

Revista Eletrônica de Geografia e Áreas Afins  
Electronic Journal of Geography and Correlated Areas

---

**VOLUME 2 No.2 AGOSTO/AUGUST 2008**

***EDIÇÃO ESPECIAL - SRTM: CONCEITOS E APLICAÇÕES***  
***SPECIAL ISSUE - SRTM: CONCEPTS AND APPLICATIONS***



A Revista Geográfica Acadêmica é eletrônica. Tem por objetivo publicar artigos científicos, artigo de comunicação, artigo de revisão conceitual, notas técnicas, relatórios de pesquisa, publicação didática, manuais técnicos, notas de campo, resenhas e biografias sobre geomorfologia, pedologia, biogeografia, geografia urbana, climatologia, geografia agrária, educação ambiental, geografia do turismo e geografia cultural.

The Geográfica Acadêmica is a electronic journal. The aims is publications about geomorphology, pedology, biogeography, urban geography, climatology, rural geography, environment education, geography of turism and cultural geography.

### COMISSÃO EDITORIAL/EDITORIAL BOARD

Thiago Morato de Carvalho (UFG) - editor chefe/managing

Celso Morato de Carvalho (INPA)

### COMISSÃO CIENTÍFICA/SCIENTIFIC BOARD

Adauto Ribeiro (UFS)

Aguinaldo Silva (UNESP - Rio Claro)

Antonio Henrique da Fontoura Klein (UNIVALI)

Celso Morato de Carvalho (INPA)

Débora Pinto Martins (Université Lumière Lyon 2)

Dirce Maria Antunes Suertegaray (UFRGS)

Edson Eyji Sano (EMBRAPA CERRADO)

Edvard Elias de Souza Filho (UEM)

Elena Franzinelli (UFAM)

Flávia Burmeister Martins (Unissinos)

Fernando Campagnoli (SIPAM)

Jan-Hendrik May (Universität Bern)

João B.P. cabral (UFG)

João Osvaldo Rodrigues Nunes (FCT/UNESP)

Jorge Alberto Villwock (PUCRS)

Ione Ivonete Burmeister M. de Carvalho (CEFET-SE)

Marilia Kerr do Amaral

Mario Amsler (Universidad Nacional Del Litoral)

Marisa Prado Gomes (MDA - Ministério do Desenvolvimento Agrário)

Mauricio Meurer (Université Lumière Lyon 2)

Maximiliano Bayer (UFG)

Maximiliano Bezada (Universidad Pedagógica Experimental Libertador)

Rafael de Ávila Rodrigues (UFV)

Ricardo Szupiany (Universidad Nacional Del Litoral)

Selma Simões de Castro (UFG)

Sílvio Rodrigues (UFU)

Thiago Morato de Carvalho (UFG)

Wellington Vilar (CEFET-SE)



**Indexadores:** GALE; LATINDEX; CGP - American Geographical Society Library, IAG; DOAJ - Directory of Open Access Journals; PDP - Portal Domínio Público (MEC/SEED/DITEC); Ocean Technology; Policy and Non-Living Resources; Meteorological and Geostrophysical Abstracts; Water Resources Abstract; ICAAP - Journal Database; SJSU - Electronic Journals Index; Portal do LIVRE!; Open J-Gate.

## SUMÁRIO/CONTENTS

USING SRTM TO QUANTIFY SIZE PARAMETERS AND SPATIAL DISTRIBUTION OF ENDORHEIC BASINS IN SOUTHERN SOUTH AMERICA Ralf Hesse .....	5-13
UTILIZATION OF SRTM DATA FOR FLOOD PROTECTION BASED ON GIUH APPROACH Hong Quan Nguyen, Ben Maathuis, Tom Rientjes .....	14-25
CONSTRAINING THE ALTITUDINAL RANGE OF SUB-HORIZONTAL DENUDATION SURFACES IN WALES, U.K., USING THE ELEVATION-RELIEF RATIO Matt D. Rowberry .....	26-40
COMPARISON OF SRTM ELEVATION DATA WITH CARTOGRAPHICALLY DERIVED DEMS IN ITALY Andrea Taramelli, Paola Reichenbach, Francesca Ardizzone .....	41-52
SRTM-DEM AND LANDSAT ETM+ DATA FOR MAPPING TROPICAL DRY FOREST COVER AND BIODIVERSITY ASSESSMENT IN NICARAGUA Steven E. Sesnie, Suzanne E. Hagell, Sarah M. Otterstrom, Carol L. Chambers, Brett G. Dickson .....	53-65
DELIMITAÇÃO DE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE EM TOPOS DE MORROS PARA O TERRITÓRIO BRASILEIRO / <i>DELINEATION OF PERMANENT PRESERVATION AREAS ON THE HILLTOPS FOR THE BRAZILIAN TERRITORY</i> Daniel de Castro Victoria, Marcos Cicarini Hott, Evaristo Eduardo Miranda, Osvaldo Tadatomo Oshiro .....	66-72
APLICAÇÕES DOS MODELOS DE ELEVAÇÃO SRTM EM GEOMORFOLOGIA / <i>SRTM DEMs APPLICATIONS IN GEOMORPHOLOGY</i> Carlos Henrique Grohmann, Claudio Riccomini, Samar dos Santos Steiner .....	73-83
DERIVAÇÃO DE REDE DE DRENAGEM A PARTIR DE DADOS DO SRTM / <i>DERIVING DRAINAGE NETWORK FROM SRTM DATA</i> Adriano Rolim da Paz, Walter Collischonn .....	84-95
IDENTIFICAÇÃO DE DEFORMAÇÕES NEOTECTÔNICAS, ATRAVÉS DE IMAGEM SRTM, E SUA RELAÇÃO COM A GÊNESE DOS AREAIS-SUDOESTE DO RIO GRANDE DO SUL / <i>IDENTIFICATION OF NEOTECTONIC DEFORMATIONS, THROUGH SRTM IMAGE, AND ITS RELATIONSHIP WITH THE GENESIS OF THE "AREAIS" - SOUTHWESTERN RIO GRANDE DO SUL</i> Clódís de Oliveira Andrades Filho, Laurindo Antonio Guasselli, Dirce Maria Antunes Suertegaray .....	96-110
INTEGRAÇÃO ENTRE DADOS ÓPTICOS E RADAR (SRTM) PARA A CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA COSTA SETENTRIONAL DO RIO GRANDE DO NORTE / <i>RADAR (SRTM) AND OPTICAL DATA COMBINATION FOR GEOENVIRONMENTAL CHARACTERIZATION OF THE RIO GRANDE DO NORTE NORTHERN COAST</i> Dalton Rosemberg Valentim da Silva, Venerando Eustáquio Amaro .....	111-123
APLICAÇÃO DE IMAGENS DO RADAR INTERFEROMÉTRICO (SRTM) NA AVALIAÇÃO DA FRAGILIDADE DA BACIA DO CÔRREGO CACHOEIRINHA, NOS MUNICÍPIOS DE CÁCERES E PORTO ESTRELA/MT / <i>THE USE OF SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION (SRTM) IMAGES TO EVALUATE THE ENVIRONMENTAL VULNERABILITY OF CÔRREGO CACHOEIRINHA WATERSHED, BETWEEN THE MUNICIPALITIES OF CÁCERES AND PORTO ESTRELA/MT</i> Sandra Mara Alves da Silva Neves, Ronaldo José Neves, Leonardo Franklin Fornelos .....	124-137
USO DE DADOS SRTM COMO FERRAMENTA DE APOIO AO MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DE BACIA DE MÉDIO PORTE / <i>USE OF DADOS SRTM AS TOOL OF SUPPORT TO MAPPING GEOMORPHOLOGIC OF MEDIUM-BIG BASIN</i> André Luiz Nascentes Coelho .....	138-153
COMPARTIMENTAÇÃO MORFOPEDOLÓGICA COM BASE EM DADOS SRTM: ESTUDO DE CASO BACIA DO RIO UBERABINHA, UBERLÂNDIA-MG / <i>MORPHOLOGICAL COMPARTMENTS BASED ON SRTM DATA: A CASE STUDY IN UBERABINHA BASIN, UBERLÂNDIA-MG</i> Thiago Campos Nogueira, José Fernando Pinese Júnior, Silvio Carlos Rodrigues .....	154-169





## USING SRTM TO QUANTIFY SIZE PARAMETERS AND SPATIAL DISTRIBUTION OF ENDORHEIC BASINS IN SOUTHERN SOUTH AMERICA

Ralf Hesse  
Department of Geography  
Friedrich Schiller University Jena  
Loebdergraben 32, 07740 Jena, Germany  
Telephone: \*49-3641-948813  
Fax: \*49-3641-948812  
Ralf.Hesse@uni-jena.de

### ABSTRACT

The SRTM data set is the highest resolution DEM with global or continental coverage. It is therefore the DEM of choice for continental-scale geomorphological mapping and quantitative analysis. In this study, SRTM data are used for the identification and characterisation of endorheic basins in southern South America (south of 19°S). The results show the feasibility of continental-scale quantitative geomorphology based on SRTM data and provide insights into the distribution of closed basins. The largest endorheic basin is located in the Puna region and consists of several interconnected sub-basins. This basin accounts for 38.6 % (7877 km<sup>3</sup>) of the total volume of the endorheic basins identified in this study. Analyses of the geographic distribution show a narrow longitudinal distribution between 64.5 and 71.5° W and a multimodal latitudinal distribution which is characterised by two groups of basins at 22.5–27.5°S and 37.5–50.0° S and an almost complete absence of basins between 27.5 and 37.5° S. Problems and sources of misinterpretation arising from data quality and resolution are discussed. Further research, targeting in particular the genesis and potential for paleoenvironmental reconstruction of closed basins in southern Argentina, is called for.

**Keywords: SRTM, quantitative geomorphology, endorheic basins, South America**

---

### 1. INTRODUCTION

Endorheic basins are characteristic geomorphic features in southern South America. Their geographic distribution reflects the long-term persistence of semiarid to arid conditions which prevent both breaching and rapid infilling of these depressions. Several endorheic basins in South America have been investigated, in particular with the aim to reconstruct paleoenvironmental conditions and changes. The most notable include the Andean basins of the Salar de Atacama (e.g. Bobst et al., 2001; Lowenstein et al., 2003), the Salar de Uyuni (Baker et al., 2001) and several basins in the Puna region (Strecker et al., 2007, and references therein). Several extra-Andean endorheic basins of Argentina have been studied (e.g. Alonso, 2006; Schäbitz, 1999), in particular Lago Cardiel (e.g. Galloway et al., 1988; Markgraf et al., 2003; Beres et al., 2008).

The aim of this paper is to demonstrate the use of SRTM data for continental-scale quantitative geomorphology and to draw attention to the geographic distribution of endorheic basins in South America south of 19°S. In particular, the methodology and results of a quantitative mapping of endorheic basins based on SRTM data are presented.



## 2. DATA AND METHODS

The approach presented here is based on 3 arc second resolution SRTM version 2 data of South America south of 19°S (NASA, 2006). The SRTM tiles were mosaicked and missing data values were filled in by interpolation. To identify endorheic basins, topographic depressions in the DEM were filled using the algorithm after Planchon and Darboux (2001) with enforced drainage on flats which is implemented in the TAS (Terrain Analysis System) software version 2.0.9 by John Lindsay (Lindsay, 2005). Due to the large amount of data, this was done in segments of 10000 by 6000 pixels. Subsequently, the original DEM was subtracted from the depression-filled DEM. The difference DEM holds pixel-specific depths of closed basins.

The individual pixels were combined using a three-step merging algorithm which was implemented in VBA under MS Excel. All pixels with depth values larger than zero were considered basin pixels (i.e. to represent parts of closed basins). Pixels were combined in the same object (basin) if they were immediate vertical or horizontal neighbours. As the DEM was processed line by line from north to south in the first step, new object numbers were assigned to every basin pixel with no basin pixel to its left (west); basin pixels bordered by a basin pixel to the left were assigned the object number of this pixel. A list of latitudinally connected objects was created based on neighbourhood relationships with the previous DEM line. In a second step, this list was used to group and assign identical object numbers to connected objects. In a third step, circular links were resolved by an iterative search for linked objects which had not been assigned corresponding object numbers in the second step. As a result, all linked basin pixels carry the same object number unique to the respective basin.

For all objects, the following parameters were extracted from the closed basin depth DEM: basin area, mean and maximum depth, volume and centre coordinates. The calculation of basin area and volume is based on rectangular pixel areas calculated from pixel latitudes assuming a spherical Earth with a radius of 6367.445 km (mean of the WGS-84 ellipsoid half axes; NIMA, 2000). Mean basin depth was calculated as the mean depth weighted by area. Basin centre coordinates were calculated as mean centre coordinates weighted by basin volume.

The identification of closed basins was validated by locating all objects with volumes  $\geq 2 \text{ km}^3$  in high-resolution satellite images (DigitalGlobe, 2007). In many cases this also allowed assigning names to basins, lakes or salars. Only confirmed endorheic basins were included in the following analyses. Size-frequency distributions as well as spatial distributions were calculated.

## 3. RESULTS

### 3.1 VALIDATION, OVERVIEW AND EXAMPLES

The total number of unique objects identified using the described approach is 9234323. However, it has to be noted that most of the basins have sizes of only a few pixels and depths of  $\leq 5 \text{ m}$ . Many of them likely have to be considered artefacts attributable to the properties of the SRTM data (cf. section 4.1.). Therefore, only objects with volumes  $\geq 2 \text{ km}^3$  are considered. These account for 96.5 % of the total basin volume before validation.

Of the 289 objects  $\geq 2 \text{ km}^3$ , 251 were validated to be endorheic basins. However, because all 38 erroneously identified basins are small ( $< 25 \text{ km}^3$ ), they account for only 1.1% of the total volume (Table 1). In the following analyses, only validated endorheic basins are used.

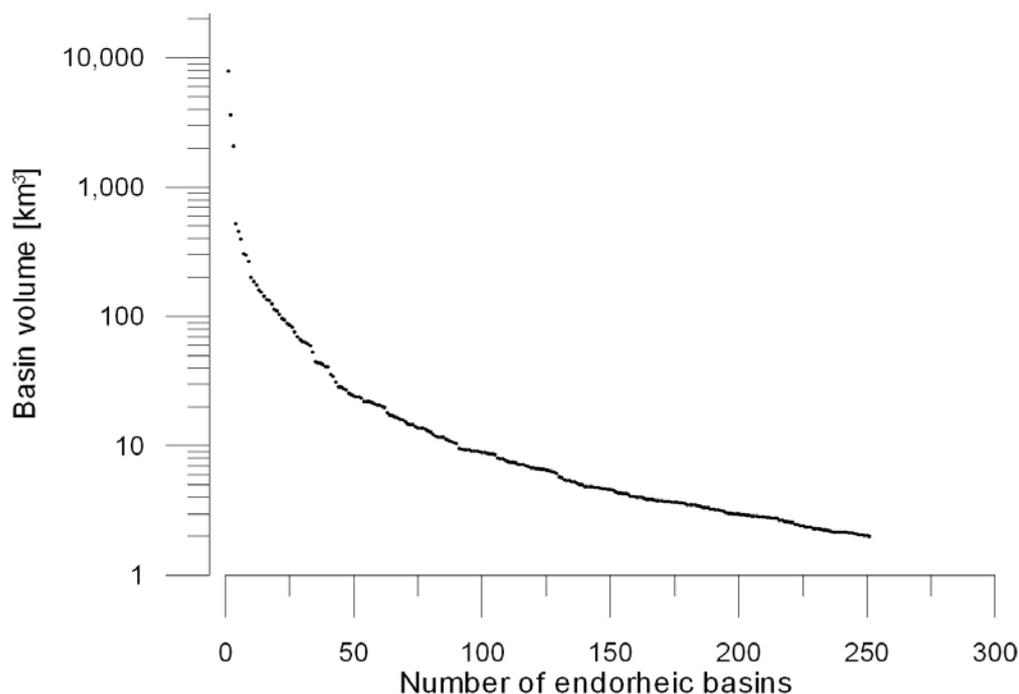
The total volume of the 251 confirmed endorheic basins in South America south of 19°S with volumes  $\geq 2 \text{ km}^3$  was found to be  $20404 \text{ km}^3$ . The largest endorheic basin is located in the Puna region and consists of the interconnected sub-basins of Salar de Arizaro, Salar de Antofalla, Salar Pocitos, Salina de Rincón, Salar del Hombre Muerto and Salar de Cauchari. With a volume of  $7877 \text{ km}^3$ , this accounts for 38.6 % of the total volume of endorheic basins. It covers an area of  $23009 \text{ km}^2$  (12.3% of the total area) and has a maximum depth of 801 m and a mean depth of 342 m.



The size-frequency distribution of endorheic basins (Figure 1) is characterised by a very small number of very large basins and a large number of small basins and can be described by the power function  $V = 8705 N^{-1.5026}$  with  $V$  = basin volume and  $N$  = number of basins. The ten largest basins (by volume) together account for 78.4% of the total volume and for 40.8% of the total area. Table 2 gives an overview of the largest 25 endorheic basins which together account for 87.7 % of the total volume and 66.4 % of the total area or endorheic basins  $\geq 2 \text{ km}^3$ .

**Table 1** – Validation results.

Basin volume [km <sup>3</sup> ]	Erroneously identified basins	Validated basins
> 4096	0	1
2048 – 4096	0	2
1024 – 2048	0	0
512 – 1024	0	1
256 – 512	0	5
128 – 256	0	8
64 – 128	0	13
32 – 64	0	12
16 – 32	3	26
8 – 16	5	38
4 – 8	11	56
2 – 4	19	89
<b>Total</b>	<b>38</b>	<b>251</b>



**Figure 1** – Size-frequency distribution of endorheic basins.

**Table 2** – Properties of the largest 25 endorheic basins (sorted by basin volume).

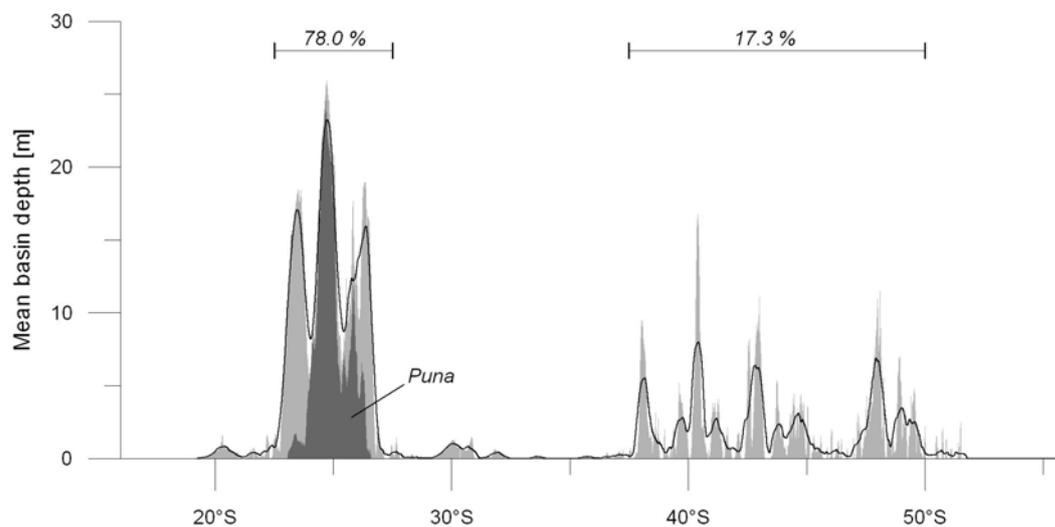
Volume [km <sup>3</sup> ]	Area [km <sup>2</sup> ]	Depth [m]		Centre latitude	Centre longitude	Place names
		max.	mean			
7877.4	23008.8	801	342	24.95	67,45	Puna de Argentina with Salar de Arizaro, Salar de Antofalla, Salar Pocitos, Salina de Rincón, Salar del Hombre Muerto, Salar de Cauchari
3613.1	8513.9	616	424	23.35	67,99	Salar de Atacama
2067.8	4619.0	923	448	26.37	67,47	basin of Laguna Carachi Pampa and Laguna de Antofagasta
519.2	3972.8	266	131	38.11	68,90	Cuenca del Añelo
453.6	5287.5	158	86	23.41	65,94	Salar de Guayatayo, Salinas Grandes
395.4	3779.4	211	105	40.38	65,31	Gran Bajo del Gualicho
305.4	5469.6	104	56	42.96	66,85	Bajo de la Tierra Colorado
298.1	2464.3	327	121	48.02	70,44	
265.1	936.3	527	283	25.16	68,13	Salar de Rio Grande
200.4	18327.9	72	11	20.37	67,84	Salar de Uyuni, Salar de Coipasa, Salar de Laguni
187.0	692.8	612	270	25.57	68,38	
174.5	2959.5	141	59	39.74	66,92	Bajo de los Menucos (central basin)
159.4	749.7	384	213	25.76	68,60	Salar de La Isla, Salar de Las Pariñas
153.7	617.9	452	249	24.81	68,30	
143.6	9497.9	44	15	29.93	65,17	Salinas Grandes
134.8	2907.4	114	46	40.49	66,16	Bajo de los Menucos (eastern basin)
132.8	3208.8	116	41	41.20	69,31	Bajo de Cari Laufquen
125.4	19065.9	20	7	30.93	63,25	Laguna Mar Chiquita
113.5	1012.7	280	112	23.72	68,97	Salar Los Morros, Salar Santa Elvira
110.6	1610.0	156	69	42.54	68,24	Pampa de Gan Gan
104.0	957.6	140	109	48.88	71,17	Lago Cardiel
96.1	338.7	525	284	25.83	68,91	Salina de Aguliar
94.0	305.7	572	308	24.27	67,94	
88.6	1248.6	153	71	43.78	69,72	Pampa de Agnia
85.8	2569.3	102	33	47.82	67,96	Lago Grande



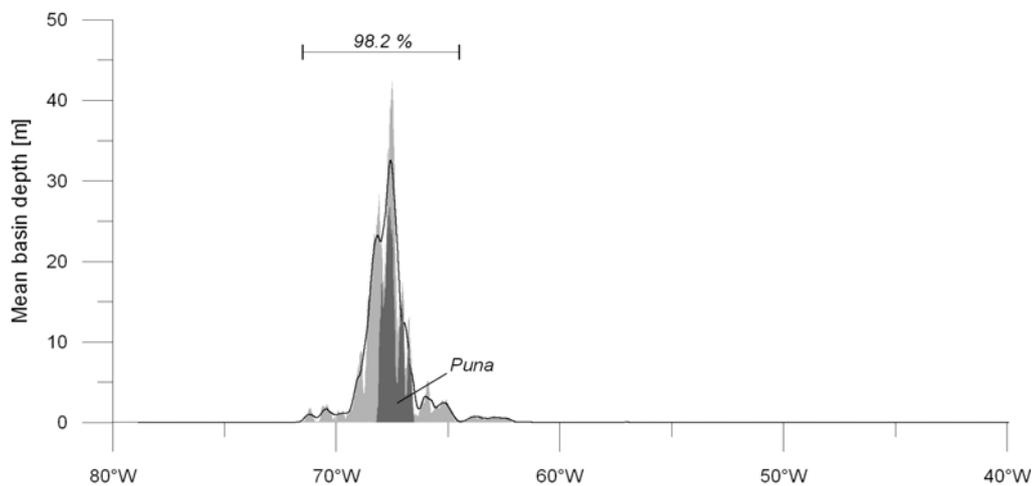
### 3.2. SPATIAL DISTRIBUTION OF ENDORHEIC BASINS

The geographic distribution of endorheic basins (Figures 2 and 3) is characterised by a narrow longitudinal distribution and multimodal latitudinal distribution. In terms of the longitudinal distribution, most (98.2 % of the volume) of the validated endorheic basins are located between 64.5 and 71.5° W. 85.2 % lie within an even narrower range between 66.5 and 69.0° W. The multimodal latitudinal distribution consists of two disjoint groups of basins. The northern group between 22.5 and 27.5° S represents the Andean basins and accounts for 78.0 % of the volume of all basins. The southern group between 37.5 and 50.0° S (located mainly in Patagonia) accounts for 17.3 % of the volume of all basins. The two groups are separated by an almost complete lack of endorheic basins between 27.5 and 37.5° S. Together the two groups represent 95.3 % of the volume of all endorheic basins, i.e. only 4.7 % of the total basin volume is located in the combined latitudinal segments 19.0–22.5° S, 27.5–37.5° S and 50.0–56.0° S.

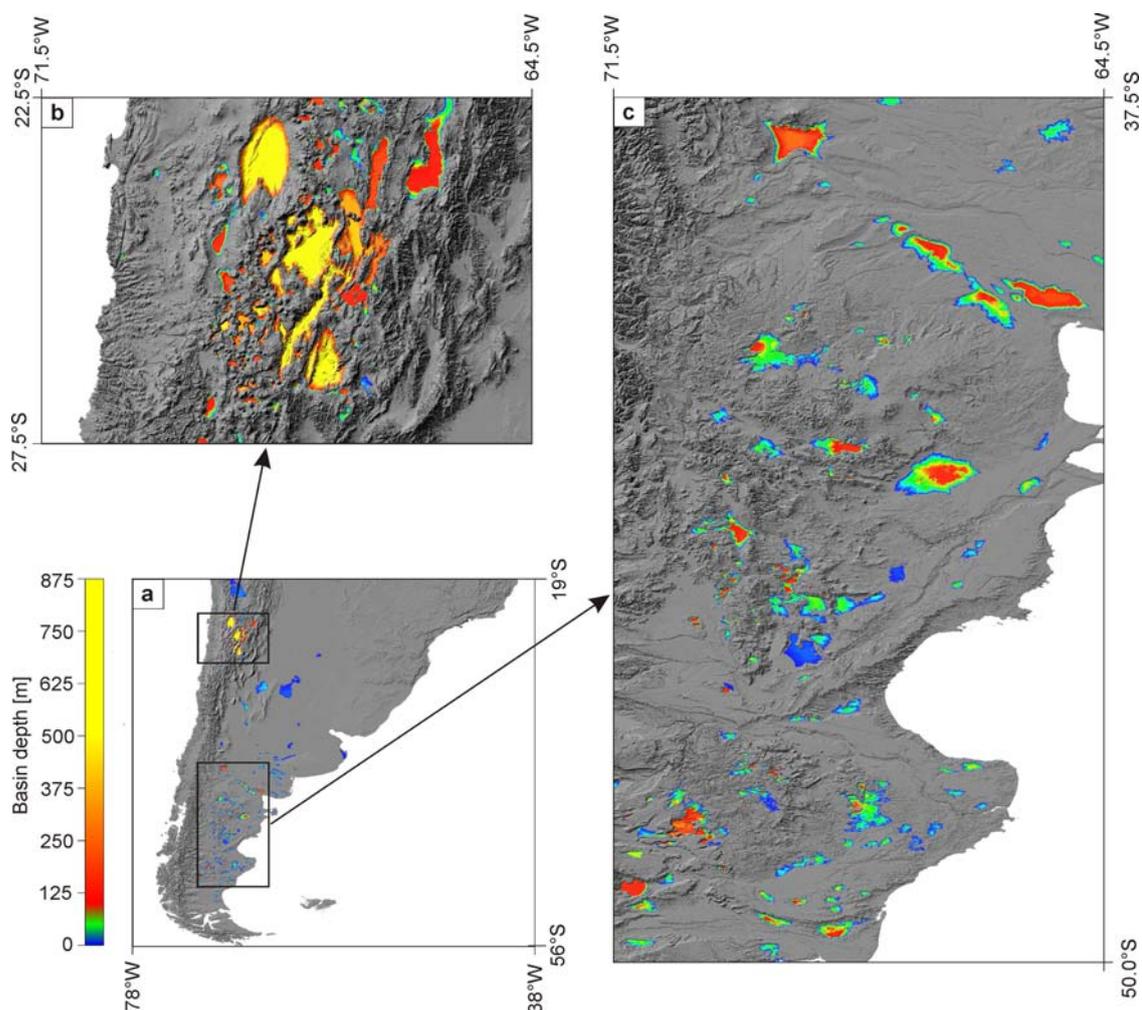
The map of the geographic distribution (Figure 4 a) shows that some spatially extensive basins are present between the two groups. However, these basins are relatively shallow and therefore have only low volumes. Differences in distribution and morphology between the two groups of basins can be discerned in Figures 4 b and 4 c. The basins in the northern region are closely spaced. The alignment of many of these basins along mountain ranges indicates a genetic relation to Andean orogeny. In contrast to this, the basins of the southern region are not aligned along mountain ranges. They occur both in lowland regions which are characterised predominantly by fluvial geomorphology and in extra-Andean highlands which are characterised by Cenozoic volcanism (cf. D’Orazio et al., 2004).



**Figure 2** – Longitudinal distribution (mean basin depth as basin volume divided by land area) of endorheic basins (light grey, black line: 0.5° running average). Puna basins shown in dark grey.



**Figure 3** – Latitudinal distribution (mean basin depth as basin volume divided by land area) of endorheic basins (light grey, black line: 0.5° running average). Puna basins shown in dark grey.



**Figure 4** – Distribution of endorheic basins in southern South America. **a** – overview; **b** – northern group of basins; **c** – southern group of basins.



## **4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS**

### **4.1. VALIDATION AND DATA QUALITY ISSUES**

The results presented here show the feasibility of continental-scale use of SRTM data for the delineation and quantitative characterisation of endorheic basins. Quantitative parameters of geomorphic features (e.g. depth, area, volume, spatial distribution and size-frequency relationships of endorheic basins) can be extracted using suitable algorithms. However, there are reasons for cautionary remarks regarding potentially erroneous identification of individual features. While 251 of the largest 289 features identified in this study were validated as closed basins, 38 features (accounting for 1.1 % of the total volume) were erroneously identified. This can be attributed to three sources of error: (i) Data scatter, e.g. due to vegetation, may result in numerous spurious pits in the SRTM DEM. A high density of interconnected pits may lead to the erroneous identification of spatially extensive shallow basins. (ii) In areas of high relief, the spatial resolution of the SRTM data may be too coarse to properly delineate narrow drainage, thus resulting in apparent basins upstream of very narrow valley segments. (iii) Seemingly closed basins may also result from the interpolation of missing values in the DEM. Again, this issue is particularly important in areas of steep relief where radar shadow has caused missing data. For these reasons, validation of individual basins (in this study by visual geomorphological analysis of high-resolution satellite images) is necessary. Besides the erroneous identification of closed basins, the three sources of error may also lead to inaccuracies in the depth (and concomitantly in the area and volume) of identified basins and may therefore be reasons for quantitative and geomorphologic misinterpretations. As all three identified sources of error lead to an overestimation of basin depths, the depths, areas and volumes of endorheic basins in this study are maximum values.

### **4.2. INTERPRETATION AND RESEARCH POTENTIAL**

The distribution of endorheic basins within a narrow longitudinal range which is characterised by arid to semi-arid climate indicates that their preservation is linked to the long-term persistence of generally arid conditions. The existence of a marked gap in the distribution of endorheic basins can not be attributed to the breaching or infilling of previously existing basins as this gap is situated in the latitudinal centre of an extensive arid belt and climatic changes are generally considered to involve latitudinal displacements of climate zones (e.g. Messerli et al., 1993). Rather, the differences in the distribution of endorheic basins likely has to be attributed to differences in their genesis.

However, questions regarding the genesis and geological history of the disjoint groups of endorheic basins are only partially resolved. The largest basin, the Puna with Salar de Arizaro, Salar de Antofalla, Salar Pocitos, Salina de Rincón and Salar del Hombre Muerto and Salar de Cauchari has been shown to be of tectonic origin (Voss, 2002). It contains approximately 900 m of evaporites (Vinante and Alonso, 2006), recording long-term persistence of internal drainage and generally arid conditions for at least 14.1 Ma (Alonso et al., 1991; Vandervoort et al., 1995). The Salar de Atacama basin – the second largest endorheic basin identified in this study – is also of tectonic origin (Reutter et al., 2006) with internal drainage possibly since the Oligocene (Horton et al., 2002), tectonic fault activity continuing into the late Quaternary and a quasi-continuous evaporitic stratigraphy over the last 325 ka (Lowenstein et al., 2003). For most extra-Andean endorheic basins, age and formative processes are unknown. In many cases, large-scale geomorphology lets a tectonic genesis appear likely. Some basins may be of volcanic (caldera) origin (cf. Aragón et al., 1996). Most of the shallow, elongate basins of the Argentinean Pampa region which are likely attributable to aeolian deflation are smaller than 2 km<sup>3</sup> and hence not considered in the present study. Other small basins, e.g. Bajo Hondo, have been interpreted as possible impact craters (Rocca, 2005).



Endorheic basins in southern South America record tectonic and paleoenvironmental changes at least since the Miocene. Evaporitic, lacustrine and fluvial sediments have been documented in many basins, and high resolution satellite images (DigitalGlobe, 2007) allow the identification of paleo-shorelines in numerous basins. Given the large number, geomorphic properties and geographic distribution of endorheic basins in southern South America, their full potential for research – in particular regarding their genesis and paleoenvironmental changes – is far from being realised.

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

I wish to thank Gerhard Daut who sparked my interest in the endorheic basins of South America and Antje Ober who helped developing the merging algorithm.

#### **5. REFERENCES**

- Alonso, R.N. 2006. Ambientes evaporíticos continentales de Argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, v. 21, p. 155-170.
- Alonso, R.N., Jordan, T.E., Tabbutt, K.T., Vandervoort, D.S. 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology*, v. 19, n. 4, p. 401-404.
- Aragón, E., Rodríguez, A.M.I., Benialgo, A. 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new olcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, n. 5/6, p. 321-328.
- Baker, P.A., Rigsby, C.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Lowenstein, T.K., Bacher, N.P., Veliz, C. 2001. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature*, v. 409, p. 698-701.
- Beres, M., Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S. 2008. The Lago Cardiel Basin, Argentina (49°S): Origin and evolution revealed by high-resolution multichannel seismic reflection studies. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, n. 1, p. 74-85.
- Bobst, A.L., Lowenstein, T.K., Jordan, T.E., Godfrey, L.V., Ku, T.-L., Luo, S. 2001. A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 173, p. 21-42.
- DigitalGlobe. 2007. Landsat and Quickbird images. Access through Google Earth.
- D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J. 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30' - 52° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretation. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 59, n. 4, p. 525-538.
- Galloway, R.W., Markgraf, V., Bradbury, J.P. 1988. Dating shorelines of lakes in Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, n. 2, p. 195-198.
- Horton, B.K., Hampton, B.A., Lareau, B.N., Baldellón, E. 2002. Tertiary Provenance History of the Northern and Central Altiplano (Central Andes, Bolivia): A Detrital Record of Plateau-Margin Tectonics. *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, n. 5, p. 711-726.
- Lindsay, J. 2005. The Terrain Analysis System: a tool for hydro-geomorphic applications. *Hydrological Processes*, v. 19, p. 1123-1130.
- Lowenstein, T.K., Hein, M.C., Bobst, A.L., Jordan, T.E., Ku, T.-L., Luo, S. 2003. An Assessment of Stratigraphic Completeness in Climate-Sensitive Closed-Basin Lake Sediments: Salar de Atacama, Chile. *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, n. 1, p. 91-104.
- Markgraf, V., Bradbury, J.P., Schwalb, A., Burns, S.J., Stern, C., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F.S., Stine, S., Maidana, N. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene*, v. 13, n. 4, p. 581-591.



Messerli, B., Grosjean, M., Graf, K., Shotterer, U., Schreier, H., Vuille, M. 1993. Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18 000 years: a preliminary synthesis. *Mountain Research and Development*, v. 13, n. 2, p. 117-127.

NASA. 2006. SRTM version 2, <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2> (download: 13.07.2006).

---



## UTILIZATION OF SRTM DATA FOR FLOOD PROTECTION BASED ON GIUH APPROACH

Hong Quan Nguyen

Institute for Environment and Resources (IER), Vietnam National University – Ho Chi Minh city, 142 To Hien Thanh str., District 10, Ho Chi Minh City, Vietnam.

hongquan@hcmier.edu.vn

Ben Maathuis

Tom Rientjes

Department of Water Resources, International Institute for Geo-information Science and Earth Observation (ITC), PO Box 6, 7500 AA, Enschede, The Netherlands

maathuis@itc.nl

rientjes@itc.nl

### ABSTRACT

In this paper, a utilization of the Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) data in flood prediction in an ungauged Canle catchment is presented. The SRTM data was obtained and processed in order to create a suitable Digital Elevation Model (DEM). A lumped empirical model, the Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph (GIUH) rainfall – runoff model, is developed for flood prediction. Model parameters are mainly Horton's morphometric parameters including bifurcation, length and area ratios. A new functionality within the ILWIS GIS-RS package, namely "DEM-hydro processing", is applied to effectively process the DEM and extract these ratios. Results showed that with limited data (e.g from SRTM), the model was successfully applied for the Can Le catchment.

**Keywords:** Can Le catchment, GIUH, SRTM, DEM, Flood Prediction

---

### 1. INTRODUCTION

"Water is essential for life". We are all aware of its necessity, for drinking, for providing food, for washing, etc. Water is also required for providing many industrial products, for generating power, and for moving people and goods – all of which are important for the functioning of society. In addition, "Water is essential for the integrity and sustainability of the Earth's system" (The United Nations - World water development report, 2003). Demand and competition for water resources continue to grow almost everywhere for activities such as agriculture, industry, energy supply, etc. Integrated Water Resources Management<sup>1</sup>(IWRM) was introduced as a concept to optimise water resources management and applications are found in publications, such as Global Water Partnership (2005) and Zaag (2005).

Singh (1995) stated that IWRM should be accomplished within a spatial unit called "catchment" through a tool of modelling. Other authors (eg. Cuddy and Gandolfi, 2004) refer to IWRM as "an innovative modelling concept for integrated water resources management linking hydrological functioning and socio-economic behaviour". Therefore, fundamental to integrated water management is catchment modelling. Catchment models are in general designed to meet two primary objectives.

---

1-The IWRM is concerned with the interactions of physical, ecological, economic and social system as they affect the operation, planning and decision making processes.



The first is to gain a better understanding of the hydrologic behaviors of a catchment and of how changes in the catchment may affect these behaviors. The second objective of catchment modeling is the generation of synthetic hydrologic data for facility design like water resources planning, flood protection, mitigation of contamination, licensing of abstraction or for forecasting. Given catchment heterogeneity, (highly) dynamic and non-linear hydrologic behaviour, it is not easy to quantify the runoff of a system adequately. Appropriate modelling requires a certain level of understanding of its physical characteristics.

Topography plays a very important role in representing a number of characteristics of the catchment (Moore et al., 1992). Topographic maps or field surveys can be used to obtain morphometry information of the catchment such as drainage network, channel/overland flow length, and slope that are critical in runoff generation. However, this work is very time consuming and tedious. The Digital Elevation Model (DEM), which can represent surface landscape, has been used in the last few decades. The developments of computer sciences in general and in Geographic Information System (GIS) have made DEM data widely utilized due to its advantages over maps. Nowadays, DEM data is crucial for any catchment study project.

Although DEM is a critical data source, acquiring a suitable DEM for certain area is not always an easy case. DEM generated from topological map is fairly enough (usually) at large (meso) catchment scale. However, as reported by Maathuis and Sijmons (2005) inadequacy and inaccuracy of these sources are still popular especially in developing countries. Other DEM sources e.g. Synthetic Aperture radar, airborne laser scanning – LIDAR that are quite good quality is still costly to use. The Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) (Rabus et al., 2003) obtained elevation data on the near-global scale to generate the most complete high-resolution digital topographic database of the Earth. The SRTM DEMs released for the United States at 30 meter resolutions and for other countries at 90 meters are essential. Data homogeneity and no-cost availability (possibly) is the most attractive to utilize SRTM data.

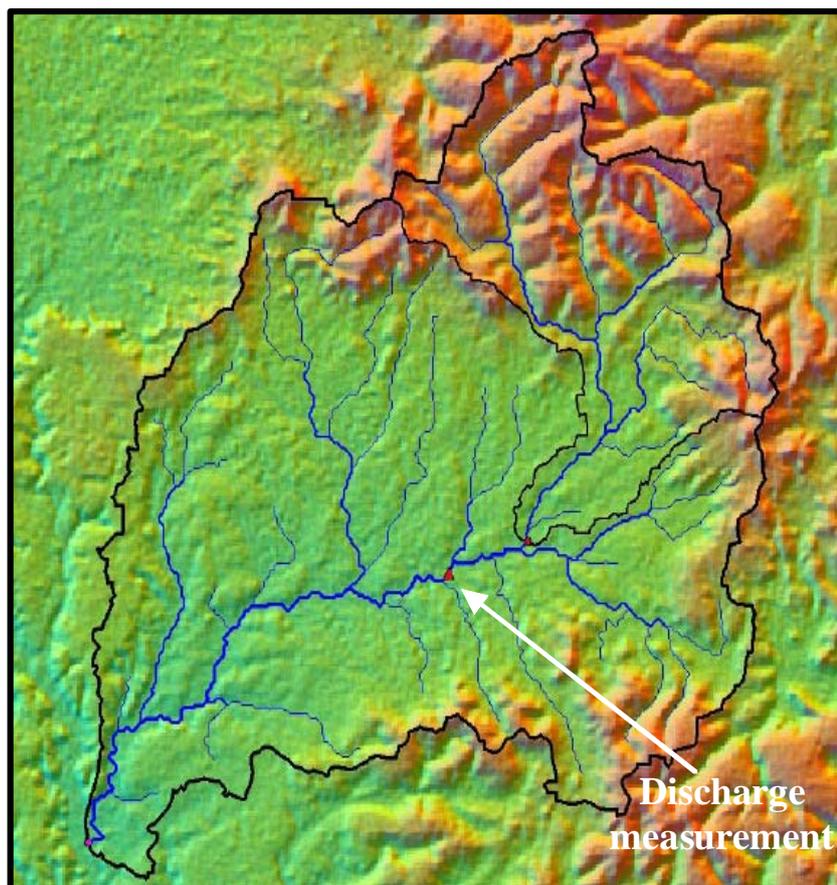
In this paper, a procedure of utilizing SRTM data to create a suitable DEM is presented. It is followed by applying a lumped empirical model, the Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph (GIUH) rainfall – runoff model, which have important parameters extracted from the DEM, developed for flood prediction. Results showed the presenting approach is applicable for limited data area areas.

## **2. RESEARCH METHODS**

### **2.1. DEM OPTIMIZATION**

The development of DEM processing algorithms as well as relevant software tools to extract hydrologic information from DEM is increasing and is currently widely applied. For example, Tarboton et al (1991) introduced criteria to properly extract a drainage network, Moore et al (1992) reviewed many applications of DEM for different disciplines including hydrology, while he also (Moore, 1996) introduced different algorithms to extract catchments from DEM. DEM is popularly processed in Arcgis, Arcview (with Hec-Geo-HMS extension) (Doan, 2000), ILWIS (Hengl et al., 2006; Maathuis, 2006; Maathuis and Wang, 2006), Tardem (Tarboton, 1997), Rivertools (RIVIX LLC, 2004) etc. to extract hydrologic parameters or physical characteristics of a catchment and can serve for model simulation.

In this study, DEM processing was done by using Open-source ILWIS RS-GIS package (the Intergrated Land and Water Information System (ILWIS) (ITC, 2001), given a newly-developed routing procedure namely “DEM hydro-processing”. First of all, The DEM was optimised through integration of the existing digitised drainage networks to obtain a final DEM. Consequently, this optimized DEM was processed through several steps such as fill sink, calculate flow direction, flow accumulation to extract the Can Le catchment as well as the topological drainage network. During the whole process, a number of decisions have to be taken so that the extracted information is representative, e.g. defines width, depth of the existing drainage networks when integrate it into the DEM (based on AGREE method (Hellweger, 1997)), selects the multiple variable thresholds for drainage line initialization as described in Maathuis and Wang (2006). Finally, the optimized DEM is used to calculate the Horton’s statistic number which are later used within the GIUH model. The final optimized DEM is shown in figure 1.



**Figure 1** – 3rd and 4th order catchments and drainage extracted from SRTM (discharge station is 3 km below from the beginning of 3rd order river)

## 2.2. GIUH model

GIUH is an empirical event based model approach that combines easily observable (surface) geomorphologic catchment characteristics with simple regression analysis. The approach is particularly applicable in data scarce areas and model parameterization relies on GIS based DEM processing. Coupling of quantitative geomorphology and hydrology which is at the core of this approach is not a new concept, however, with the advent of new RS systems that operate at high resolutions and new processing capabilities in GIS the use of GIUH has become very attractive for water practitioners and hydrologic modelers. The model is applied to the watershed scale and links geomorphologic catchment characteristics to spatially and temporally distributed rainfall input and simulates runoff at the catchment outlet. In this approach, the Horton's morphometric parameters (Strahler, 1964) that are bifurcation ratio ( $R_B$ ), area ratio ( $R_A$ ), length ratio ( $R_L$ ) are utilized to parameterize the approach.

The GIUH was first proposed by Rodríguez-Iturbe and his colleagues (1979) and restated by Gupta et al (1980) whom defined it as “the probability density function of a drop's travel time in a basin”. Thus, the goal of GIUH theory is to derive this density function based on geomorphologic parameters. In order to determine the GIUH, the rainfall input data is considered as uniform rain drops which are assumed to be randomly distributed over the watershed and over time.

The concept so far has been improved and successfully implemented as an event based hydrological model to simulate rainfall – runoff relation and to forecast floods (Rodríguez-Iturbe, 1993; Tuong, 1997; Al-Wagdany and Rao, 1998). Simulation results showed that the approach is a very promising tool to estimate event discharges, even for ungauged catchments (Bhaskar et al., 1997).



Rodríguez-Iturbe and Valdez (1979) defined in a very simple expressions for the time to peak ( $t_{pg}$ ) and the peak flow discharge ( $q_{pg}$ ) of the GIUH:

$$q_{pg} = 1.31R_L^{0.43} \left( \frac{v}{L_\Omega} \right), \text{ (hour}^{-1}\text{)} \quad (1)$$

$$t_{pg} = 0.44R_L^{-0.38} \left( \frac{R_B}{R_A} \right)^{0.55} \left( \frac{L_\Omega}{v} \right), \text{ (hour)} \quad (2)$$

Where:

$L_\Omega$  - is the length in kilometers of the highest order stream;  
 $v$  - is expected velocity stream flow in meters per second.

In equations (1), (2) the geomorphologic parameters ( $R_B$ ,  $R_A$ ,  $R_L$ ) can easily be extracted based on the topological characteristics of the catchment using GIS e.g. ILWIS. The flow velocity has to be defined by physical reasoning where an average velocity must be related to some average flow length (i.e. travel path) and travel times.

The response function of the GIUH is characterised as a “impulse response function”. If a system receives an input of unit amount applied instantaneous (a unit impulse) at time  $\hat{o}$ , the response of the system at a later time  $t$  is described by the unit impulse response function  $u(t-\hat{o})$ ,  $t-\hat{o}$  is the time lag since the impulse is applied (Chow et al., 1988, p.204). The amount of input entering the system between time  $\hat{o}$  and  $\hat{o}+d\hat{o}$  is  $i(\hat{o})d\hat{o}$ . If  $i(\hat{o})$  is the effective rainfall, the response of a complete input  $i(\hat{o})$  is the direct runoff  $Q(t)$  of the catchment. This runoff can be found by integrating the response to its constituent impulse (convolution integral) as:

$$Q(t) = \int_0^t i(\tau)u(t-\tau), \quad (3)$$

Where:

$i(t)$  - is effective rainfall intensity, and distributed uniformly over the entire basin.

$u(t)$  - is the GIUH in this case.

The effective (excess) rainfall is computed according to the Soil Conservation Service (SCS) runoff method (Ogrosky and Mockus, 1964; Chow et al., 1988)

Therefore, in order to implement the GIUH, data needed include:

- **DEM** used to derive the Horton’s morphometric parameters
- **Land cover** and **soil** data. Used to estimate the curve number (CN) value when applying SCS method.

- **Rainfall** used as input of the model

- **Discharge** used as references of the output of the model

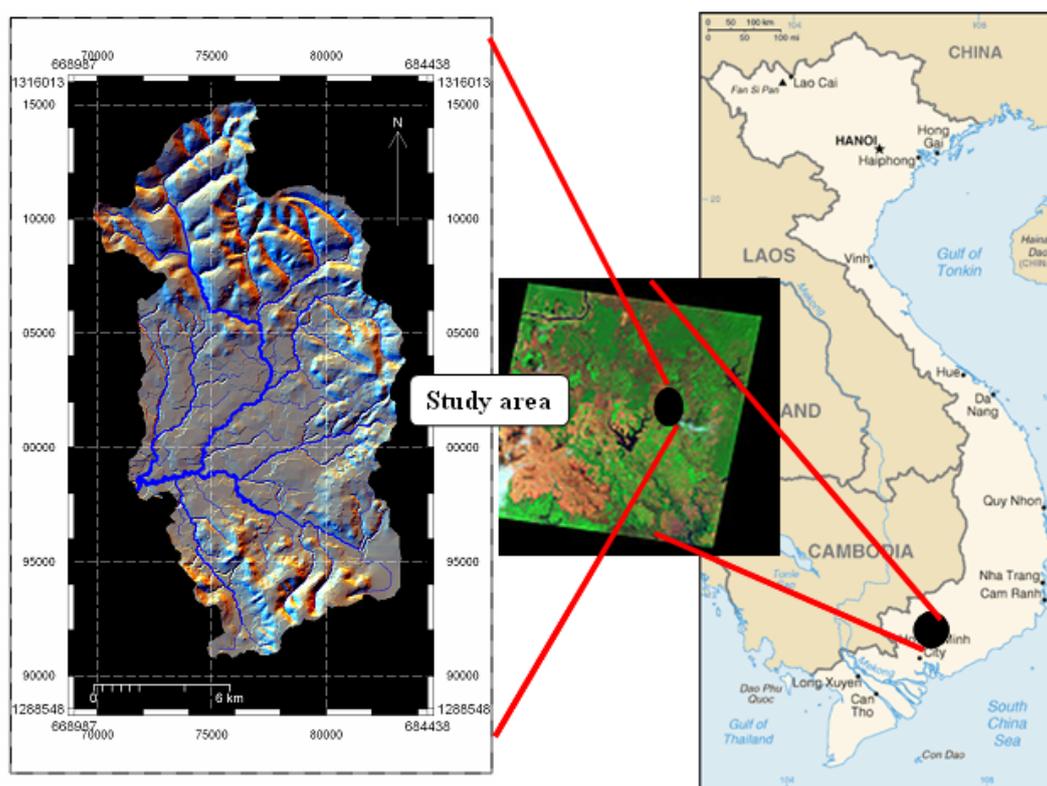
The DEM data was obtained from SRTM data by freely downloading from internet (see Sijmons et al., 2005). Landcover was extracted from remotely sensed data (see Nguyen, 2006). Soil map was collected from local agency. Rainfall and discharge data was measured and collected during field work period (September 2005 – November 2005). The measurement will be described in the next section.



### 3. STUDY AREA AND DATA ACQUISITION

#### 3.1. STUDY AREA

The study area covers a tributary river of the man Can Le River. The area is about 203 km<sup>2</sup>, almost a half of the overall upstream contributing area to the whole 3<sup>rd</sup> order catchment (figure 1). The study area is also called Can Le Catchment. The Can Le catchment is located in the South of Viet Nam (figure 2). It is a tributary of Sai Gon River, a second biggest river in the South East, which contribute to the Dau Tieng reservoir. The catchment is identified by its corner coordinates of (11°40' 10"N, 106°41' 25"E), (11°53' 52"N, 106°33' 15"E). Elevations in the catchment vary from 50 – 220 meter (m) above mean sea level (a.m.s.l.). The catchment has the main floodplain about 50-70 m a.m.s.l., next to a transition of about 90 m a.m.s.l. and then bounded by a range of hilly uplands ranging from 120 to 220 m a.m.s.l. In the mountainous areas, the topology is more dissected. The study area locates at the sub-equator, has a tropical, monsoon climate, two distinguished seasons, a rainy and dry ones. Due to the extremely rainfall happening during rainy season, sometime with typhon, together with morphometric characteristics (e.g. high slope), Can Le was consider as a typical flood prone in the region (Binh Phuoc Steering Committee, 1998-2005)



**Figure 2** – Study area (on the left) in the context of its region: Upper Dau Tieng reservoir (in the middle), southern Vietnam (on the right)



### 3.2. DATA ACQUISITION

A temporary rainfall station was set up at an open space in the centre of the overall upstream catchment. Only one tipping bucket was used to collect rainfall. Additionally, rainfall was collected at four surrounding national stations, of which two provide hourly recording and others are measuring 2 times<sup>1</sup>/day. By analysing the relation between own rainfall data<sup>2</sup> and discharge a non-uniform distribution of rainfall was observed. Several rainfall data sources were used for correction as a proper rainfall distribution is needed for the GIUH approach. The first source, TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), providing daily rainfall in the world within the satellite field of view, is assessed. Unfortunately, there were no suitable images related to the first events in the area (25/9/2005, 4/10/2005). Another source, METEOSAT-5, providing images every 30 minutes was selected and successfully applied. The spatial distribution of the Digital Numbers (DN) or DN values of infrared band<sup>3</sup> are used to interpolate rainfall data from the tipping bucket and the nearest national station based on weight ratios. Detailed description of this procedure is referred to the work by Nguyen (2006).

A discharge station was set up at 3km below from the beginning of the 3<sup>rd</sup> order river due to its assessability (figure 1). The method adopted to measure discharge is according to Herschy (1995) and Gioi et al (1990). The flow velocity was measured at a depth of 0.2, 0.6 and 0.8 from the surface if there was sufficient depth; otherwise it was measured at 0.6 alone using a current meter. The velocity was multiplied by a factor of 0.85 to account for the lower flow velocity at the bank / bed of a stream (Gioi et al., 1990). The cross section of the river at the station was determined using a theodolite. The maximum width at the cross section was 25.57 m, the maximum depth observed during the fieldwork period was 4.35 m, and the maximum water level changes were 3.2 m. The discharge data of several storms was calculated until sufficient to set up stage-discharge curve according to the method given by the International Institute for Land Reclamation and Improvement - ILRI (1972). Since then, only water level was recorded.

## 4. RESULTS

### 4.1. HORTON'S NUMBER EXTRATION

Model parameters of the GIUH include the Horton's ratios, hill slope and stream flow velocity. The velocity can be referred to literature and is a subject for calibration. The Horton ratio's (RA, RL, RB) are calculated using a newly-developed functionality in ILWIS called "*Horton statistics*" within the "DEM-Hydro processing" module. The process is as following:

- Calculating the number of streams, the average stream length (km), and the average area of catchments (km<sup>2</sup>) for all streams (represented by C\_N, C\_L, C\_A in table 1).
- Calculating expected values of the number of streams, the average stream length (km), the average area of catchments (km<sup>2</sup>) by means of a least squares fit (represented by C\_N\_LSq, C\_L\_LSq, C\_A\_LSq in table 1)

The RA, RL, RB are the slope of each fitted line connecting the expected values shown in figure 3 (result shown in table 1). The obtained values and the least square fit are visualized using a Horton plot to inspect the regularity of the extracted stream network and serve as a quality control indicator for the entire stream network extraction process. It is expected that (Strahler, 1964):

- The number of streams show a decrease for subsequent higher order Strahler numbers;
- The length of streams and the catchment areas show an increase for subsequent higher order Strahler numbers.

From the Horton plot (figure 3) and table 1, it can be assessed that the drainage network is well extracted and the Horton ratio values are representative and fall within the expected range.

<sup>1</sup> 2 times/day: at 7AM and 7PM.

<sup>2</sup> Rainfall data from temporary installed tipping bucket station.

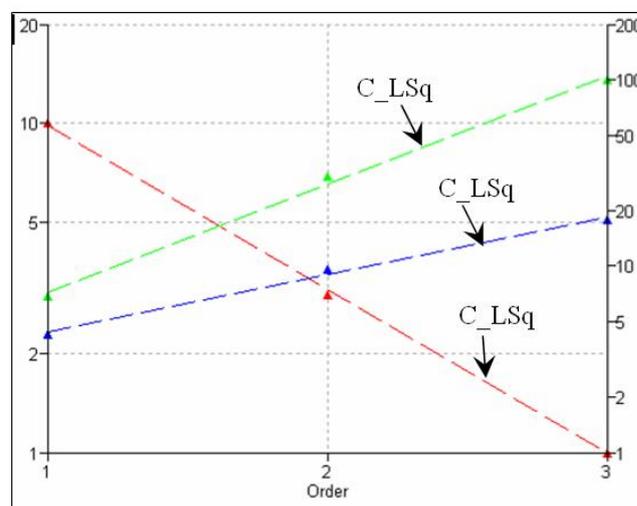
<sup>3</sup> Due to limitation in retrieving the radiometry of the images, only DN values of the IR band was used.



**Table 1** – Values of number of streams, the average stream length, the average area, their expected values and the Horton’s ratios

Order	C_N (number)	C_L (km)	C_A (km <sup>2</sup> )	C_N_LSq (number)	C_L_LSq (km)	C_A_LSq (km <sup>2</sup> )	Horton’s Ratio		
							R <sub>B</sub>	R <sub>L</sub>	R <sub>A</sub>
1	10	4.27	6.92	9.826	4.410	7.262	3.18	2.04	3.8
2	3	9.58	30.42	3.107	8.981	27.621			
3	1	17.71	100.09	0.983	18.291	105.047			

105.047 = The ratio is calculated based on the complete 3<sup>rd</sup> order catchment. Thus the total area of the area is 105.046 km<sup>2</sup>, which is less than the study catchment (203 km<sup>2</sup>)



**Figure 3** – Horton plot showing Strahler order in relation to number of streams, average stream length, average catchment area for the 3<sup>rd</sup> order Can Le catchment.

## 4.2. MODEL RESULTS

Having obtained the effective rainfall and the Horton ratios and estimated hillslope and stream velocity ( $V_o$ ,  $V_s$ ) to derive the GIUH (figure 4), the surface runoff is calculated based on equation (3) using an Excel spreadsheet in a discrete time domain (see Chow et al., 1988, p.211) taking into account the catchment area. From figure 5 it can be concluded that the simulated flow over-estimates the actual discharge measured for the event and calibration is therefore required.

For the GIUH approach, the initial abstraction was assumed correctly, therefore the CN value was kept constant as 85. The most sensitive model parameters identified in literature are the hill slope flow velocity and stream flow velocity (e.g. Kirshen and Bras, 1983; Al-Wagdany and Rao, 1998). Therefore the Horton’s ratios were also kept constant during calibration. The hill slope velocity and stream velocity were calibrated manually. The best “Goodness-of-fit” was obtained at  $V_o = 0.053$  m/s and  $V_s = 0.5$  m/s. From figure 6, the peak is well simulated after the calibration as well as the shape of the hydrograph. However, the difference in time to peak of nearly 2 hours is attributed to the shift of the outlet location 3 km further downstream because the simulated runoff is computed for the junction of the 3<sup>rd</sup> order network location (see figure 1). When the adopted average flow velocity (0.5 m/s) is assumed to be representative for the downstream movement of the peak discharge network, it fully accounts for the time lag observed (1 hrs and 50 minutes).

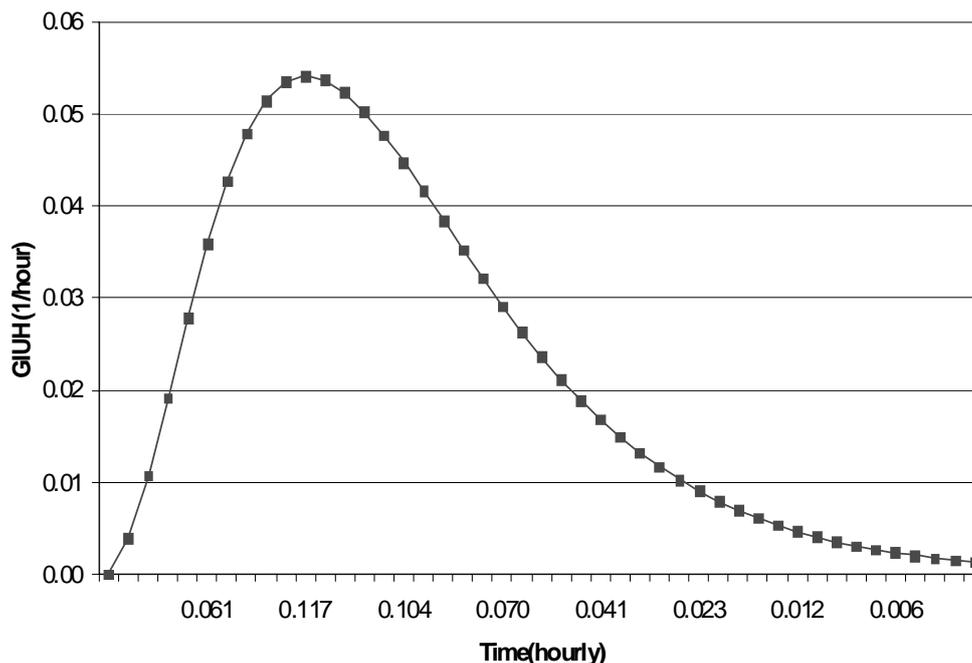


Figure 4 – The GIUH of the Can Le catchment.

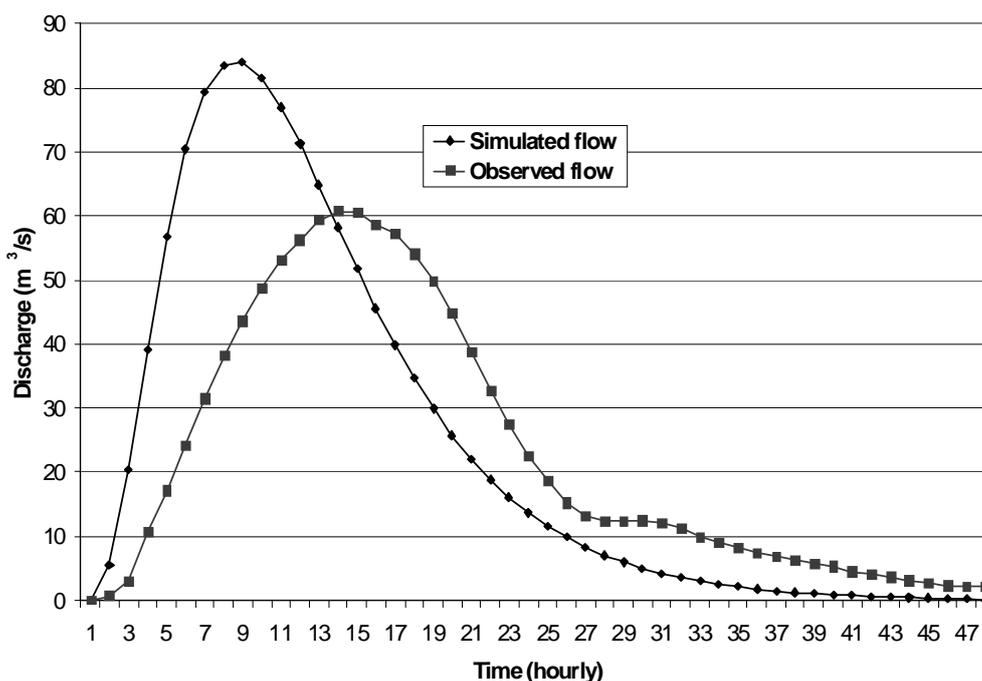
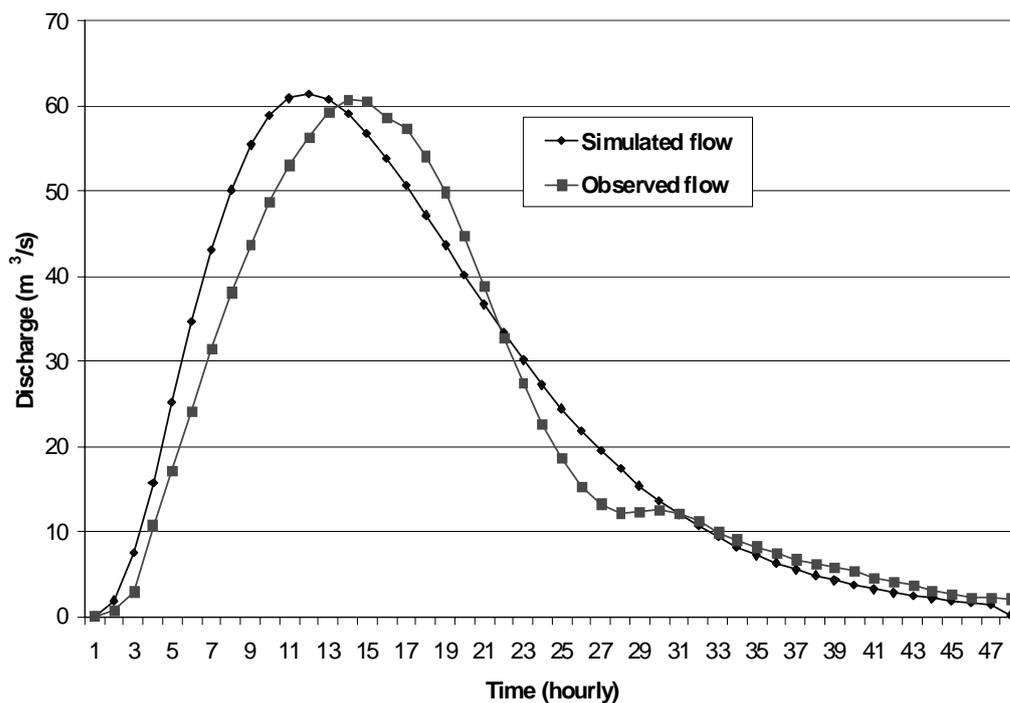


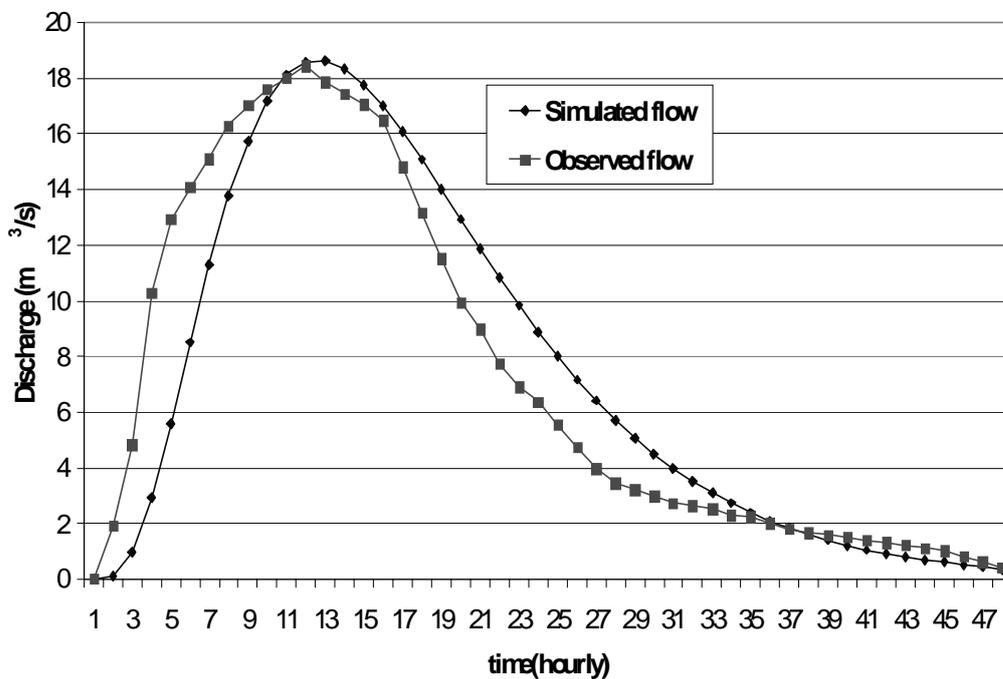
Figure 5 – Measured and simulated hydrograph using GIUH at the Can Le catchment (event 25/9/2005) (before calibration).

The model parameter values were fixed for model validation. Another event, on 4 October, was used for this purpose. The result is shown in figure 7. For this event, the model also can adequately predict the surface runoff. However, the observed peak flow is about 1 hour earlier than the simulated one. The reason might be due to a rainfall event that occurred the previous day. It is assumed that that event caused some areas to become saturated and this caused the quick runoff response observed.

The Nash-Sutcliffe efficiency was calculated and is 0.94 (event 1) and 0.86 (event 2) respectively.



**Figure 6** – Measured and simulated hydrograph using GIUH at the Can Le catchment (event 25/9/2005, after calibration).



**Figure 7** – Measured and simulated hydrograph using GIUH at the Can Le catchment (event 4/10/2005)



## 5. CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS

It was shown in this paper that the utilization of SRTM data for flood prediction. DEM processing is a critical step for next stages. Given a routing procedure in ILWIS, an optimized DEM as well as most important Horton's morphometric parameters for model development were easily obtained from SRTM data. Other parameters like flow velocities can be estimated/obtained from literature, or in case of the Curve Number, derived from satellite images. Therefore, it can be confirmed the GIUH model approach can be successfully implemented to data scarce catchments as was the case here, the ungauged Can Le catchment.

The GIUH is an event-based model, it does not take into account the changes in soil moisture, etc (e.g. result from the second event). It is encouraged to incorporate this approach into a hydrologic model where the GIUH acts as a runoff transform module. An example is given in the work of Karvonen et al (1999). The GIUH model performed well, especially the peak was not difficult to capture after calibration due to the fact that the dominant runoff sources in the catchment were incorporated into the model. However, the time to peak is under predicted. The main explanation could be the location of the outlet which was not at the end of the highest order stream modelled.

Although the the Horton parameters were well extracted, other parameters like velocity, CN value are objectively uncertain. The representative velocity suggested by Valdes et al (1979) is the velocity occurring at time of peak flow. However, in this study, the shape increase of the rising limb during the event makes this suggestion less applicable. The reason could be at that time (1979), Valdes et al did not take into account the hill slope velocity (Bras and Rodriguez-Iturbe, 1989) but in this study it was incorporated. The CN value was kept constant (no calibration) during model simulation. It should be further investigated what effect this factor has to ensure that the calibrated parameter is representative.

The model structure or model concept is an important aspect of any model approach. The GIUH only takes into account the surface runoff of the catchment and routes it through the channel network. The rainfall that contributes to this model is the effective rainfall within the catchment and here the SCS method is adopted. In order to evaluate the model performance for stream flow analysis the contribution of base- or interflow has to be excluded. Because the GIUH is generated from effective rainfall, the GIUH is limited to event scale simulation.

The GIUH was successfully applied in event mode with very good agreement between predicted and observed flow in both calibration and validation scheme. An Excel spreadsheet developed for the 3<sup>rd</sup> stream network was used and simulated the peak flow adequately for 2 typical events. Due to the fact that the Horton statistics were substantially different when comparing the 3<sup>rd</sup> and 4<sup>th</sup> order catchment an up-scaling of the findings from the 3<sup>rd</sup> order network to a higher order was not attempted.

## ACKNOWLEDGEMENT

This paper is a part of a MsC work carried out at the International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC, the Netherlands). The MsC project is financed by Swiss Agency of Development Cooperation (SDC) for the Institute for Environment and Resources (IER), coordinated by Switzerland Polytechnic Federal Lausanne University-EPFL. The first author would like to thank Prof.L.M.Triet, the late Prof.H.T.M.Hang, Msc.N.T.Hung for nomination

## 6. REFERENCES

Al-Wagdany, A. S. and A. R. Rao (1998). "Correlation of velocity parameter of three geomorphological instantaneous unit hydrograph models." *Hydrological Processes* 12: 651-659.

Bhaskar, N. R., et al. 1997. "Flood estimation for Ungauged catchment using the GIUH." *Journal of water resources planning and management* 123(4): 228-238.



Binh Phuoc Steering Committee 1998-2005. Closing of Flooding/Hurricane Prevention, Human Searching/Saving of the last year and orientations for the the next year (in Vietnamese), Flooding/Hurricane Prevention Department.

Bras, R. L. and I. Rodriguez-Iturbe 1989. A review of the search for a quantitative link between hydrologic response and fluvial geomorphology. New directions for surface water modeling, IAHS Publ.no.181.

Chow, V. T., et al. 1988. Applied hydrology, McGraw-Hill.

Cuddy, S. M. and C. Gandolfi 2004. "Integrated catchment modelling and decision support." Environmental Modelling & Software 19: 989-990.

Doan, J. H. 2000. Geospatial hydrologic modeling extension HEC-GeoHMS. Davis, Calif., USA, Hydrologic Engineering Center (HEC), U.S. Army Corps of Engineers: 214.

Gioi, N., et al. 1990. Methodology of discharge measurement of big and minimum river where is not effected by tide (in Vietnamese) - 94 TCN 3-90, Vietnamese General Agency of Meteorology and Hydrology: 150.

Global Water Partnership. 2005. "Toolbox Integrated Water Resources Management." Retrieved 5 July, 2005, from <http://gwpforum.netmasters05.netmasters.nl/en/index.html>.

Gupta, V. K., et al. 1980. "A representation of an Instantaneous Unit Hydrograph from Geomorphology." Water Resour. Res. 16(5): 855-862.

Hellweger, F. 1997, 01/10/97. "AGREE - DEM Surface Reconditioning System." Retrieved 18 June 2008, from <http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/gishydro/ferdi/research/agree/agree.html>.

Hengl, T., et al. 2006. Chapter 3: Terrain parameterization in ILWIS. New terrain parameterization text book. (ed.) European Commission Joint Research Centre: 29-48.

Herschy, R. W. 1995. Stream flow measurement, E&F N SPON.

International institute for land reclamation and improvement - ILRI (1972). FIELDBOOK for land and water management, Wageningen - The Netherlands.

ITC (2001). ILWIS 3.0 Academic: User's Guide. Enschede, the Netherlands, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC): 530.

Karvonen, T., et al. 1999. "A hydrological model for predicting runoff from different landuse areas." Journal of Hydrology 217: 253-265.

Kirshen, D. M. and R. L. Bras 1983. "The linear channel and its effect on the geomorphologic IUH." Journal of Hydrology 65(1-3): 175-208.

Maathuis, B. 2006. DEM based Hydro - Processing - Introduction to the tools developed, tutorial with exercises (Version 1). Enschede, International Institute for Geo-information Sciences and Earth Observation (ITC).

Maathuis, B. and K. Sijmons 2005. DEM from Active Sensors - Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation.

Maathuis, B. H. P. and L. Wang 2006. "Digital elevation model based hydro-processing." Geocarto International, a Multi-disciplinary Journal of Remote Sensing and GIS. 21(1): 21-26.

Moore, I. R. 1996. Hydrologic modelling and GIS. GIS and environmental modeling. (ed.) F. M. Goodchild, L. T. Steyaert, B. O. Parket al. Collins, GIS World, Inc: 143-148.

Moore, I. R., et al. 1992. Digital terrain modelling: A review of Hydrological, Geomorphological and Biological applications. Terrain analysis and distributed modelling in hydrology. (ed.) K. Beven and I. R. Moore, John Wiley and Sons: 7-34.



Nguyen, H. Q. 2006. Rainfall - Runoff modelling for the ungauged Canle catchment, Sai Gon river basin. Water resource, International Institute for Geo-information Science and Earth Observation (ITC): 94.

Ogrosky, O. H. and V. Mockus 1964. Section 21: Hydrology of agricultural lands. Handbook of applied hydrology: A Compendium of Water Resources Technology. (ed.) V. T. Chow. New York, McGraw-Hill: 21/1 - 21/97.

Rabus, B., et al. 2003. "The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) - A New Class of Digital Elevation Models Acquired by Spaceborne Radar." ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing 57(4): 241 - 262.

RIVIX LLC 2004. RiverTools, Topographic and River Network Analysis. User's Guide, RiverTools Version 3.0, RIVIX Limited Liability Company.

Rodríguez-Iturbe, I. 1993. The geomorphological Unit Hydrograph. Channel network hydrology. (ed.) K. Beven and M. J. Kirby, John Wiley & Sons: 319.

Rodríguez-Iturbe, I. and J. B. Valdez 1979. "The geomorphologic structure of hydrology response." Water Resour. Res. 15(6): 1409-1420.

Sijmons, K., et al. 2005. SRTM (Shuttle Radar Topography Mission): A practical guideline Enschede, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation: 123.

Singh, V. P. 1995. Watershed modeling. Computer models of watershed hydrology. (ed.) V. P. Singh, Water Resources Publications: 1-22.

Strahler, A. N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel network. Handbook of applied hydrology: A Compendium of Water Resources Technology. (ed.) V. T. Chow. New York, McGraw-Hill: 4/39 - 4/75.

Tarboton, D. G. 1997. "A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models." Water Resour. Res. 33(2): 309-319.

Tarboton, D. G., et al. 1991. "On the extraction of channel networks from digital elevation data." Hydrological Processes 5: 81-100.

The United Nations - World water development report. 2003. Water for people, Water for life: 576.

Tuong, N. V. (1997). "Studying on application of flooding geomorphological Unit Hydrograph in some catchments in Vietnam (in Vietnamese)." Meterology and Hydrology. Vietnamse Meterology and Hydrology General Agency 3: 22-27.

Valdes, J. B., et al. 1979. "A rainfall-runoff analysis of the geomorphologic IUH." Water Resources Research 15(6): 1421-1434.

Zaag, P. V. D. 2005. "Integrated Water Resources Management: Relevant concept or irrelevant buzzword? A capacity building and research agenda for Southern Africa." Physics and Chemistry of the Earth 30 30: 867-871.



## CONSTRAINING THE ALTITUDINAL RANGE OF SUB-HORIZONTAL DENUDATION SURFACES IN WALES, U.K., USING THE ELEVATION-RELIEF RATIO

Dr. Matt D Rowberry

School of Geosciences, University of the Witwatersrand, Private Bag 3, 2050 Wits, South Africa  
mathew.rowberry@wits.ac.za

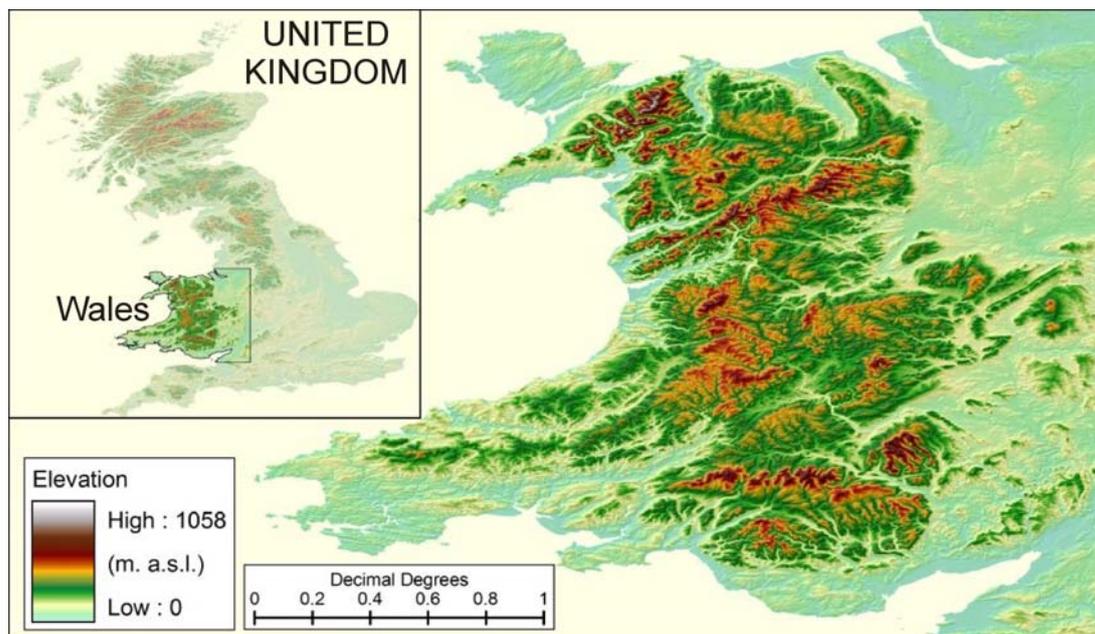
### ABSTRACT

This paper uses the elevation-relief ratio to constrain the horizontal and vertical extent of sub-horizontal denudation surfaces in Wales, United Kingdom. The elevation-relief ratio has been chosen as the appropriate geomorphological parameter as it allows such surfaces to be mapped analytically, even in areas that have been subjected to considerable linear denudation; thus, the technique is applicable in a wide range of topographic settings. For the first time, the elevation-relief ratio has been calculated through the interrogation of the SRTM DEM, using ESRI ArcMap 9.2 GIS software; the methodology has been described in detail. Five sub-horizontal denudation surfaces are recognized at between 40-90 m asl, 118-132 m asl, 173-187 m asl, 219-229 m asl, and 385-520 m asl. The number and altitudinal range of these surfaces has not been recognized in any previous study; the enduring tripartite division of the Welsh landscape envisaged by Brown (1960) must now be rejected, both in terms of the number of surfaces that may be recognized and their altitudinal range.

**Key words:** sub-horizontal denudation surfaces, elevation-relief ratio, SRTM data, ESRI ArcMap, Wales.

### 1. INTRODUCTION

Over the past twenty years there has been a considerable increase in the volume of geomorphological and geophysical research that has focused upon landscape evolution over geological time-scales (*cf.* Summerfield 2005; Bishop 2007). This upsurge has frequently been stimulated by the advent of high-resolution global digital elevation models (DEMs), which have enabled enduring physical models of landscape evolution (*e.g.* Davis 1899, 1902; King 1951, 1953, 1976) to be tested with considerably greater scientific rigour than has been possible previously (Bishop 2007). Many such studies are underpinned by the identification and correlation of sub-horizontal denudation surfaces, despite numerous controversies surrounding this field of research (*e.g.* Chorley 1965a, 1965b; Summerfield 2005); such controversies are particularly contentious where these surfaces have been uplifted, as any uplift will lead to widespread incision which serves to destroy the initial surface. Despite these difficulties, the geomorphological mapping of such surfaces continues to underpin recent studies from, for example, the passive continental margin of northwest Europe (*e.g.* Bonow *et al.* 2003; Fjellanger & Etzelmüller 2003; Olvmo *et al.* 2005; Rowberry *et al.* 2007). This paper builds upon that theme by using the 3 arc-second NASA Satellite Radar Topographic Mission (SRTM) DEM in order to elucidate the horizontal and vertical extent of sub-horizontal denudation surfaces within Wales, United Kingdom (Figure 1). Critically, this study represents a pioneering attempt to map such surfaces through the application of the elevation-relief ratio (Wood & Snell 1960); it is more customary for such studies to use the standard geomorphological parameters of slope angle or relative relief. The elevation-relief ratio is an important, if underutilized, geomorphological parameter as it allows such mapping to be undertaken through the application of an entirely analytical methodology.



**Figure 1** -Location (inset) and topographic maps of Wales, United Kingdom; the DEM was constructed from the SRTM dataset, which has a horizontal resolution of 3 arc-seconds.

## 2. AIM AND OBJECTIVES OF THE PRESENT PAPER

The overall aim of the present paper is to demonstrate the value of the elevation-relief ratio as a geomorphological tool, which is able to analytically identify sub-horizontal denudation surfaces within heavily dissected landscapes; therefore, the elevation-relief ratio may be applied in a diverse range of geological and tectonic settings beyond the passive continental margin of northwest Europe. In order to achieve this aim, a number of research objectives must be addressed. First, it is important to adequately detail the methodology required to calculate the elevation-relief ratio within a geographical information systems (GIS) framework. Second, it is important to consider the manner with which the calculated elevation-relief ratio values vary according to the defined input parameters, and to understand whether changing these parameters is better able to highlight the presence of sub-horizontal denudation surfaces. Third, it is important to evaluate whether the altitudinal ranges previously ascribed to sub-horizontal denudation surfaces in Wales can be corroborated using this technique.

## 3. BACKGROUND

### 3.1 THE ELEVATION-RELIEF RATIO

The elevation-relief ratio was developed as a terrain parameter that was able to define geometric characteristics without particular emphasis on formative processes (Wood & Snell 1960). Until recently the principal limitation of this technique related to the amount of time needed in order to generate the required data, especially over large areas; this has meant that very few studies have attempted to apply this geomorphological parameter. However, advances in GIS mapping software have enabled the elevation-relief ratio to be calculated over far larger areas and at far more detailed spatial resolutions than was previously possible.



The elevation-relief ratio is derived from the following equation:

$$\text{Elevation - relief ratio (H)} = \frac{\text{Mean elevation} - \text{Minimum elevation}}{\text{Maximum elevation} - \text{Minimum elevation}} \quad (\text{Equation 1})$$

From this equation, possible solutions must always be greater than 0.00 and less than 1.00, as the mean elevation minus the minimum elevation can approach the relative relief value but never equal it; indeed, Pike & Wilson (1971) demonstrated that the elevation-relief ratio is mathematically analogous to the more complex hypsometric integral of Strahler (1952). The elevation-relief ratio subsequently came to be regarded either as a measure of the extent to which topography has been opened up by erosion (Clarke 1966) or as a measure of the degree of landscape dissection (Evans 1972). Values close to 0.00 or 1.00 both represent sub-horizontal topography; a value nearer 0.00 is indicative of concavity or sub-horizontal terrain with some isolated peaks, whereas a value nearer 1.00 is indicative of convexity or sub-horizontal terrain with deep incision. Using this attribute, it is thus possible to mathematically distinguish between, say, valley lowlands and dissected upland plateaux in a manner that cannot be achieved using slope angle or relative relief. Elevation-relief ratio values generally range between 0.15 and 0.85, with clustering between 0.40 and 0.60 (Pike & Wilson 1971); therefore, in this paper it is considered that elevation-relief ratio values between 0.00-0.40 and 0.60-1.00 both represent sub-horizontal surfaces, but that only those values between 0.60-1.00 represent sub-horizontal denudation surfaces as it is these that are characterized by a generally convex morphology.

### 3.2 THE DENUDATION SURFACES OF WALES

Few recent studies have undertaken sub-horizontal denudation surface mapping in Wales, despite the presence of conspicuously sub-horizontal landscape components. Where such mapping does exist, it has generally only been undertaken in areas of limited spatial extent at low to medium elevations (*e.g.* Miller 1935, 1937, 1938; Brown 1950; Embleton 1964). The only previous attempt to define the complete suite of sub-horizontal denudation surfaces in Wales was that of Brown (1960); surfaces were mapped through the integration of topographic map analysis and field investigation. In that study, evidence was presented for the existence of three widespread sub-horizontal denudation surfaces above 200 m asl. The “*Low Peneplain*” was mapped at between 210-330 m asl; this surface was thought to be most frequently observed at between 210-270 m asl and again between 300-330 m asl. The “*Middle Peneplain*” was mapped at between 365-485 m asl; this surface was thought to be most frequently observed at between 365-425 m asl. The “*High Plateau*” was mapped at between 515-575 m asl, and this surface was considered to increase to 610 m asl around any residual hills. In addition, a fourth surface was thought possible due to a postulated “*Summit Plain*” between 635-1,060 m asl. Brown (1960) stated that “each peneplain is traceable throughout the length and breadth of Wales ... [and] there is no evidence that any of the three peneplains has been warped” (p. 103 & p. 104); if such an assertion is correct, it may be hypothesized that these features would be readily discernible from DEM analysis. Indeed, future studies were pre-empted when it is suggested that “...this work is a pioneer attempt to map the upland plains of Wales, but it is only that, and more detailed mapping is both possible and desirable” (Brown 1960 p. 60).

### 4. METHODOLOGY

The methodology of any study of landscape evolution that incorporates innovative computational techniques must be clearly outlined. In order to determine the elevation-relief ratio using ESRI ArcMap 9.2, the map layers detailed in this section are required. However, in some instances these layers do not appear on any of the final elevation-relief ratio maps (*i.e.* the planar surface maps) but form a critical element of the construction process; describing the construction of such layers is important to ensure that this methodology is entirely repeatable.



#### 4.1 THE SRTM DEM

The gridded topographic dataset used in this study is the NASA SRTM DEM, which has a horizontal resolution of 3 arc-seconds (*c.* 90 m x *c.* 90 m) and a vertical error of less than 16 m; the geographic coordinate system is provided by WGS-84 datum. SRTM data are known to be affected by mountain and desert no-data areas (“voids”); although these amount to no more than 0.2% of the total area surveyed, such voids can be problematic in areas of high relief or deep dissection. To counter this, the SRTM data provided on the CGIAR-CSI GeoPortal ([srtm.csi.cgiar.org](http://srtm.csi.cgiar.org)) has been processed to fill these data voids; the SRTM DEM files available on the CGIAR-CSI GeoPortal have been mosaiced into a seamless global coverage of 5 degree x 5 degree tiles. The requisite files were downloaded as ASCII files and converted to raster files in ESRI ArcMap 9.2, using the “*Conversion Tools*” function within “*ArcToolbox*”; the raster files were then stitched together using the “*Mosaic*” function.

#### 4.2 MAXIMUM, MEAN & MINIMUM PLANAR SURFACE MAP LAYERS

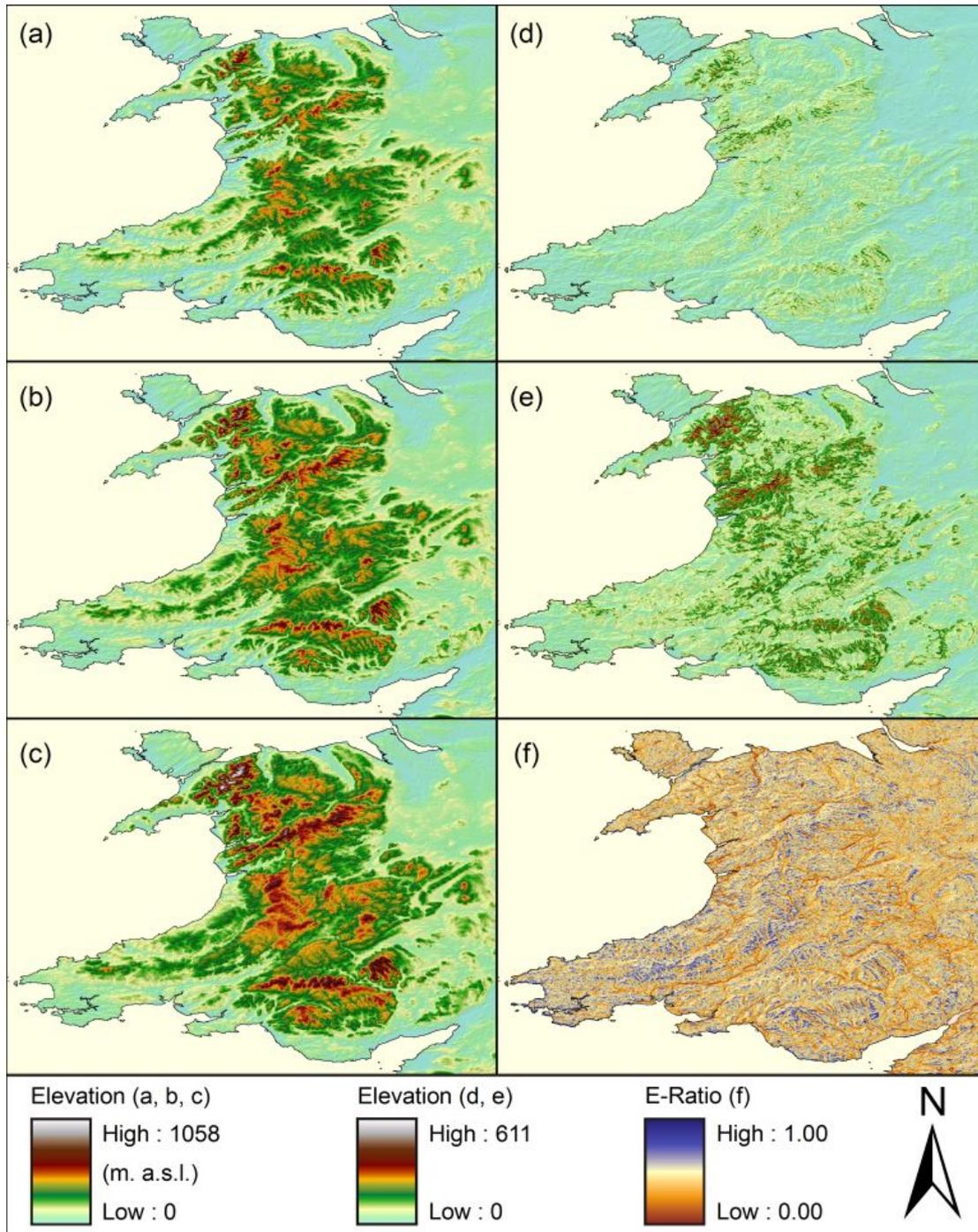
Planar surface layers were constructed using the “*Focal Statistics*” function within “*Spatial Analyst*”. This function calculates the pertinent focal statistics from the input SRTM DEM within a specified distance of the centre cell within a circular neighbourhood; the radius of the circle is measured from the centre cell perpendicular to the *x*- or *y*- axis. For each of the defined circular neighbourhoods (3, 6, 12, and 24 grid cells), three output gridded topographic datasets were constructed from the SRTM data; these relate to the maximum (*e.g.* Figure 2a), mean (*e.g.* Figure 2b), and minimum (*e.g.* Figure 2c) focal statistics.

#### 4.3 DETERMINING THE ELEVATION-RELIEF RATIO

To construct elevation-relief ratio map layers, the three input planar surface map layers outlined previously are required as these effectively constitute the terms needed to satisfy the elevation-relief ratio (Equation 1); this requires two separate stages to be undertaken. In the first stage, the numerator and denominator terms were established using the “*Raster Math*” function in “*3D Analyst*”. This function calculates a per-cell statistic from multiple raster layers, with “*Minus*” used to calculate the range of values that separate (i) the mean elevation and the minimum elevation (*e.g.* Figure 2d), and (ii) the maximum elevation and the minimum elevation (*e.g.* Figure 2e); thus, the two output rasters numerically satisfy the numerator and denominator terms in the elevation relief ratio. In the second stage, these two rasters were divided in order to satisfy the elevation-relief ratio, using the “*Divide*” function in “*Raster Math*”. The raster that corresponds to the numerator was used as “*Input Raster 1*”, whilst the raster that corresponds to the denominator was used as “*Input Raster 2*”; the output floating-point raster layer is a graphic representation of the elevation-relief ratio (*e.g.* Figure 2f).

Using this map layer, it was then possible to convert those elevation-relief ratio values within the defined sub-horizontal category (d”0.40 and e”0.60) back into an elevation raster. These data had to be converted to integer raster values as the elevation-relief ratio layer is comprised of floating point data. First, all values were multiplied by 1000 using “*Times*” in “*Raster Math*”. Second, this floating point data file had to be converted to an ASCII file using “*Raster to ASCII*” in “*Conversion Tools*” and then reconverted back into an integer raster data file using “*ASCII to Raster*” in “*Conversion Tools*”. Thus, the elevation-relief values were now presented as integers between 0 and

1000. Thereafter, elevation-relief ratio values of d”0.40 and e”0.60 were removed in two separate stages using “*Extract by Attributes*” in the “*Spatial Analyst*” toolbox, with the clauses “*Value = e”400*” and “*Value = d”600*”. These two raster files were then merged using the “*Mosaic to New Raster*” in “*Spatial Analyst*”. This sub-horizontal elevation-relief ratio raster layer was converted into elevation data using “*Extract by Mask*” function in “*Spatial Analyst*”, where the DEM was used as the “*Input Raster*” and the sub-horizontal relative relief raster layer was used as the “*Input Feature Data Mask*”. The output raster layer is an elevation map of only those areas that had previously been ascribed an elevation-relief ratio value of either d”0.40 or e”0.60.

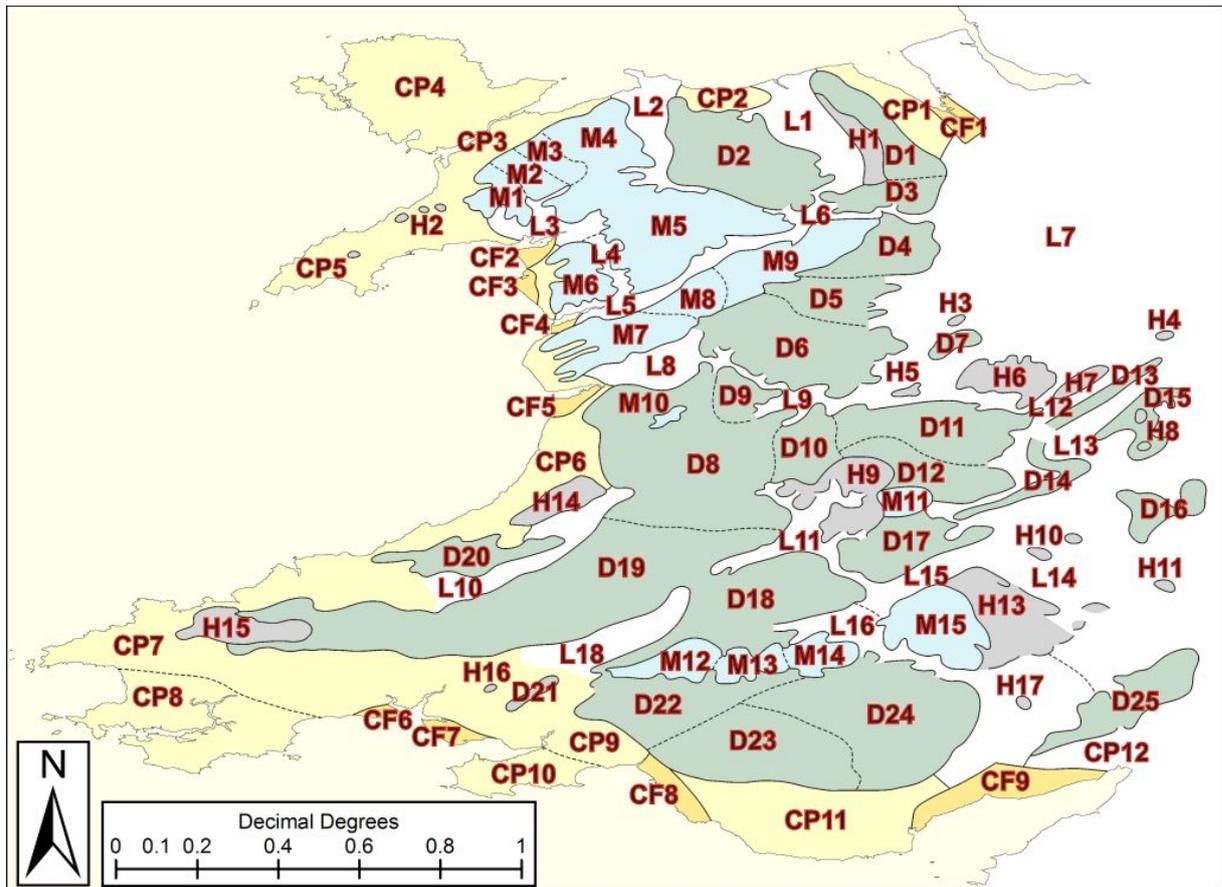


**Figure 2** - The minimum (Figure 2a), mean (Figure 2b), and maximum (Figure 2c) planar surface map layers derived from the SRTM DEM, determined from a circular neighbourhood with a radius of 6 grid cells; the mean planar surface layer minus the minimum planar surface layer (Figure 2d); the maximum planar surface layer minus the minimum planar surface layer (Figure 2e); an elevation-relief ratio map (Figure 2f), produced by dividing the values depicted in Fig. 2d with the values depicted in Fig. 2e (see Equation 1).



## 5. RESULTS

In this paper, the Welsh region is delineated by the 53°30'00"N to the north and 51°18'15"N to the south, 2°23'50"W to the west and 5°23'50"W to the east. The principle physiographic regions were divided into mountains, dissected plateaux, hills, valley lowlands, coastal plateaux, and coastal flats in the study of Brown (1960); that classification is considered to represent a valuable approximation of the Welsh landscape. A map of these relief regions is shown in Figure 3; a detailed discussion on the underlying rationale can be found in Brown (1960).



**Figure 3** - A location map of the principal relief regions in Wales, redrawn with a modified taxonomy from that of Brown (1960); the names of the relief regions are given overleaf.

<b>Mountains (M)</b>		<b>Coastal Plateaux (CP)</b>		<b>Dissected Plateaux (D)</b>	
M1	Hebog mass	CP1	Flintshire	D1	Halkyn Mountain
M2	Snowdon mass	CP2	Denbighshire	D2	Denbighshire Moors
M3	Glyder mass	CP3	Arfon	D3	Cyrn y Brain
M4	Llywelyn mass	CP4	Anglesey	D4	Pen y Gwely
M5	Arenig mass	CP5	Llŷn	D5	Yr Allt Boeth
M6	Rhinog mass	CP6	Ceredigion	D6	Garreg Hir
M7	Cadair Idris mass	CP7	Northern Pems. &	D7	Long Mountain
M8	Aran mass	CP8	Carmarthenshire	D8	Central Wales
M9	Berwyn mass	CP9	South Pembrokeshire	D9	Trannon
M10	Plynlimon	CP10	Swansea district	D10	Rhyd Hywel
M11	Radnor Forest	CP11	Gower	D11	Clun Forest
M12	Mynydd Du	CP12	Vale of Glamorgan	D12	Beacon Hill
M13	Fforest Fawr		Forest of Dean	D13	Wenlock Edge
M14	Brecon Beacons			D14	Aymestry



M15 Black Mountains

**Hills (H)**

- H1 Clwydian Range
- H2 Llŷn
- H3 Breidden
- H4 Wrekin
- H5 Cefn Coed
- H6 Shelve & Longmynd
- H7 Caer Caradoc
- H8 Clee
- H9 Carneddau
- H10 Burton & Westhope
- H11 Woolhope
- H12 Malvern
- H13 Monnow
- H14 Mynydd Bach
- H15 Mynydd Preseli
- H16 Mynydd Llangyndeyrn

**Valley Lowlands (L)**

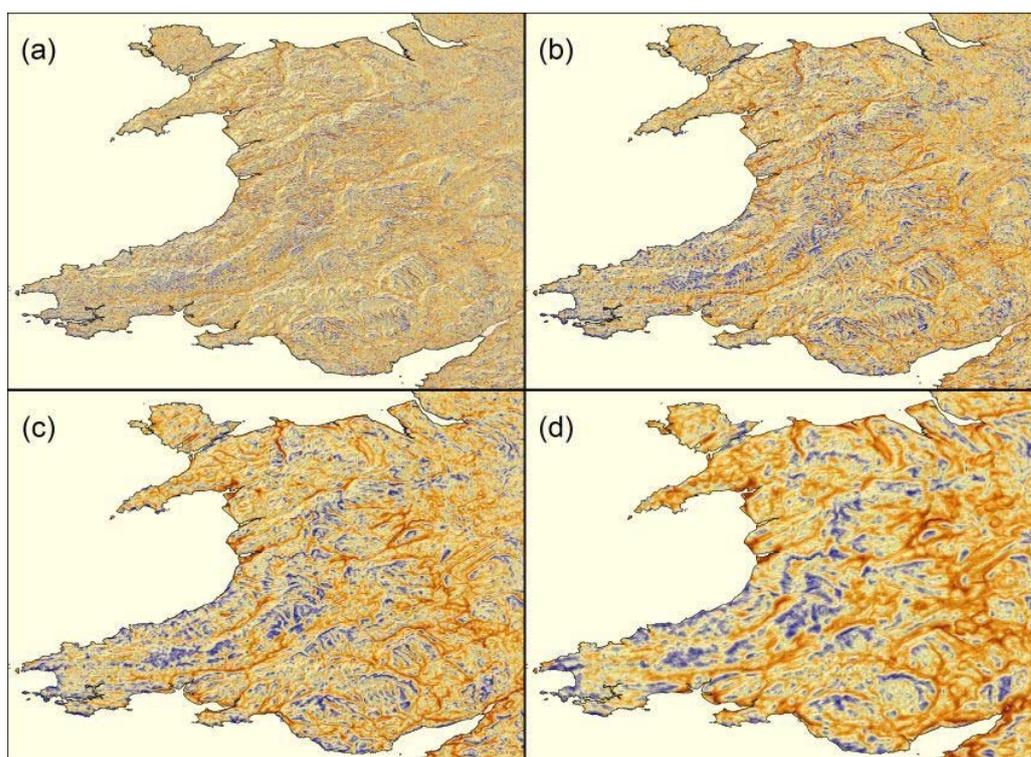
- L1 Clwydian lowland
- L2 Conwy lowland
- L3 Ffestiniog lowland
- L4 Trawsfynydd lowland
- L5 Mawddach lowland
- L6 Upper Dee lowland
- L7 Cheshire Plain
- L8 Dyfi lowland
- L9 Vale of Powys
- L10 Teifi lowland
- L11 Builth lowland
- L12 Ape Dale lowland
- L13 Corve Dale lowland
- L14 Hereford Plain
- L15 Wyevale lowland
- L16 Upper Usk lowland
- L17 Tywi lowland
- L18 Lower Usk lowland
- L19 Vale of Gloucester

- D15 Clee Hills Fringe
- D16 Bromyard
- D17 Red Hill
- D18 Mynydd Epynt
- D19 Teifi-Tywi interfluve
- D20 South Ceredigion
- D21 Mynydd Sylen
- D22 Western coalfield
- D23 Central coalfield
- D24 Eastern coalfield
- D25 Forest of Dean

**Coastal Flats (CF)**

- CF1 Dee Estuary
- CF2 Morfa Harlech
- CF3 Morfa Dyffryn
- CF4 Rô Wen
- CF5 Cors Fochno
- CF6 Laugharne Burrows
- CF7 Pembrey Burrows
- CF8 Kenfig Burrows
- CF9 Caldicot Levels

Figure 4 depicts elevation-relief ratio maps determined from the four circular neighbourhoods outlined previously; 3 (Figure 4a), 6 (Figure 4b), 12 (Figure 4c), and 24 grid cells (Figure 4d). Thereafter, the most salient aspects of Figure 4 are presented in Figure 5; those maps presented in column (i) depict all the areas defined as sub-horizontal surfaces through the application of the elevation-relief ratio (*i.e.* those areas with elevation-relief ratio values of  $d \geq 0.40$  and  $e \geq 0.60$ ), whilst the maps presented in column (ii) depict only the areas defined as sub-horizontal denudation surfaces through the application of the elevation-relief ratio (*i.e.* those areas with elevation-relief ratio values of  $e \geq 0.60$ ); again, the rows (a-d) represent the size of the circular neighbourhoods (3, 6, 12, and 24 grid cells respectively). Figure 6 depicts the elevations of those areas defined as sub-horizontal in Figure 5; the layout of Figure 5 is repeated exactly in Figure 6.



**Figure 4** - Elevation-relief ratio maps of Wales. Figures 4a, 4b, 4c, and 4d have been determined from circular neighbourhoods with radii of 3 (c. 270 m), 6 (c. 540 m), 12 (c. 1080 m), and 24 grid cells (c. 2160 m) respectively. For scale, see Figure 5.



## 5.1 SUB-HORIZONTAL SURFACES DEFINED BY THE E-R RATIO

Figures 4 and 5 (a-i, b-i, c-i, d-i) demonstrate that the lowest elevation-relief ratio values are associated with the valley lowland relief regions. This characteristic is especially notable in valleys that have been deeply incised below the general topographic surface; prominent examples include the valleys of Clwyd (L1), Conwy (L2), Dyfi (L8), upper Teifi (L10), Tywi (L17), and the lower Usk (L18). It is particularly important to note that low elevation-relief ratio values are not a function of low elevation; for example, many coastal plateaux are characterized by intermediate values (*e.g.* Northern Pembrokeshire & Carmarthenshire (CP7) and South Pembrokeshire (CP8)). Nonetheless, some coastal plateaux are characterized by low elevation-relief ratios (*e.g.* Llwn (CP5)); however, the low values observed there actually reflect the presence of the Llwn Hills (H2) thereabouts, which appear as residual hills above the aforementioned coastal plateau; a similar, although less pronounced, pattern is observed on the adjacent coastal plateau of Anglesey (CP4).

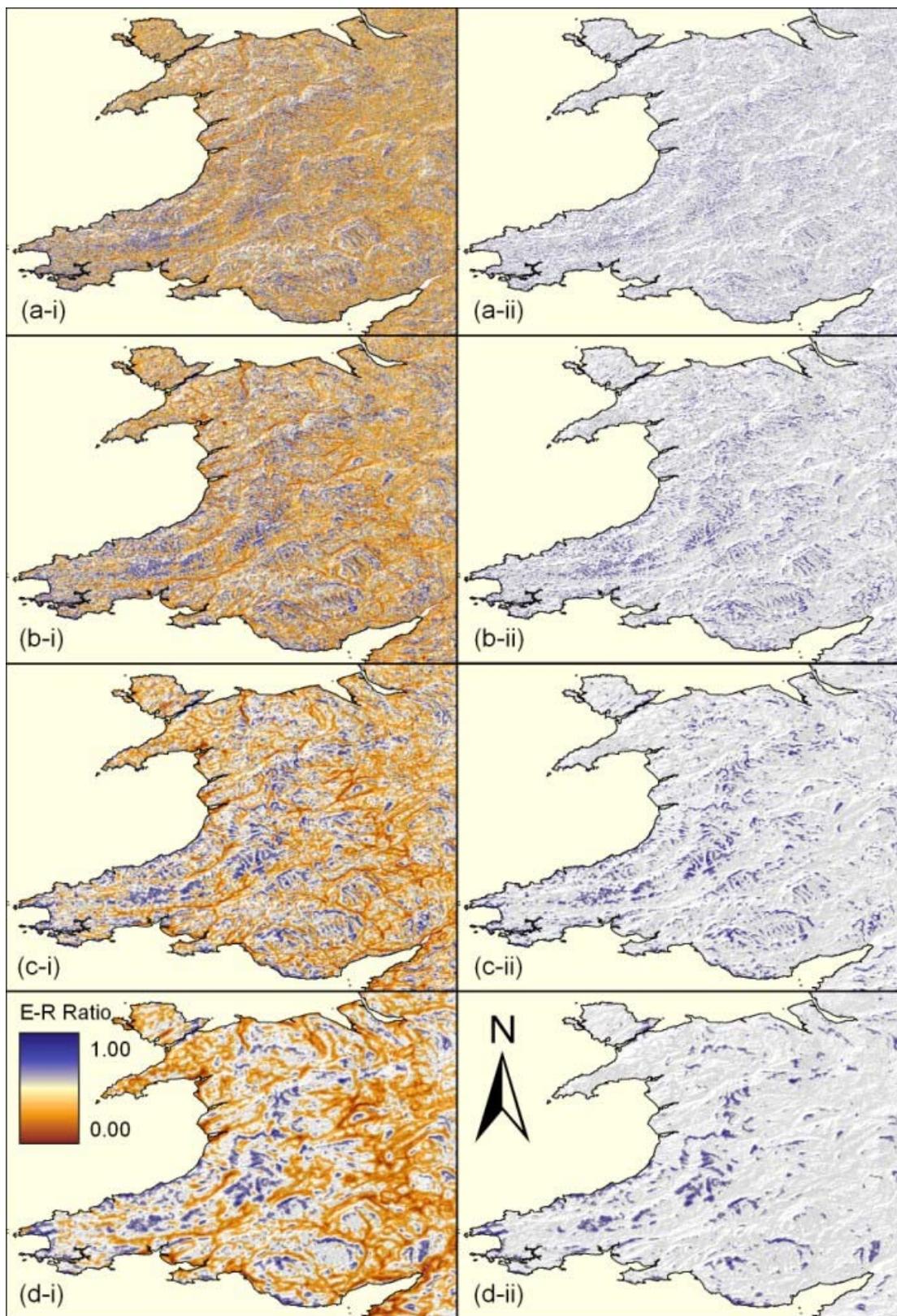
The highest elevation-relief ratio values shown in Figures 4 and 5 (a-ii, b-ii, c-ii, d-ii) are most frequently associated with dissected plateaux, although occasionally such values may be connected to hills or coastal plateaux. An almost continuous belt of high elevation-relief values may be traced in an elliptical pattern parallel to the Cardigan Bay coastline; this belt incorporates the dissected plateaux of Garreg Hîr (D6), Trannon (D9), Central Wales (D8), and the Teifi-Tywi interfluvium (D19). In the south, the dissected plateaux of Mynydd Epynt (D18), the Central Coalfield (D23), the Eastern Coalfield (D24) and the Forest of Dean (D25) are all associated with high elevation-relief ratio values, despite disparate elevations. High elevation-relief ratio values are also associated with some hills and mountains, where the summits exhibit a *mesa*-like form; for example, the hills of Caer Caradoc (H7) and the mountain mass of Radnor Forest (M11) have notably high elevation-relief ratio values.

Conversely, although many hills are only associated with intermediate elevation-relief ratio values where their summits do not exhibit a *mesa*-like form, such features may be identified by low elevation-relief ratio values in the surrounding vicinity; an example of this has already been noted from the Llwn Hills (H2), and it is also seen in the east of the study area (*e.g.* Wrekin (H4), and Burton & Westhope (H10)). High elevation-relief ratio values may also be associated with coastal plateaux, where there is a sufficient convexity in the landscape; such convexities may be associated with either deep linear incision or high cliff sections, depending on local circumstance. However it is more common for cliff sections to cause these high elevation-relief ratio values; prominent examples can be observed along the coastal plateaux of Ceredigion (CP6), Northern Pembrokeshire & Carmarthenshire (CP7), and Southern Pembrokeshire (CP8).

The size of the circular neighbourhood influences the size horizontal area but it does not significantly influence the altitudinal range over which these surfaces occur. The horizontal landscape component varies from a maximum of 6,027 km<sup>2</sup> where the elevation-relief ratio was determined from a circular neighbourhood with a radius of 6 grid cells, to a minimum of 2,802 km<sup>2</sup> where the elevation-relief ratio was determined from a circular neighbourhood with a radius of 24 grid cells (Table 1). There is no clear correlation between the size of the circular neighbourhood and sub-horizontal surface area; however, generally the surface area decreases as the circular neighbourhood increases.

**Table 1** - The sub-horizontal surface area of Wales, calculated using the elevation-relief ratio.

Size of circular neighbourhood in grid cells)	Total surface area (km <sup>2</sup> )	Total sub-horizontal surface area (km <sup>2</sup> )	Percentage of total surface area (%)	Total sub-horizontal denudation surface area (km <sup>2</sup> )	Percentage of total surface area (%)
3 ( <i>c.</i> 270 m)	39,758	4,941	12.43	1,526	3.83
6 ( <i>c.</i> 540 m)	39,758	6,027	15.16	1,805	4.54
12 ( <i>c.</i> 1080 m)	39,758	4,389	11.04	1,048	2.64
24 ( <i>c.</i> 2160 m)	39,758	2,802	7.48	424	1.07



**Figure 5** - Sub-horizontal surfaces (a-i to d-i (left)) and sub-horizontal denudation surfaces (a-ii to d-ii (right)) defined by the elevation-relief ratio; a, b, c, and d have been determined from circular neighbourhoods with radii of 3 grid cells (c. 270 m), 6 grid cells (c. 540 m), 12 grid cells (c. 1080 m), and 24 grid cells (c. 2160 m) respectively.

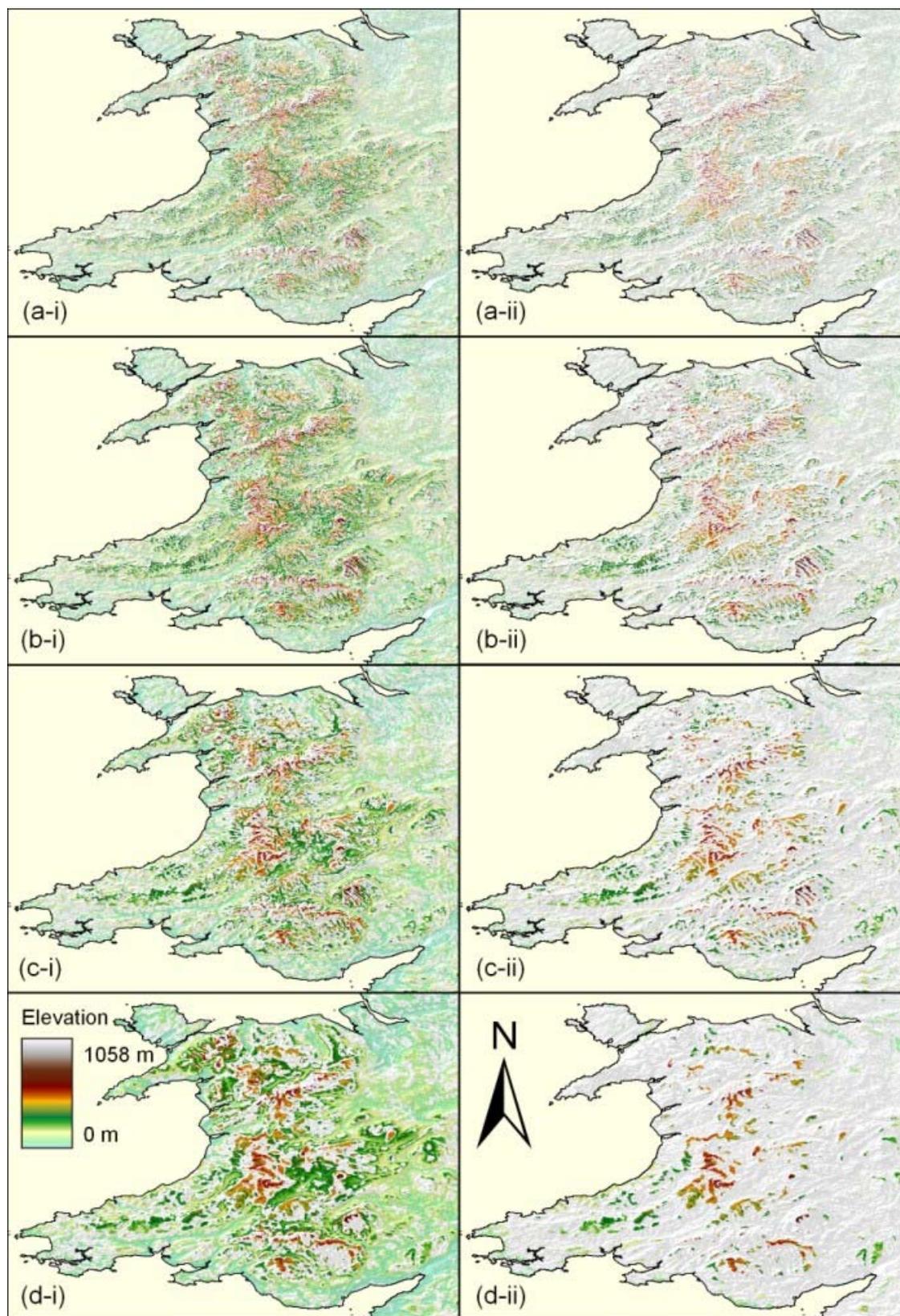


## 5.2 THE ALTITUDINAL RANGE OF SUB-HORIZONTAL SURFACES

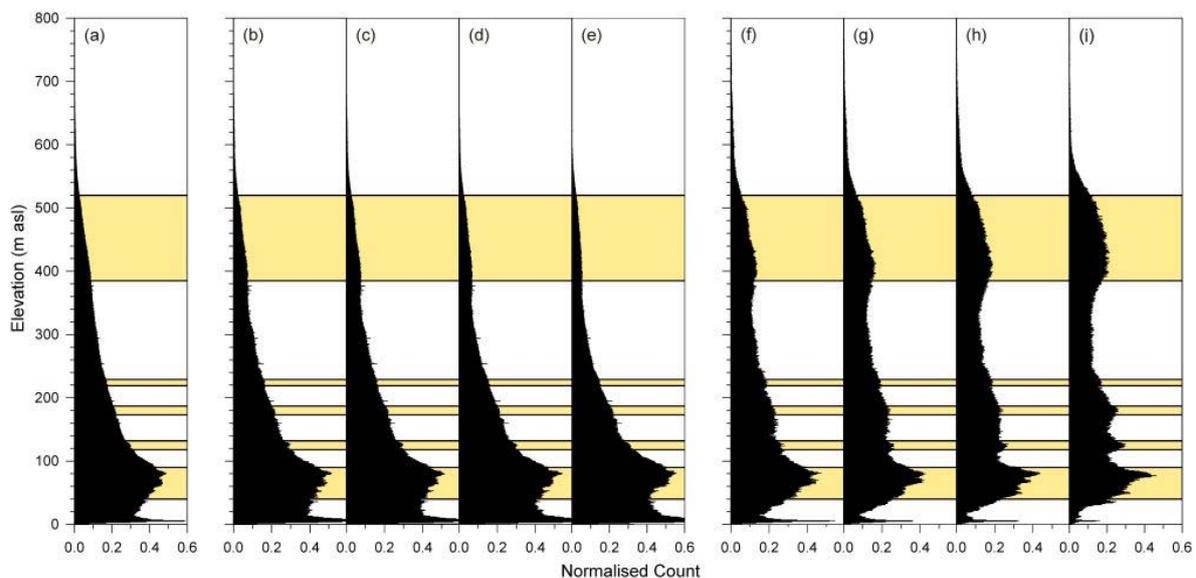
In order to constrain the vertical extent of any sub-horizontal denudation surfaces, altitude-frequency histograms have been constructed (Figure 7). Initially the most conspicuous characteristic of this histogram is that the altitudinal peaks become increasingly prominent both as the histograms move from elevation (Figure 7a), through to sub-horizontal surfaces (Figures 7b, 7c, 7d, 7e), and then sub-horizontal denudation surfaces (Figures 7f, 7g, 7h, 7i), and as the size of the circular neighbourhood increases (*i.e.* from b-e and from f-i); thus, the most readily defined sub-horizontal denudation surfaces are observed in Figure 7i, in which the elevation-relief ratio was determined from a circular neighbourhood with a radius of 24 grid cells.

Despite the differences in horizontal surface area described in the previous section, changing the size of the circular neighbourhood does not have a marked influence on the altitudinal range occupied by sub-horizontal denudation surfaces; however, such surfaces do become progressively more pronounced as the size of the circular neighbourhood increases. For example, those sub-horizontal denudation surfaces recognized where the elevation-relief ratio was determined from a circular neighbourhood with a radius of 24 grid cells can be observed in the other histograms, but usually only to a far lesser extent; however, such surfaces are difficult to recognize within the altitude-frequency histogram of Wales.

In this study four sub-horizontal denudation surfaces are shown at lower elevations in the altitude-frequency histograms; the prominence of these surfaces decreases with elevation. The surfaces are defined at 40-90 m asl, 118-132 m asl, 173-187 m asl, and 219-229 m asl. Furthermore, a single sub-horizontal denudation surface is shown at higher elevations in the altitude-frequency histograms at between 385-520 m asl; it is thought that the wide elevation range that characterizes this surface may be a consequence of tilting.



**Figure 6** - Elevation maps of those sub-horizontal surfaces (a-i to d-i (left)) and sub-horizontal denudation surfaces (a-ii to d-ii (right)) defined by the elevation-relief ratio (see Figure 5); a, b, c, and d have been determined from circular neighbourhoods with radii of 3 grid cells, 6 grid cells, 12 grid cells, and 24 grid cells respectively.



**Figure 7** - Altitude-frequency histogram of Wales (Figure 7a); altitude-frequency histograms of sub-horizontal surfaces defined by the elevation-relief ratio, determined from circular neighbourhoods with radii of 3 (Figure 7b), 6 (Figure 7c), 12 (Figure 7d), and 24 grid cells (Figure 7e); altitude-frequency histograms of sub-horizontal denudation surfaces defined by the elevation-relief ratio, determined from circular neighbourhoods with radii of 3 (Figure 7f), 6 (Figure 7g), 12 (Figure 7h), and 24 grid cells (Figure 7i).

## 6. SUMMARY

The overall aim of this paper was to demonstrate the value of the elevation-relief ratio as a geomorphological tool, which is able to analytically identify sub-horizontal denudation surfaces within the heavily dissected landscape of Wales. An analytical mapping technique such as the elevation-relief ratio is a formal scientific construction aimed at rationalizing that which may be observed in the field; after all, "...most people who are not blind or stupid can tell when they are in an area of relatively flat country" (Ollier 1981).

In order to calculate the elevation-relief ratio using ESRI ArcMap 9.2, the maximum, mean, and minimum planar surface map layers had to be determined from the input SRTM DEM; the layers were constructed using a range of circular neighbourhoods, with radii of 3, 6, 12, and 24 grid cells. These layers are able to satisfy the numerator and dominator terms of the elevation-relief ratio, and the elevation-relief ratio maps were constructed. From this map, those areas that fell within the sub-horizontal range ( $d > 0.40$  or  $e > 0.60$ ) were extracted; these threshold values are underpinned by evidence derived from Wood & Snell (1960) and Pike & Wilson (1971), and aids methodological replicability in future studies. Using only those areas defined as sub-horizontal, elevation maps were constructed and the altitudinal range of such surfaces was constrained more closely using altitude-frequency histograms.

It is very difficult to reconcile the results described here with the tripartite classification of Brown (1960); in that study, evidence was presented for the existence of three widespread sub-horizontal denudation surfaces at between 210-330 m asl, 365-485 m asl, and 515-575 m asl. Clearly those surfaces recorded at between 40-90 m asl, 118-132 m asl, and 173-187 m asl fall below the "Low Peneplain" of Brown (1960); the surface at between 219-229 m asl is also unlikely to correspond with the "Low Peneplain" because the altitudinal range ascribed to that surface is an order of magnitude greater than the surface recognized here.



Nonetheless, the most significant results obtained here pertain to the uppermost surface, with an altitudinal range of between 385-520 m asl; clearly this surface corresponds most closely with the “*Middle Peneplain*” of Brown (1960), although there is also some altitudinal overlap with the “*High Peneplain*”. There is a large discrepancy between the size of the altitudinal range occupied by the uppermost surface and those described at lower elevations; the large altitudinal range may be caused by (i) the erosional destruction of a suite of sub-horizontal denudational surfaces, which has meant that no clear signature of this suite remains visible within the altitude-frequency histograms or (ii) a previously widespread sub-horizontal denudation surface has been subjected to tilting, which has caused its altitudinal range to become elongated in the histogram. The latter interpretation is preferred based on previous studies (Rowberry et al, 2007; Rowberry 2007); if this interpretation is correct, the formation of sub-horizontal denudation surfaces at lower levels must have occurred after the widespread tilting event.

This study has shown that it is possible to apply an analytical mapping technique to the SRTM DEM within a GIS framework, in order to constrain the vertical and horizontal extent of sub-horizontal denudation surfaces in Wales. The application of an analytical mapping technique has two notable advantages over earlier field mapping (*e.g.* Miller 1935, 1937, 1938; Brown 1950, 1960; Embleton 1964). First, the criteria used to define sub-horizontality are able to withstand critical examination because the need for subjective decision making is more-or-less removed from the mapping process. Second, exactly the same methodology can be applied to a wide range of geological and tectonic settings; therefore if the same technique is used, results obtained in this study should be directly comparable to those results derived from analogous passive continental margin settings around northwest Europe. These two advantages represent a significant improvement in the scientific rigour with which sub-horizontal denudation surfaces are mapped, and such advances have been achieved as a direct result of the advent of global DEMs.

## 7. CONCLUSIONS

- The recent upsurge in studies of long-term landscape evolution has been stimulated by the advent of high resolution digital elevation models, such as the SRTM DEM; these have enabled enduring physical models to be tested with considerably greater scientific rigour than was previously possible.
- The elevation-relief ratio provides a powerful, yet simple, tool with which to identify sub-horizontal denudation surfaces within heavily dissected landscapes. For the first time, it is now possible to calculate the elevation-relief ratio over large areas within a GIS framework.
- Five sub-horizontal denudation surfaces are recognized within the Welsh region, at between 40-90 m asl, 118-132 m asl, 173-187 m asl, 219-229 m asl, and 385-520 m asl; the altitudinal range of these surfaces has never been described in any previous study.
- The enduring tripartite division of the Welsh landscape envisaged by Brown (1960) must now be rejected, both in terms of the number of surfaces that may be recognized and their altitudinal range.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This study was initially developed during the author’s doctoral research, which was generously funded by a grant from the Institute of Geography & Earth Sciences at the University of Wales, Aberystwyth (now Aberystwyth University).



## 8. REFERENCES

- Bishop, P. 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.32, p.329-365.
- Bonow, J.M., Lidmar-Bergström, K., & Näslund, J.O. 2003. Palaeosurfaces and major valleys in the area of the Kjølén Mountains, southern Norway - consequences of uplift and climatic change. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, v.57, p.83-101.
- Brown, E.H. 1950. Erosion surfaces in north Cardiganshire. *Transactions and Papers (Institute of British Geographers)*, v.16, p.51-66.
- Brown, E.H. 1960. *The Relief and Drainage of Wales*. Cardiff, University of Wales Press, 196 pp.
- Chorley, R.J. 1965a. A re-evaluation of the geomorphic system of W.M. Davis. In: Chorley, R.J., & Hagget, P. (eds) *Frontiers in Geographical Teaching*. London, Methuen, p.21-38.
- Chorley, R.J. 1965b. The application of quantitative methods to geomorphology. In: Chorley, R.J., & Hagget, P. (eds) *Frontiers in Geographical Teaching*. London, Methuen, p.147-163.
- Clarke, J.I. 1966. Morphometry from maps. In: Dury, G.H. (ed) *Essays in Geomorphology*. London, Heinemann, p.235-274.
- Davis, W.M. 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal*, v. 14, p.481-504.
- Davis, W.M. 1902. Base-level, grade, and peneplain. *Journal of Geology*, v.10, p.77-111.
- Embleton, C. 1964. The planation surfaces of Arfon and adjacent parts of Anglesey: a re-examination of their age and origin. *Transactions of the Institute of British Geographers*, v.35, p.17-26.
- Evans, I.S. 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (ed) *Spatial Analysis in Geomorphology*. London, Methuen, p.17-90.
- Fjellanger, J., & Eitzelmüller, B. 2003. Stepped palaeosurfaces in southern Norway: Interpretation from DEM-derived topographic profiles. *Norwegian Journal of Geography*, v.57, p.102-110.
- King, L.C. 1951. *South African Scenery: A Textbook of Geomorphology*. Edinburgh, Oliver & Boyd, 379 pp.
- King, L.C. 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin*, v.64, p.721-751.
- King, L.C. 1976. Planation remnants upon high lands. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, v.20, p.133-148.
- Miller, A.A. 1935. The entrenched meanders of the Herefordshire Wye. *The Geographical Journal*, v.85, p.160-178.
- Miller, A.A. 1937. The 600-foot plateau in Pembrokeshire and Carmarthenshire. *The Geographical Journal*, v.90, p.148-159.
- Miller, A.A. 1938. Pre-glacial surfaces around the Irish Sea basin. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, v.24, p.31-59.
- Ollier, C.D. 1981. *Tectonics and Landforms*. London, Longman, 324 pp.
- Olvmo, M., Lidmar-Bergström, K., Ericson, K., & Bonow, J.M. 2005. Saproliite remnants as indicators of pre-glacial landform genesis in southeast Sweden. *Geografiska Annaler (A)*, v.87, p.447-460.
- Pike, R.J., & Wilson, S.E. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, v.82, p.1079-1084.



Rowberry, M.D. 2007. Pre-glacial landscape morphogenesis in Wales, U.K. PhD Thesis, University of Wales, 300 pp.

Rowberry, M.D., Brewer, P.A. & Macklin, M.G. 2007. The number, form and origin of sub-horizontal surfaces in north Ceredigion, Wales U.K. Norwegian Journal of Geology, v.87, p.207-222.

Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Bulletin of the Geological Society of America v.63, p.1117-1142.

Summerfield, M.A. 2005. A tale of two scales, or the two geomorphologies. Transactions of the Institute of British Geographers N.S., v.30, p.402-415.

Wood, W.F., & Snell, J.B. 1960. A quantitative system for classifying landforms. Quartermaster Research and Engineering Command, U.S. Army, Technical Report EP-124.



## COMPARISON OF SRTM ELEVATION DATA WITH CARTOGRAPHICALLY DERIVED DEMS IN ITALY

Andrea Taramelli

LDEO of Columbia University, Palisades, NY, USA;

ataram@ldeo.columbia.edu

ICRAM, Marine Sciences Research Institute

via di Casalotti, 300, Rome, ITALY

a.taramelli@icram.org

Paola Reichenbach

Francesca Ardizzone

CNR IRPI, Via della Madonna Alta 126, 06128 Perugia, Italy

Paola.Reichenbach@irpi.cnr.it

Francesca.Ardizzone@irpi.cnr.it

### ABSTRACT

In this study we evaluated the quality of the DEM acquired by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) for Italy through comparison with cartographically derived DEMs, available for the Italian territory. Comparison was carried out analyzing differences in elevation and slope angle at regional scale. The comparisons carried out at the regional scale disclose a general increase in slope angle values with the change in resolution and a moderate difference in mean elevation. From these results, we highlighted that improved surface-based DEMs, based on advanced SAR, have vertical values that approach or exceed that of current medium resolution surface products. Moreover, this study helps to provide a benchmark against which future DEM products can be evaluated.

**Keywords:** Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), Digital Elevation Models, Italy, Regional scale analysis

---

### 1. INTRODUCTION

One of the most fundamental geophysical measurements of the planet Earth is the shape of the land surface. Knowing surface topography is basic to many earth surface processes analyses. It is essential in analyses of hydrology, geomorphology, and many others, as a means of assessing geomorphologic variables in order to explaining processes and predicting them. Most of the disciplines of scientific research involving the Earth's land surface require topographic data and derived slope, slope aspect, and orthoimage cartographic products (Hohle, 1996). Our capacity to understand and model earth surface processes depends on the quality of the topographic data that are available. With the advent of digital imagery, various datasets of topography have been produced, in a digital format called Digital Elevation Model (DEM). A DEM is a computerized representation of the Earth's terrain (Burrough and McDonnell, 1998), and can be described by a wire frame model or an image matrix in which the value of each pixel is associated with a specific topographic height (Evans, 1980). There are three basic sources of data for the creation of DEMs: (i) data from digitized topographic maps; (ii) field data collected with GPS receivers; and (iii) digital aerial photographs or satellite images.



In recent years, there has been an increasing use of remote sensing techniques to prepare DTMs rather than direct survey. The importance of aerospace observation is obvious: satellites carrying a variety of sensors looking toward the earth are able to collect, at relatively low costs, data broadly consistent with the required spatial, spectral and temporal resolutions in order to interpolate new DEMs (Kobrick, 2006). The globally uniform Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) dataset (Rabus et al., 2003, Smith and Sandwell, 2003, Grohman et al., 2006, Gesh, 2006) provides an unprecedented opportunity to unify landscape analyses together with collocated topographic information, which can be used to characterize the landscape and other key variables (Farr and Kobrick, 2000). The SRTM data set in synergy with other remote sensing data sets, can be used to derive a number of major (but not all) parameters constituting a significant part of the different topography consistently at the 11-day time interval during which the SRTM data set was collected. LIDAR (Light Detection and Ranging) is another remote sensing technology used to prepare DTMs. It measures properties of scattered light to find range and/or other information of a distant. In particular is an emerging technology, that offers capability of capturing high density three dimensional points and generating high accuracy DEMs in a fast but not in a cost-effective way especially on a regional scale (Parian and Gruen, 2005).

Given the demand for a product such as the SRTM DEM, it is important to examine carefully the quality of the dataset (Smith and Sandwell, 2003; Rabus et al., 2003; Falorni et al., 2005; Kobrick, 2006, Grohman et al., 2006), comparing it with alternative sources of terrain elevation data. In several papers the accuracy of SRTM X- and C-band DEMs was checked against ground control points measured by differential GPS, (Kocak et al., 2005, Gorokhovic and Voustianiouk, 2006). In this paper, we examine the quality of SRTM data for Italy through qualitative and quantitative comparison with other cartographically derived DEMs, at different resolutions. The comparison is focused on analyzing how accurately the morphology is represented at regional scale and how it affects basin hydrological analysis.

## **2. AVAILABLE DIGITAL ELEVATION MODELS**

In order to evaluate the quality of the SRTM DEM, it was compared with two different digital elevation models: i) the 230 m x 230 m DTM for Italy and ii) the 25 m x 25 m DTM for Umbria Region, central Italy

### **2.1. THE SRTM DEM FOR ITALY**

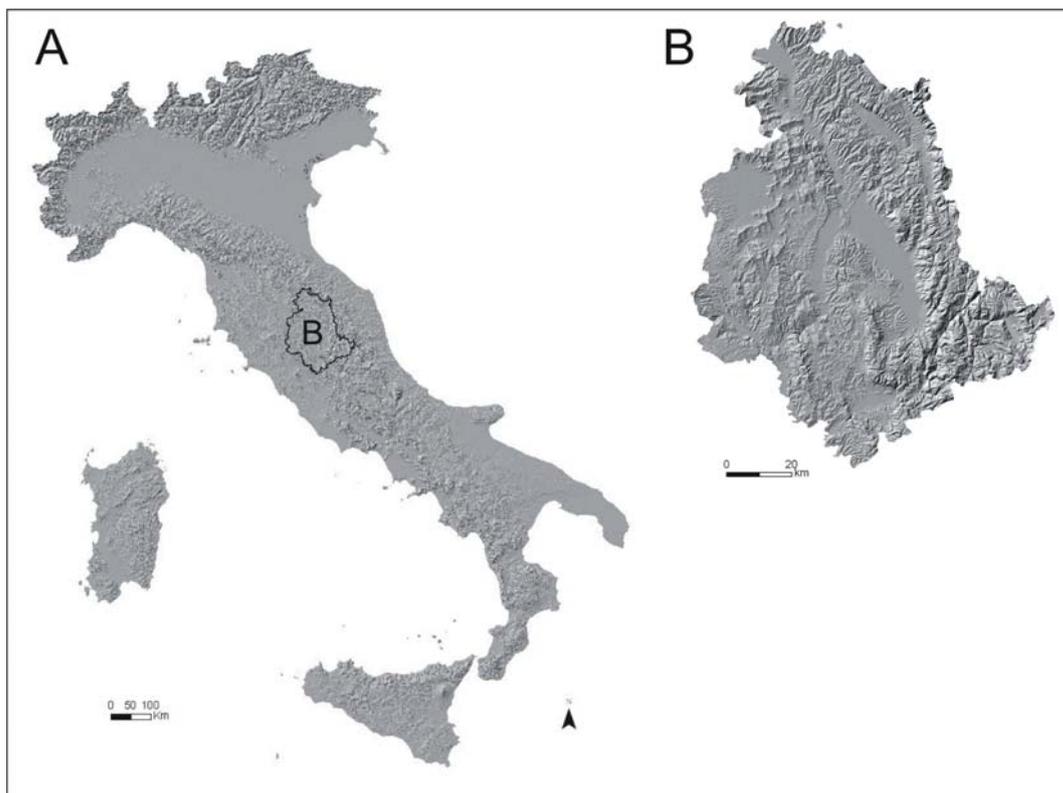
In this analysis we have used the earlier version of the SRTM that is in a format of 1° x 1° tiles. The SRTM dataset (Figure 1A) in its original format has a resolution of 3-arc-seconds, approximately 90 m x 90 m over the Italian territory. Assembly and local interpolation of the SRTM for Italy was performed importing 91 tiles into ArcInfo 9.0 (©ESRI) using an Arc-Macro Language procedure (Taramelli and Barbour, 2006). The DEM required adjustment during georeferencing in order to correct its geoid-projection by means that the SRTM DEM (orthometric heights) are measured from EGM 96 geoid (an undulating surface which is either lower or higher than the WGS 84 ellipsoid). We first transformed SRTM elevations to geometric elevations (from EGM 96 geoid to WGS 84 ellipsoid). This means that the elevation differences we compute include SRTM vertical error and the deviation of WGS84 ellipsoid from the EGM 96 geoid. The final grid was then georeferenced and projected in the Lambert conformal conic projection.

In order to compute elevation and slope on the basis of SRTM height data and to correlate the elevation difference (SRTM-reference DTMs) to elevation and slope in the analysis we had to use an interpolation processes across missing pixels. The original SRTM data contains 1,305,584 pixels of missing values (about 3% of the territory), covering an area of 10,575 km<sup>2</sup>. To remove the missing pixels, we performed interpolation using a minimum curvature algorithm. The main point in doing that is that SRTM data suffer from specific problems (like slope vertical accuracy dependency, Miliareisis and Paraschou 2005).



So if we calculate elevation and slope from SRTM data with void then an error is introduced in slope and elevation due to the height errors evident in SRTM. SRTM computed slope could then present much greater in magnitude errors than the vertical elevation error related to the interpolated voids.

Finally we prepared the SRTM to carry out hydrological analysis on a regional scale, masking and distinguishing lakes without internal drainage outflow and with internal drainage outflow. The lake masking was also used as “clipping boundary” to mask out water-surface backscatter problems.

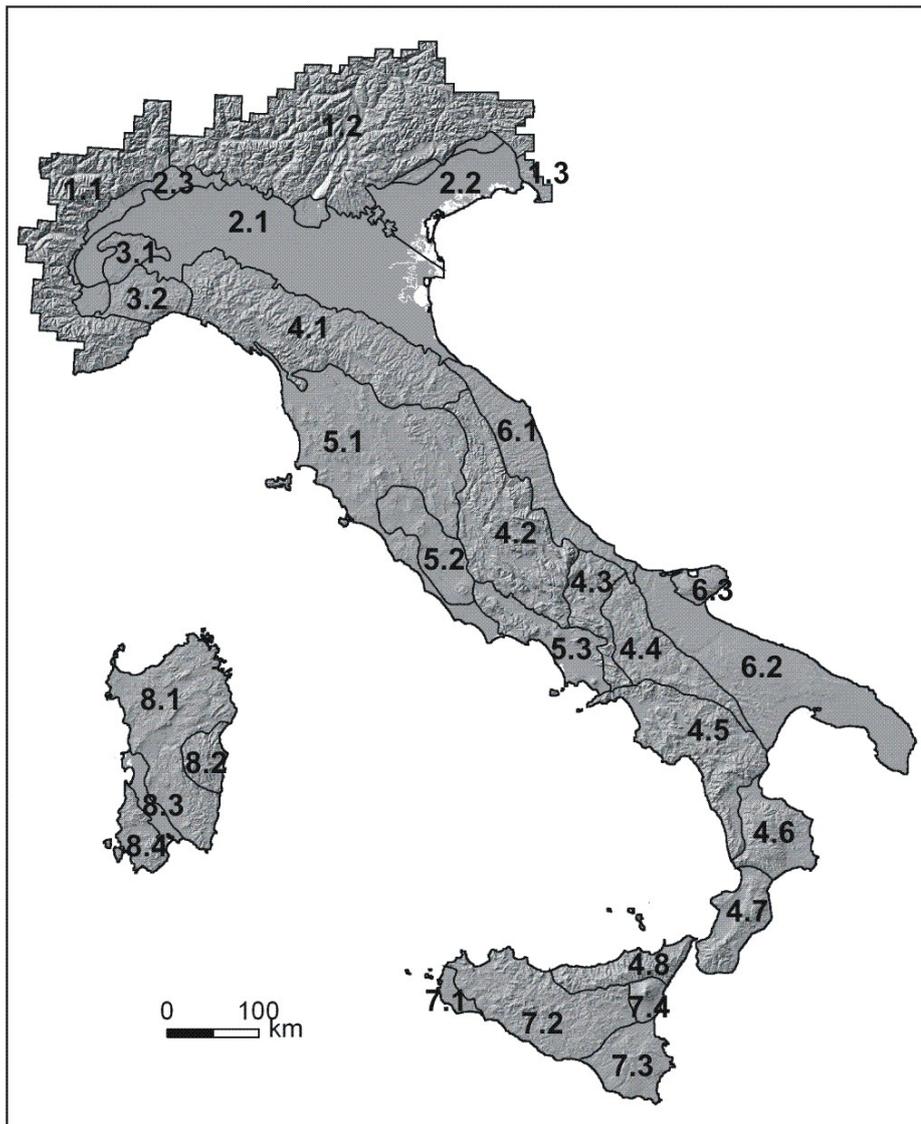


**Figure 1** - Shaded relief images: (A) SRTM DEM.. (B) 25 m x 25 m DEM for the Umbria Region.

## 2.2. THE 230 M X 230 M RESOLUTION DEM FOR ITALY

The low resolution elevation data available for Italy (230M DEM, Figure 2) was obtained from the archive of “Mean Height Values for Italy” compiled by estimating mean elevation values by both manual and machine methods from 1:25,000-scale topographic maps (Carrozzo et al., 1985). The manual data, prepared for Central and Southern Italy, for Sicily and Sardinia, were read off contour maps using a square-grid template spaced at 7.7 arc-seconds of latitude and 10 arc-seconds of longitude. Each point was assigned an elevation value to the nearest meter, by averaging contour lines and spot heights within each grid square. Machine-gathered data were obtained for the rest of the country (i.e., Northern Italy) by computer interpolation of digitized contours. The elevation data obtained by both methods were organized into 280 matrices of 160 rows and 180 columns arranged on a geographic grid, each matrix corresponding to an IGMI (Italian Geographic Military Institute) topographic sheet in the 1:100,000-scale series (Carrozzo et al., 1985).

A joint CNR/USGS project assembled the DEM for Italy at a ground resolution of 230 m x 230 m by mosaicing and correcting all 280 files of the original mean elevation archive (Reichenbach et al., 1993).



**Figure 2** – Topographic divisions of Italy (Guzzetti and Reichenbach, 1994). The shaded relief image was obtained from the 230 m x 230 m DEM. See table 1 for division names.

### 2.3. THE 25 M X 25 M DEM FOR THE UMBRIA REGION

The 25 m x 25 m DEM for the Umbria Region (25M DEM, Fig. 1B) was prepared by interpolating the digital contour lines obtained from IGMI topographic maps. The 131 digital topographic sheets at 1:25,000-scale that cover the Umbria region were available in the UTM projection, zones 32 and 33, European Datum 1950. We processed the DEM through three steps. In the first step, we verified the contour lines to check elevation value and geometry. In the second step we assembled the corrected the 131 individual sheets into 21 partially overlapping..

The third and final step consisted in interpolating the DTM from the available contour lines. First, a triangular irregular network (TIN) was constructed from the contour lines. In the areas where contour curvature was large (e.g. along sharp ridge tops and bottom valleys) the interpolation generated inferred breaklines and used them in the production of the TIN. The TINs were then converted into grids and assembled in one single raster file.



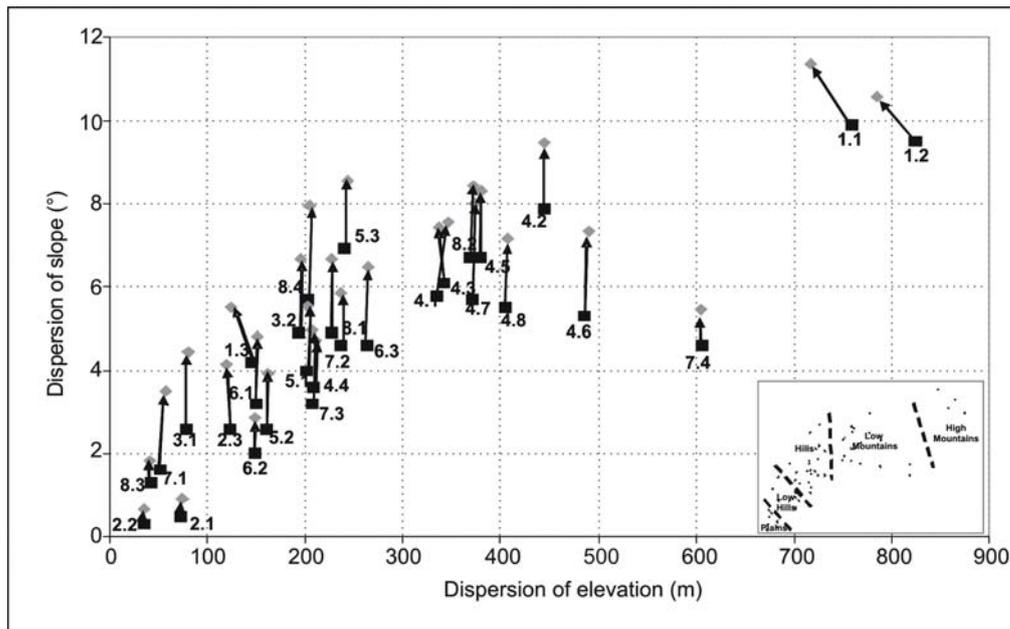
To mitigate artifacts, un-realistic features in flat areas, erroneous scarps due to lack of elevation data, we added auxiliary contour lines and spot heights to the original elevation data. For the purpose we used detailed topographic maps at 1:10,000-scale (CTR, series Regional Technical Cartography). We verified the consistency of the contour lines and the hydrological network. We repeated the last step generating new TINs and a new 25 m X 25 m grid. The final step in the DEM production was the identification and the removal of “sink” and “peak” pixels along the hydrologic network. In the DEM elevation ranges from a minimum of 40 m a. s. l. to a maximum of 2484 m a. s. l.

### 3. THE ANALYSIS

In this paper we evaluated the quality of the SRTM DEM and in particular how the morphology is represented at regional scale, implementing different types of analysis. Qualitative analyses were achieved through visual inspection and examination of shaded relief images obtained from the DEMs, and through the evaluation and the comparison of the river networks derived automatically from the available DEMs. Quantitative tests include the analysis of the differences in elevation and terrain gradient at regional scales. At the regional scale tests were carried out using both sub-basin divisions and the topographic divisions for Italy defined by Guzzetti and Reichenbach (1994).

#### 3.1. COMPARISON OF THE SRTM DEM AND THE 230 M X 230 M DEM USING THE TOPOGRAPHIC DIVISION FOR ITALY

To compare the SRTM DEM with the low resolution 230 m x 230 m DEM for Italy we used the 30 topographic divisions of Italy established by Guzzetti and Reichenbach (1994). The sub-divisions should ideally maximize internal homogeneity and between-unit heterogeneity, and are characterized by unique groups of morphometric parameters. Italy was partitioned into topographic provinces and sections, adopting a semi-quantitative approach that combined an unsupervised three-class cluster-analysis of four derivatives of altitude, visual interpretation of morphometric maps, and comparative inspection of small-scale geological and structural maps (Figure 2 and table 1). Provinces are first-order divisions with distinct or unique geomorphologic characteristics that distinguish them from neighboring areas. Boundaries between provinces correspond to major morphological and geological features or coastlines. Sections are the minor topographic divisions within provinces. Section boundaries are less distinct and generally more open to interpretation. Based on the distribution of morphometric parameters and in particular on the dispersion of elevation and gradient the 30 topographic divisions can be grouped into five main classes or terrain types: plains, low hills, hills, low mountains, and high mountains (Figure 3, inset). The two extremes - plains and high mountains - show very distinct morphometric attributes representing low and gentle versus high and steep terrain types. Between these two extremes low mountains, hills and low hills constitute three separate groups. We investigated the differences between the SRTM DEM and the 230M DEM by computing the dispersion of elevation and the dispersion of slope angle within each topographic subdivision. Figure 3 shows the value of the dispersion of elevation and of slope obtained from the 230M DEM (in black) and the SRTM (in gray). In the figure, the arrows show the difference between the two DEMs for each topographic division. Inspection of Figure 3 reveals that values of the dispersion of slope computed from the SRTM DEM are larger than the corresponding values obtained from the 230M DEM, for most of the topographic subdivisions. Values of the dispersion of elevation computed for the two DEMs exhibit a reduced variation, for most of the topographic provinces. We attribute the differences to the higher spatial resolution of the SRTM DEM that is capable of better capturing the terrain characteristics and roughness. For three sections (sections 1.1, 1.2 and 1.3, corresponding to the Alpine mountain chain) values of the dispersion of elevations computed from the SRTM is lower than the corresponding values from the 230M DEM. We attribute this anomaly to the interpolated values (through missing pixels) in the SRTM DEM, which are quite numerous in the Alpine mountain chain.



**Figure 3** - Dispersion of slope versus dispersion of elevation. Topographic units are grouped into five terrain types: plains, low hills, hills, low mountains and high mountains.

**Table 1** – Topographic divisions of Italy established by Guzzetti and Reichenbach (1994). Numbers of the minor divisions are reported in figure 2.

Major division (Province)	Minor division (Section)
1. Alpine Mountain System	1.1 Western Alps 1.2 Central-Eastern Alps 1.3 Carso
2. North Italian Plain	2.1 Po Plain 2.2 Veneto Plain 2.3 Alpine Foothills
3. Alpine-Appennine Transition Zone	3.1 Monferrato Hills 3.2 Ligurian Upland
4. Appennine Mountain System	4.1 Northern Appennines 4.2 Central Appennines 4.3 Molise Appennines 4.4 Molise-Lucanian Appennines 4.5 Lucanian Appennines 4.6 Sila 4.7 Aspromonte 4.8 Sicilian Appennines
5. Tyrrhenian Borderland	5.1 Central Italian Hills 5.2 Tosco-Laziale Section 5.3 Lazio-Campanian Section
6. Adriatic Borderland	6.1 Central Appennine Slope 6.2 Murge-Apulia Lowland 6.3 Gargano Upland
7. Sicily	7.1 Marsala Lowland 7.2 Sicilian Hills 7.3 Iblei Plateau 7.4 Etna
8. Sardinia	8.1 Sardinia Hills 8.2 Gennargentu Highland 8.3 Campidano Plain 8.4 Iglesiente Hills



### 3.2. THE COMPARISON BETWEEN THE SRTM DEM AND THE 230M AND 25M DEMS IN WATERSHED

In the second test we evaluate the quality of the SRTM DEM at the watershed scale in the Umbria region (central Italy) where DEMs at different resolution are available. Watershed boundaries were defined using a standard procedure and topographic parameters were used to analyze the difference between pairs of DEMs. The delineation of watersheds was carried out exploiting the eight-direction pour point model. The method of Jenson and Domingue (1988) was used to determine the watershed area and the elevation of the basin outlet for each DEM. In each test area, watersheds were defined for the SRTM DEM, and the boundaries were used to perform a “zonalstat” analysis in each of the other available DEMs. The analysis was used to compute mean slope and mean elevation using the watersheds as polygon masks. To evaluate the difference between DEMs, we first analyzed the relationship between mean slope and mean elevation for each sub-basin and then we compared values of the derivatives for each pair of DEMs.

In the Umbria Region 87 watersheds with a mean area of 100 square kilometers were obtained for the SRTM DEM and statistics of the elevation and the slope were computed for the three available DEMs.

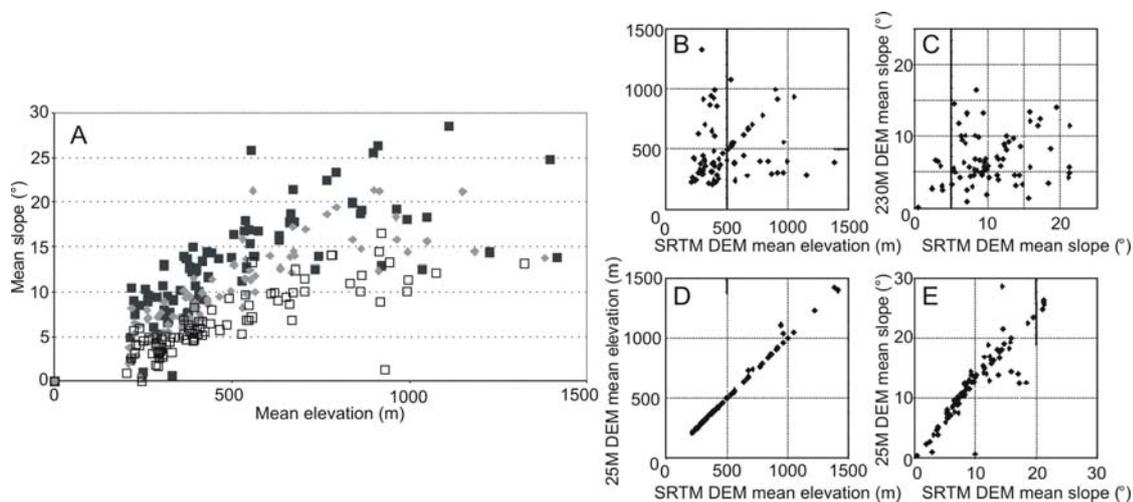
The SRTM DEM shows mean elevation and mean slope value smaller than the 25M DEM and larger than the 230M DEM. For the three DEM, in figure 4A we plotted values of mean slope and mean elevation values computed for the 87 catchments. The open squares represent the 230M DEM catchments, gray diamonds the SRTM DEM catchments and black squares the 25M DEM catchments. In figure 4A the SRTM and the 25M DEM catchments show a similar pattern, whereas values obtained from the 230M DEM exhibit a cluster at low mean slope and low mean elevation values. The same trend is portrayed in figures 4B and 4C. Inspection of plot 4A confirms the increase in mean slope and means elevation values due to the different resolutions of the three considered DEMs. Figures 4B and 4C show the elevation and the slope relationship between the SRTM DEM and the 230M DEM respectively, whereas figures 4D and 4E show the elevation and the slope relationship between the SRTM and the 25M DEMs. In figure 4B the correlation between the two DEMs is very low. This finding may be attributed to errors related to the processing adopted to obtain the 230M DEM. In figure 4C the trend reveals a very poor correlation between mean slope values computed from the 230M DEM and the mean slope values computes from SRTM DEM. Slope values for the SRTM data are significantly higher than the slope values obtained for the 230M DEM. The SRTM accuracy progressively becomes higher with increasing slope angle. This result reveals an under-estimate of the highest slope angle by the 230M DEM. Figure 4D shows the strong correlation existing between elevations obtained from the SRTM DEM and the 25M DEM. The high correlation indicates that the differences between the SRTM DEM and the 25M DEM are within ( $\pm$ ) 10 m. In figure 4E few basins, with mean slope ranging between 10 and 20 degrees, exhibit anomalous values, the results of missing data along gentle slopes in the 25M DEM. Slopes are higher for the 25m DEM (Figure 4E).

In the Umbria region, where blue lines derived from topographic maps are available, we compared the stream network computed automatically from the three DEMs. Figure 5 shows the blue lines derived from the topographic maps at 1:25.000-scale and the stream networks computed automatically for the upper portion of the Nera River, in south-eastern Umbria. Figure 5A compares the topographic blue lines with the 230M DEM stream network, figure 5B and 5C compare the topographic blue lines with the SRTM stream network and the 25M DEM stream network respectively.

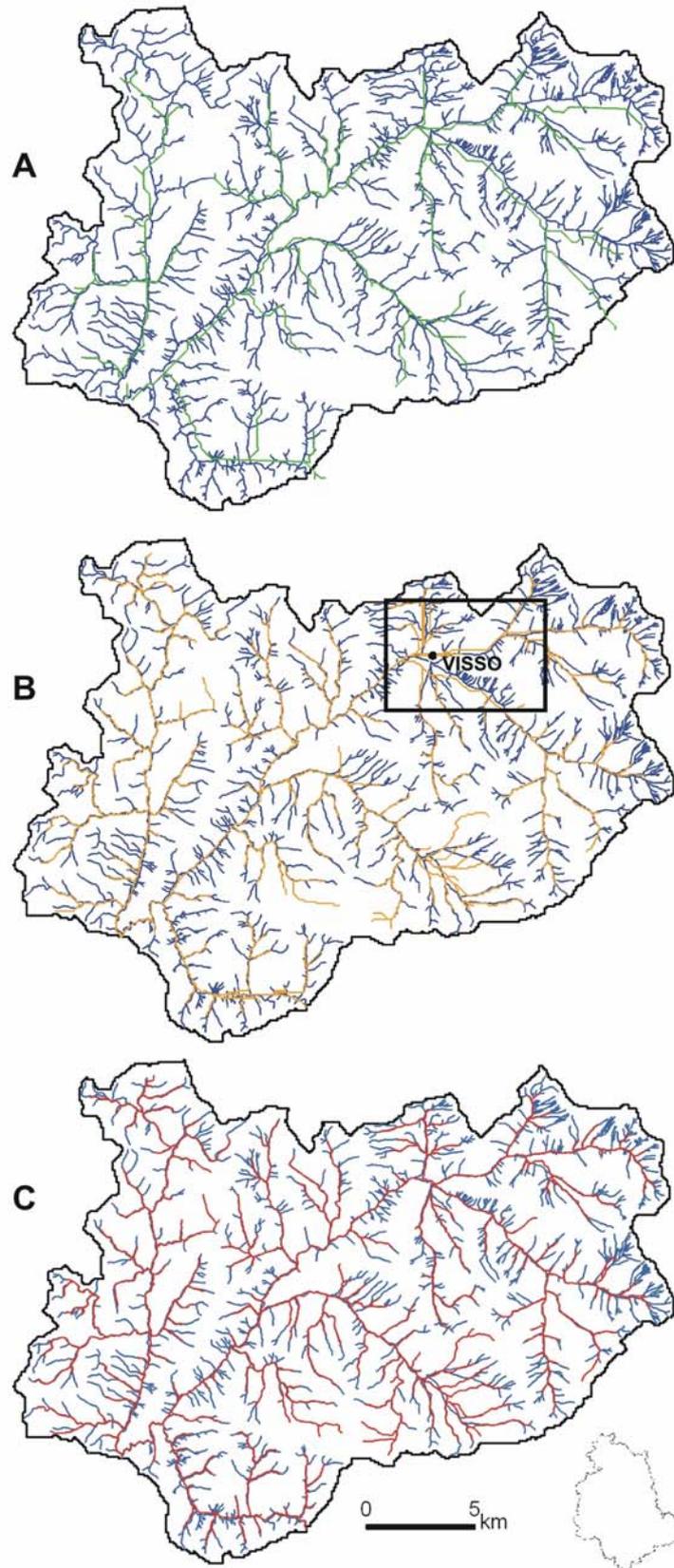


Visual inspection of figure 5 reveals an increase in accuracy with the increase of the DEM resolution. Total stream length obtained summing all the stream segments in the drainage networks shows an increase from 177 kilometers for the 230M DEM, to 338 kilometers for the SRTM DEM and to 431 kilometers for the 25M DEM. Considering the total length of the blue lines (817 km), only 50% of the stream network was captured by the automatic procedures. The stream network derived from the 230M DEM shows distinctly sharp shape and a random shift that may indicate an inconsistency in the small scale DEM. The SRTM DEM network shows a greater detail in the river shape, longer meandering and therefore longer flow lines. No major differences can be seen when comparing the SRTM and the 25M DEMs where most of the main channels are correctly identified. The result is confirmed by the good correlation of both synthetic river networks with the blue lines shown on the topographic maps at 1:25,000-scale. Network dissimilarities between the SRTM DEM and the 25M DEM can be observed in the floodplain near Visso (see box in figure 5B) where topographic “speckling” explained by missing elevation points and poor interpolation produces significant deviation in the SRTM river network (that could be related to poor coherence between the two antenna of the SRTM interferometer). In other flood plains (not shown in the figure) large flat triangular area derived from the TIN modeling, produce high inaccuracies in the 25M DEM drainage networks.

The synthetic drainage networks were also examined in terms of stream ordering. For this purpose we adopted the Strahler ordering system (Strahler, 1980) that measures the complexity and completeness of the river network. Using the available DEMs, the synthetic drainage network obtained from the 230M DEM reached the 4th order, the network obtained from SRTM DEM reached the 5th order and the network obtained from 25M DEM was of the 6th order. This confirms an increase in the detail of the obtained synthetic networks with increase DEM resolution. As shown in figure 5, most of the first order channels shown in the topographic maps were not identified by the three synthetic drainage networks.



**Figure 4** – Umbria Region. (A) Mean slope versus mean elevation computed for the 87 watersheds (black open squares: 230M DEM watersheds; gray diamonds: SRTM DEM watersheds; black square: 25M DEM watersheds). (B) Mean elevation computed from the 230M DEM versus mean elevation computed from the SRTM DEM. (C) Mean slope angle computed from the 230M DEM versus mean slope angle computed from the SRTM DEM. (D) Mean elevation computed from the 25M DEM versus mean elevation computed from the SRTM DEM. (E) Mean slope angle computed from the 25M DEM versus mean slope angle computed from the SRTM DEM.



**Figure 5** – South-east part of the Umbria Region. Comparison between the stream network derived from the topographic map at 1:25.000-scale (blue lines), and the drainage networks extracted from the three DEMs. (A) Green lines: 230M DEM stream network. (B) Orange lines: SRTM DEM stream network. The black rectangle highlights the Visso plain. (C) Red lines: 25M DEM stream network.

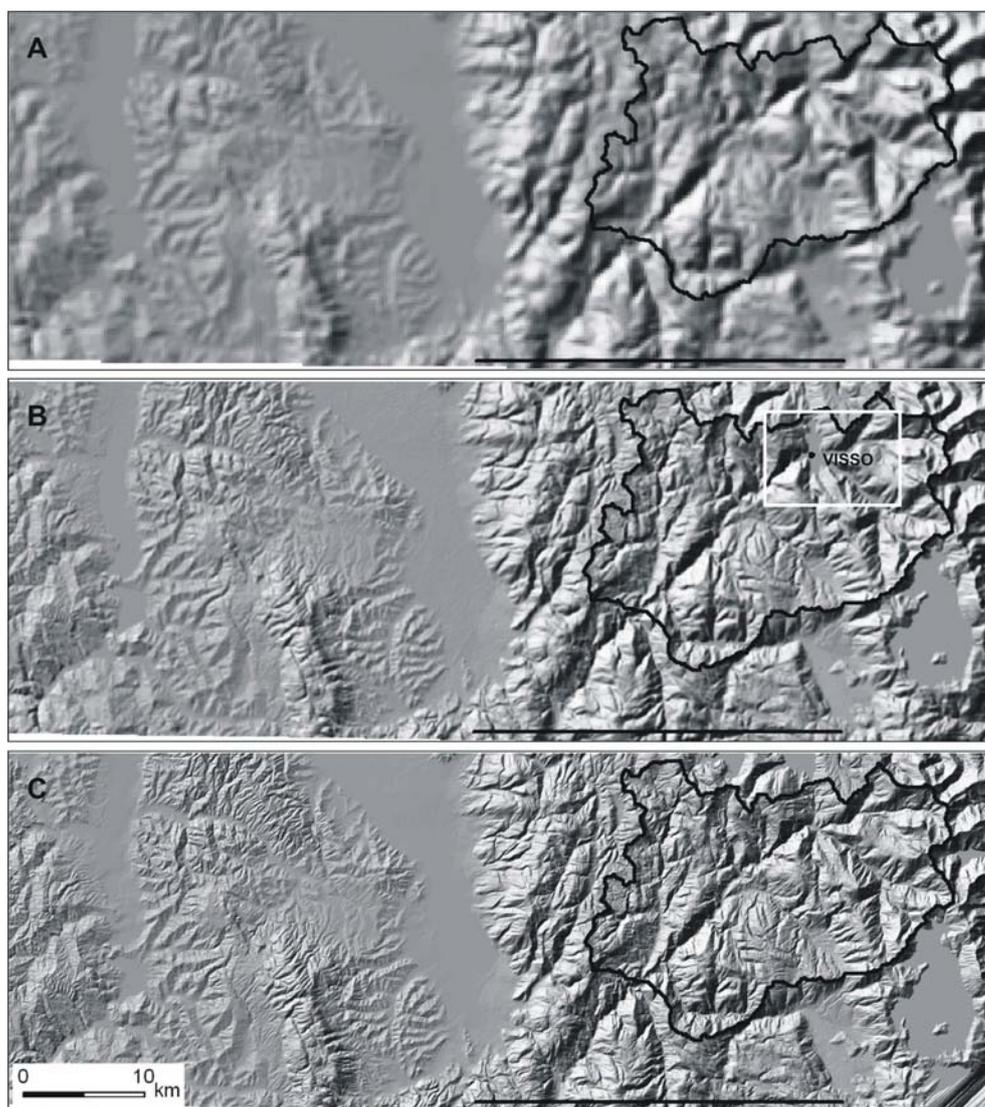


### 3.3. VISUAL COMPARISON OF DEMS

Visual inspection and examination of shaded relief images obtained from the DEMs was used to evaluate qualitatively the SRTM DEM.

Figure 6 shows three shaded relief images for the portion of the Umbria Region. The image at the top (Figure 6A) was obtained from the 230M DEM, the second (Figure 6B) from the SRTM DEM and the third at the bottom (Figure 6C) from the 25M DEM. The image computed from the 230M DEM shows few topographic features and much surface smoothing: the pixel resolution allows only an a broad representation of the main topographic features.

Visual inspection of the three shaded relief images reveals a distinct improvement in representation of the topography with increasing DEM resolution. Further inspection reveals a moderate increase in topographic details and roughness between the SRTM DEM and the 25M DEM. Major differences occur in the flat areas where the 25M DEM exhibits flat triangular surfaces caused by the TIN interpolation algorithm, a result of the lack of sufficient contour lines in the valley bottom. Although the SRTM DEM has a coarser spatial resolution, it better captures topography in the flat areas. In the SRTM DEM problems in the shaded relief visualization are present in areas of shadow, or areas with dense vegetation and steep slopes (see box in figure 6B).



**Figure 6** - South-east part of the Umbria Region. Comparison of shaded relief images. (A) 230M DEM. (B) SRTM DEM, the white box highlights the Visso plain. (C) 25M DEM. Black lines show the boundary of the watershed of figure 5.



#### 4. DISCUSSION AND CONCLUSION

In this study we evaluated the quality of the DEM acquired by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) for Italy through comparison with cartographically derived DEMs, available for the Italian territory. Comparison was carried out analyzing the difference in elevation and slope angle at regional. The analysis carried out using the topographic divisions of Italy indicates that for homogenous portion of the territory there is a significant difference in values of the dispersion of slope computed for the low resolution DEMs and a moderate difference in the dispersion of elevation. In the Alps the dispersion of elevation computed from the SRTM is lower than the corresponding values obtained from the 230M DEM. We attribute the anomaly to the interpolated values (throughout missing pixels) quite numerous in the Alps, where the radar shadowing effect involved the acquisition of missing points.

The comparison carried out at catchment scales confirms a general increase in slope angle values with the change in resolution and a moderate difference in terms of mean elevation. Statistical mean elevation and slope values computed for the SRTM DEM watershed, exhibit a poor correlation with the same parameters derived from the 230M DEM and a strong correlation with data obtained from the 25M DEM. The analysis of the synthetic river networks derived from the three DEMs, revealed major difference between the 230M DEM network and the SRTM DEM network. Only small differences were outlined comparing the SRTM DEM network and the 25M DEM network. In the valley near Visso in Umbria the river network derived from the SRTM DEM exhibits missing values that cause error in the derivation of the upstream drainage network.

The SRTM DEM is the most detailed elevation data base available for the entire Italian State and proves to be a great improvement respect to the 230 m x 230 m resolution available for all of Italy. The elevation values of the SRTM DEM are highly related to the characteristics of the local relief, topography and the presence of missing data in the original data set. The comparison between SRTM data and higher resolution DEMs shows that the STRM has similar information quality.

For hydrological purpose the higher spatial resolution DEMs don't allowed to trace a more detailed river network. Little differences were in fact found between the SRTM hydrological derivatives and other high-medium resolution DEMs derivatives. Finally it's important to point out that the analysis of the SRTM DEMs can provide reference information for the evaluation of other elevation databases.

#### 5. REFERENCES

Burrough, P.A. and McDonnell, R.A. 1998. Principles of Geographical Information Systems. 2nd Edition, Oxford University Press.

Carrozzo, M.T., Chirenti, A., Luzio, D., Margotta, C., Quarta, T., Tundo, A.M., and Zuani, F. 1985. Database of mean height values for the whole Italian landmass and surrounding areas-determining and statistical analysis. *Bollettino Geodesia Sci. Affini*, v.44, p.37-56.

Evans, I. 1980. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Z. fur Geomorphology, Suppl.* v.36, p.274-295.

Farr, T.G. and Kobrick, M. 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *Eos Trans AGU*, v.81, n.48, p.583-585.

Falorni, G., Teles, V., Vivoni, E.R., Bras, R. and Amaratunga, K.S. 2005. Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission, *JGR*, v.110, p.1-20.

Gesch, D. 2006. New products from the Shuttle Radar Topography Mission. *Eos Trans AGU*, v.87, p.18.

Gorokhovich, Y., and Voustianiouk, A. 2006. Accuracy assessment of the processed SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics, *Remote Sensing of Environment*, v.104, n.4, p.409-415.



Grohman, G., Kroenung, G. and Strebeck, J. 2006. Filling SRTM voids: the Delta Surface Fill Method. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, March, p.213-216.

Guzzetti, F. and Reichenbach, P. 1994. Towards a definition of topographic divisions for Italy. *Geomorphology*, v.11, p.57-74.

Henry, J.B. Malet, J.P., Maquaire, O. and Grussenmeyer, P. 2002. The use of small-format and low-altitude aerial photos for the realization of high-resolution DEMs in mountainous areas: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Earth Surf. Process. Landforms*, v.27, p.1339-1350.

Hohle, J. 1996. Experience with the production of digital orthophotos. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, v.62, n.10, p.1189-1194.

Jenson, S.K. and Domingue, J.O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, v.54, n.11, p.1593-1600.

Kocak G., Buyuksalih G., and Oruc M. 2005. Accuracy assessment of interferometric digital elevation models derived from the Shuttle Radar Topography Mission X- and C-band data in a test area with rolling topography and moderate forest cover, *Optical Engineering*, v.44, n.3, 036201-1-7.

Kobrick, M. 2006. On the toes of Giants – How SRTM was born. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, v.72, 206-210.

Miliaresis, G. Gh., Paraschou, C.V.E. 2005. Vertical accuracy of the SRTM DTED level 1 of Crete. *Int. Journ. of Applied Earth Observ. and Geoinf.*, v.7, n. 1, p.49-59.

Parian, J.A. and Gruen, A. 2005. Integrated laser scanner and intensity image calibration and accuracy assessment, *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. 36(3/W19):18–23.

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A. and Bamler, R. 2003. The shuttle radar topography mission- a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v.57, p.241-262.

Reichenbach, P., Acevedo, W., Mark, R.K. and Pike, R.J. 1993. A new landform map of Italy in computer shaded relief. *Bollettino Geodesia Sci. Affini*, v.52, p.21-44, with fold-out 1:2,000,000 scale map.

Smith, B. and Sandwell, D. 2003. Accuracy and resolution of shuttle radar topography mission data. *Geophysical Research Letters*, v.30, n.9, p.1467.

Strahler, A.N. 1980. System theory in general geography. *Phys. Geogr.*, v.1, p.1-27.

Taramelli, A. and Barbour, J. 2006. A new DEM of Italy using SRTM data. *Rivista Italiana Telerilevamento*, v.36.p.3-15.



## **SRTM-DEM AND LANDSAT ETM+ DATA FOR MAPPING TROPICAL DRY FOREST COVER AND BIODIVERSITY ASSESSMENT IN NICARAGUA**

Steven E. Sesnie

Center for Environmental Sciences and Education, Northern Arizona University, Flagstaff, Arizona, USA 86011-5694  
steven.sesnie@nau.edu

Suzanne E. Hagell

School of Forestry, Northern Arizona University, Flagstaff, Arizona, USA 86011-5018

Sarah M. Otterstrom

Paso Pacífico, PO Box 1244, Ventura, California, USA 93002-1244

Carol L. Chambers

School of Forestry, Northern Arizona University, Flagstaff, Arizona, USA 86011-5018

Brett G. Dickson

Center for Environmental Sciences and Education, Northern Arizona University, Flagstaff, Arizona, USA 86011-5694

### **ABSTRACT**

Tropical dry and deciduous forest comprises as much as 42% of the world's tropical forests, but has received far less attention than forest in wet tropical areas. Land use change threatens to greatly reduce the extent of dry forest that is known to contain high levels of plant and animal diversity. Forest fragmentation may further endanger arboreal mammals that play principal role in the dispersal of large seeded fruits, plant community assembly and diversity in these systems. Data on the spatial arrangement and extent of dry forest and other land cover types is greatly needed to enhance studies of forest fragmentation effects on animal populations. To address this issue, we compared two Random Forest decision tree models for land cover classification in a Nicaraguan tropical dry forest landscape with and without the use of terrain variables derived from Space Shuttle Radar and Topography Mission digital elevation data (SRTM-DEM). Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) bands and vegetation indices were the principle source of spectral variables used. Overall classification accuracy for nine land cover types improved from 82.4% to 87.4% once terrain and spectral predictor variables were combined. Error matrix comparisons showed that class accuracy was significantly greater ( $z = 2.57, p\text{-value} < 0.05$ ) with the inclusion of terrain variables (e.g., slope, elevation and topographic wetness index) in decision tree models. Variable importance metrics indicated that a corrected Normalized Difference Vegetation Index (NDVI<sub>c</sub>) and terrain variables improved discrimination of forest successional types and wetlands in the study area. Results from this study demonstrate the capability of terrain variables to enhance land cover classification and habitat mapping useful to biodiversity assessment in tropical dry forest.

**Keywords:** STRM-DEM, Landsat ETM+, Random Forest classifier, tropical dry forest, land cover



## RESUMO

Cobertura de floresta tropical seca e decídua abrange até 42% da floresta tropical do mundo, mas têm recebido muito menos atenção que a floresta em áreas tropicais úmidas. A mudança de uso de terra ameaça grandemente reduzir a extensão de floresta seca que é sabida conter níveis altos de diversidade de planta e animal. O fragmentação de floresta pode mais pôr em perigo mamíferos arbóreais que servem papel principal na dispersão de frutas sementadas grandes, a assembléia de comunidade de planta e diversidade nestes sistemas. Os dados no arranjo espacial e extensão de floresta seca e outros tipos de cobertura de terra são grandemente precisados para aumentar estudos de efeitos de fragmentação de floresta em populações animais. Para direcionar a esta questão nós comparamos dois modelos aleatórios de árvore de decisão da floresta para classificação de cobertura de terra numa paisagem de floresta seca tropical nicaraguense com e sem o uso de variáveis de terreno derivadas do Radar da Lançadeira do Espaço e dados digitais de elevação da Missão Topografia (SRTM-DEM). As faixas do Traçador Landsat Temático Aumentado (ETM+) e índices de vegetação eram a fonte principal de variáveis espectrais usados. Exatidão total de classificação para nove tipos de cobertura de terra melhorou de 82,4% a 87,4% ao logo que variáveis de terreno e preditor espectral foram combinadas. As comparações de matriz de erro mostraram que exatidão de classe era significativamente maior ( $z = 2,57$ ,  $p$ -valor  $< 0,05$ ) com a inclusão de variáveis de terreno (por exemplo, declive, elevação e índice topográfico de umidade) em modelos de árvore de decisão. Métricos da importância dos variáveis indicaram que um índice corrigido de Vegetação de Diferença Normalizado (NDVI<sub>c</sub>) e variáveis de terreno melhoraram discriminação de tipos de sucessional de floresta e terras úmidas na área de estudo. Os resultados deste estudo demonstram a capacidade de variáveis de terreno para aumentar classificação de cobertura de terra e traça de habitat útil para avaliar a biodiversidade em floresta seca tropical.

**Palavras-chave:** STRM-DEM, Landsat ETM+, Random Forest classifier, floresta tropical seca, cobertura do solo.

---

## 1. INTRODUCTION

Tropical dry and deciduous forest is estimated to occupy up to 42% of the world's tropical and subtropical landmass characterized as open or closed forest (Murphy and Lugo 1986). The effects of forest fragmentation on biodiversity in tropical dry environments are of critical concern in areas where human land use has substantially reduced forest cover (Defries et al. 2005). Although dry forest has been shown to be highly vulnerable to agricultural conversion and other threats (Miles et al. 2006), it has received far less attention from the scientific community than moist or wet tropical forest types (Sanchez-Azofeifa et al. 2005).

Efforts to maintain and restore dry forest may be affected by fragmentation of habitats and animal populations that are linked to ecosystem processes such as seed dispersal, plant community assembly and diversity (Holl and Kappelle 1999, Stevenson and Aldana 2008). Arboreal mammals that are important to dispersal of large seeded plants are of special concern as forest fragmentation can inhibit daily travel as well as forest connectivity important to animal movement and dependant plant populations (Chapman and Onderdonk 1998, Pacheco and Simonetti 2000). Fragmentation also increases human pressure such as hunting and capture of seed dispersing monkeys and birds for pets (Ortiz-Martínez and Rico-Gray 2007). However, threats to wildlife and plant species are mediated by species-specific sensitivity to forest disturbance and the types of matrix surrounding forest (Debinski and Holt 2000). Thus, the spatial context of remaining forest fragments and neighboring land use activities may enhance or degrade ecosystem function.



Methods to assess the spatial structure and viability of arboreal mammals and other animal populations often require ecological field studies that are combined with land cover information derived from remotely sensed data (Kerr and Ostrovsky 2003). Multispectral and multitemporal satellite images have played a primary role in characterizing land cover change and deforestation rates (Lu et al. 2004), but are fast becoming a fundamental component of conservation planning and biodiversity assessment (Sesnie et al. 2008, Stickler and Southworth 2008). However, improved cost effective and accurate methods for discriminating land cover types are needed for mapping and modeling habitat and animal population dynamics over large areas (Stickler and Southworth 2008). The need for low-cost data resources is particularly important for conservation research in developing countries where funding for mapping is often limited.

Satellite imagery and global coverage of digital elevation data from the Space Shuttle Radar and Topography Mission (SRTM-DEM) available through the Global Land Cover Facility (GLCF; <http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>) greatly increases access to no-cost data resources for land cover mapping. In addition, Landsat Multispectral Scanner (MSS), Thematic Mapper (TM), and Enhanced Thematic Mapper (ETM+) image archives from the >30 year program will become freely available to the public as of February 2009 (USGS 2008). Increased access to satellite and SRTM-DEM data are anticipated to improve opportunities for integrated mapping of land cover types important to conservation planning and biodiversity assessment (Sesnie et al. 2008).

For this research we combined Landsat ETM+ imagery with terrain variables derived from 90m SRTM-DEM data to map tropical dry forest fragments and agricultural land cover types in the Rivas Province of Southwestern Nicaragua. Forest and agricultural lands are concentrated across the narrow Rivas Isthmus, between Lake Nicaragua and the Pacific Coast. This area is a priority for regional conservation efforts because it contains forest remnants representative of endangered Central American lowland tropical dry forest. Forest fragments maintain western Nicaragua's last surviving populations of the black-handed spider monkey (*Ateles geoffroyi*). The spider monkey is an important seed disperser in tropical forests and is a useful indicator species of functional forest structure and connectivity (Pacheco and Simonetti 2000, Link and Di Fiore 2006). Accurate forest and agricultural cover maps are essential for assessing the viability of forest fragments to maintain threatened spider monkey populations. Land cover maps characterizing forest fragments and linkages can be used to prioritize conservation efforts such as the establishment of new protected areas and the location of restoration efforts.

In developing and testing a low-cost method for mapping tropical dry forest and agricultural land, our principle objective was to compare differences in overall and individual classification accuracy for land cover types with and without the use of SRTM-DEM derived variables. Terrain variables can potentially improve land cover classification accuracy as land use activities and infrastructure (e.g., roads) are typically linked to the biophysical environment (Sader and Joyce 1988). Therefore, we hypothesized that terrain variables would significantly enhance land cover classification and map accuracy over classifiers using spectral predictor variables alone.

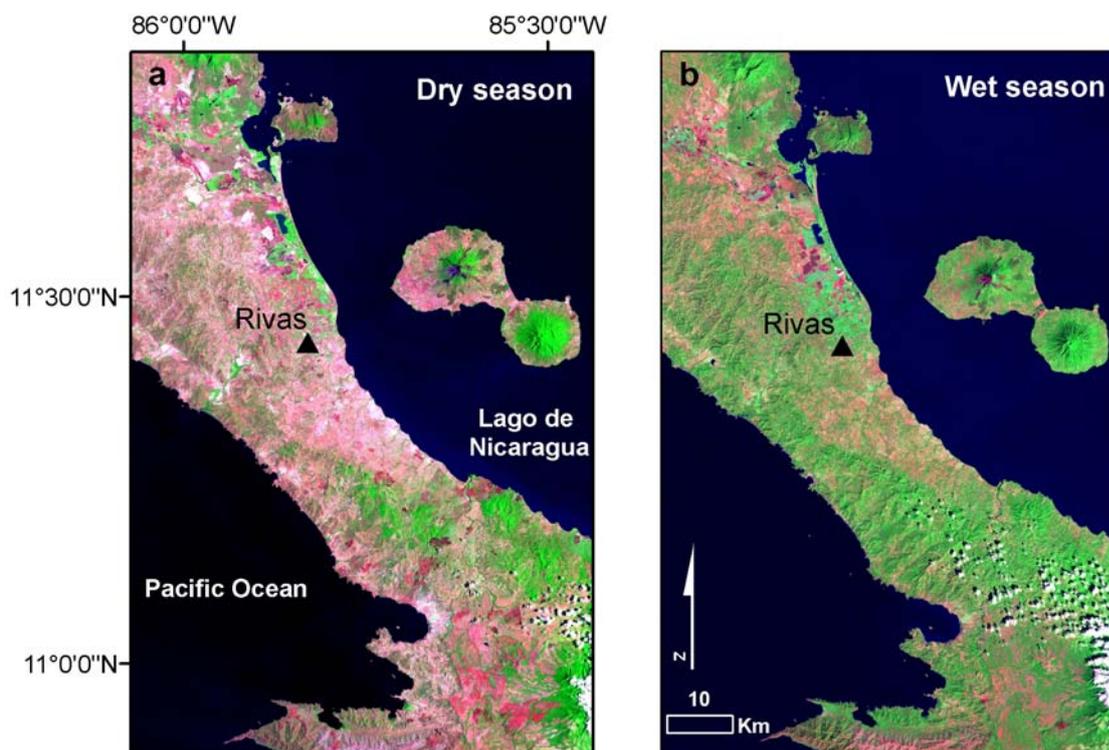
Our second objective was to examine the utility of freely available data, statistical software and robust machine learning techniques to map land cover for a Nicaraguan dry forest landscape of conservation interest. We used the non-parametric Random Forest decision tree classifier (Breiman 2001) to leverage conditional relationships in the data without making distributional assumptions problematic with parametric methods (Friedl and Brodley 1997). Random Forest decision trees have also been shown to obtain superior prediction accuracy over a number of other classifiers (Gislason et al. 2006). These modes of analysis were geared toward integrating widely available multispectral and terrain variables and statistical tools for land cover classification and biodiversity assessment. Validated land cover data developed with this study is being incorporated with studies investigating forest fragmentation effects on the threatened black-handed spider monkey.



## 2. METHODS AND MATERIALS

### 2.1. STUDY AREA

The study area encompasses the narrow isthmus and Rivas Province of southwestern Nicaragua to the west of Lake Nicaragua, hereafter referred to as the “Rivas study area” (Figure 1). The Rivas study area contains the highest concentration of tropical dry forest in Nicaragua. Forest types are defined as tropical dry deciduous forest along the lowland Pacific coast to moist broadleaf forest at higher elevations (Figure 1). Elevations in the Rivas area are between sea level and 600m in the coastal mountain range. Annual precipitation averages from 1400 to 2000mm with dry periods producing <50mm of rainfall per month between December and April. Average annual air temperature is 26.7 °C. Land colonization and agricultural expansion since the 1940s has led to a mixture of land cover types consisting of remnant coastal wetlands and mature and secondary forest re-growth amid pasture and crop lands. Conservation efforts by the non-government organization Paso Pacífico are presently aimed at maintaining and restoring forest connectivity in the Rivas study area to contribute to the development of the Mesoamerican Biological Corridor (MBC). Forest restoration activities are to replant native tree species and encourage natural regeneration in successional areas intended to sequester carbon and recover critical wildlife habitat.



**Figure 1** - Study area covering Nicaragua’s southwestern isthmus with moist and tropical dry forest that are connected forest in northwestern Costa Rica (lower right). Dry (a) and wet (b) season images indicate a contrast between leaf-off and leaf-on periods for deciduous forests. At the top is a TM image from March of 1986 and bottom is a late wet season ETM+ image from January 2000.



## 2.2. IMAGE PROCESSING AND LAND COVER CLASSIFICATION

An orthorectified Landsat image (WRS2 path 16 row 52) with low cloud cover from January of 2000 and 90m SRTM-DEM data were downloaded from GLCF image archives. On our study area, the month of December is typically the beginning of the dry season; however variation in rainfall patterns may extend the wet season and leaf-on phase. Therefore, the January ETM+ image was contrasted with a late dry season TM image from 1986 before it was considered representative of a primarily leaf-on period (Figure 1).

A set of predictor variables derived from ETM+ spectral bands and SRTM-DEM elevation data (Table 1) were used to model and classify the land cover types described in the section below. Digital numbers (DN) for ETM+ spectral bands 1-5 and 7 (30-m resolution) were converted to reflectance values taken at the sensor using standard calibration coefficients. The panchromatic ETM+ band (15-m resolution) was also included as a predictor variable and thermal band 6 was not used. No geometric correction was applied as land features visible in the ETM+ image corresponded spatially with 2004 orthorectified aerial photographs (1-m pixels). All predictor variables were resampled to a 30m pixel resolution to match ETM+ bands. The normalized difference vegetation index (NDVI) and corrected NDVI (NDVIC) that are sensitive to Plant Area Index (PAI) and canopy closure (Nemani et al. 1993, Pocewicz et al. 2004) were used to enhance differences between late and early successional forest. Terrain variables thought to influence land use were derived from the SRTM-DEM. Topographic wetness index was derived using the Topocrop Terrain Analysis extension in ArcView 3.3 (ESRI 2002) that models soil moisture patterns (Beven and Kirkby 1979, Moore et al. 1991). Aspect was transformed to an index of solar radiation (Roberts and Cooper 1989).

Nine land cover categories were used for classification model training and mapping purposes and that could be readily interpreted from digital 2004 panchromatic aerial photographs. Because the successional status of forest remnants, canopy structure and composition were anticipated to play a role in the distribution and movement of arboreal frugivores on the study area, discriminating mature or late successional forest from young secondary forest regrowth (hereafter termed “forest” and “regrowth” respectively) was a primary focus for this study. Vegetation such as reed grass marshes, flood plain or inundated forest and mangroves were grouped into a general category termed wetlands. Other land cover categories contributing to landscape heterogeneity and possible wildlife habitat were pasture land, horticultural crops, bare soil, rock and urban areas. Cloud and shadows were masked from the classified image as a post-processing step.

A supervised land cover classification approach was used by identifying a set of training sites and pixels representing each land cover type. Training locations were interpreted from the digital aerial photographs and placed over the 2000 ETM+ image using geographically linked viewers in the ENVI v. 3.3 image processing package (ITT Industries Inc. 2006). From the training sample data, the Random Forest decision tree classifier in the R statistical package v. 2.6.2 (The R Foundation for Statistical Computing 2008) was used to map land cover from the set of spectral and terrain predictor variables. Random Forest decision tree models were derived from multiple model runs ( $n = 2000$  classification trees) with bootstrap training samples leaving a portion of the data aside for accuracy assessment. Each tree was independently derived and tested for accuracy by running data withheld from the training sample (about 1/3<sup>rd</sup>) down the respective tree. Each tree contributed a unit vote for the most popular class (e.g., a land cover category) and error was aggregated from the number of trees requested (Breiman 2001).



**Table 1** - Predictor variables used with Random Forest classification trees for land cover classification.

Landsat ETM+	Units	Spatial res. (m)	Equation
b1	0.45-0.51 $\mu\text{m}$	30	—
b2	0.52-0.60 $\mu\text{m}$	30	—
b3	0.63-0.69 $\mu\text{m}$	30	—
b4	0.75-0.90 $\mu\text{m}$	30	—
b5	1.55-1.75 $\mu\text{m}$	30	—
b7	2.08-2.35 $\mu\text{m}$	30	—
pan	0.52-0.90 $\mu\text{m}$	15	—
NDVI	-1- +1	30	$b4-b3/b4+b3$
NDVIc	-1- +1	30	$b4-b3/b4+b3*[1-(b5-b5_{\min})/(b5_{\max}-b5_{\min})]^1$
<b>SRTM-DEM</b>			
Elevation (el)	m	90	—
Slope	%	90	—
Topographic wetness index (twi)	0-16	90	—
Transformed aspect (trasp)	0-1	90	$(1-\cos((\text{aspect}-30)*\pi/180))/2$

<sup>1</sup>Band 5 maximum and minimum values were taken from an open pasture and closed forest canopy on level terrain.

### 2.3. DATA ANALYSIS

Classification accuracy was evaluated for each land cover type from two separate classifiers with and without the use of SRTM-DEM derived terrain predictor variables for comparison. Error matrices for each classifier were used to compare overall percent accuracy and percent accuracy within each land cover category (Congalton and Green 1999). The relationship between land cover, terrain variables and classification accuracy was tested by comparing correctly classified pixels left out of the bootstrap training sample. Therefore, correctly classified pixels along the main diagonal of the error matrix were treated as a discrete random variable and compared using a Wilcoxon signed rank test (test statistic =  $Z$ ,  $\alpha = 0.05$ ). We hypothesized that the inclusion of terrain variables would lead to a significantly greater ( $\mu > 0$ ,  $P < 0.05$ ) number of correctly classified validation pixels. Relationships in the data such as the influence of topography and soil moisture on land use were anticipated to improve accuracy by accounting for these conditions in the set of predictor variables.

The importance of predictor variables to land cover classification accuracy was also estimated using Random Forest trees and permuting each predictor out of multiple decision tree model runs (2000 trees). The mean decrease in accuracy from class sample data left out of bootstrap training samples was used as a measure of variable importance (Breiman 2001). Further technical details for machine learning classifiers and spatial modeling procedures used with this study can be obtained from randomForest and yalmpuete documentation with the R statistics package (<http://cran.r-project.org/>).

### 3. RESULTS

Error matrices from the two separate Random Forest classifiers resulted in greater land cover classification accuracy when terrain variables were included (Table 2a, b). Overall class accuracy increased from 82.4% to 87.4% with the addition of terrain variables. Terrain variables also contributed to a notable reduction in misclassification error rates for individual land cover categories with the exception of horticulture crops (Table 2a, b). Particularly important to this study was a 3% to 6% reduction in misclassification error for the two forest and regrowth categories in addition to a 20% reduction for the wetlands category.

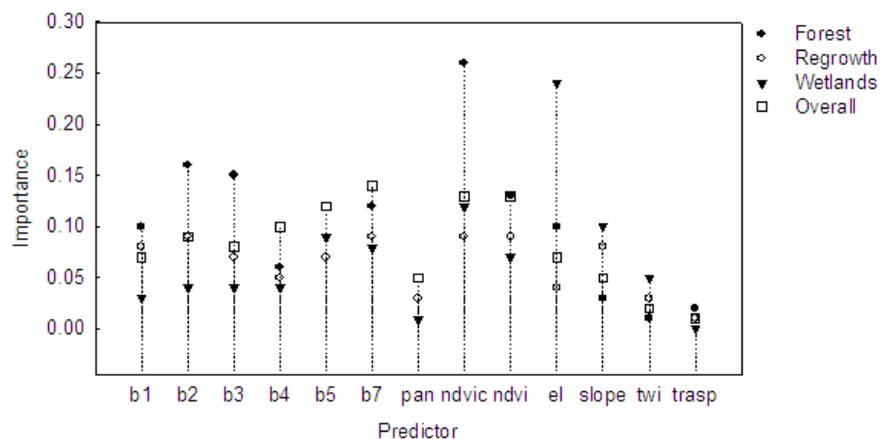


Terrain data significantly increased ( $Z = 2.57, P < 0.05$ ) the number of correctly classified validation pixels based on error matrix comparisons (main diagonal) from the two separate classifiers. Map accuracy was  $> 80\%$  for land cover categories using all thirteen ETM+ and STRM-DEM variable, which we considered exceptional for characterizing landscape heterogeneity and forest fragmentation patterns in the study area.

Both spectral and terrain variables were important in the accurate classification of forest and wetlands types (Figure 2). Overall, NDVI, NDVIc, ETM+ band 7 (mid-infrared) were the most important variables. However, NDVIc and percent slope were among the most important variables for accurately classifying both regrowth and wetlands categories. NDVIc was also highly important to accurately discriminating forest from other land cover types (Figure 2). The separability of forest and regrowth areas was greatly improved with NDVIc when compared to NDVI (Figure 3a, b). Recalibrating NDVI for open and closed forest canopy conditions using the mid-infrared ETM+ band 5 dramatically improved the sensitivity to forest structural differences between the two successional classes (Figure 3b).

Mapped forest and regrowth areas corresponded with remaining forest occurring on steep or uneven terrain less suitable for agriculture (Figure 4). More extensive forest and regrowth areas were primarily observed in mountainous terrain (Figures 4, 5). Conversely, areas of low topography along the west edge of Lake Nicaragua were largely dominated by agricultural lands with the exception of coastal wetlands and forest retained along riparian corridors (Figure 5). Indeed, the relationship between topography, land use and spatial location of land cover types helped to explain a statistically significant increase in overall classification accuracy from comparisons above.

Variation in annual and seasonal rainfall in the study area was also important to accurately estimating the remaining extent of tropical dry forest and regrowth in the study area. Visual comparisons of images from leaf-off and leaf-on periods indicate that the extent of forest categories would likely be severely underestimated from dry season imagery (Figure 4). Images obtained during the late dry season (March) suggested that extensive areas are devoid of green vegetation and forest cover in the Rivas study area (Figure 4). Despite the onset of a dry season as early as December, the January ETM+ image and land cover classification showed that forest and regrowth areas were visually consistent forested areas in high spatial resolution aerial imagery (Figure 4). Inter-annual differences and extended periods of rainfall in some years are important for obtaining low cloud cover images during leaf-on periods for accurate characterization of tropical dry forest cover.



**Figure 2** - Random Forest predictor variable importance plot for classifying forest, regrowth and wetlands land cover types in addition to the overall mean decrease in classification accuracy (importance) attributed to each predictor variable.



**Table 2 -** Error matrices generated from the Random Forest classifier using a) spectral predictor variables only and b) spectral and terrain predictor variables. Error is estimated from predicted class samples from data left out of the bootstrap training sample.

a)

Predicted	Ref.									
	crops	forest	pasture	regrowth	rock	soil	urban	water	wetlands	Error
crops	<b>65</b>	1	3	1	0	0	0	0	6	14.5%
forest	0	<b>110</b>	0	17	0	0	0	1	3	16.0%
pasture	1	0	<b>85</b>	6	1	7	0	0	1	15.8%
regrowth	1	24	4	<b>83</b>	0	0	0	0	1	26.5%
rock	0	0	0	2	<b>25</b>	2	1	1	0	19.4%
soil	0	0	3	0	2	<b>50</b>	6	0	0	18.0%
urban	0	0	2	0	0	11	<b>32</b>	0	0	28.9%
water	0	0	0	0	3	0	0	<b>113</b>	0	2.6%
wetlands	7	3	1	4	0	0	0	0	<b>25</b>	37.5%

b)

Predicted	Ref.									
	crops	forest	pasture	regrowth	rock	soil	urban	water	wetlands	Error
crops	<b>65</b>	2	5	1	0	0	0	0	3	14.5%
forest	0	<b>114</b>	0	15	0	0	0	1	1	13.0%
pasture	2	0	<b>89</b>	5	1	4	0	0	0	11.9%
regrowth	1	19	3	<b>90</b>	0	0	0	0	0	20.4%
rock	0	0	0	1	<b>28</b>	0	0	1	1	9.7%
soil	0	0	3	0	1	<b>54</b>	3	0	0	11.5%
urban	0	0	2	0	0	7	<b>36</b>	0	0	20.0%
water	0	0	0	0	1	0	0	<b>115</b>	0	0.9%
wetlands	5	0	0	2	0	0	0	0	<b>33</b>	17.5%

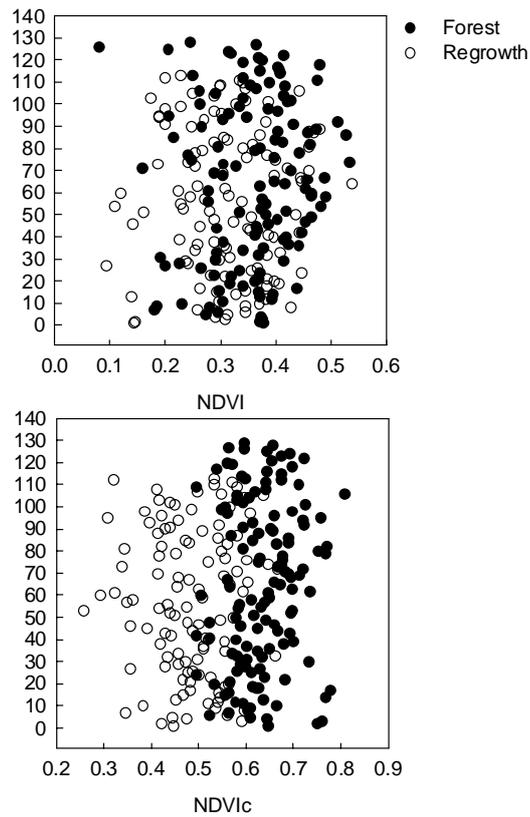


Figure 3 - Separability comparison of forest and regrowth areas attributed by a) NDVI and b) NDVIc values.

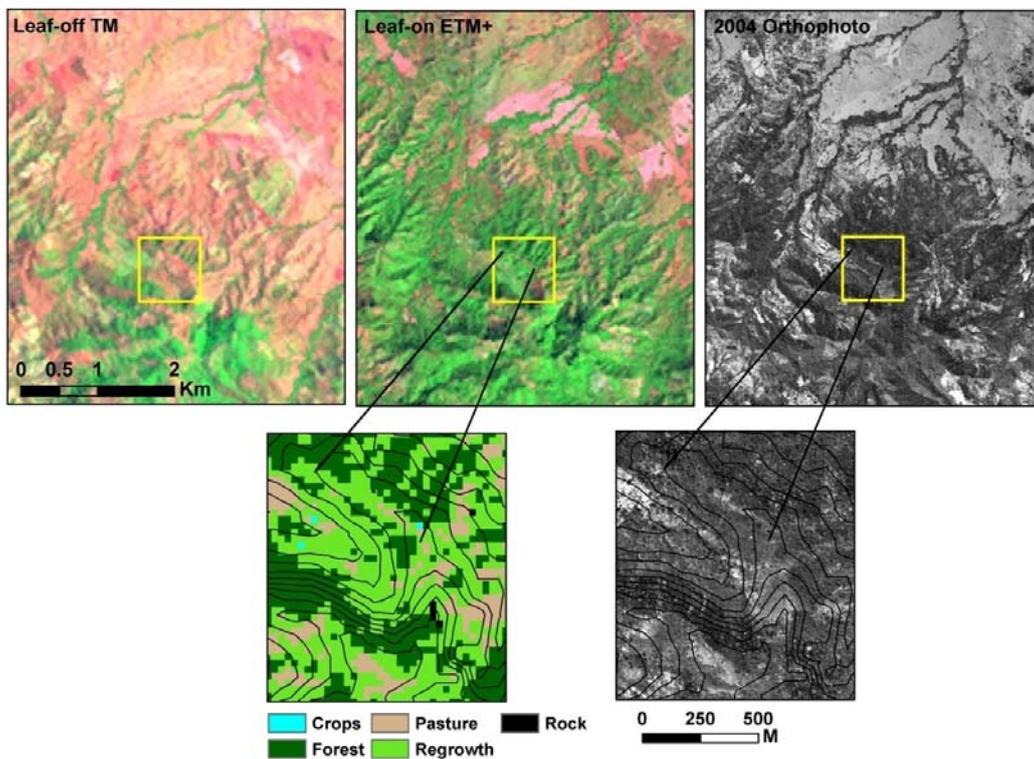
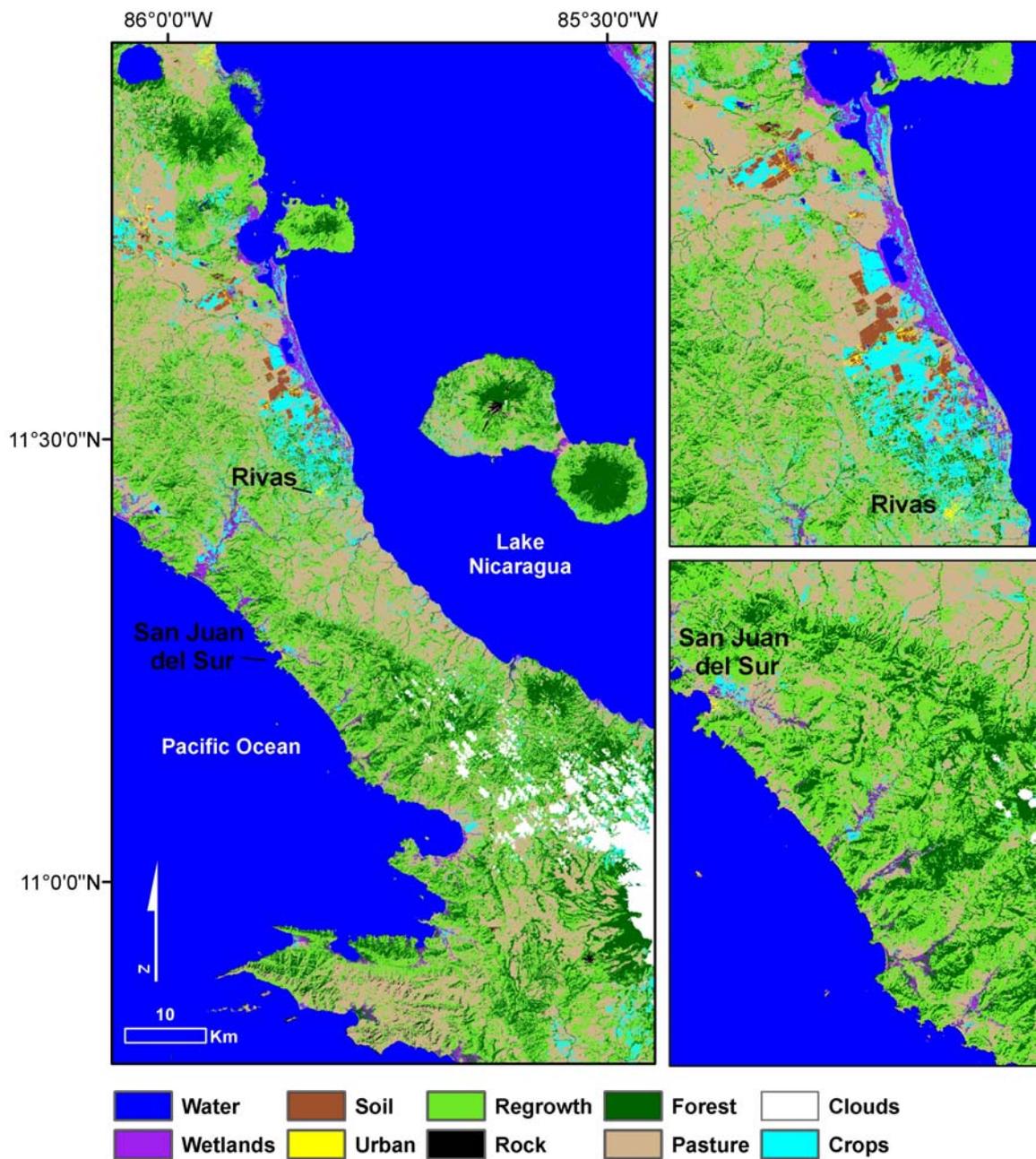


Figure 4 - Forest and regrowth areas within the Rivas study area viewed from leaf-off and leaf-on Landsat images (top). Pasture, forest and regrowth areas mapped from SRTM-DEM derived terrain variables and the leaf-on ETM+ image correspond well with 2004 panchromatic orthophotographs from the study area (bottom).



**Figure 5** - Land cover map of the Rivas study area from Random Forest classification trees combining Landsat ETM+ spectral variables and SRTM-DEM derived terrain predictor variables.



#### 4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Dry forest and regrowth areas in addition to other land cover types appear to be spatially structured, in part, by the biophysical environment and land use activities in the Rivas study area. Based on our comparisons, terrain variables can improve land cover classification models that attempt to discriminate tropical dry forest and early successional areas from other land cover types. Very little forest and successional vegetation remains in areas of low topography and elevation in the Rivas study area, thus improving the accuracy of land cover categories mapped with terrain data. Accurate discrimination of wetlands was also improved with the addition of topographic and elevation data that are linked to hydrologic conditions on these sites and surrounding land use.

Gain in classification accuracy for the Rivas land cover map are in spite of lower spatial resolution (e.g., 90m vs. 30m SRTM-DEM) and vertical errors (~16-m mean vertical offset) known to occur with SRTM elevation values for sub-tropical dry (Florida) and rain forest types (Gillespie et al. 2006, Hofton et al. 2006). Vertical error and spatial resolution undoubtedly impact models of terrain features, local hill-slope variation and surface hydrology important for land cover classification (Sesnie et al. 2008). Nevertheless, the effects of vegetation phenology on synthetic aperture radar data in tropical dry forest remain unclear. The acquisition date (February 11 of 2000) of SRTM data corresponds with a partial leaf-off period in the Rivas study area. The C-band wave-lengths (5.8cm) used to create SRTM elevation data interact with canopy foliage and branches and it is not currently known how leaf-off periods affect elevation values derived from radar data at these latitudes (but see Gillespie et al. 2006). It is, however, likely that broad-scale land cover categories used with this study are less affected by vertical error in SRTM elevation data. Mapping of forest composition and more detailed land cover types would likely require improved elevation data to more accurately model local topography and hydrologic function.

We found that NDVI and NDVI<sub>c</sub> were also important to the classification results obtained (Figure 3). A number of studies report the utility of spectral vegetation indices for discriminating successional classes in tropical dry forest (Arroyo-Mora et al. 2005, Freely et al. 2005, Kalascka et al. 2005). NDVI<sub>c</sub> which incorporates maximum and minimum values from the mid-infrared spectral region (ETM+ band 5) has shown increased sensitivity and a positive relationship with PAI in temperate coniferous forests (Nemani et al. 1993, Pocewicz et al. 2004). In our study, NDVI<sub>c</sub> was highly important to discriminating forest from other land cover types, principally early successional forest regrowth. Greater NDVI<sub>c</sub> values in late successional dry forest are potentially due to greater canopy closure and PAI than in early successional stages. However, field measurements by Kalascka et al. (2005) found that PAI was generally lower in later successional stages for two dry forest sites in Costa Rica. High understory development of woody plants on early successional sites may explain differences observed in Costa Rican forests. Kalascka et al. (2005) suggested that the interdependence of PAI, canopy openness and local climate variation was important to quantifying differences among dry forest successional stages. No field measurements were taken to examine these relationships in the present study and further detailed field studies to determine relationships between PAI, forest structure and spectral vegetation indices are clearly warranted for comparison among sites (Kalascka et al. 2005).

The land cover classification methods and data resources explored with the Rivas study area are applicable to other tropical dry forest areas and ecosystems. Random Forest decision trees provide a robust method to integrate predictor variables for land cover classification, assess variable importance, and improve classification accuracy (Breiman 2001). These methods dramatically improve the operability of remotely sensed data for conservation and biodiversity assessment in a cost-effective manner. Limitations of the approach used are the temporal separation of the various input data obtained and unavailability of ground reference data. However, the collection of ground data are unlikely to confirm classification accuracy of land cover types derived from the available 2000 ETM+ image. Rapid land use and land cover change



in the study area suggests that bootstrapped error estimates from Random Forest trees provide a practical alternative to the use of ground reference data that is expensive to collect and temporally infeasible.

The linkage between landscape structure, animal populations and ecological function are as yet unclear in tropical dry forest ecosystems. Importantly, land cover data generated for the Rivas study area increase opportunities to investigate the effects of forest fragmentation on spider monkey and other wildlife populations and potential outcomes of ongoing forest restoration activities in the study area. Future efforts that characterize land cover applying the classification techniques validated with this study, as well as up-to-date multispectral images, will contribute to improved knowledge of land cover dynamics and changes as they occur in this and other tropical dry forest landscapes.

## ACKNOWLEDGMENTS

We thank the organization Paso Pacifico and financial support from the United States Agency for International Development/Nicaragua and the United States Department of Agriculture Forest Service International Institute of Tropical Forestry under PASA No. 524-P-00-07-00007-00 (Conservation and Sustainable Tourism in Critical Watersheds). S.E. Hagell was supported while contributing to this manuscript by the NSF-IGERT program at Northern Arizona University and B.G. Dickson was supported by a David H. Smith postdoctoral fellowship. Thanks are also due to Lon Mason for his assistance with translating the abstract for this article from English to Portuguese.

## 5. REFERENCES

- Arroyo-Mora, J. P., G.A. Sánchez-Azofeifa, M.E.R. Kalacska, and others, 2005. Secondary forest detection in a Neotropical dry forest using Landsat 7 ETM+ and IKONOS imagery. *Biotropica*, v. 37, no. 4, p. 497-507.
- Beven, K. J., and M.J. Kirkby, 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, p. 43-69.
- Breiman, L., 2001, Random forests: *Machine Learning*, v. 45, p. 5-32.
- Chapman C.A. and Onderdonk D.A. 1998. Forests without primates: Primate/plant codependency. *American Journal of Primatology*, v. 45, p. 127-141.
- Congalton, R. G., and K. Green, 1999. Assessing the accuracy of remotely sensed data: principles and practices: Boca Raton, FL, CRC/Lewis Publishers.
- Debinski, D. M., and R.D. Holt, 2000. A survey and overview of habitat fragmentation experiments. *Conservation Biology*, v. 14, p. 342-355.
- Defries, R. A., A. Hansen, A.C. Newton, and others, 2005. Increased isolation of protected areas in tropical forest over the past twenty years. *Ecological Applications*, v. 15, p. 19-26.
- Freely, K. J., 2005, The utility of spectral indices from Landsat ETM+ for measuring structure and composition of tropical dry forest. *Biotropica*, v. 37, p. 508-519.
- Friedl, M. A., and C.E. Brodley, 1997. Decision tree classification of land cover from remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, v. 61, p. 399-409.
- Gillespie, T. W., B.R. Zutta, M.K. Early, and others, 2006. Predicting and quantifying the structure of tropical dry forest in South Florida and Neotropics using spaceborne imagery. *Global Ecology and Biogeography*, v. 15, p. 225-236.



- Gislason, P. O., J.A. Benediktsson, and J.R. Sveinsson, 2006. Random forests for land cover classification. *Pattern Recognition Letters*, v. 27, p. 294-300.
- Hofton, M., R. Dubayah, J.B. Blair, and others, 2006. Validation of SRTM elevations over vegetated and non-vegetated terrain using medium footprint Lidar. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 72, p. 279-285
- Holl, K. D., and M. Kappelle, 1999. Tropical forest recovery and restoration. *Trends in Ecology & Evolution*, v. 14, no. 10, p. 378-379.
- Kalacska, M. E. R., A.G. Sánchez-Azofeifa, J.C. Calvo-Alvarado, and others, 2005. Effects of season and successional stage on Leaf Area Index and spectral vegetation indices in three Mesoamerican tropical dry forests. *Biotropica*, v. 37, no. 4, p. 486-496.
- Kerr, J. T., and M. Ostovsky, 2003. From space to species: ecological applications for remote sensing. *Trends in Ecology and Evolution*, v. 18, no. 6, p. 299-305.
- Link, A., Di Fiore A., 2006. Seed dispersal by spider monkeys and its importance in the maintenance of neotropical rain-forest diversity. *Journal of Tropical Ecology*, v. 22, p.235-246.
- Lu, W., P. Mausel, E. Brondizio, and others, 2004. Change detection techniques. *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 2365-2407.
- Miles, L., A.C. Newton, R.S. Defries, and others, 2006. A global overview of the conservation status of tropical dry forest. *Journal of Biogeography*, v. 33, p. 491-505.
- Moore, T. D., R.B. Grayson, and A.R. Ladson, 1991. Digital terrain modeling - A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, v. 5, p. 3-30.
- Murphy, P. G., and A.E. Lugo, 1986. Ecology of tropical dry forest. *Annual Review of Ecology and Systematics*, v. 17, p. 67-88
- Nemani, R., L. Pierce, S. Running, and others, 1993. Forest ecosystem processes at the watershed scale: sensitivity to remotely-sensed Leaf Area Index estimates. *International Journal of Remote Sensing*, v. 14, no. 13, p. 2519-2534.
- Ortiz-Martínez, T., and V. Rico-Gray, 2007. Spider monkeys (*Ateles geoffroyi vellerosus*) in a tropical deciduous forest Techauntepec, Oaxaca, Mexico. *The Southwestern Naturalist*, v. 52, no. 3, p. 393-399.
- Pocewicz, A. L., P. Gessler, and A.P. Robinson, 2004. The relationship between effective plant area index and Landsat spectral response across elevation, solar insolation, and spatial scales in a northern Idaho forest: *Canadian Journal of Forest Resources*, v. 34, p. 465-480.
- Pacheco L.F., Simonetti J.A. 2000. Genetic structure of a mimosoid tree deprived of its seed disperser, the spider monkey. *Conservation Biology*, v. 14, p.1766-1775.
- Roberts, D. W., and S.V. Cooper, 1989. Concepts and techniques of vegetation mapping. In: *Land classifications based on vegetation: applications for resource management: USDA Forest Service General Technical Report INT-257*, Ogden, UT, p. 90-96.
- Sader, S. A., and A.T. Joyce, 1988. Deforestation rates and trends in Costa Rica, 1940 to 1983. *Biotropica*, v. 20, no. 1, p. 11-19.
- Sesnie, S. E., P.E. Gessler, B. Finegan, and others, 2008. Integrating Landsat TM and SRTM-DEM derived variables with decision trees for habitat classification and change detection in complex neotropical environments: *Remote Sensing of Environment*, v. 112, p. 2145-2159.
- Stevenson, P. R., and A.M. Aldana, 2008, Potential effects of ateline extinction and forest fragmentation on plant diversity and composition in the Western Orinoco Basin, Colombia. *International Journal of Primatology*, v. 29, p. 365-377.
- Stickler, C. M., and J. Southworth, 2008. Application of multi-scale spatial and spectral analysis for predicting primate occurrence and habitat associations in Kibale National Park, Uganda. *Remote Sensing of Environment*, v. 112, p. 2170-2186.
- Sánchez-Azofeifa, G. A., M. Quesada, J.P. Rodríguez, and others, 2005. Research priorities for Neotropical dry forests. *Biotropica*, v. 37, no. 4, p. 477-485.
- USGS, 2008. Imagery for everyone: timeline set to release entire USGS Landsat archive at no charge. *Technical Announcement*, p. 1.



## **DELIMITAÇÃO DE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE EM TOPOS DE MORROS PARA O TERRITÓRIO BRASILEIRO**

### **DELINEATION OF PERMANENT PRESERVATION AREAS ON THE HILLTOPS FOR THE BRAZILIAN TERRITORY**

Daniel de Castro Victoria

Centro Nacional de Pesquisa de Monitoramento por Satélite – Embrapa Av. Soldado Passarinho, 303 Fazenda Chapadão CEP 13070-115 Campinas, SP, Brasil Fone: +55 (19) 3211-6200 Fax: +55 (19) 3211-6222  
daniel@cnpm.embrapa.br

Marcos Cicarini Hott

Centro Nacional de Pesquisa de Gado de Leite Rua Eugênio do Nascimento, 610 - Dom Bosco 36038-330 - Juiz de Fora - MG Tel.: (32) 3249 4700 - Fax.: (32) 3249 4701  
hott@cnpgl.embrapa.br

Evaristo Eduardo Miranda

Oswaldo Tadatomo Oshiro

Centro Nacional de Pesquisa de Monitoramento por Satélite – Embrapa Av. Soldado Passarinho, 303 Fazenda Chapadão CEP 13070-115 Campinas, SP, Brasil Fone: +55 (19) 3211-6200 Fax: +55 (19) 3211-6222  
mir@cnpm.embrapa.br  
osvaldo@cnpm.embrapa.br

#### **RESUMO**

O código florestal brasileiro define como áreas de proteção permanente (APPs) os topos dos morros. Estes foram regulamentados pela resolução CONAMA 303/2002, que estabelece que o terço superior de morros e montanhas, cuja elevação ultrapasse 50 m e declividade seja superior a 30 %, devam ser protegidos. Porém, a delimitação de tais áreas de forma automatizada e em grandes escalas mostra-se um desafio, uma vez que a definição da base dos morros, na resolução CONAMA, pode ser questionada. Além disso, muitas metodologias propostas baseiam-se fortemente na interferência de um analista, resultando em problemas relacionados à interpretação e experiência do operador. Utilizando metodologia previamente testada, que dispensa a interferência de um operador na definição dos topos e bases dos morros, foi delimitada a área de APP em topo de morro e montanha, em escala compatível com 1:250.000. Constatou-se que aproximadamente 400 mil km<sup>2</sup> do território nacional se enquadram nesta definição.

**Palavras-chave:** Topo de morro, área de preservação permanente, CONAMA, SRTM, código florestal



## ABSTRACT

Brazilian environmental legislation states that mountain and hill tops are environmental preserves. This has been regulated by the CONAMA 303/2002 resolution, establishing that the top third of all hills or mountains, with a slope higher than 30% and an altitude difference above 50 m should be protected. However, identifying these areas in large landscapes, automatically, poses a challenge, providing that CONAMAs' baseline definition can be easily questioned. Also, several methods for delimiting such areas require some level of interference from an operator, leading it vulnerable to different interpretations. Using a previously tested method that does not require operator interference, environmental preservation areas related to hilltops have been delimited at a scale equivalent to 1:250.000. Approximately 400,000 km<sup>2</sup> of the Brazilian territory is considered preservation area.

**Keywords:** Hill tops, environmental preserves, CONAMA, SRTM, Brazilian environmental legislation

---

## 1. INTRODUÇÃO

O código florestal brasileiro (Lei 4.771 de 1965) definiu os topos de morro e montanha como Áreas de Preservação Permanente (APPs). Regulamentada pela resolução CONAMA 303/2002, estas áreas são definidas como sendo “delimitadas a partir da curva de nível correspondente a dois terços da altura mínima da elevação em relação à base” (Item V Art. 3º Resolução CONAMA 303/2002) e que morros e montanhas separados por menos de 500 metros devem ser considerados como um só. Nesta mesma resolução encontramos as definições (Art. 2º) de morro: elevação do terreno com cota do topo em relação à base entre cinquenta e trezentos metros e encostas com declividade superior a trinta por cento (aproximadamente dezessete graus) na linha de maior declividade; montanha: elevação do terreno com cota em relação a base superior a trezentos metros; e base de morro ou montanha: plano horizontal definido pela planície ou superfície de lençol d'água adjacente ou, nos relevos ondulados, pela cota da depressão mais baixa ao seu redor.

Esta resolução tem causado divergências e dificuldades quanto ao mapeamento das APPs pois privilegia o reconhecimento de campo, dificultando o planejamento, execução e fiscalização em um país com dimensões continentais (Hott et al., 2005). Além disso, a delimitação das APPs utilizando metodologias analógicas, incluindo a interpretação visual de cartas topográficas, estará sujeita a subjetividade e experiência do analista (Hott et al., 2005).

A utilização de técnicas de geoprocessamento na delimitação das APPs permitem a padronização e a repetição da metodologia. No entanto, diversos trabalhos delimitando estas áreas tomam como base pequenas área de estudo, onde dados em escalas detalhadas estão disponíveis (Costa et al. 1996; Catelani et al. 2003; Oliveira et al. 2007; Santos et al. 2007). Além disso, a maioria destes trabalhos necessita da intervenção de um analista para definir a cota de base do morro/montanha.

É durante esta etapa que um dos problemas da resolução CONAMA fica aparente, pois a interpretação da definição de base do morro ou montanha deixa margem dúvidas. Santos et al. (2007), trabalhando em uma microbacia de 4.000 ha, definiram que a cota da base de todos os morros era dada pela altitude da planície. Já Costa et al. (1996), trabalhando em uma área de 185 ha com dados topográficos na escala 1:10.000, consideraram que os morros eram delimitados pelas áreas com declividade superior a 20° (relevo fortemente ondulado). Tais metodologias se mostram altamente dependente de um operador, necessitando de grande quantidade de trabalho manual, o que a torna impraticável para grandes extensões.



Vários autores têm demonstrado que com ferramental em geoprocessamento e base de dados altimétrica apropriada, tal como modelos digitais de elevação (MDE), é possível obter-se o terço superior de forma automatizada (Ribeiro et al., 2002; Hott et al., 2005). Os MDE's hidrológicamente consistentes caracterizam-se por terem elevada coincidência entre a drenagem derivada numericamente e a hidrografia real, estando isentos de sumidouros (depressões espúrias – *sinks* –) que bloqueiam o trajeto do escoamento de água superficial (Hutchinson, 1989). Outra questão é a delimitação da base das elevações, a qual não é uma feição simplificada e euclidiana, demandando análise, e o uso de hidrografia mapeada para encontrá-las esbarra na compatibilidade de escalas e atualização hidrográfica. Portanto, delinear as elevações e determinar a base, definindo qual o método mais adequado tornou-se um desafio técnico, em virtude das diversas interpretações possíveis da legislação. A metodologia adotada neste trabalho foi a mesma empregada por Hott et al. (2005), a qual resultou em eficiência, padronização e rapidez para as APP's em topo de morros no Estado de São Paulo. Com o Surgimento dos dados de elevação oriundos de levantamento por radar coordenado pela NASA - *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) - que mapeou a topografia do globo com 90 metros de resolução espacial, ficou evidente a possibilidade de mapeamento das APP's em topos de morros para o território nacional.

## 2. MATERIAL E MÉTODOS

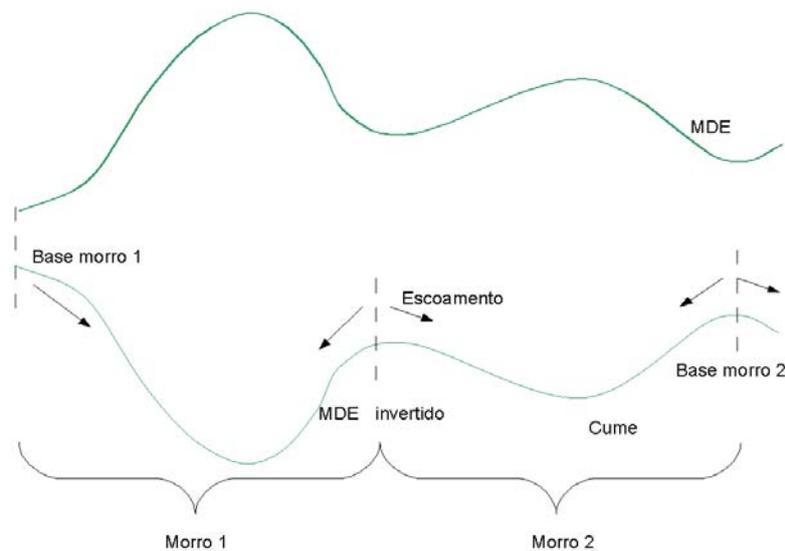
O MDE, com resolução espacial de 90 m, proveniente dos dados do *SRTM*, foi obtido do banco de dados da Embrapa – CNPM (Miranda et al, 2005). Gouvêa et al. (2005) demonstraram que o MDET com resolução espacial de 90 m possui escala equivalente à topografia 1:250.000.

A metodologia de Hott et al. (2005), identifica os cumes e individualiza os morros e montanhas utilizando o mapeamento numérico do escoamento superficial representado pelo MDE SRTM.

Utilizando as ferramentas de hidrologia dos SIGs, primeiramente foram preenchidas as depressões espúrias (*sinks*). Em seguida, foram determinadas as células que fluem para o cume de cada elevação, num fluxo revertido, utilizando o MDE de forma invertida, materializando assim seus limites e bases bases, com referência à depressão mais profunda ao redor da elevação, conforme dispositivo legal, em contraposição à alternativa da planície ou curso d'água adjacente à elevação. Uma representação esquemática da metodologia pode ser vista na Figura 1.

Posteriormente, calculou-se as elevações máximas e mínimas e a declividade em cada uma dessas áreas, permitindo assim remover os morros e montanhas que não se enquadravam na resolução CONAMA 303/2002, quanto aos limites de declividade e elevação. Por fim, agrupou-se os morros distantes a menos de 500 metros e calculou-se a cota do terço superior de todos os morros, a partir do terço superior do morro de menor elevação do conjunto agrupado.

Todo o processamento foi efetuado usando Sistema de Informações Geográficas ArcGIS e ArcINFO Workstation. Devido a limites computacionais, o território nacional precisou ser subdividido em 15 partes e o mesmo processo foi efetuado em cada uma dessas subdivisões.



**Figura 1** – Representação esquemática da metodologia de Hott et al. (2005)

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As APPs em topo de morro no Brasil, calculadas a partir do MDE SRTM, com resolução espacial de 90 m, totalizam 398.910 km<sup>2</sup>, 4,53 % do território nacional (Tabela 1). Os estados de Santa Catarina, Espírito Santo, Rio de Janeiro, Minas Gerais e o Distrito Federal apresentaram a maior porcentagem de área de preservação em topo de morro, acima de 10%. Minas Gerais apresenta a maior área total (74.000 km<sup>2</sup>), seguido pelo estado do Pará (51.615 km<sup>2</sup>) e Bahia (37.972 km<sup>2</sup>).

A localização das áreas de preservação permanente é apresentada na Figura 2. As Figuras 3 e 4 detalham melhor estas áreas para a região sudeste e para o estado de Santa Catarina, respectivamente.

**Tabela 1** – Área de preservação permanente em topo de morro e montanha por estado

Estado	Topo de morro		Estado	Topo de morro	
	(km <sup>2</sup> )	(%)		(km <sup>2</sup> )	(%)
SC	17.679	18,53	PB	3.140	5,33
ES	7.739	16,41	RR	11.700	5,18
RJ	6.759	15,23	CE	7.771	5,06
MG	74.016	12,46	PA	51.615	4,13
DF	724	12,42	RN	1.875	3,40
PR	18.210	9,13	TO	8.086	2,90
PI	18.073	7,05	AP	4.122	2,88
BA	37.972	6,58	RO	5.642	2,35
AL	1.855	6,39	MT	20.180	2,23
MA	20.498	6,11	SE	506	2,22
RS	16.289	6,06	MS	5.977	1,67
GO	19.701	5,77	AM	9.132	0,57
SP	14.344	5,76	AC	140	0,08
PE	5.870	5,75	<b>BRASIL</b>	<b>389.616</b>	<b>4,53</b>



A individualização das elevações e a identificação da base das elevações, as quais certamente detêm características tridimensionais, bem como o seu ponto de depressão mais profunda, são os pontos significativos desta metodologia. Também a disponibilidade dos dados topográficos digitais do SRTM possibilitou de maneira eficiente à execução deste trabalho.

Os resultados gerados permitiram a consolidação de um modelo de APP em topos de morro para o Brasil, o qual poderá ser confrontado com outros tipos de APP's, áreas protegidas e uso e cobertura das terras, delineando uma efetiva área de preservação de acordo com os parâmetros legais. A partir destes resultados, os legisladores, técnicos e fiscais podem formar opinião a respeito dos aspectos abordados na lei e sua efetividade na proteção do meio ambiente, necessidades de reformulação e subsídio às discussões técnicas inerentes a esta temática.

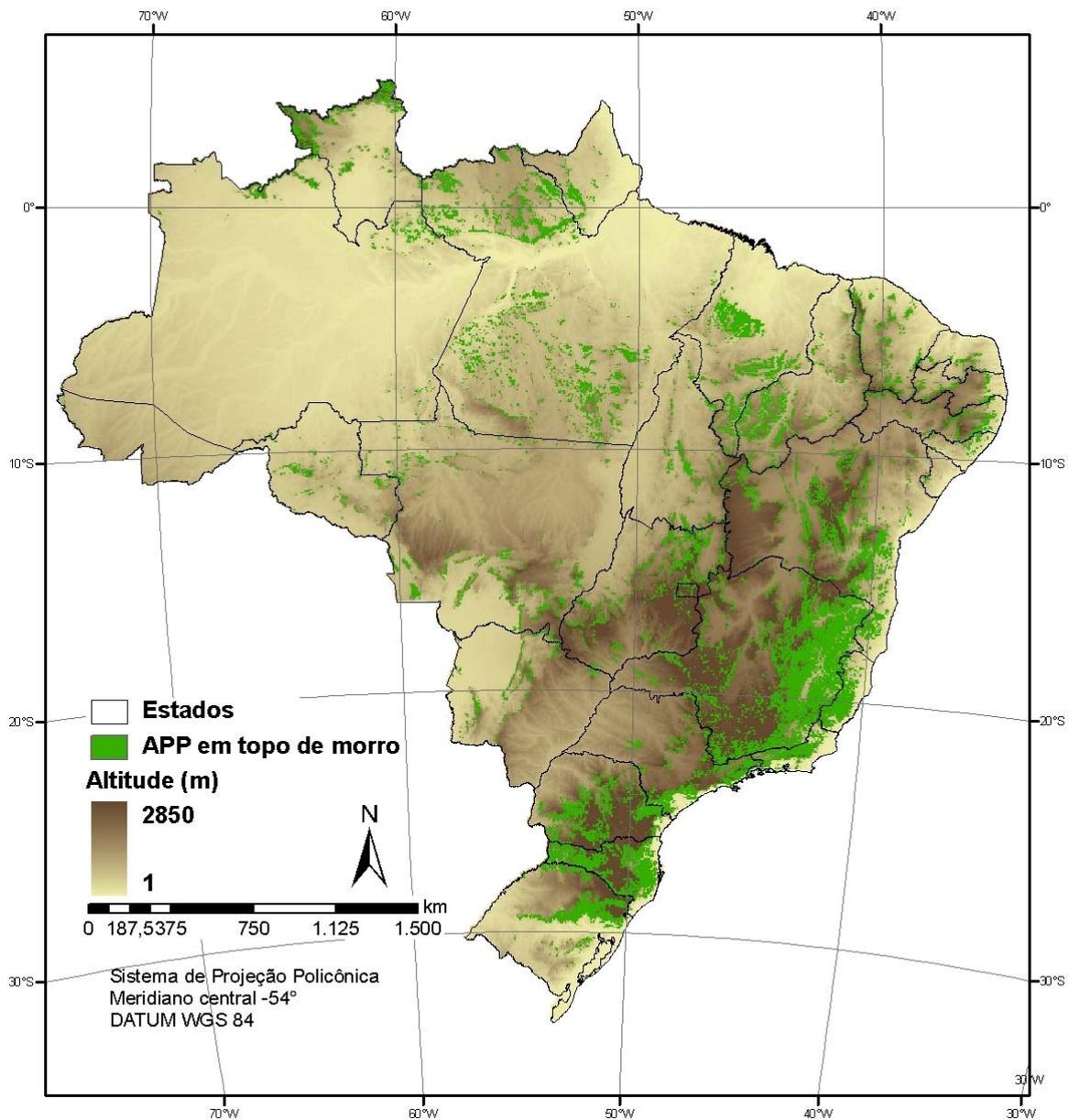


Figura 2 – Áreas de preservação permanente em topos de morro e montanha para o território nacional

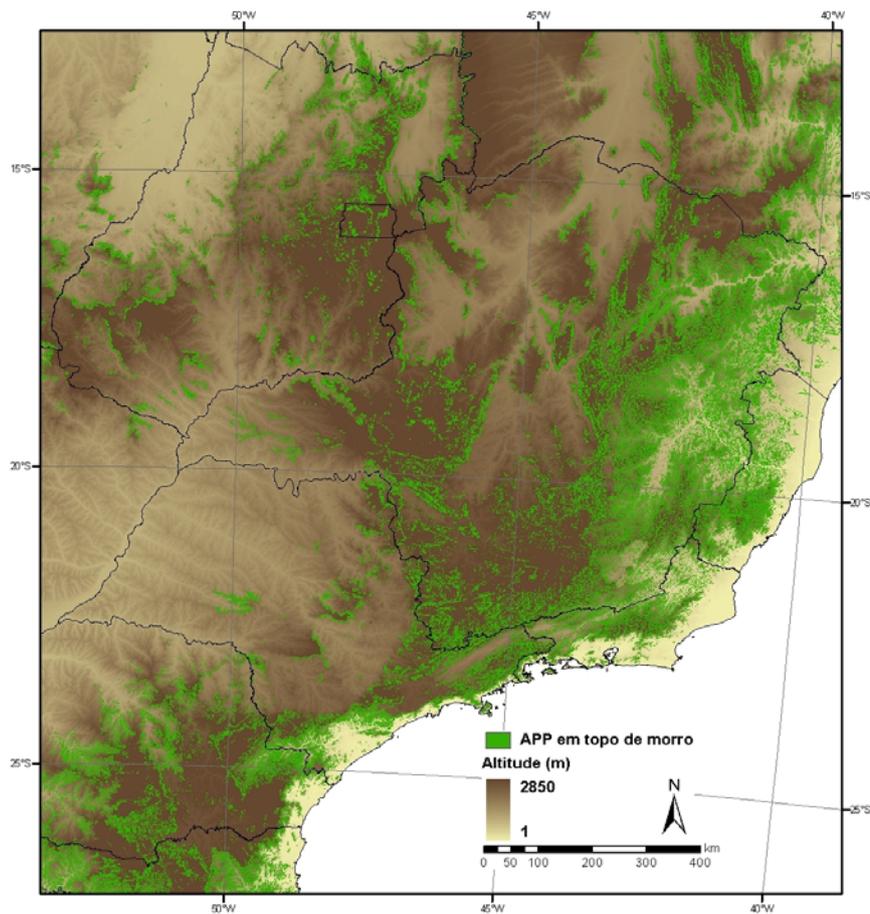


Figura 3 – Áreas de preservação permanente em topo de morro e montanha. Detalhe para a região sudeste

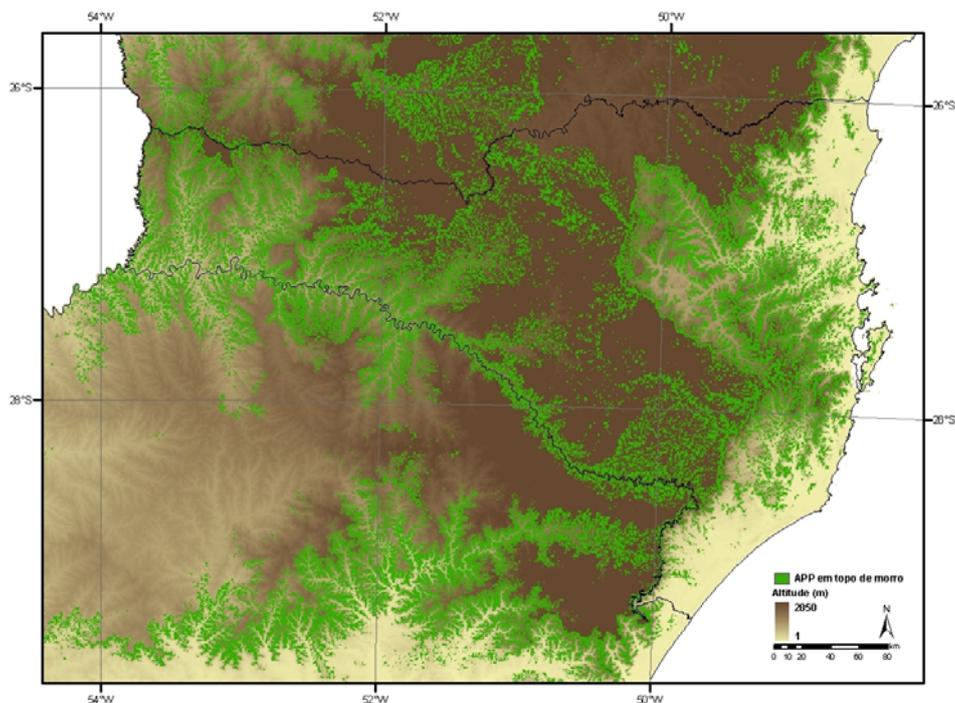


Figura 4 – Áreas de preservação permanente em topo de morro e montanha. Detalhe para o estado de Santa Catarina



#### 4.CONCLUSÃO

Constatou-se que a metodologia aqui empregada é adequada para a delimitação dos topos de morro em grandes áreas com o uso dos dados SRTM, dispensando a intervenção de analistas e padronizando a identificação da base dos morros e montanhas. Desta forma, para toda a área de estudo, as bases dos morros e montanhas são definidas automaticamente, evitando erros relacionados a interpretações de operadores. A base de dados e a escala utilizada foi a mesma para todo o território nacional e garantiu homogeneidade e compatibilidade nos resultados obtidos.

As áreas de preservação permanente em topo de morro em montanha são apenas uma parte das áreas que devem ser protegidas ou geridas de forma diferenciada de acordo com o Código Florestal. Outras áreas de preservação relacionadas ao relevo, que não foram incluídas nesta análise são: linhas de cumeada, elevações acima de 1800 m de altitude e áreas com declividade superior a 45°. Também são áreas de preservação permanente os entornos dos corpos d'água, áreas alagáveis, mangues dentre outras. Portanto, apesar de ocorrerem sobreposições dentre as diferentes APPs, especialmente nas áreas relacionadas ao relevo, a APP para o território nacional apresentada neste trabalho representa apenas uma pequena fração do total requerido pela legislação. Outros métodos e procedimentos necessitam ser desenvolvidos para um mapeamento e um tratamento mais equilibrado e objetivo dessas unidades territoriais diferenciadas. Atualmente está em curso um trabalho na Embrapa Monitoramento por Satélite que busca avaliar o alcance territorial da totalidade das APPs prevista pela legislação, dado ainda absolutamente desconhecido.

#### 5.REFERÊNCIAS

Brasil. Lei nº 4.771, de 15 de Setembro de 1965, que institui o novo Código Florestal.

Brasil. Resolução CONAMA nº 303, de 20 de Março de 2002, dispõe sobre as áreas de preservação permanente.

Catelani, C. S.; Batista, G.G.; Pereira, W. F. 2003. Adequação do uso da terra em função da legislação ambiental In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 11. Belo Horizonte. Anais... São José dos Campos: INPE. Artigos p. 559-566

Costa, T. C. C., Souza, M.G.; Brites, R. S. 1996. Delimitação e caracterização de áreas de preservação permanente, por meio de um sistema de informações geográficas (SIG). In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 8. 1996, Salvador. Anais... São José dos Campos: INPE. Artigos p. 121-127

Gouvêa, J. R. F.; Valladares, G.S.; Oshiro, O. T.; Mangabeira, J. A. de C.. 2005. Comparação dos modelos digitais de elevação gerados com dados SRTM e cartas IBGE na escala 1:250.000 na região da bacia do Camanducaia no Estado de São Paulo. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, INPE, p. 2191-2193.

Hott, M. C.; Guimarães, M.; Miranda, E. E. de. 2005. Um método para a determinação automática de áreas de preservação permanente em topos de morros para o Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO (SBSR), 12., Goiânia. Anais... São José dos Campos: INPE, 2005. p. 3061-3068

Hutchinson, M.F. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, v.106, n.3-4, p.211-232.

Miranda, E. E. de; (Coord.). *Brasil em Relevo*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 14 jul. 2008.

Oliveira, M. Z.; Veronez, M.R.; Thum A. B.; Reinhardt, A. O.; Baretta, L.; Valles, T.H.A.; Zardo, D. 2007. Silveira, L.K. Delimitação de Áreas de Preservação Permanente: Um estudo de caso através de imagem de satélite de alta resolução associada a um sistema de informação geográfica (SIG). In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13. Florianópolis. Anais... São José dos Campos: INPE. Artigos p. 4119-4128

Ribeiro, C. A. A. S.; Oliveira, M. J. De; Soares, V. P.; Pinto, F. De A. De C. 2002. Delimitação automática de áreas de preservação permanente em topos de morro e em linhas de cumeada: metodologia e estudo de caso. In: Seminário de Atualização em sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas aplicados à engenharia florestal, 5. Curitiba. Anais... Curitiba: FUPEF.

Santos, S. B.; Almeida, R. A.; Dupas, F. A. 2007. Conflito de uso do solo nas áreas de preservação permanente da bacia hidrográfica do Ribeirão São Lourenço, São Lourenço/MG - uma contribuição para a preservação dos mananciais de água mineral. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13. Florianópolis. Anais... São José dos Campos: INPE. Artigos p. 4217-4224



## APLICAÇÕES DOS MODELOS DE ELEVAÇÃO SRTM EM GEOMORFOLOGIA

### SRTM DEMs APPLICATIONS IN GEOMORPHOLOGY

Carlos Henrique Grohmann

Instituto de Geociências - USP - Rua do Lago, 562 - CEP 05508-080 - São Paulo, SP  
guano@usp.br, carlos.grohmann@gmail.com

Claudio Riccomini

Instituto de Geociências - USP  
riccomin@usp.br

Samar dos Santos Steiner

Instituto de Geociências - USP  
samar.steiner@gmail.com

#### RESUMO

A missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) foi realizada para mapear o relevo da área continental da Terra com interferometria de radar entre 60° de latitude norte e 54° de latitude sul. A utilização de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) em geomorfologia permite o cálculo de variáveis associadas ao relevo com rapidez e precisão. Neste artigo, apresenta-se uma visão geral de aplicações dos modelos de elevação SRTM em análises geomorfológicas realizadas em território brasileiro, bem como uma apreciação das limitações existentes e de perspectivas futuras.

**Palavras-chave:** SRTM, geomorfologia, neotectônica, morfotectônica.

#### ABSTRACT

The *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) was realized to map the morphology of the Earth's continental areas between 60°N and 54°S, using radar interferometry. Application of Digital Elevation Models (DEMs) in geomorphology allow calculation of topography-related variables with speed and precision. In this paper, we present a general view of geomorphological studies supported by SRTM data, conducted within the Brazilian territory, as well as an appreciation of its limitations and future perspectives.

**Keywords:** SRTM, geomorphology, neotectonics, morphotectonics.

---

## 1. INTRODUÇÃO

A utilização de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) em geomorfologia permite o cálculo de variáveis associadas ao relevo com rapidez e precisão. O crescimento da capacidade de processamento e armazenamento de dados dos computadores e a evolução dos Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) encontra-se em um estágio no qual é possível trabalhar em extensas áreas com alta resolução espacial, sem perda significativa do tempo de processamento envolvido.

Neste artigo, apresenta-se uma visão geral de aplicações dos modelos de elevação SRTM em análises geomorfológicas, bem como uma apreciação das limitações existentes e de perspectivas futuras.



## 2. MODELOS DE ELEVAÇÃO SRTM

A missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM - Farr e Kobrick, 2000; van Zyl, 2001; Rabus et al., 2003; Farr et al., 2007) foi realizada em conjunto pela agência espacial norte-americana (*National Aeronautics and Space Administration* - NASA), a *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA), o Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DoD) e as agências espaciais alemã (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* - DLG) e italiana (*Agenzia Spaziale Italiana* - ASI) em fevereiro de 2000, para mapear o relevo da área continental da Terra com interferometria de radar de abertura sintética (InSAR), entre 60° de latitude norte e 54° de latitude sul, o que corresponde à aproximadamente 80% das áreas emersas do planeta.

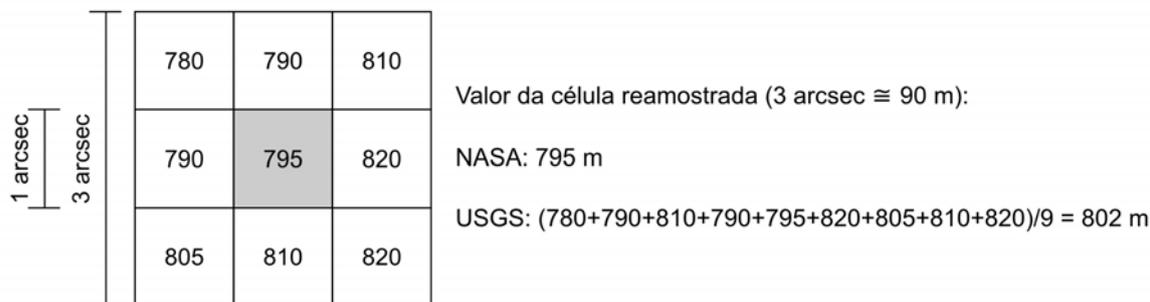
Os princípios da InSAR foram desenvolvidos no início dos anos 1980 (Zebker e Goldstein, 1986). A altitude de um ponto na superfície terrestre pode ser determinada a partir da diferença de fase entre reflexões de um mesmo sinal de radar captado por dois receptores distantes um do outro (Rabus et al., 2003).

No caso da missão SRTM, os canais principais de transmissão e recepção para as bandas C e X foram posicionados na área de carga do ônibus espacial *Endeavour*, enquanto que as antenas secundárias (somente recepção) foram colocadas na extremidade de um mastro retrátil de 60 m de comprimento. Para uma descrição detalhada de interferometria de radar de visada lateral, consultar, por exemplo, Bamler e Hartl (1998).

Os dados brutos foram processados pela NASA e, apesar de obtidos com resolução espacial de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 m no equador), estão disponíveis com este nível de detalhe apenas para a área dos Estados Unidos. Para os outros países, houve uma reamostragem dos dados para 3 segundos de arco (aproximadamente 90 m) de resolução espacial. O produto final possui precisão vertical global de  $\pm 16$  m e horizontal de  $\pm 20$  m (Rabus et al., 2003). Para a América do Sul, a precisão vertical é de 6,2 m e a horizontal de 9,0 m (Rodriguez et al., 2006). O produto é georreferenciado ao *datum* WGS84 em coordenadas geográficas decimais e pode ser obtido via Internet. Os dados para o território brasileiro processados pela Embrapa (Miranda, 2005) estão disponíveis segundo a articulação das folhas topográficas em escala 1:250.000.

Deve-se levar em conta que o resultado das técnicas empregadas na missão SRTM é a geração de Modelos Digitais de *Elevação* (MDEs), pois os sinais de radar são refletidos, por exemplo, pelo dossel das árvores em áreas densamente florestadas e não pelo terreno subjacente. Os termos Modelo Digital de *Terreno* (MDT) e Modelo Numérico de Terreno (MNT) devem ser reservados para casos onde o modelo é produzido a partir de valores de altitude *do nível do solo*, obtidos, por exemplo, em mapas topográficos (curvas de nível), levantamentos por GPS ou por altimetria a laser (LiDAR).

Uma característica importante a ser observada é a metodologia empregada na reamostragem dos dados originais para 3 segundos de arco. Os dados distribuídos pelo Serviço Geológico dos Estado Unidos (USGS) foram gerados a partir da *média* dos valores originais, em uma janela de  $3 \times 3$  *pixels*, o que resulta em um modelo suavizado com relação ao original. Os dados disponibilizados pela NASA [2] foram gerados a partir do *valor do pixel central* da janela  $3 \times 3$  e portanto possuem informações dos dados originais (Figura 1).



**Figura 1** – Métodos de reamostragem dos dados SRTM utilizados pela NASA e pelo USGS, para geração dos modelos com resolução de 3 segundos de arco (adaptado de Steiner, 2007).

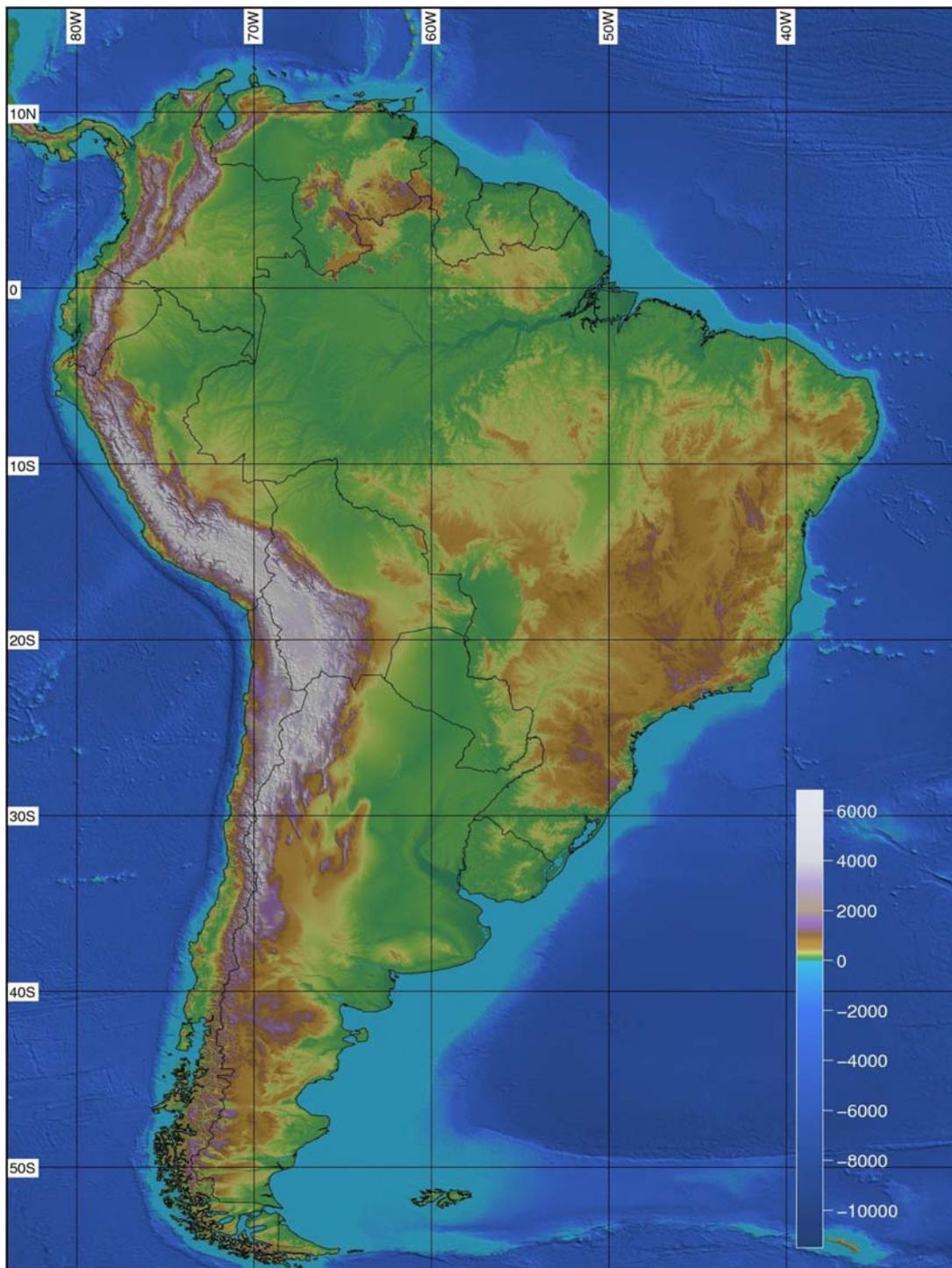
Os modelos SRTM30\_PLUS (Becker e Sandwell, 2007) consistem em um modelo global com resolução espacial de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km), criado a partir da fusão de dados de diversos projetos.

Nas áreas continentais, o modelo utiliza principalmente os dados do USGS SRTM30, uma reamostragem para 1km dos dados SRTM originais. Para as áreas em altas latitudes, onde não há dados SRTM, foi utilizado o modelo GTOPO30. A área oceânica é baseada no modelo global de Smith e Sandwell (1997), com resolução espacial de 1 minuto, entre as latitude  $\pm 72^\circ$ . Modelos de mais alta resolução foram incorporados a partir dos projetos *LDEO Ridge Multibeam Synthesis Project* e *NGDC Coastal Relief Model*. A batimetria do ártico deriva da *International Bathymetric Chart of the Oceans* (Jakobsson et al., 2000).

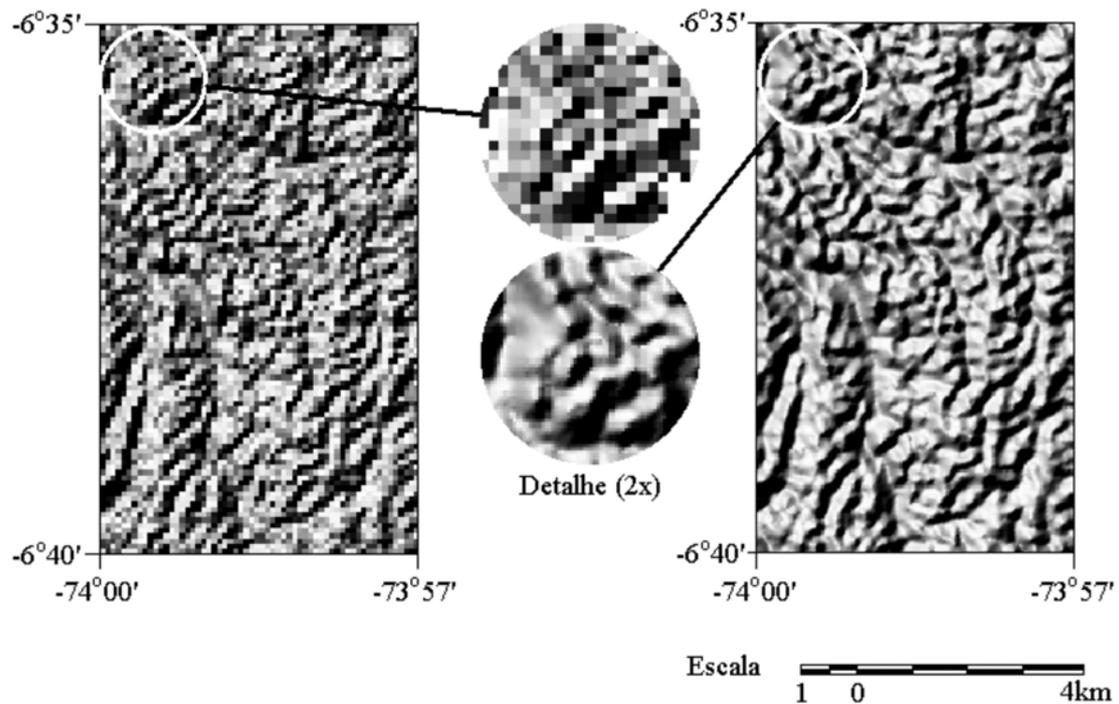
A resolução de aproximadamente 90 m dos dados SRTM disponíveis pode ser considerada razoável para análises em escalas pequenas ou médias, mas não pode ser aplicada em estudos de detalhe. Uma alternativa viável consiste em interpolar os dados originais com uma resolução maior (ou seja, para obter células de tamanho menor ao original). Esta abordagem não irá aumentar o nível de detalhe do modelo resultante, porém resultará em uma superfície com coerência de suas propriedades angulares (p.ex., declividade, orientação de vertentes etc) entre as células vizinhas, fator importante em análise morfométrica.

Valeriano et al. (2006), ao estudarem a morfometria de pequenas bacias de drenagem na Amazônia, propõem uma metodologia para a reamostragem dos modelos SRTM baseada na interpolação por krigagem. A krigagem é uma técnica geoestatística utilizada para interpolar o valor de uma variável (p.ex., elevação) em pontos não amostrados a partir dos valores de pontos amostrados próximos. A influência que cada valor original exerce sobre o valor interpolado é determinada pela função variograma. O gráfico do variograma (ou semi-variograma) para superfícies com variações suaves, tais como a superfície do nível freático ou da topografia, geralmente pode ser ajustado a um modelo Gaussiano, que apresenta uma região de baixa inclinação próxima da origem (Burrough, 1987).

A reamostragem dos dados de elevação de 3 segundos de arco para 1 segundo de arco se mostrou bastante eficaz (Figura 3), tanto em termos de análise e identificação visual das características do relevo, quanto na extração de parâmetros morfométricos, tais como declividade, orientação de vertentes e canais de drenagem. Deve-se levar em consideração que a variação de altura do dossel pode resultar tanto em suavização da superfície modelada, com conseqüente sub-estimação de parâmetros derivados, quanto em exagero da profundidade de canais de drenagem, e portanto é necessário cautela ao se trabalhar com esses modelos em áreas densamente florestadas (Valeriano et al., 2006).

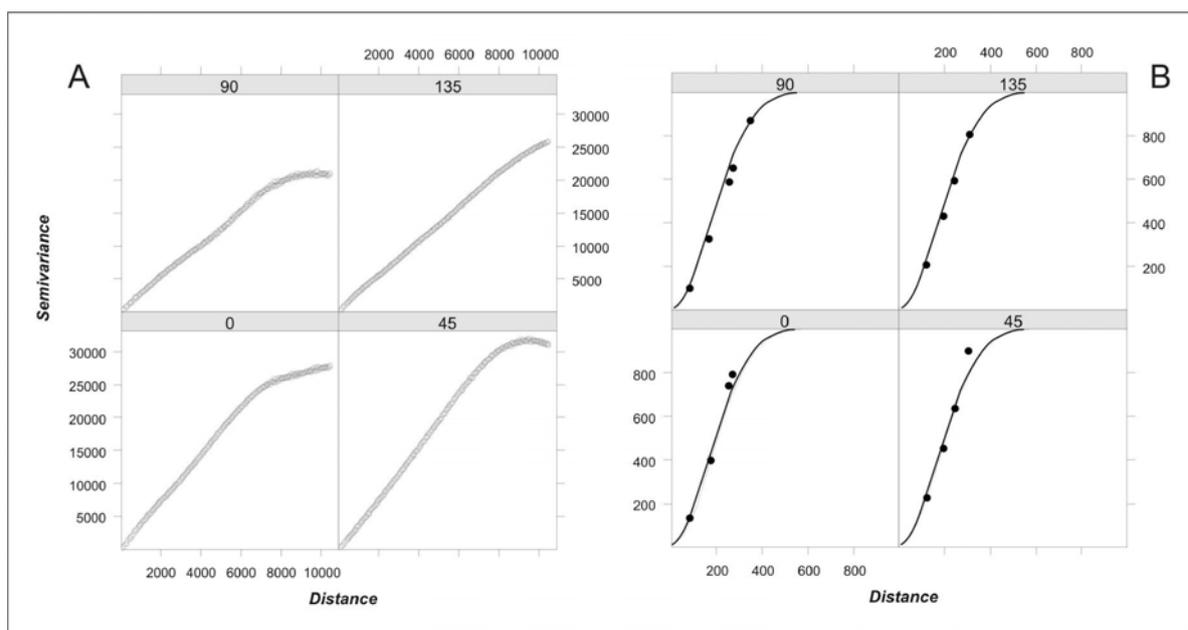


**Figura 2** – Modelo SRTM30\_PLUS para a América do Sul. (processamento: Carlos H. Grohmann)



**Figura 3** – Relevo sombreado de modelos de elevação SRTM originais (esq.) e reamostrados por krigagem (dir.). Figura 4.15 de Valeriano (2004).

Grohmann e Steiner (2008) propõe um refinamento do método de Valeriano et al. (2006), a fim de minimizar o efeito de suavização do relevo encontrado no modelos reamostrados. Uma vez que a superfície topográfica apresenta alta correlação espacial, o variograma é ajustado apenas em sua porção inicial (Figura 4). O cálculo da krigagem é limitado a um raio de busca compatível com um matriz de 3x3 ou 5x5 células dos dados originais, e o efeito pepita é determinado pela precisão vertical dos dados, sendo que para a América do Sul os modelos SRTM apresentam erro vertical absoluto de  $\pm 9$  m (Rodríguez, et al., 2006).



**Figura 4** – Análise do variograma em quatro direções para a área da Serra do Japi (SP). A) Variogramas completos. B) Porção inicial do gráfico (Grohmann e Steiner, 2006).



Os modelos SRTM apresentam áreas sem valores de elevação, chamadas de vazios (*voids*), decorrentes de problemas na reflexão dos sinais de radar em corpos d'água ou em vertentes com mergulho elevado (Farr e Kobrick, 2000; Farr et al., 2007). A interpolação dos dados com raio de busca pequeno (ou seja, utilizando poucos valores) significa que vazios maiores que a janela de busca não serão completamente “preenchidos”. Por outro lado, utilizar um número maior de dados aumenta drasticamente o tempo de interpolação e resulta em superfícies muito suaves, sem o detalhamento desejado. No caso da presença de vazios muito grandes, uma alternativa viável é preencher os vazios antes da reamostragem.

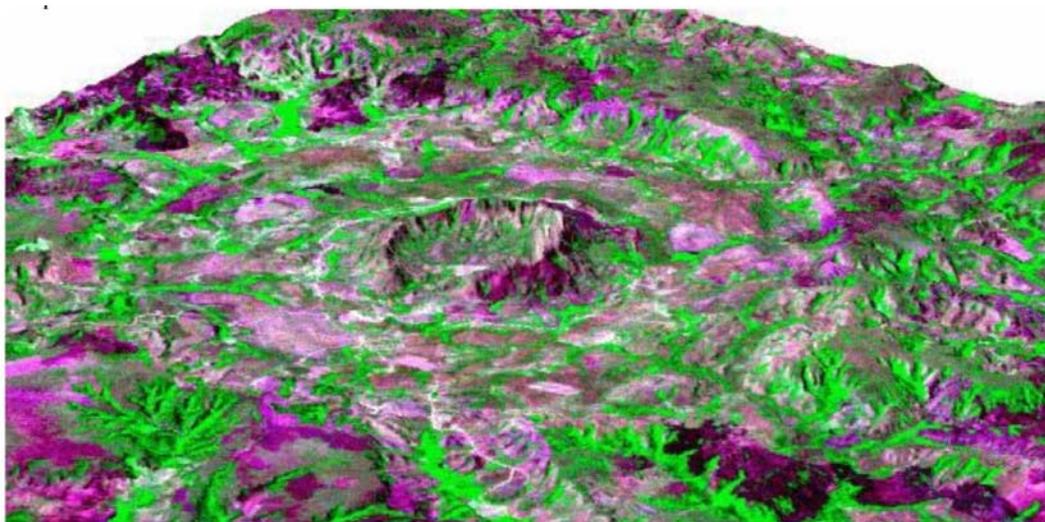
O valor do efeito pepita, relacionado por Valeriano et al. (2006) ao erro vertical dos modelos, também irá influenciar a suavização da superfície reamostrada. Nos testes realizados, o valor de  $10\text{ m}^2$  foi considerado suficiente para remover o ruído dos dados sem comprometer o detalhamento da topografia (Grohmann e Steiner, 2008).

### 3. APLICAÇÕES

Neste capítulo são apresentadas algumas aplicações dos modelos SRTM em análises geomorfológicas. Devido ao elevado número de publicações existentes, apenas trabalhos realizados em território brasileiro serão apresentados.

Carvalho e Latrubesse (2004), analisaram a potencialidade de uso dos modelos SRTM, na época ainda pouco difundidos entre pesquisadores brasileiros, no estudo da macrogeomorfologia da bacia do Rio Araguaia. Apesar dos produtos gerados se mostrarem eficazes na compartimentação do relevo, os autores apontam para problemas encontrados nos modelos em áreas de baixa declividade. Esses problemas são relacionados ao ruído aleatório inerente aos modelos SRTM e à deficiência da reflexão dos sinais de Radar em corpos d'água e em áreas alagadas (Farr e Kobrick, 2000; Guth, 2006; Farr et al., 2007).

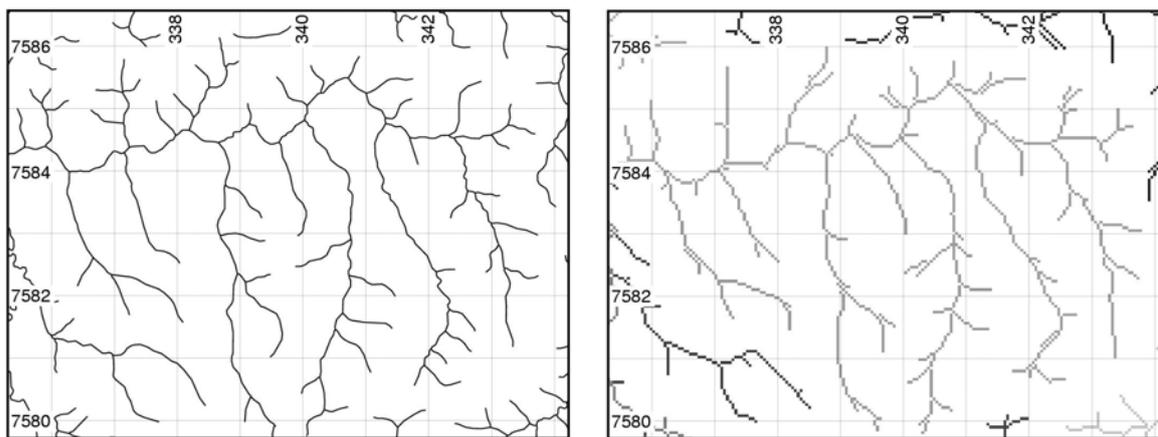
Almeida Filho et al. (2005) estudaram a integração de dados SRTM com imagens orbitais multiespectrais do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* – Kahle et al., 1991), para o astroblema de Serra da Cangalha, localizado na divisa entre os estados de Tocantins e Maranhão (Figura 5). De acordo com os autores, o uso de imagens multiespectrais de alta resolução aliadas a modelos de elevação melhoram significativamente a interpretação estrutural de áreas geologicamente complexas.



**Figura 5** – Vista em perspectiva, de norte para sul, do astroblema de Serra da Cangalha, obtida através da sobreposição de composição falsa-cor ASTER (RGB=231) e modelo SRTM. O diâmetro do anel externo é de aproximadamente 14 km. Adaptado da figura 4 de Almeida Filho et al. (2005).



Grohmann et al. (2007) realizaram uma avaliação do uso dos modelos SRTM em geomorfologia e morfotectônica, na área do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MG). Foram considerados os parâmetros declividade, orientação de vertentes, rugosidade de relevo e superfícies de base. Como conclusão geral, verificou-se que os modelos SRTM possuem nível de detalhe suficiente para se trabalhar em escalas de até 1:50.000, sendo que, neste caso, deve-se reamostrar os dados para adequar a resolução à escala de semi-detalhe. Dentre os produtos derivados do modelo de elevação, destaca-se a derivação direta da rede de drenagem, com resultado bastante satisfatório comparada ao mapa topográfico (Figura 6). Para análises em escalas de 1:100.000 ou menores, até 1:500.000, a reamostragem dos dados não é explicitamente necessária, porém para estudos regionais o volume de dados torna-se demasiado denso para o detalhe exigido, sendo recomendável a reamostragem para a escala de trabalho.

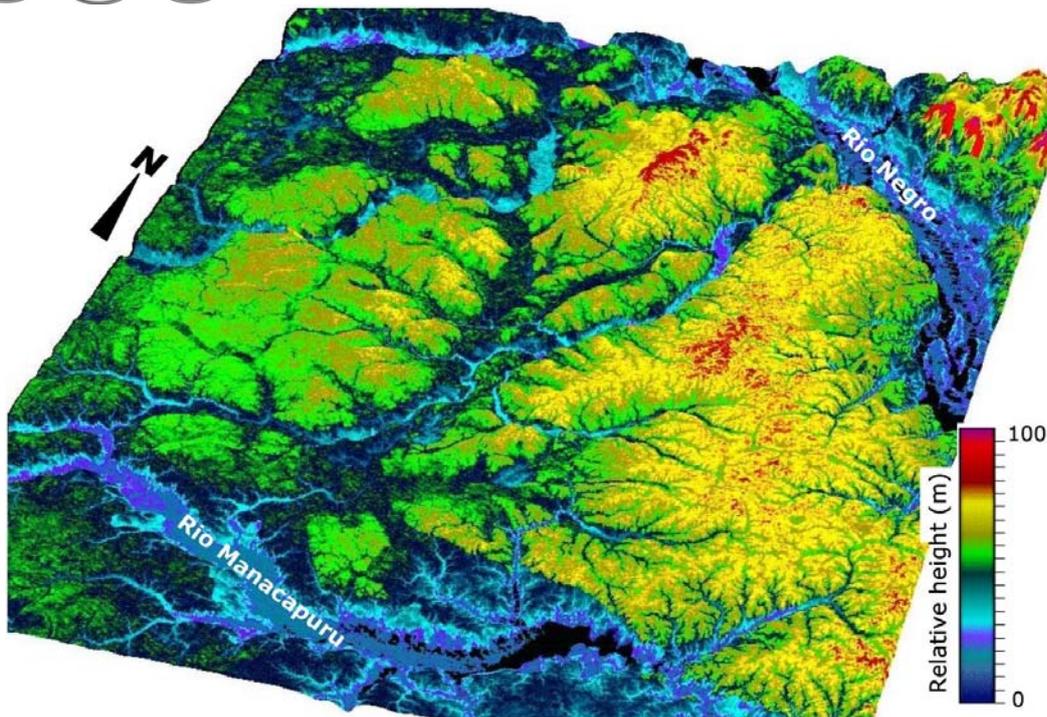


**Figura 6** – Comparação entre drenagens do mapa topográfico 1:50.000 (esquerda) e extraídas automaticamente do modelo de elevação reamostrado para 50 m (direita). Adaptado de Grohmann et al. (2007).

Rossetti *et al.* (2007), utilizaram dados SRTM, Landsat 5-TM e Landsat 7-ETM+ no estudo da paleogeografia da Ilha de Marajó (PA). A análise das imagens de satélite, dos modelos de elevação e de dados sedimentológicos permitiu a delimitação de diversos paleocanais e o reconhecimento de um paleossistema estuarino pleistoceno, que teria evoluído a um sistema lacustre devido à atividade tectônica, responsável pela captura da drenagem do Rio Tocantins e conseqüente individualização da Ilha do Marajó, até então ligada ao continente.

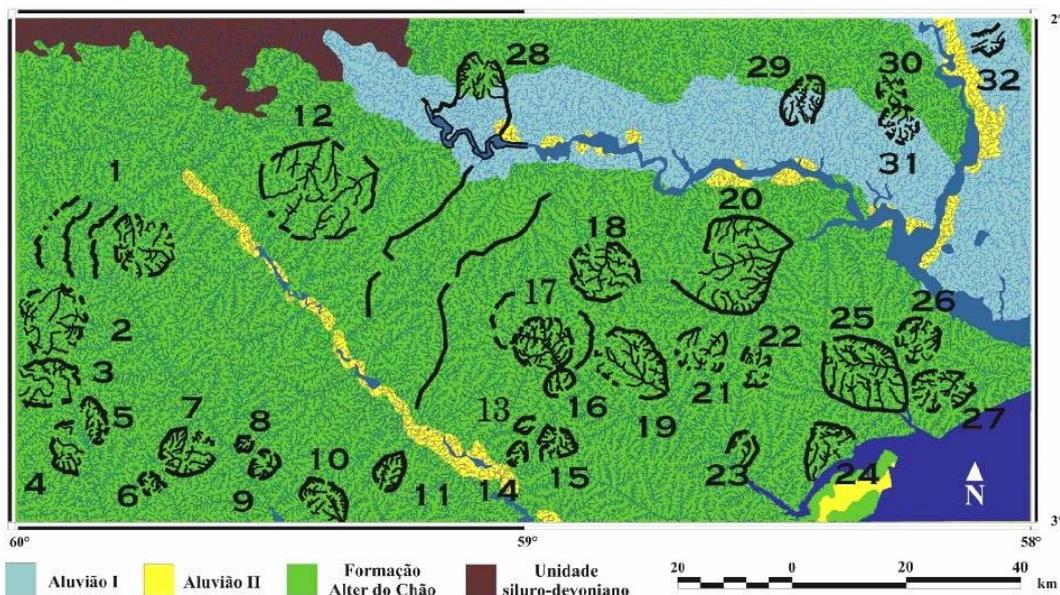
A influência da neotectônica na configuração dos sistemas de drenagem da Bacia Amazônica também é apontada por Almeida-Filho e Miranda (2007). Uma ampla rede de drenagens, não observável em imagens orbitais ópticas ou de radar devido à cobertura vegetal, foi identificada em modelos SRTM (Figura 6). As análises indicam que o traçado atual do baixo Rio Negro é o resultado de uma megacaptura fluvial, controlada por estruturas NW-SE. O arranjo estrutural da área força a passagem do rio por um estreito, o que bloqueia parcialmente o fluxo e gera uma área mais larga à montante, semelhante a um lago. O ambiente de baixa energia favoreceu a deposição de sedimentos que formaram o arquipélago das Ilhas Anavilhanas, o maior conjunto de ilhas fluviais do mundo.

A possibilidade de identificar feições de relevo sutis, que seriam mascaradas pela densa cobertura vegetal da região Amazônica em imagens de sensoriamento remoto ótico, foi explorada por Ibanez et al. (2007). A disposição da rede de drenagem de uma área a leste de Manaus (AM) foi utilizada como indicador de padrões estruturais propícios à migração e/ou acumulação de hidrocarbonetos, como falhas e estruturas dômicas (Figura 7). Concluiu-se que análise dos dados morfoestruturais pode direcionar levantamentos geofísicos, e assim reduzir os riscos de campanhas prospectivas em áreas de fronteira exploratória, como as bacias sedimentares paleozóicas da Amazônia.



**Figura 6** – Modelo SRTM (exagero vertical de 50x) da região entre os rios Negro e Manacapuru (AM). A paleo-rede de drenagens, com fluxo para sul, pode ser identificada na porção central da figura, em tons de azul-escuro. Adaptado de Almeida-Filho e Miranda (2007).

A possibilidade de identificar feições de relevo sutis, que seriam mascaradas pela densa cobertura vegetal da região Amazônica em imagens de sensoriamento remoto ótico, foi explorada por Ibanez et al. (2007). A disposição da rede de drenagem de uma área a leste de Manaus (AM) foi utilizada como indicador de padrões estruturais propícios à migração e/ou acumulação de hidrocarbonetos, como falhas e estruturas dômicas (Figura 7). Concluiu-se que análise dos dados morfoestruturais pode direcionar levantamentos geofísicos, e assim reduzir os riscos de campanhas prospectivas em áreas de fronteira exploratória, como as bacias sedimentares paleozóicas da Amazônia.

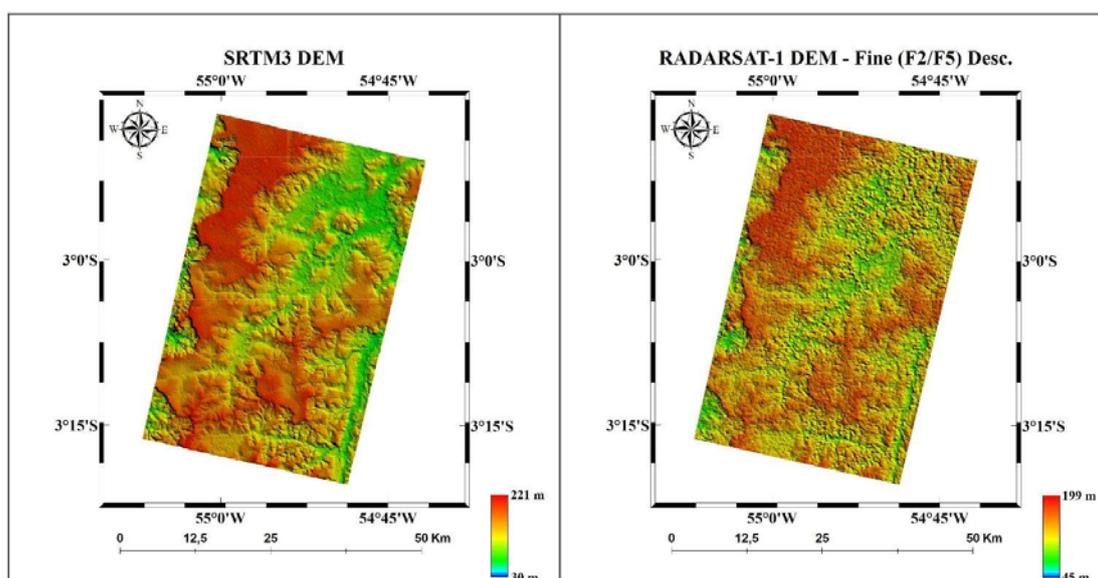


**Figura 7** – Mapa geológico com sobreposição da rede de drenagem extraída do modelo SRTM e destaque de anomalias de drenagem identificadas por Ibanez et al. (2007).



As condições ambientais da região norte brasileira (tal como a presença constante de nuvens) dificultam a aquisição de fotografias aéreas e portanto afetam a qualidade dos mapas topográficos produzidos. Oliveira e Paradella (2008) compararam dados de elevação SRTM, RADARSAT-1 e ASTER com dados altimétricos de precisão levantados em campo para duas áreas no estado do Pará, a fim de avaliar sua acurácia e conformidade com o Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) brasileiro [8].

O estudo demonstrou que em uma área de relevo suave (Floresta Nacional do Tapajós – Fig. 8), a acurácia altimétrica dos modelos SRTM (3 segundos de resolução) e RADARSAT-1 (modo *Fine*) enquadra-se nos requisitos do PEC para cartas Classe A, em escala 1:100.000. Em uma área de relevo montanhoso (Serra dos Carajás), apenas os modelos SRTM e ASTER atendem à esses requisitos. Apesar do desempenho ligeiramente superior dos dados ASTER, os autores consideram a dificuldade de se obter imagens sem nuvens e o custo adicional da coleta de pontos de controle para produção dos modelos ASTER-DEM, e sugerem o uso de SRTM como fonte primária de dados de elevação em mapeamentos topográficos de semi-detalle na região Amazônica.



**Figura 8** – Modelos de elevação produzidos com SRTM e RADARSAT-1 para a área da Floresta Nacional do Tapajós (Oliveira e Paradella, 2008).

#### 4. CONCLUSÕES

Com o advento dos modelos SRTM, abriu-se um amplo leque de possibilidades em estudos geomorfológicos. Entre outras características, modelos de elevação permitem o cálculo de variáveis topográficas com rapidez, a identificação de formas de relevo e de estruturas que seriam mascaradas pela vegetação em imagens ópticas, a visualização a partir de diversos pontos de vista e o cruzamento das informações altimétricas (e variáveis associadas) com dados de campo, de sensoriamento remoto óptico, de geofísica etc. Modelos de abrangência global permitem que análises em escala continental sejam realizadas com um nível de detalhe muito superior ao que se dispunha poucos anos atrás.

No Brasil, boa parte dos estudos publicados concentra-se na região norte, onde as características naturais dificultam a produção de mapas topográficos em escalas de detalhe e semi-detalle.

Com a crescente popularização dos modelos SRTM e a capacidade dos Sistemas de Informações Geográficas de visualizar/analisar grandes áreas de uma só vez, fator até então limitado pela escala de imagens de satélite, mosaicos de Radar e pelo baixo nível de detalhe dos modelos de elevação regionais, acredita-se que novos dados e interpretações sobre o relevo brasileiro irão surgir, à luz de novos dados e técnicas de processamento.



## 5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Burrough, P.A. 1987. Spatial aspects of ecological data. In: *Data Analysis in Community and Landscape Ecology*, Cambridge University Press, p.213-251.

Almeida Filho, R.; Miranda, F.P. 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment*, v.110, p.387-392.

Almeida Filho, R.; Moreira, F.R.S.; Beisl, C.H. 2005. The Serra da Cangaiha astrobleme as revealed by ASTER and SRTM orbital data. *International Journal of Remote Sensing*, v.26, p.833-838.

Bamler, R.; Hartl, P. 1998. Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, v.14, p.R1-R54.

Becker, J.J.; Sandwell, D.T. 2007. SRTM30PLUS: Data fusion of SRTM land topography with measured and estimated seafloor topography (Version 3.0).

Carvalho, T.M.; Latrubesse, E.M. 2004. Aplicação de modelos digitais do terreno (MDT) em análises macrogeomorfológicas: o caso da bacia hidrográfica do Araguaia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.5, p.85-93.

Farr, T.G.; Kobrick, M. 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v.81, p.583-585.

Farr, T.G.; Rosen, P.A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.; Oskin, M.; Burbank, D.; Alsdorf, D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, v.45, RG2004.

Grohmann, C.H.; Riccomini, C.; Alves, F.M. 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, v.33, p.10-19.

Grohmann, C.H.; Steiner, S.S. 2008. SRTM resample with Short Distance-Low Nugget Kriging. *International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling*. Nanjing, China.

Grohmann, C.H.; Steiner, S.S. 2008. SRTM resample with Short Distance-Low Nugget Kriging. *International Journal of Geographical Information Science*, no prelo, **DOI:** 10.1080/13658810701730152.

Guth, P.L. 2006. Geomorphometry from SRTM: Comparison to NED. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.72, p.269-278.

Ibanez, D.M.; Almeida Filho, R.; Miranda, F.P. 2007. Uso de dados SRTM no auxílio à pesquisa de hidrocarbonetos na Bacia Sedimentar do Amazonas. *Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, p.2015-2022.

Jakobsson, M.; Cherkis, N.Z.; Woodward, J.; Macnab, R.; Coakley, B. 2000. New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers. *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v.81, p.89,93,96.

Kahle, A.B.; Palluconi, F.D.; Hook, S.J.; Realmuto, V.J.; Bothwell, G. 1991. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer (ASTER). *International Journal of Imaging Systems and Technology*, v.3, p.144-156.

Miranda, E.E. 2005. *Brasil em Relevo*. Embrapa Monitoramento por Satélite, Campinas.

Oliveira, C.G.; Paradella, W.R. 2008. An assessment of the altimetric information derived from spaceborne SAR (RADARSAT-1, SRTM3) and optical (ASTER) data for cartographic application in the Amazon region. *Sensors*, v.8, p.3819-3829.



Rabus, B.; Eineder, M.; Roth, R.; Bamler, R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, v.57, p.241-262.

Rodriguez, E.; Morris, C.H.; Belz, J.E. 2006. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.72, p.249-260.

Rossetti, D.F.; Valeriano, M.M.; Thales, M. 2007. An Abandoned Estuary Within Marajó Island: Implications for Late Quaternary Paleogeography of Northern Brazil. *Estuaries and Coasts*, v.30, p.813-826.

Smith, W.H.F.; Sandwell, D.T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, v.277, p.1957-1962.

Steiner, S.S. 2007. Aquisição e processamento de dados morfométricos derivados do modelo digital de elevação SRTM. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Valeriano, M.M. 2004. Modelos digitais de elevação de microbacias elaborados com krigagem. Serviço de Informação e Documentação (SID), INPE, INPE-9364-RPQ/736, 54pp.

Valeriano, M.M.; Kuplich, T.M.; Storino, M.; Amaral, B.D.; Mendes Jr., J.N.; Lima, D.J. 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. *Computers & Geosciences*, v.32, p.1169-1181.

van Zyl, J.J. 2001. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronautica*, v.48, p.559-565.

Zebker, H.A. & Goldstein, R.M. 1986. Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. *Journal of Geophysical Research*, v.91, p.4993-4999.

## 6. REFERÊNCIAS - INTERNET

- 1 - <http://seamless.usgs.gov>
- 2 - <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm>
- 3 - <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>
- 4 - [http://topex.ucsd.edu/WWW\\_html/srtm30\\_plus.html](http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html)
- 5 - <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.asp>
- 6 - <http://ocean-ridge.ldeo.columbia.edu/general/html/home.html>
- 7 - <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coastal/coastal.html>
- 8 - <http://www.concar.ibge.gov.br/indexf7a0.html?q=node/41>



## DERIVAÇÃO DE REDE DE DRENAGEM A PARTIR DE DADOS DO SRTM

### DERIVING DRAINAGE NETWORK FROM SRTM DATA

Adriano Rolim da Paz

Walter Collischonn

Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,

Campus do Vale, Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia,

Porto Alegre – RS. Cep 91570-070.

adrianorpaz@yahoo.com.br

collischonn@iph.ufrgs.br

#### RESUMO

O desenvolvimento e o aprimoramento de Sistemas de Informações Geográficas e de algoritmos de geoprocessamento, em combinação com o aumento da capacidade computacional e com a disponibilidade de dados obtidos via sensoriamento remoto, possibilitaram a preparação de diversos tipos de informação para estudos hidrológicos de grandes áreas a relativo baixo custo e com incrível rapidez. Este artigo descreve o uso de dados do SRTM para derivar a rede de drenagem e outros produtos associados como áreas de drenagem acumuladas e comprimentos de rios, com aplicação à bacia do rio Uruguai. Seis diferentes Modelos Numéricos do Terreno (MNTs) foram utilizados, variando a resolução espacial e aplicando o pré-processamento por *stream burning*. As principais limitações da drenagem derivada do MNT são referentes à incapacidade de representar meandros do rio menores do que o tamanho do pixel e o efeito de sinuosidade artificial que ocorre quando a largura do rio é superior à dimensão dos pixels.

**Palavras-chave:** modelo numérico do terreno, rede de drenagem, modelagem hidrológica

#### ABSTRACT

The development and improvement of Geographic Information Systems and geoprocessing algorithms, together with the increase in computational capacity and data availability from remote sensing, became possible to prepare information for hydrologic studies of large areas with relative low cost and incredible speed. This paper describes the use of SRTM data to derive drainage network and related products, such as accumulated drainage areas and river lengths, with application to the Uruguay river basin. Six distinct Digital Elevation Models (DEMs) were used, varying the spatial resolution and applying the stream burning pre-processing technique. The main limitations of the DEM-derived drainage network refer to the incapacity of representing river meanders that are smaller than the pixel size and the problem of artificial sinuosity that occurs when the width of the river is larger than pixel side.

**Key-words:** Digital elevation model, hydrologic modeling, flow directions



## 1. INTRODUÇÃO

É crescente a pressão sobre os recursos hídricos do planeta devido às diversas atividades humanas, a qual pode ser amplificada pela variabilidade do clima e pela ocorrência de mudanças climáticas. Estudar o comportamento hidrológico de rios e bacias hidrográficas é fundamental para tentar prever possíveis impactos, auxiliando no processo de tomada de decisão e na elaboração de medidas de mitigação. Para a maioria dos estudos hidrológicos, a caracterização física da bacia hidrográfica e do sistema de drenagem constitui uma das etapas iniciais. Incluem-se tarefas como delimitação da bacia, determinação da área de contribuição em pontos de interesse, identificação dos principais cursos d'água e obtenção de características como comprimento, declividade e perfil longitudinal dos rios. Tradicionalmente, tais informações eram preparadas manualmente a partir de mapas topográficos impressos. Atualmente, ferramentas de geoprocessamento e Sistemas de Informação Geográfica (SIG) têm sido empregadas para obter as mesmas informações a partir do processamento automático de dados de elevação do terreno (Burrough e McDonnel, 1998).

O desenvolvimento e aprimoramento de SIGs e algoritmos de processamento automático, em combinação com o aumento da capacidade computacional e com a disponibilidade de dados obtidos via sensoriamento remoto, têm permitido preparar diversos planos de informação para estudos hidrológicos de grandes áreas a baixo custo e com incrível rapidez. Isso tem viabilizado, inclusive, a aplicação de modelos hidrológicos para grandes escalas – bacias hidrográficas com centenas de milhares de quilômetros quadrados (Singh e Frevert, 2002). Modelos hidrológicos tipicamente empregam equações matemáticas para representar os processos hidrológicos como a transformação de chuva em vazão e o escoamento da água pela superfície e rede de drenagem. A despeito das dificuldades na representação matemática de alguns processos físicos e da necessidade da discretização de processos contínuos, os modelos matemáticos têm a vantagem de permitir a geração de resultados para diferentes situações com alta velocidade de resposta (Tucci, 1998).

Os dados topográficos são usualmente trabalhados sob a forma de um Modelo Numérico do Terreno (MNT), cuja representação mais tradicional é através de uma imagem raster, onde cada pixel tem como atributo o valor de elevação do terreno em relação a um determinado referencial (Burrough e McDonnel, 1998). Atualmente, a principal fonte de dados de elevação do terreno em escala global é a base de dados obtida pelo projeto *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) e disponibilizada gratuitamente na internet.

Este artigo descreve alguns procedimentos empregados para derivar automaticamente a rede de drenagem a partir do MNT do SRTM visando estudos hidrológicos. São abordadas a geração de direções de fluxo e de áreas acumuladas de drenagem, a delimitação de bacias hidrográficas e identificação e determinação de comprimentos dos cursos d'água. Resultados são apresentados tomando a bacia do Rio Uruguai como estudo de caso.

## 2. CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM

### 2.1. DIREÇÕES DE FLUXO

As direções de fluxo constituem o plano de informações básico derivado de um MNT em formato raster para suporte a estudos hidrológicos. O procedimento mais comum consiste em considerar uma única direção de fluxo para cada pixel do MNT, sendo essa direção atribuída para um de seus 8 vizinhos (tomando uma janela 3x3). A determinação de qual direção de fluxo atribuir é feita escolhendo a direção que proporcione a maior declividade, calculada como sendo a diferença de elevação entre o pixel vizinho e o pixel central dividida pela distância entre eles (Figura 1).

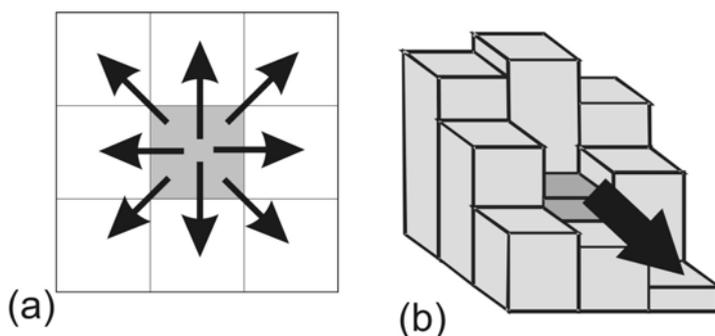


Esse procedimento é conhecido como D8 ou *deterministic eight neighbours* (Jenson e Domingue, 1988), e é o mais comumente empregado. Aplicando a regra da maior declividade para cada pixel do MNT, obtém-se a correspondente direção de fluxo e, ao final do processo, gera-se uma imagem raster onde a cada pixel é atribuído um valor ou código que denota para qual dos vizinhos ele drena.

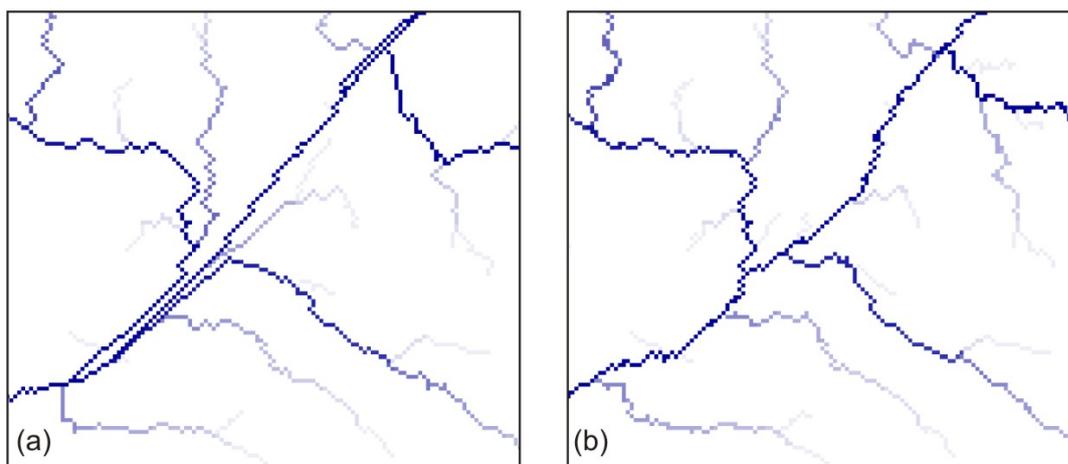
Diversas modificações do algoritmo D8 e algoritmos alternativos de geração de direções de fluxo têm sido propostos principalmente visando diminuir o custo computacional e melhorar os resultados do tratamento de áreas planas (Soille et al., 2003; Tianqi et al., 2003; Martz e Garbrecht, 1999; Garbrecht e Martz, 1997; Tarboton, 1997; Tribe, 1992). Por exemplo, o algoritmo original D8 tende a gerar linhas paralelas irrealistas na drenagem (Figura 2), as quais podem ser quase completamente evitadas pela introdução de um fator aleatório no tratamento de áreas planas (Fairfield e Leymarie, 1991).

Mais recentemente foi proposta uma nova forma de determinar direções de fluxo em depressões espúrias (regiões mais baixas do que a vizinhança criadas por erros nos dados do MNT), baseada no algoritmo Priority First Search (PFS), apresentando vantagens com relação ao algoritmo original (Jones, 2002; Oliveira, 2008).

Outra forma de melhorar a coerência das direções de fluxo geradas consiste em pré-processar o MNT através da incorporação de informações provenientes de uma rede hidrográfica vetorial existente – procedimento conhecido como *stream burning* (Kenny e Matthews, 2005; Turcotte et al., 2001; Graham et al., 1999).



**Figura 1** – (a) Direções de fluxo possíveis para um determinado pixel e (b) direção de fluxo escolhida em função da maior declividade entre o pixel central e os vizinhos, segundo o método D8.



**Figura 2** – Drenagem gerada em uma região plana a partir do processamento do MNT: (a) surgimento de linhas paralelas irrealistas usando algoritmo original D8; (b) minimização do problema pela introdução de um fator aleatório no algoritmo D8 para o tratamento de regiões planas.



Caso o interesse seja em gerar direções de fluxo em uma escala muito maior do que a resolução do MNT disponível, a reamostragem do MNT para a resolução mais baixa e a posterior derivação das direções de fluxo segundo algoritmos similares ao D8 pode produzir resultados bastante incoerentes (Shaw et al., 2005; Reed, 2003). Para solucionar essa questão, vários procedimentos de *upscaling* de direções de fluxo foram propostos na literatura (por exemplo: Paz et al., 2006; Shaw et al., 2005; Reed, 2003; Olivera et al., 2002), consistindo basicamente em derivar as direções de fluxo para uma grade de baixa resolução a partir das direções de fluxo geradas para o MNT de alta resolução. Esse tipo de procedimento é recomendado para determinar direções de fluxo para células de modelos hidrológicos de grande escala, com tamanho de 10 km x 10 km por exemplo, a partir de dados de MNT com resolução espacial de 100 m.

## 2.2. ÁREAS DE DRENAGEM E COMPRIMENTOS DE RIOS

Com base exclusivamente nas direções de fluxo, pode-se determinar um plano de informações que representa as áreas de drenagem acumuladas. Gera-se uma nova imagem raster onde cada pixel tem como atributo o valor correspondente ao somatório das áreas superficiais de todos os pixels cujo escoamento contribui para o pixel em questão (Jenson e Domingue, 1988). Quando se trabalha com grandes áreas e sistema de coordenadas geográficas (latitude-longitude), os pixels podem ter áreas superficiais individuais distintas e isso deve ser levado em conta.

Analogamente ao procedimento de geração de áreas acumuladas de drenagem, a partir do raster de direções de fluxo pode-se gerar outro plano de informações bastante útil para estudos hidrológicos, que é uma imagem contendo os comprimentos acumulados ao longo da drenagem principal. Ao percorrer o caminho de fluxo, um passo ortogonal equivale a uma distância igual ao tamanho do pixel, enquanto um passo diagonal corresponde a 1.414 vezes o tamanho do pixel. Alternativamente, operadores de distância podem ser utilizados para contabilizar de forma diferente um passo ortogonal e diagonal, com o intuito de minimizar o erro inerente à quantificação de distâncias em imagens raster (De Smith, 2004; Paz e Collischonn, 2007). Na imagem gerada, o valor atribuído a cada pixel indica a distância dele ao exutório da bacia (ou outro ponto qualquer tomado como referencial) ao longo da drenagem.

## 2.3. DEFINIÇÃO DA REDE DE DRENAGEM

A imagem com áreas acumuladas de drenagem indica qual a área de contribuição de cada pixel, mas não significa que necessariamente exista um curso d'água propriamente dito. Informações coletadas diretamente no campo ou de outras fontes podem ser usadas para identificar o início da rede de drenagem. Entretanto, é praticamente inexistente e inviável obter tais informações para bacias de maior porte.

Diversos estudos procuraram identificar um valor mínimo de área de contribuição necessário para a formação de cursos d'água em função das características físicas da bacia, como geologia, solo, vegetação, relevo, etc (Istanbulluoglu et al., 2002; McNamara et al., 2006; Montgomery e Dietrich, 1988). Supondo que existe um limite mínimo de área de drenagem  $A_{min}$  que caracteriza o início da formação de cursos d'água, é possível gerar automaticamente um plano de informações referente à rede de drenagem a partir do raster de áreas acumuladas. Pode-se fazer uma reclassificação da imagem de áreas acumuladas, considerando que todos os pixels cuja área de drenagem  $A_i$  seja inferior a  $A_{min}$  recebem valor 0 e aqueles com área superior a esse limite mínimo ficam com valor 1. Ou seja, tem-se um raster cujos pixels pertencentes à rede de drenagem têm atributo 1 e os demais têm atributo 0. Através de uma transformação simples de raster para vetor, pode-se em seguida gerar a rede de drenagem no formato vetorial.



## 2.4. DELIMITAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA

A partir das direções de fluxo e da indicação da localização do exutório, determina-se a delimitação da bacia hidrográfica contribuinte ao referido exutório. O procedimento é bastante simples e consiste em, para cada pixel da imagem, percorrer o caminho de fluxo até sair da imagem ou até encontrar o pixel que representa o exutório da bacia (Jenson e Domingue, 1988). Atribuindo o valor 1 para todos os pixels cujo caminho de fluxo traçado alcançou o exutório e valor 0 para os demais pixels, tem-se uma imagem raster que denota pixels contidos na bacia (atributo 1) ou fora dela (atributo 0). O mesmo procedimento pode ser empregado para delimitar sub-bacias, adotando atributo distinto para cada uma.

## 3. APLICAÇÃO À BACIA DO RIO URUGUAI

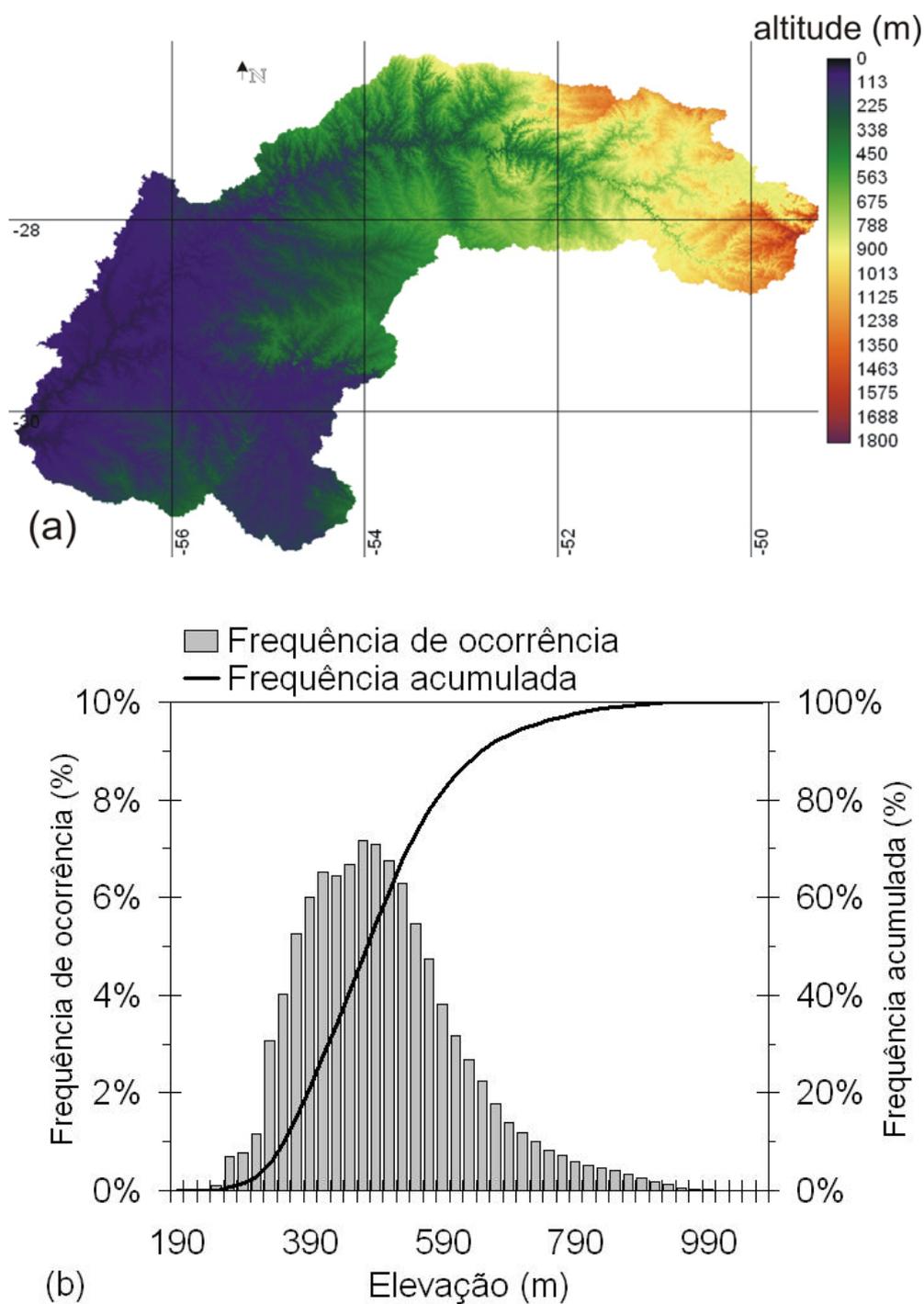
A metodologia de derivação de produtos a partir do MNT foi aplicada à bacia do Rio Uruguai, cuja área de drenagem tem cerca de 206.000 km<sup>2</sup>. O Rio Uruguai se forma na divisa entre os Estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina, constituindo uma grande parte da divisa entre esses Estados (Figura 3). Continuando seu percurso, o Rio Uruguai passa a constituir a divisa entre o Brasil e a Argentina e, após a confluência com o Rio Quaraí, junta-se ao Rio Paraná, formando o Rio da Prata.



**Figura 3** – Localização da bacia hidrográfica do Rio Uruguai.

Com base nos dados do SRTM-90m, foram elaborados MNTs da região da bacia do Rio Uruguai com resoluções de 0,001°, 0,002° e 0,005°, que correspondem a aproximadamente 100 m, 200 m e 500 m, respectivamente. O MNT da bacia do Rio Uruguai, na resolução de 0,001°, é ilustrado na Figura 4. Observa-se que quase 95% da bacia têm elevação do terreno entre 300 e 700 m.

Para cada uma das três resoluções, foi preparado um segundo MNT pré-processado por uma forma simples de *stream burning*. Os diferentes MNTs foram elaboradas com o objetivo de avaliar o quanto a reamostragem do MNT do SRTM e a aplicação do *stream burning* repercutem na qualidade dos produtos derivados. Quando se lida com grandes áreas como no caso da bacia do rio Uruguai, a resolução espacial pode ser fator restritivo em termos de custo computacional dependendo do tipo de operação a ser realizado. Para efeito de análise da qualidade da drenagem extraída a partir do MNT, foi utilizada como base de comparação uma rede de drenagem vetorial elaborada por digitalização de imagens Landsat7 ETM+.

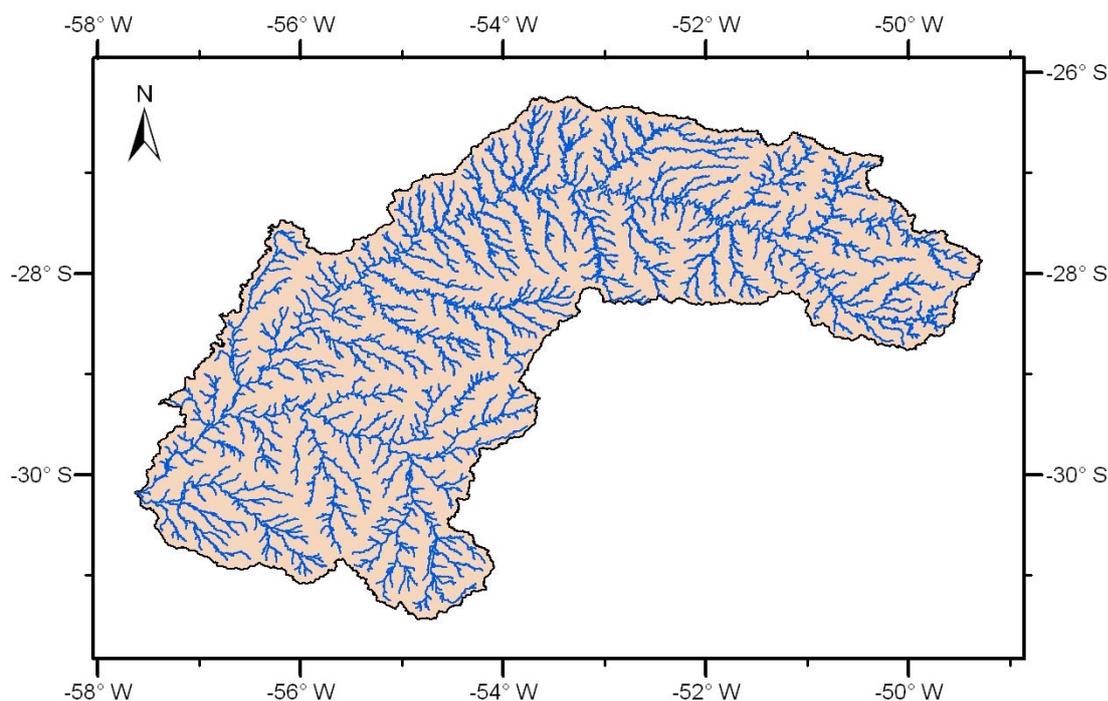


**Figura 4** – (a) Modelo Numérico do Terreno com resolução de 0,001° (~100 m) para a bacia do Rio Uruguai elaborado a partir dos dados do SRTM-90m; e (b) histograma correspondente dos valores de elevação do terreno.



#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

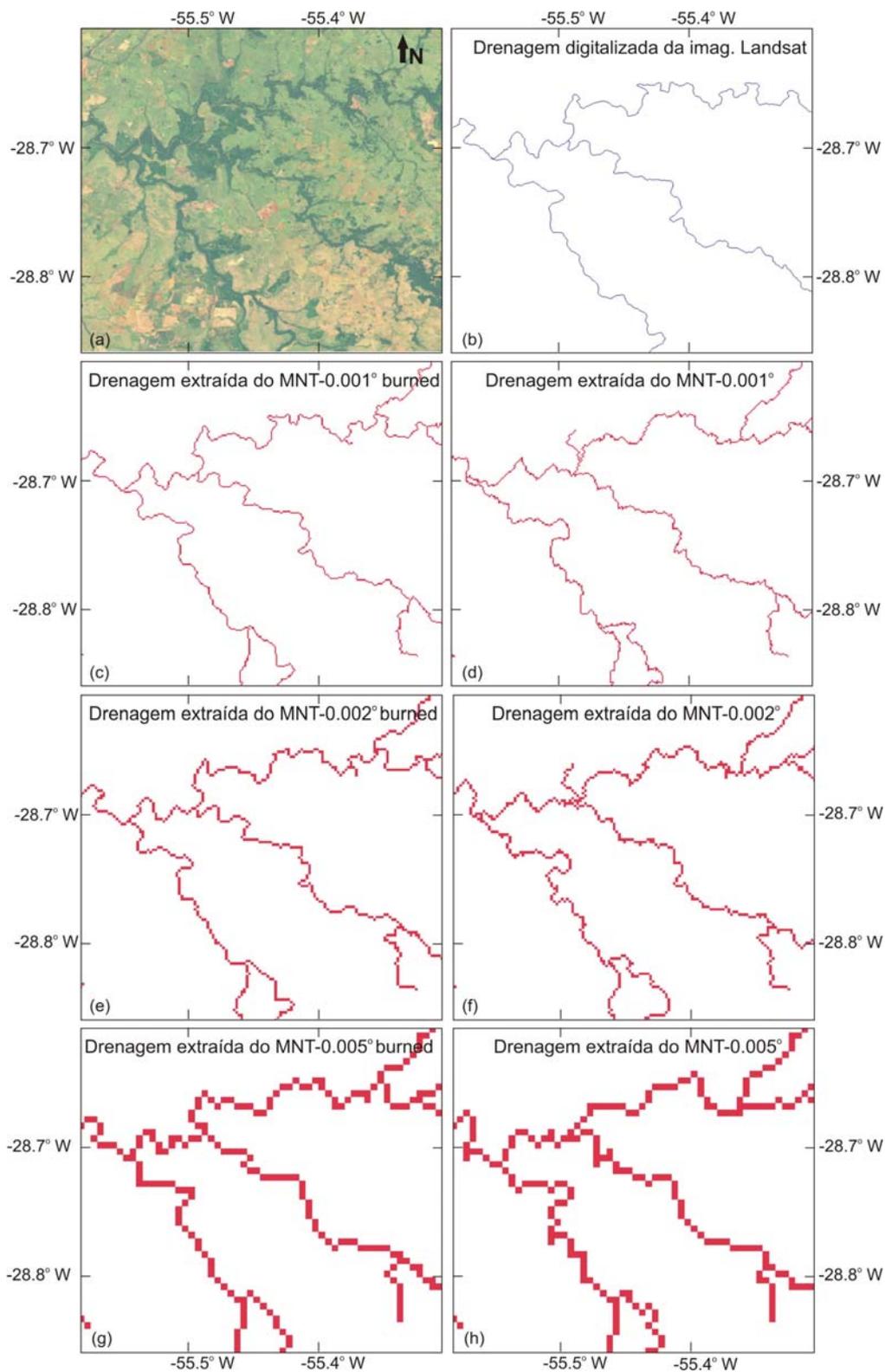
Uma análise interessante dos resultados pode ser feita qualitativamente comparando as redes de drenagens extraídas automaticamente a partir de cada um dos seis MNTs testados em relação à rede vetorial digitalizada – a Figura 5 ilustra a rede de drenagem completa extraída para a bacia do rio Uruguai a partir do MNT de 0,001° de resolução espacial. Tomando o exemplo ilustrado na Figura 6, o qual corresponde a um trecho da parte média da bacia do rio Uruguai, observa-se que de modo geral os rios representados na drenagem vetorial foram capturados e representados na drenagem raster extraída dos MNTs. Como esperado, a qualidade da rede de drenagem derivada do MNT decresce com o aumento da resolução e aumenta com o pré-processamento do MNT por *stream burning*



**Figura 5** – Rede hidrográfica da bacia do Rio Uruguai extraída automaticamente a partir do MNT de resolução 0,001° e com a consideração de uma área mínima de contribuição de 50 km<sup>2</sup> para denotar início da drenagem.

Na resolução mais fina (0,001°) e com aplicação do *stream burning*, tem-se uma representação da drenagem em quase perfeita concordância com a rede vetorial. Sem esse pré-processamento, a representação da drenagem obtida é muito semelhante à rede vetorial, mas nota-se a falha na representação de alguns meandros de menor curvatura. Com o aumento da resolução do MNT para 0,002°, ocorre maior deformação dos meandros do rio na drenagem raster extraída, inclusive quando o MNT foi pré-processado, mas ainda sim o traçado dos rios é bem representado. Para a resolução de 0,005°, praticamente apenas o padrão geral da drenagem e as maiores curvas do rio são reproduzidos na drenagem raster, perdendo-se significativamente a forma sinuosa do traçado dos rios.

A performance das drenagens extraídas a partir de cada MNT é explicada, dentre outros fatores, pelo tamanho do pixel da imagem raster em relação às características do rio, principalmente largura e sinuosidade. No exemplo da Figura 6, que corresponde a um trecho de um afluente do rio Uruguai com largura de cerca de 60 a 90 m e sinuosidade média de 2,7 m/m, não é possível representar a sinuosidade do traçado com pixels de 0,005° (~ 500 m). Alguns meandros estão contidos dentro de um único pixel nessa resolução. Pixels com dimensão 0,001° (ou ~ 100 m) foram suficientes para seguir o traçado e sinuosidade dos rios. A falha na representação dos meandros menores conduz à subestimativa no comprimento dos rios determinado sobre a rede de drenagem raster (Paz et al., 2008).



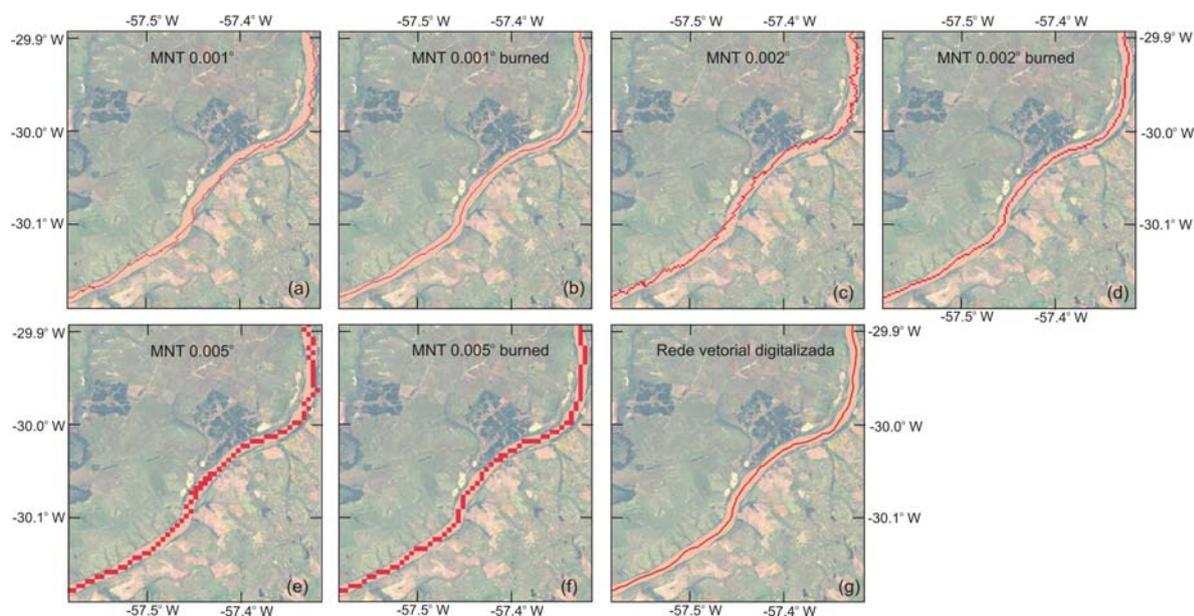
**Figura 6** – Trecho da bacia do Rio Uruguai: (a) composição colorida R3G2B1 de imagem Landsat7 ETM+; (b) rede de drenagem vetorial digitalizada sobre composição colorida; (c),(d),(e),(f) rede de drenagem raster extraída automaticamente de diferentes MNTs.



Um problema diferente ocorre quando a resolução do MNT é inferior à largura do rio. Nessa situação, vários pixels representam a largura do rio no MNT e têm valores de elevação praticamente iguais ou com uma diferença mínima não representativa da variação da topografia propriamente. Se utilizado o algoritmo original D8 como apresentado por Jenson e Domingue (1988) para a geração da rede de drenagem, surgirão linhas de drenagem paralelas e irreais como ilustrado na Figura 2-a. Neste estudo, foi introduzido um fator aleatório no tratamento de áreas planas (Fairfield e Leymarie, 1991), de forma que o problema das linhas paralelas é contornado. Por outro lado, a aleatoriedade introduzida faz com que a rede de drenagem apresente falsos meandros internamente à própria largura do rio. Isso é um dos principais fatores que levam à superestimativa do comprimento do rio medido sobre uma drenagem raster derivada do MNT (Paz et al., 2008).

Na bacia em estudo, a situação do rio de largura superior à resolução do MNT acontece para o rio Uruguai, cuja largura alcança mais de 1000 m na parte baixa da bacia. Para o trecho do rio Uruguai apresentado na Figura 7, por exemplo, as redes de drenagem derivadas dos MNTs de 0,001°, 0,002° e 0,005° apresentam uma sinuosidade artificial dentro da área efetivamente ocupada pelo canal principal do próprio rio, como ilustra a imagem de satélite superposta. O pré-processamento do MNT pelo *stream burning* minimiza esse problema, já que no MNT modificado existe um caminhamento único de pixels com elevação mais baixa e, portanto, representativos do traçado do rio.

A partir de cada um dos seis MNTs avaliados, foi realizada a delimitação da bacia do rio Uruguai, tomando como exutório um ponto logo a jusante da confluência do rio Quaraí. Os valores da área de drenagem da bacia delimitada em cada caso não diferem muito entre si (Tabela 1), com uma diferença máxima de 4%. Embora as áreas de drenagem determinadas a partir dos MNTs de 0,005° e 0,005° *burned* estejam mais próximas da área de drenagem derivada do MNT de 0,001° *burned*, não significa que as delimitações com resolução de 0,005° estão mais coerentes do que aquelas obtidas na resolução de 0,002°. Erros de inclusão e exclusão de determinadas áreas podem se compensar resultando em valores próximos de área de drenagem.



**Figura 7** – (a),(b),(c),(d),(e),(f) Trecho do rio Uruguai representado nas redes de drenagem extraídas automaticamente de diferentes MNTs; (g) mesmo trecho representado na rede vetorial digitalizada manualmente; ao fundo, composição colorida R3G2B1 de imagem Landsat7 ETM+.



Na Tabela 1 são apresentados também os comprimentos do rio Uruguai medidos nas drenagens em formato raster derivadas de cada um dos seis MNTs. Para a determinação do comprimento, o início do rio foi adotado como o pixel com área de contribuição superior a 50 km<sup>2</sup> situado mais a montante. Na drenagem derivada do MNT de 0,001° *burned*, o rio Uruguai tem um comprimento de 1756,4 km. Esse valor aumenta em 13% e 11,4% nas drenagens extraídas dos MNTs de 0,001° e 0,002° sem pré-processamento, respectivamente. Isso ocorre devido aos falsos meandros criados internamente à largura do rio Uruguai, principalmente nos trechos médio e baixo. Na resolução de 0,005°, o maior tamanho dos pixels minimiza esse efeito, mas por outro lado ocorre a perda de representação de meandros menores da parte alta do rio Uruguai. Com a aplicação do *stream burning*, ambos os problemas são minimizados, e os comprimentos medidos nas drenagens de resolução 0,002° e 0,005° são mais próximos do comprimento medido a partir da drenagem derivada do MNT de 0,001° *burned*.

**Tabela 1** – Área de drenagem da bacia do rio Uruguai e comprimento do rio Uruguai extraídos automaticamente a partir de seis MNTs diferentes.

Ordem	MNT utilizado para derivação da rede de drenagem	Área de drenagem (km <sup>2</sup> )	Variação da área de drenagem relativa à área 1	Comprimento do rio Uruguai (km)	Variação do comprimento relativa ao comprimento 1
1	0,001° <i>burned</i>	206.297	-	1756,4	-
2	0,001°	206.303	<0,1%	1985,5	13,0%
3	0,002° <i>burned</i>	214.547	4,0%	1743,5	-0,7%
4	0,002°	214.600	4,0%	1957,2	11,4%
5	0,005° <i>burned</i>	207.703	0,7%	1681,6	-4,3%
6	0,005°	207.736	0,7%	1692,3	-3,6%

## 5. CONCLUSÕES

Os dados de elevação do terreno provenientes do SRTM e disponibilizados gratuitamente na internet constituem excelente fonte de informações para caracterização topográfica de bacias hidrográficas. Procedimentos computacionais podem ser facilmente aplicados para extrair de forma automatizada a rede de drenagem e diversas outras informações a partir do MNT do SRTM. Esses procedimentos podem ser customizados para elaborar planos de informação específicos para entrada em modelos hidrológicos, agilizando a aplicação destes em bacias de grande porte.

Basicamente, a qualidade da drenagem extraída a partir de um MNT do SRTM varia conforme a resolução de trabalho das imagens e das características dos rios (largura, sinuosidade, declividade). Dois tipos de problemas principais ocorrem em drenagens derivadas de MNT: (1) falha em representar meandros do rio considerados pequenos em relação à resolução espacial do MNT; (2) sinuosidade artificial criada quando a largura do rio é maior do que a dimensão dos pixels do MNT. O primeiro problema é a principal causa da subestimativa de comprimentos de rio derivados de drenagem raster, enquanto o segundo problema leva à superestimativa dos comprimentos.

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, pela concessão de bolsa de Doutorado ao primeiro autor.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Burrough, P.A., McDonnell, R.A. 1998. Principles of Geographical Information Systems: Spatial Information Systems and Geostatistics. Oxford University Press. Oxford, 333 p.

De Smith, M. 2004. Distance transforms as a new tool in spatial analysis, urban planning, and GIS. *Env. and Plan. B: Plan. and Design*, 31, 85-104.

Fairfield, J., Leymarie, P. 1991. Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 27(5), 709-717.

Garbrecht, J., Martz, L.W. 1997. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 193, 204-213.

Graham, S., Famiglietti, J., Maidment, D. 1999. Five-minute, 1/2°, and 1° data sets of continental watersheds and river networks for use in regional and global hydrologic and climate system modeling studies. *Water Resources Research*, 35(2), 583-587.

Istanbulluoglu, E., Tarboton, D.G., Pack, R.T., Luce, C. 2002. A probabilistic approach for channel initiation. *Water Resources Research* 38 (12), 1325.

Jenson, S.K., Domingue, J.O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 54(11), 1593-1600.

Jones, R. 2002. Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples. *Computers & Geosciences*, 28, 1051-1060.

Kenny, F., Matthews, B. 2005. A methodology for aligning raster flow direction data with photogrammetrically mapped hydrology. *Computers & Geosciences*, 31, 768-779.

McNamara, J.P., Ziegler, A.D., Wood, S.H., Vogler, J.B. 2006. Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand. *Forest Ecology and Management* 224, 147-156.

Montgomery, D., Dietrich, W. 1988. Where do channels begin? *Nature* 336, 232-234.

Martz, L.W., Garbrecht, J. 1999. An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM. *Computers & Geosciences* 25, 835-844.

Olivera, F., Valenzuela, M., Srinivasan, R., Choi, J., Cho, H., Koka, S., Agrawal, A. 2006. ArcGIS-SWAT: A geodata model and GIS interface for SWAT. *Journal of the American Water Resources Association*, 42(2), 295-309.

Oliveira, B.T.M. 2008 Comparação de algoritmos para geração de área acumulada no sudeste do Estado do Tocantins a partir de dados SRTM. (Trabalho de disciplina MINTER IPH-UFRGS e UFT; não publicado).

Paz, A.R., Collischonn, W. 2007. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on relatively high-resolution digital elevation model. *Journal of Hydrology*, 343, 127- 139.

Paz, A.R., Collischonn, W., Silveira, A.L.L., 2006. Improvements in large scale drainage networks derived from digital elevation models. *Water Resources Research*, 42, W08502.

Paz, A.R., Collischonn, W., Risso, A., Mendes, C.A. 2008. Errors in river lengths derived from raster digital elevation models. *Computers & Geosciences* (in press).

Reed, S.M. 2003. Deriving flow directions for coarse-resolution (1-4 km) gridded hydrologic modeling. *Water Resources Research*, 39(9), 1238.



Shaw, D., Martz, L.W., Pietroniro, A. 2005. Flow routing in large-scale models using vector addition. *Journal of Hydrology*, 307, 38-47.

Singh, V.P., Frevert, D.K. 2002. *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, LLC, Colorado, Estados Unidos.

Soille, P., Vogt, J., Colombo, R. 2003. Carving and adaptive drainage enforcement of grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 39(12), 1366.

Tarboton, D. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309-319.

Tianqi, A., Takeuchi, K., Ishidaira, H., Yoshitani, J., Fukami, K. 2003. Development and application of a new algorithm for automated pit removal for grid DEMs. *Hydrological Sciences Journal* 48(6), 985-997.

Tribe, A. 1992. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. *Journal of Hydrology*, 139, 263-293.

Tucci, C.E.M. 1998. *Modelos Hidrológicos*. 2ª edição, Editora da UFRGS, Porto Alegre, 678 p.

Turcotte, R., Fortin, J.-P., Rousseau, A.N., Massicotte, S., Villeneuve, J.-P. 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, 240, 225-242.

---



## **IDENTIFICAÇÃO DE DEFORMAÇÕES NEOTECTÔNICAS, ATRAVÉS DE IMAGEM SRTM, E SUA RELAÇÃO COM A GÊNESE DOS AREAIS - SUDOESTE DO RIO GRANDE DO SUL**

### **IDENTIFICATION OF NEOTECTONIC DEFORMATIONS, THROUGH SRTM IMAGE, AND ITS RELATIONSHIP WITH THE GENESIS OF THE “AREAIS” – SOUTHWESTERN RIO GRANDE DO SUL**

Clódís de Oliveira Andrades Filho  
Mestrando em Sensoriamento Remoto/INPE  
clodis@dsr.inpe.br

Laurindo Antonio Guasselli  
Dirce Maria Antunes Suertegaray  
Departamento de Geografia/UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500-Campus do Vale - UFRGS CEP: 91501-970  
Porto Alegre, RS, Brasil

#### **RESUMO**

Essa pesquisa busca avaliar possíveis influências da neotectônica na formação dos areais do sudoeste do Rio Grande do Sul<sup>1</sup>. Constitui, portanto, objetivo principal desta pesquisa identificar pontos de “anomalias” neotectônicas em segmentos de drenagens e relacioná-los aos pontos de ocorrências de areais. A definição desses pontos de anomalia foi obtida através de MDE (Modelo Digital de Elevação) como subproduto da imagem SRTM. A análise empreendida foi construída com base no emprego do índice RDE (Relação declividade-extensão) aplicado em segmentos de drenagem. As drenagens foram digitalizadas a partir de imagens sombreadas com diferentes contrastes, produtos SRTM. Os resultados indicam uma possível ligação da neotectônica na gênese dos areais, visto que os pontos de possíveis “anomalias” identificados nos cursos d’água localizam-se próximos às áreas com focos de arenização.

**Palavras-chave:** arenização, neotectônica, SRTM

#### **ABSTRACT**

This research seeks to assess possible neotectonic influence in the formation of sandization in southwest of Rio Grande do Sul. The main objective of this research is to identify points of neotectonic “anomalies” in segments of drainage and make the relationship with the points of occurrences of sandization. The identification of these points of failure was obtained through DEM (Digital Elevation Model) as sub-product of the SRTM image. The analysis was undertaken based on the employment index RDE (Relationship slope-extension) applied in segments of drainage. The drainages were scanned images from shaded with different contrasts, SRTM products. The results indicate a possible relation of the neotectonic in the genesis of the sandization, because the points of possible neotectonic “anomalies” identified in the watercourse is located near the areas with outbreaks of sandization.

**Keywords:** sandization, neotectonic, SRTM

<sup>1</sup> Esta pesquisa é produto do Trabalho de Conclusão de Curso, na graduação em Geografia (UFRGS), de Clódís de Oliveira Andrades Filho, durante a vigência de bolsa IC PIBIC/CNPq.



## 1. INTRODUÇÃO

O sudoeste do Rio Grande do Sul apresenta áreas onde ocorre um forte processo de degradação dos solos na forma de areais decorrente de processo de arenização (Figura 1). De acordo com Suertegaray “*por arenização entende-se o processo de retrabalhamento de depósitos arenosos pouco ou não consolidados, que acarreta nessas áreas uma dificuldade de fixação da cobertura vegetal, devido à intensa mobilidade dos sedimentos pela ação das águas e dos ventos.*” (Suertegaray, 1987). Conseqüentemente, para esta autora, arenização indica uma área de degradação, relacionada ao clima úmido, em que a diminuição do potencial biológico não desemboca, em definitivo, em condições de tipo deserto. Ao contrário, a dinâmica dos processos envolvidos nesta degradação dos solos é fundamentalmente derivada da abundância de água.



**Figura 1** - Fotografia de areais em Manoel Viana, RS. (Por Cláudia Beltrame Porto, 2002)

No entanto, investigações recentes levaram a reflexões a cerca da contribuição estrutural na gênese dos areais. Considera-se neste caso a contribuição estrutural do ponto de vista de investigação do quadro tectônico, onde é discutida a possibilidade de influência da neotectônica na conformação geomorfológica regional atual.

O termo neotectônica foi introduzido na literatura geológica por Obruchev para designar “*movimentos tectônicos ocorridos no fim do Terciário e no Quaternário, os quais desempenham um papel decisivo na configuração topográfica contemporânea da superfície terrestre*”. (Obruchev, 1948 apud Suguio, 1999, p. 113)



Há uma crescente necessidade de estudo das causas ou gênese de processos erosivos em grandes proporções que tem como uma de suas graves conseqüências a perda de solo. Estes fatores inviabilizam ou dificultam certas atividades econômicas, como no caso dos areais no sudoeste do Rio Grande do Sul. A análise estrutural desses terrenos pode indicar áreas frágeis do ponto de vista estrutural e identificar pontos potenciais a processos erosivos. Portanto, é necessário observar as falhas geológicas jovens e indicar áreas mais problemáticas para o desencadeamento desses processos, na medida em que esta ocorrência pode desencadear dinâmica erosiva e promover restrições para o uso do solo na região de estudo.

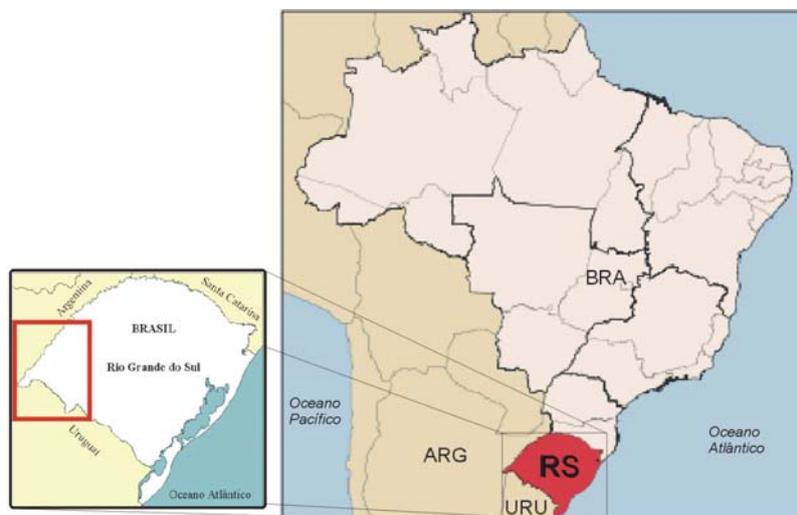
Na temática abordada destaca-se Trainini (2005) que utiliza como base o mapa de Wildner et al. (2005) para demonstrar um grande alçamento estrutural na região sudoeste do RS, denominado “Muro de Manoel Viana”, e de acordo com o autor, alçado pela neotectônica. Nessa área os sedimentos eólicos da Formação Botucatu se encontram em cotas acima de 300m, superiores as cotas desse tipo de depósitos fora dos limites do “muro”. Trainini chama a atenção para o relevante fato de que a concentração da maioria das zonas em processo de arenização encontra-se dentro dos limites do “muro” e define esta área como um “*alto potencialmente difusor de sedimentação*” (Trainini, 2005).

Uma outra abordagem é o trabalho de Etchebehere et al. (2006), tendo como área de estudo uma bacia hidrográfica no Estado de São Paulo, onde aplicam o índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” para detecção de deformações neotectônicas, onde os segmentos de drenagem foram estabelecidos com base nas isoípsas contidas nas folhas topográficas com escala 1:50.000. Etchebehere et al. (2006) identificam possíveis “anomalias” neotectônicas e relaciona com feições erosivas na bacia do Rio do Peixe, destacando-se ravinas e voçorocas.

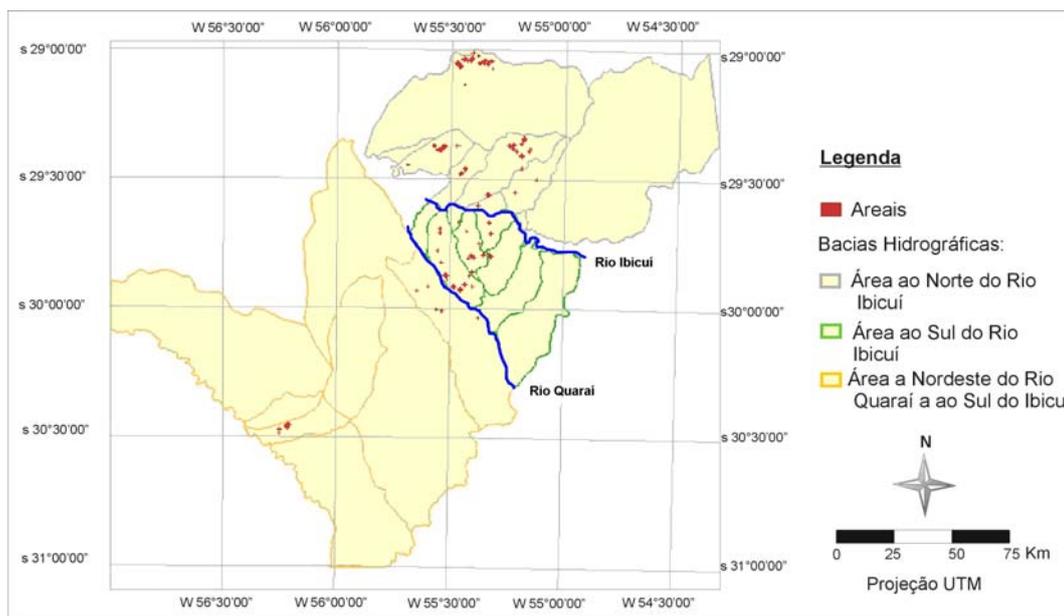
Nesse sentido, o objetivo geral dessa pesquisa é analisar a relação entre o processo de arenização e a tectônica e avaliar o uso do modelo digital de elevação, produto SRTM, como ferramenta de identificação de deformações neotectônicas. Para tanto, é necessário: a) definir o modelo digital de elevação e as linhas de drenagem a partir das imagens SRTM; b) identificar possíveis deformações/anomalias neotectônicas com base na Relação declividade-extensão; e c) avaliar a adequação dos dados SRTM para análise da configuração estrutural da área de estudo.

## 2. ÁREA DE ESTUDO

A região de ocorrência do processo de arenização está localizada no sul do Brasil, precisamente no sudoeste do Rio Grande do Sul (Figura 2), a partir do meridiano de 54° em direção oeste até a fronteira com a Argentina e a República Oriental do Uruguai, sendo constituída pelos municípios de Alegrete, Cacequi, Itaqui, Maçambará, Manoel Viana, Quaraí, Rosário do Sul, São Borja, São Francisco da Assis e Unistalda. Esta região abrange uma grande quantidade de bacias e sub-bacias hidrográficas pelo qual podem ser definidas em três grandes áreas: Área ao sul do Rio Ibicuí e a Nordeste do Rio Quaraí, Área ao sul do Rio Ibicuí e Área ao Norte do Rio Ibicuí (Figura 3).



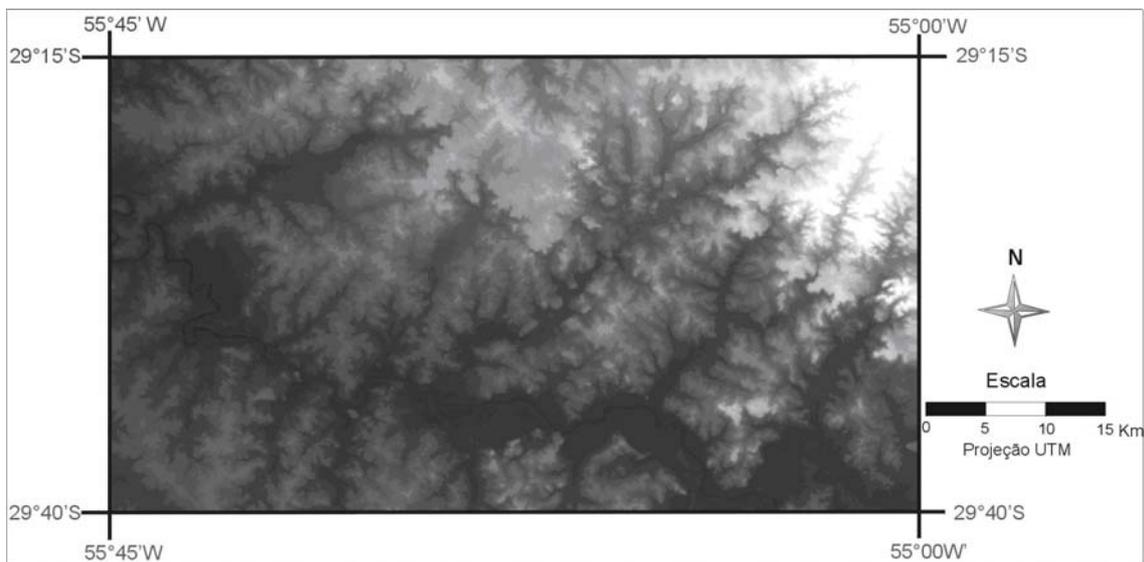
**Figura 2** – Área de ocorrência do processo de arenização no Sudoeste do RS.



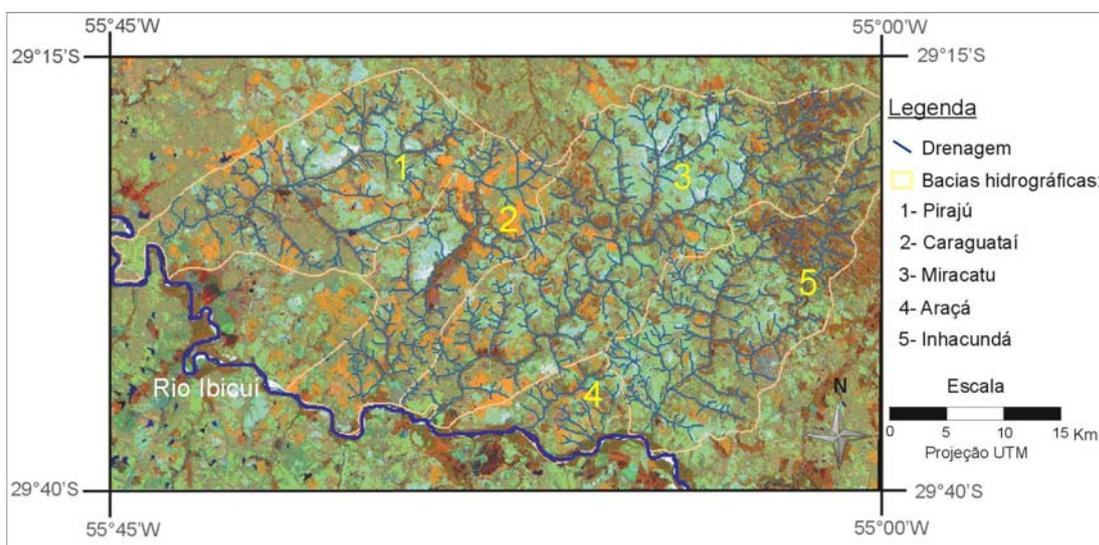
**Figura 3** – Bacias hidrográficas na área de ocorrência de arenização.



A delimitação da área proposta para investigação é definida por um recorte de imagem SRTM entre as coordenadas s 29°15' e 29°40' e w 55°45' e 55°00' (Figura 4). Este recorte abrange a área de cinco (5) bacias hidrográficas da região ao norte do rio Ibicuí, com grande ocorrência do processo de arenização: Bacia do Arroio Piraju, Bacia do Arroio Inhacundá, Bacia da Sanga do Araçá, Bacia do Miracatu e Bacia do Caraguataí (Figura 5).



**Figura 4** - Imagem SRTM/NASA



**Figura 5** - Bacias hidrográficas da área de estudo. Imagem Landsat em composição 4R 5G 3B.



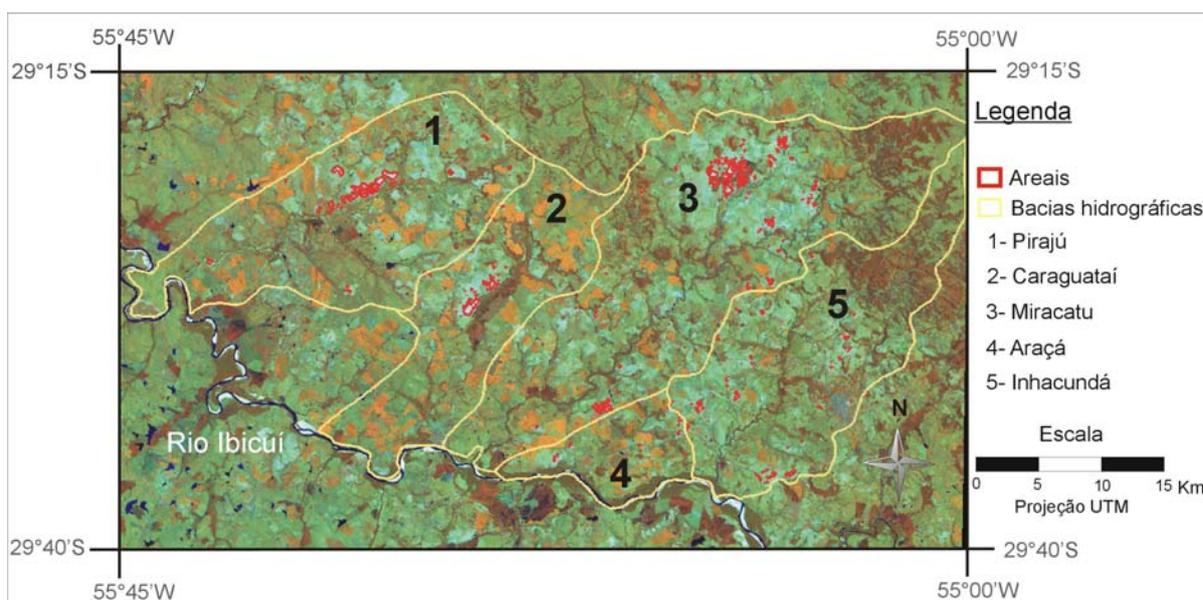
Esta região situa-se na Bacia do Paraná, uma bacia intracratônica desenvolvida inteiramente sobre uma crosta continental, que foi preenchida com rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam desde o Ordoviciano até o Quaternário.

A evolução tectônico-sedimentar desta bacia foi fortemente controlada pelas direções estruturais inerentes ao seu embasamento que é constituído por uma grande quantidade de zonas de fraqueza que se cruzam, dividindo este embasamento em blocos de falhas. As zonas de fraqueza atuam como os principais agentes de dissipação de tensões intraplaca permitindo movimentos recorrentes desses blocos ao longo dessas zonas. (Zalán, 1991 apud Frasca, 1996, p. 6).

A área de ocorrência dos areais tem como substrato o arenito da Formação Botucatu e/ou Formação Guará<sup>1</sup> (MME, 2008), nestas formações Mesozóicas assentam-se depósitos arenosos não consolidados, originários de deposição fluvial e eólica durante o Pleistoceno e o Holoceno, os quais sob remoção atual (produto da dinâmica hídrica e eólica) originam os areais (Suertegaray, 1987, 2001).

### 3. METODOLOGIA

A base utilizada para o mapeamento dos areais (Figura 6) foi elaborada através do uso de imagem Landsat TM 5, datada de 1989, por classificação digital não-supervisionada (Andrades filho, Suertegaray, Guasselli, 2006).



**Figura 6** - Mapeamento dos areais por bacias hidrográficas no sudoeste do RS.

<sup>1</sup> O novo mapa geológico do estado do RS indica como constituinte do substrato rochoso na região de São Francisco de Assis a Formação Guará (J3g). Esta é caracterizada como “ arenito fino e conglomerático, cores esbranquiçadas e avermelhadas, intercalados ocasionalmente com níveis centimétricos de pelitos, contendo pegadas de dinossauros. Ambiente continental desértico, com depósitos fluviais, eólicos e lacustres”. Esta formação é datada do Mesozóico período Jurássico Superior). Pela leitura do mapa observa-se que a estrutura geológica atual da região em estudo está caracterizada pela Formação Guará nas áreas mais rebaixadas. A formação Botucatu compreende as faixas representadas por áreas de maior altitude, ou seja, as escarpas do planalto meridional e as escarpas dos morros testemunhos.



Para geração da base digital da drenagem das diferentes bacias hidrográficas estudadas e indicação dos pontos de possíveis anomalias neotectônicas foi utilizada a imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (Farr & Kobrick, 2000), com resolução espacial de noventa metros adquirida através de Ftp da NASA (<ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2>). O download da imagem SRTM foi realizado em formato HGT, sendo necessário a utilização do programa ENVI 4.2 para transformação deste formato para Geo Tiff, e torna-la compatível com o Spring 4.3.

Para a definição das drenagens na imagem SRTM, foi executado um método de interpolação sobre a imagem (Valeriano, 2004) para obter uma resolução espacial de 20 metros. Este processamento consistiu na modificação do Modelo Digital de Elevação - MDE SRTM original para um novo MDE, com características desejáveis. Entre as modificações pretendidas, listam-se: a remoção das falhas e a resolução melhorada (20 metros). Os programas computacionais utilizados no tratamento foram: ENVI (*Research Systems Inc.*, 2005): correção de falhas, seleção de área amostral e exportação de dados ASCII; e SURFER (*Golden Software Inc.*, 1997): interpolação e Spring 4.3, para tratamento de imagem e digitalização da drenagem.

Para digitalização da drenagem foram geradas imagens sombreadas, produtos da SRTM. A partir de testes, chegou-se a três produtos com maior contraste para a definição e delimitação dos cursos d'água. Estas imagens possuem diferentes parâmetros de iluminação: azimute, elevação e exagero. O primeiro define a posição da fonte luminosa, o segundo, o ângulo desta fonte em relação à superfície e o terceiro define o acréscimo da escala vertical do terreno.

A digitalização visual da drenagem foi realizada sobre os três produtos resultantes com os seguintes parâmetros: *Imagem 1* - Azimute : 270° e elevação: 90°, *Imagem 2* - Azimute: 270° e elevação: 45°, *Imagem 3* - Azimute: 10° e 70°. Todas com o valor 70 para exagero vertical.

A detecção de possíveis deformações neotectônicas foi elaborada através de alguns parâmetros morfométricos, onde se destaca o Índice RDE (Relação Declividade vs. Extensão), proposto inicialmente por Hack (1973) sob designação de índice SL (Relação *Slope vs. Length*). Este índice já foi aplicado em análises de cunho neotectônico em diversos contextos geológicos com a utilização de folhas topográficas do exército. Neste estudo a análise é realizada utilizando dados SRTM.

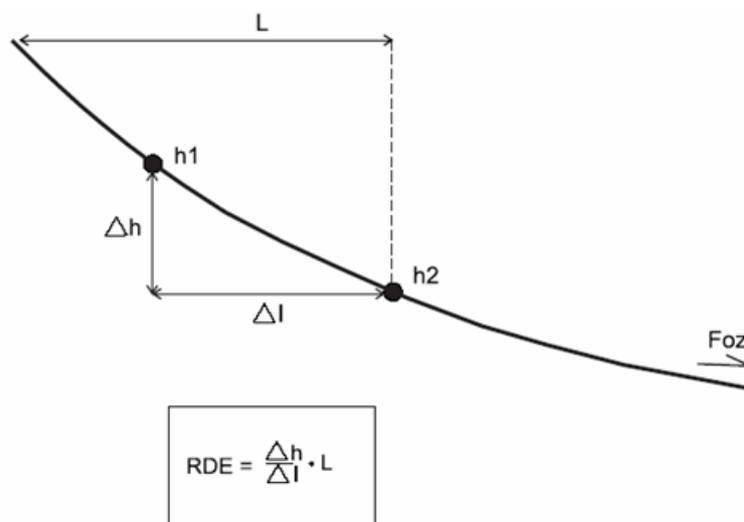
A análise neotectônica empreendida foi construída com base no emprego do índice RDE local (RDE segmento ou RDEs) aplicado em segmentos de drenagem, estabelecidos com base em isoípsas produzidas através do MDE (produto SRTM). O índice RDE correlaciona-se com os níveis de energia da corrente, refletida na sua capacidade de erodir o substrato e/ou transportar a carga sedimentar. Esta energia é proporcional à declividade da superfície por onde flui o curso d'água e a descarga naquele trecho. Este segundo fator é considerado diretamente proporcional ao comprimento da drenagem.

Os índices RDEs são indicadores sensíveis de mudanças na declividade de um canal fluvial, que podem estar associadas a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica. Uma análise prévia como a eliminação de fatores litológicos ou a eventual presença de tributários de porte como agentes causativos da elevação no índice RDE, pode identificar a atuação de processos neotectônicos.

Dessa forma, as chamadas anomalias de RDE servem como um adequado indicador de áreas suspeitas de atividade deformacional recente, que pode estar ligada a soerguimento e/ou rebaixamento do substrato, e passam a constituir alvos para verificações de campo (Etchebehere et al., 2006).

O índice RDE é calculado da seguinte forma:  $RDE = \left(\frac{H}{L}\right) \cdot L$

A diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água é representado por "H"; O símbolo "L representa a projeção horizontal da extensão do referido segmento ("H"/L corresponde ao gradiente da drenagem naquele trecho). A letra L corresponde à distância deste segmento para o qual o índice RDE está sendo calculado e a nascente da drenagem. A Figura 7 indica uma ilustração deste cálculo.



**Figura 7** - Parâmetros para o cálculo RDE. Os pontos **h1** e **h2** representam duas isoípsas subseqüentes ( Etchebehere et al., 2006).

O índice RDE pode ser calculado para toda extensão de um rio e para segmentos, como mostrado anteriormente. Para efetuar o cálculo de RDE por segmento é necessário inicialmente calcular o RDE total. Este é obtido a partir da relação de toda extensão do curso d'água e a amplitude altimétrica total (diferença entre a cota da foz e a cota da cabeceira) e o logaritmo natural de toda extensão.

O cálculo de RDE por segmentos foi utilizado, pois permite uma avaliação com conotação mais local, com análise tectônica de detalhe. Visto que as manchas arenosas possuem certa dispersão nas bacias hidrográficas estudadas e a avaliação local se faz necessária.

Após os procedimentos de cálculo foi elaborado um mapa com a espacialização dos pontos identificados de anomalias e a sobreposição a uma imagem Landsat TM (composição colorida). Essa sobreposição visou identificar a ocorrência de pontos de anomalias que podem ser descartados por não serem deformações associadas a neotectônica como, por exemplo, presença de rochas mais resistentes à erosão e desembocadura de tributários de caudal expressivo (Etchebehere et al., 2006).

Na prática os procedimentos foram os seguintes: a) seleção dos cursos d'água de porte expressivo em relação a bacia hidrográfica, com extensão superior a 3 km; b) medição do comprimento das linhas de drenagens, com auxílio do operador métrico do SPRING 4.3, tabulando-se as diferenças altimétricas (equidistância de 20 m no caso das bases adotadas) e a extensão horizontal de cada segmento de drenagem compreendido entre duas isoípsas subseqüentes; c) os valores formaram uma planilha eletrônica, na qual foram efetuados o cálculo dos índices RDE; d) as planilhas foram confeccionadas de maneira a relacionar os índices RDE de segmentos com o índice RDE total de cada curso d'água, o que possibilitou a definição de setores anômalos segundo critérios (Seeber & Gornitz, 1983 apud Etchebehere et al., 2006), onde considera-se  $RDE_s / RDE_t = 2$  como o limiar da faixa de anomalias. As anomalias foram classificadas como de 1º ordem ( $RDE_s / RDE_t \geq 10$ ) ou 2º ordem ( $2 < RDE_s / RDE_t < 10$ );

Uma cautela adicional foi tomada em relação à utilização dos índices RDE nas proximidades das cabeceiras de drenagem, que, em geral, representam setores com maior probabilidade de se encontrarem fora de equilíbrio, não refletindo adequadamente a energia cinética da drenagem. Levando em conta esta abordagem eliminaram-se os primeiros 800m de cada curso d'água.



#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A digitalização da drenagem em detalhe foi necessária para elaboração das etapas seguintes do trabalho. Para tanto foram gerados diferentes produtos de imagens sombreadas, a fim de destacar as calhas dos cursos d'água.

As três imagens em níveis de cinza utilizadas na digitalização da drenagem estão apresentadas na Figura 8 com distintos parâmetros de iluminação. A imagem 1 apresenta as bordas de relevo e áreas de acentuada declividade com tons escuros, já as áreas onde o terreno é mais plano os tons de cinza estão mais claros. A maior contribuição dessa imagem está na apresentação nítida das áreas de vales e de rupturas do relevo.

Na imagem 2 as áreas onde os níveis de cinza apresentam-se mais claros são as faces voltadas para o norte e os tons mais escuros representam as faces voltadas para o sul. A inclinação do ângulo da fonte luminosa proporcionou uma expressão significativa da orientação do relevo, dando uma idéia de visualização em terceira dimensão, onde a topografia do terreno é marcada com grande contraste.

A imagem 3 foi processada com uma sutil inclinação do ângulo da fonte luminosa que atrelada à direção sul desta fonte realçou as linhas de encaixe dos cursos d'água. Esta imagem apresenta um gradual contraste, onde os cursos d'água estão representadas pelos tons de cinza mais claros, apresentando uma falsa impressão de serem os interflúvios, devido à direção sul da fonte de luminosidade. As áreas representadas com tons mais escuros são as vertentes voltadas para o norte.

Os diferentes sombreamentos e contrastes das imagens proporcionaram uma detalhada digitalização das drenagens. Na Figura 9 são apresentadas as linhas de drenagem de um setor do Arroio Piraju sobre as diferentes imagens produzidas.

Em trabalhos anteriores investigou-se a possibilidade de relação da ocorrência de areais com a orientação do relevo. A constatação da predominância das machas arenosas em determinadas orientações incentivou a uma análise da configuração estrutural da área, no sentido de identificação de lineamentos estruturais. Esta identificação proporcionou uma avaliação, onde foi observada a ligação entre a ocorrência de areais e os lineamentos estruturais da região (Andrades Filho; Guasselli; Suertegaray, 2006, 2007).

A aplicação do índice RDE (Relação Declividade - Extensão) traz algumas respostas através da espacialização dos possíveis pontos de anomalias neotectônicas. Num primeiro momento foram calculados os índices RDE totais. De modo geral os valores de maior índice de RDE encontram-se no alto e médio curso das bacias hidrográficas em questão. Os areais ocorrem predominantemente no alto e médio curso dessas bacias e, uma tendência geral de diminuição dos valores rumo ao ponto exutório das sub-bacias.

A Figura 10 expressa as possíveis anomalias neotectônicas, produto dos cálculos demonstrados anteriormente. Observa-se a proximidade de alguns pontos de anomalias com áreas de formação de areais, enquanto outros, não apresentam relação. Esse fato levantou a possibilidade de que os pontos não relacionáveis com a arenização, estejam associados à presença de: diferentes resistências a erosão hidráulica do substrato rochoso ou a desembocadura de tributários de caudal expressivo (Etchebehere et al., 2006). Esse pontos estão indicados no mapa através dos círculos cinzas.

A análise da Figura 10 permite observar que no setor sul das sub-bacias ocorrem dois pontos de anomalias que provavelmente não estejam ligados a neotectônica, pois eles ocorrem na área de desembocadura do Arroio Caraguataí e Miracatu, tributários do Rio Ibicuí e se encaixam na caracterização de desembocadura de tributários de caudal expressivo (Figura 11).



Imagem 1

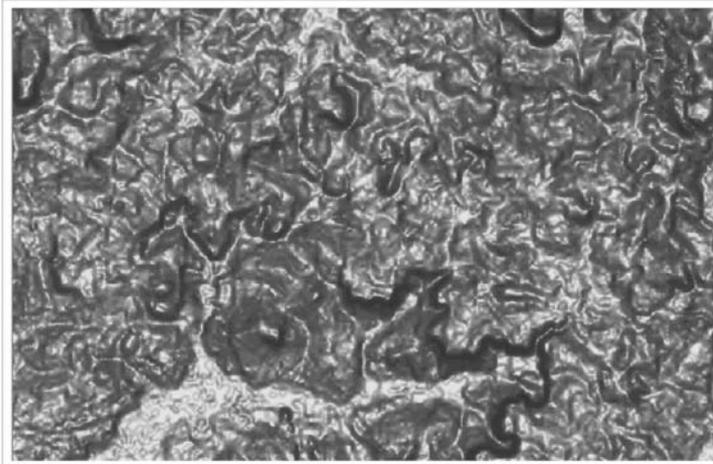
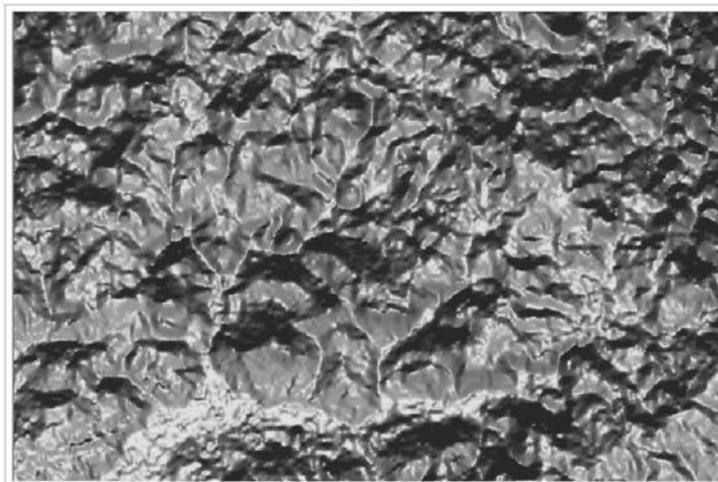


Imagem 2



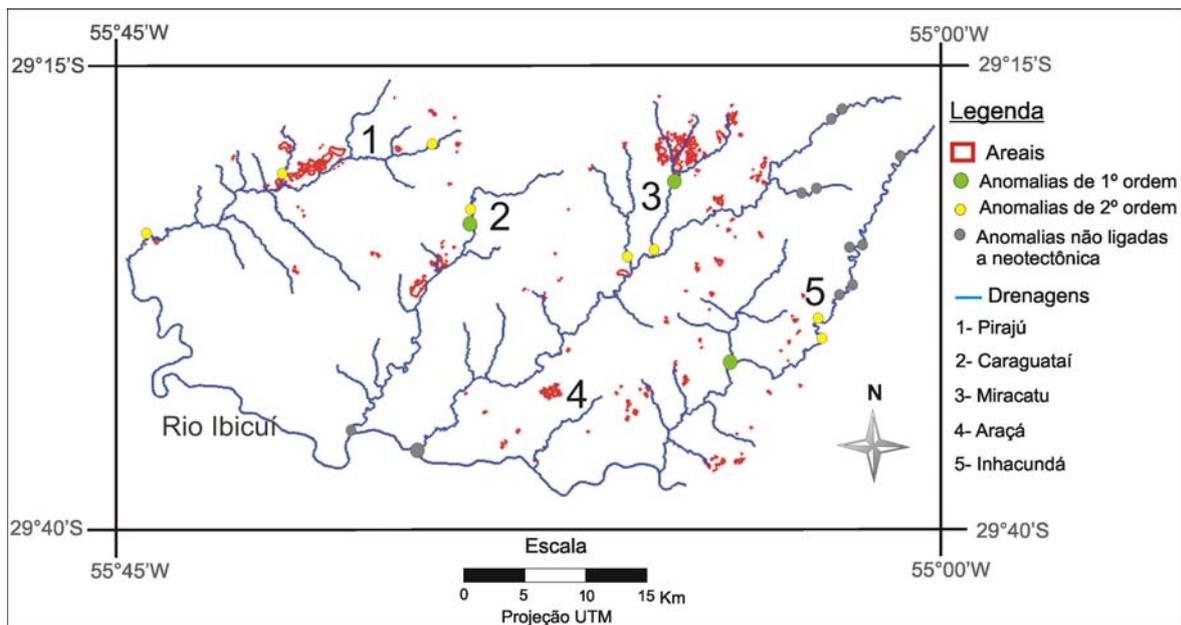
Imagem 3



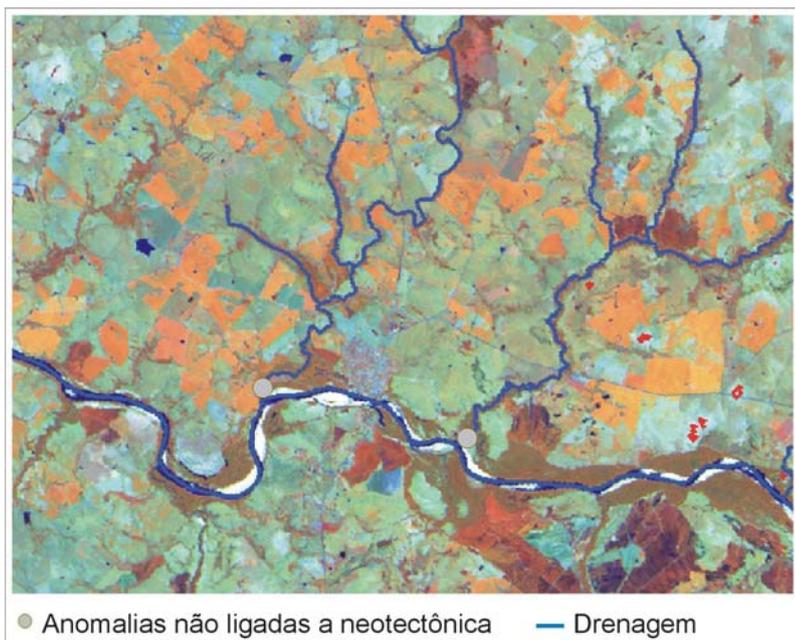
**Figura 8** - Imagens sombreadas com distintos parâmetros de iluminação - produtos SRTM.



**Figura 9** - Drenagem sobre imagens sombreadas, Arroio Piraju - RS



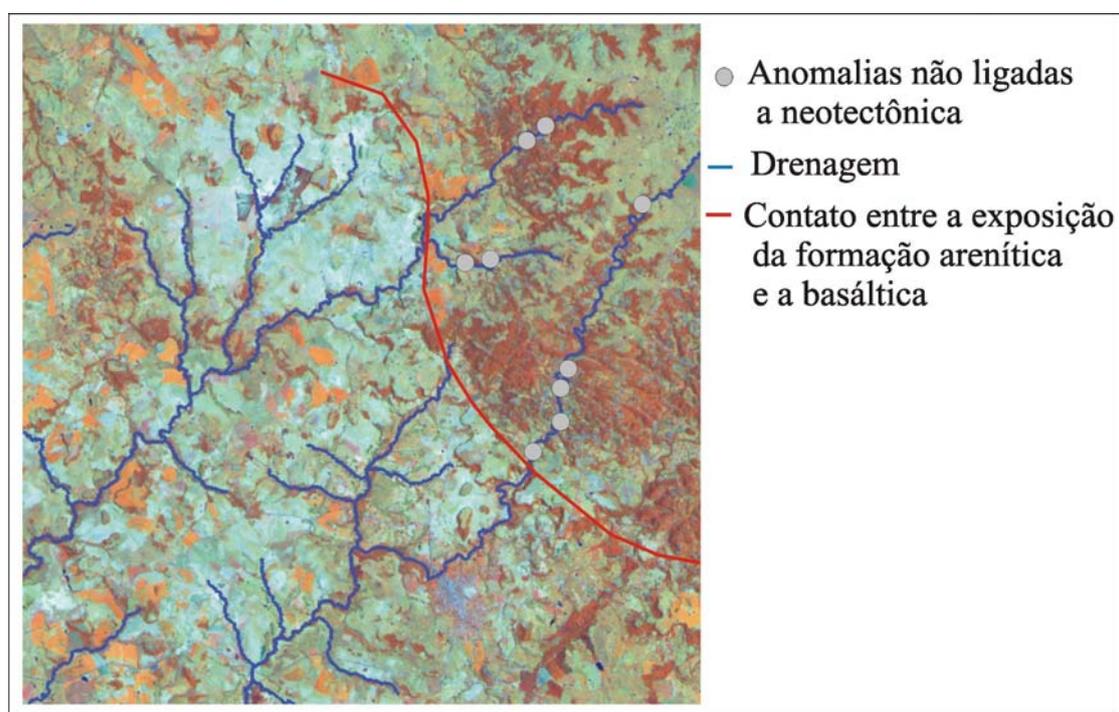
**Figura 10** - Anomalias de RDEs nas bacias hidrográficas da área de estudo (Andrades Filho, 2007).



**Figura 11** - Indicação de pontos de anomalias ligados a desembocadura de curso d'água.

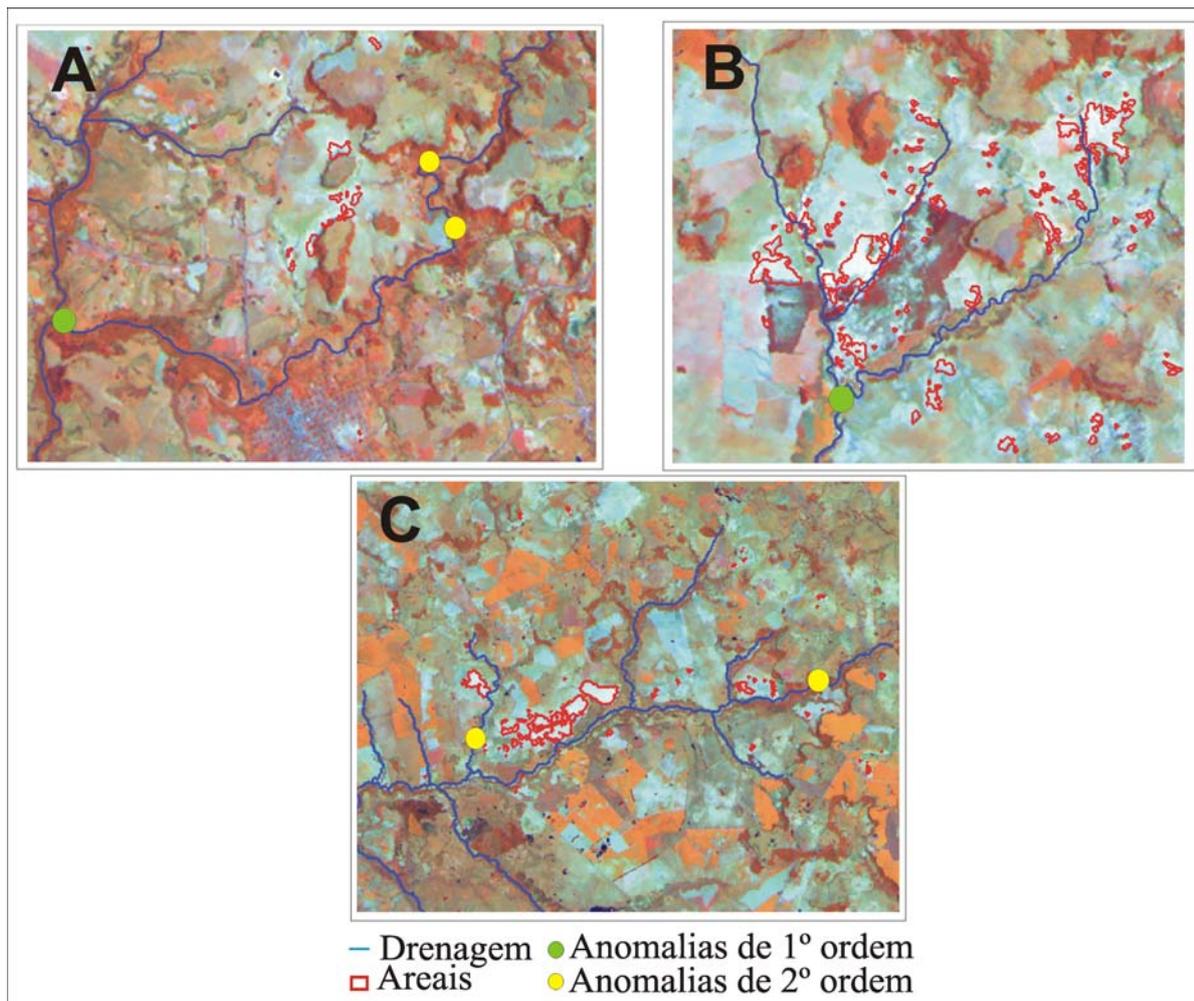


Na Figura 12 apresenta-se a localização dos pontos de anomalias no setor nordeste da área de estudo, onde a linha vermelha representa, grosseiramente, a área de contato entre as duas diferentes formações rochosas. No setor leste está a formação basáltica associada a um topo relativamente plano e a rugosidades das encostas com cobertura vegetal de matas. Neste setor os tons de cinza da imagem são mais escuros que no setor oeste, onde ocorre o afloramento do arenito e uma grande ocorrência de areais, sendo estes apresentados na imagem por tons de cinza mais claros. A sobreposição dos pontos de anomalias sobre a imagem mostra que estes ocorrem na área de contato entre os diferentes tipos de rocha indicados, sendo que a diferente dinâmica/resistência a erosão característica de cada tipo de rocha pode ser a explicação mais provável para indicação dessas áreas como anômalas e não a neotectônica como em outros pontos identificados.



**Figura 12** - Indicação de pontos de anomalias ligados a presença de diferentes resistências do tipo de rocha a erosão hidráulica.

Excluindo os casos citados anteriormente, observa-se que os demais pontos de possíveis anomalias neotectônicas identificados nos cursos d'água localizam-se próximos a áreas de arenização, o que permite indicar uma relação entre essas variáveis. A aproximação entre pontos de anomalias e áreas de arenização é demonstrada na Figura 13. O setor representado com a letra **A** localiza-se na bacia do Inhacundá, o setor **B** na porção norte do Miracatu e o setor **C** na bacia do Caraguataí. Ambos apresentando uma significativa área de arenização.



**Figura 13** - Setores das bacias hidrográficas com ocorrência de areais e pontos de anomalia.

Portanto, compartilhando da idéia de Trainini (2005), há possibilidade de que soerguimentos por falha, pela exposição do arenito e a conseqüente busca do nível de base de erosão existente antes do soerguimento, desencadeiam o processo de arenização, na medida em que os areais têm sua origem associada à formação de fluxos concentrados em canais (ravinas e voçorocas) (Figura 14).



A- Voçoroca na Bacia do Rio Miracatu - São Francisco de Assis. (Por Cláudia Beltrame Porto, 2002)



B- Ravinamento na Bacia do Rio Inhacundá - São Francisco de Assis - Cerro da Esquina. (Por Clódís de Oliveira Andrades Filho, 2007)



C-Processo de ravinamento na Bacia do Rio Caraguataí - São Francisco de Assis. Imagem Quickbird.

**Figura 14** - Processo de ravinamento e voçorocamento nas áreas de estudo.

## 5. CONCLUSÕES

A imagem SRTM foi fundamental na elaboração neste trabalho. A técnica de sombreamento de imagens permitiu a definição das drenagens utilizando a melhor definição do relevo a partir de diferentes abordagens de processamento. O modelo digital de elevação (MDE) produto da imagem SRTM foi a base do estudo da neotectônica na área, permitindo a identificação de possíveis pontos de anomalias/deformações neotectônicas. O modelo apresenta-se como uma importante ferramenta, visto que dinamiza o processo de obtenção dos dados de extensão e declividade dos segmentos de drenagens estudados. Também se revela como uma importante ferramenta para estudos geomorfológicos, principalmente em análise em escala regional, devido a resolução espacial dessas imagens. A identificação de possíveis pontos de anomalias neotectônicas próximos às áreas de focos de arenização indica uma relação entre as anomalias e os areais. Portanto, há possibilidade de que soerguimentos e/ou rebaixamentos por falha, à exposição do arenito e a conseqüente busca do nível de base de erosão existente antes do soerguimento, desencadeiam o processo de arenização. As ravinas e voçorocas são os elementos genéticos da formação dos areais e a busca do nível de base ocorre justamente pela intensificação destes processos erosivos.



## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrades Filho, C. O. ; Suertegaray, D. M. A. ; Guasselli, L. A. 2006. Arenização no sudoeste do Rio Grande do Sul: Investigação sobre a relação entre areais, drenagem e orientação do relevo.. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia Regional / Conference on Geomorphology, Goiânia - GO. VI Simpósio Nacional de Geomorfologia / Regional Conference on Geomorphology, IAG/UGB. 12 p.

Andrades Filho, C. O; Guasselli, L. A. ; Suertegaray, D. M. A. 2007. Investigação sobre a relação entre lineamentos estruturais e a ocorrência de areais no sudoeste do Rio Grande do Sul. In: XII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Natal - RN. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. v. XII. p. 243-257.

Andrades Filho, C. O. 2007. Arenização e tectônica: Contribuição estrutural ao estudo da gênese dos areais no sudoeste do Rio Grande do Sul. Trabalho de Conclusão do Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 54 p

Etchebere, M. L. C. ; Saad, A. R. ; Santoni, G. C. ; Casado, F. C. ; Fulfaro, V. J. 2006. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. Geociências (São Paulo), v. 25, p. 271-289.

Farr, T. G. & Kobrick, M. 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data, Amer. Geophys. Union Eos. v. 81, p. 583-585.

Frasca, A. A. S. 1996. Aplicações de Sensoriamento Remoto e análise de lineamentos em estudos tectônicos na região de São Francisco de Assis, Porção da Borda Meridional da Bacia do Paraná, RS. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Porto Alegre, 105 p.

Golden Software. 1995. Surfer Version 6.01- Surface Mapping System. Golden: Golden Software, Inc.

Hack, J, T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal Research of the U. S. Geol. Survey, v. 1, n. 4, p. 421-429.

Ministério de Minas e Energia. MME-CPRM. 2008. Serviço Geológico do Brasil. Superintendência de Porto Alegre. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Escala de 1:750000. Porto Alegre.

Research, Systems Inc. 2002. Environment for Visualizing Images – ENVI Version 3.6. Colorado: Boulder, 126p.

Spring. 1996. Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling” Camara G, Souza R. C. M, Freitas U. M, Garrido J., Computers & Graphics, 20: (3) 395-406.

Suertegaray, D. M. A. 1987. Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, instituição de defesa de tese. A Trajetória da Natureza: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quarai – RS. São Paulo: USP, 1987. 243F.IL.Mapas. Tese de doutorado: Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, São Paulo, BR-SP. Orientador: ABREU, Adilson Avansi de.

Suertegaray, D. M. A. 1998. Deserto Grande do Sul: Controvérsias. 2.ed. Porto Alegre/RS:Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998. 109 p.

Suertegaray, D., Guasselli, L. & Verdum, R. (org.). 2001. Atlas da Arenização: sudoeste do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Secretaria da Coordenação e Planejamento do Governo do estado do Rio Grande do Sul. 1. V. Mapas, 84 p.

Suguio, K. 1999. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais (Passado + Presente = Futuro?). São Paulo, SP: Paulo's Editora. 366 p.

Trainini, D. R. 2005. A influência da neotectônica no assoreamento de bacias. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 16. João Pessoa, 2005. Anais... João Pessoa: ABRH, CD-ROM.

Valeriano, M. 2004. Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, (INPE-10550-RPQ/756). 72 p.



## INTEGRAÇÃO ENTRE DADOS ÓPTICOS E RADAR (SRTM) PARA A CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA COSTA SETENTRIONAL DO RIO GRANDE DO NORTE

### RADAR (SRTM) AND OPTICAL DATA COMBINATION FOR GEOENVIRONMENTAL CHARACTERIZATION OF THE RIO GRANDE DO NORTE NORTHERN COAST

Dalton Rosemberg Valentim da Silva

Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte  
Programa de Recursos Humanos - 22/Agência Nacional do Petróleo  
daltonrosemberg@yahoo.com.br

Venerando Eustáquio Amaro

Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica  
Programa de Recursos Humanos - 22/Agência Nacional do Petróleo  
amaro@geologia.ufrn.br

#### RESUMO

A demanda, cada vez maior, por fontes energéticas no país tem intensificado as atividades da indústria de hidrocarbonetos e, como consequência, aumentado os riscos de derramamento de óleo em áreas ambientalmente sensíveis no litoral setentrional do Rio Grande do Norte. Tal ação torna necessário o monitoramento ambiental utilizando técnicas de sensoriamento remoto e modelagem ambiental. A área compreendida entre os municípios de São Bento do Norte e Porto do Mangue está inserida no contexto geológico da Bacia Potiguar e apresenta alto índice de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo. As principais unidades geoambientais da área de estudo estão ocupadas pelas atividades petrolíferas, salineiras e de carcinicultura, além da agricultura e pesca. O objetivo deste trabalho é descrever a integração de dados SRTM – *Shuttle Radar Topographic Mission* com imagens ópticas dos satélites LANDSAT 7 ETM+ e CBERS 2-CCD para gerar produtos que realcem a geomorfologia e os elementos morfotectônicos da área em questão, permitindo uma melhor caracterização geoambiental. Informações de altimetria, lineamentos topográficos, drenagens e declividade foram extraídas a partir dos dados SRTM. Composições coloridas e técnicas de realce de contraste foram aplicadas nas imagens LANDSAT e CBERS. A interpretação destes produtos demonstra que a paisagem costeira é fortemente controlada por fatores hidrodinâmicos e morfotectônicos, além da influência antrópica. Esta estratégia metodológica mostrou-se relevante para a compreensão do contexto ambiental e morfodinâmico da área, contribuindo na elaboração de uma base cartográfica eficaz para consultas no plano de contingência em casos acidentais de derramamento de óleo, facilitando a proteção dos ambientes mais sensíveis. Os resultados também favorecem a um planejamento mais eficiente de novas áreas na exploração petrolífera.

**Palavras-chave:** SRTM, CBERS, monitoramento ambiental, indústria petrolífera.



## ABSTRACT

The demand for energetic resources on the country increased the exploration of hydrocarbon and consequently the risk of oil spill on environmentally sensible areas located on the Rio Grande do Norte northern coast. This fact justify the environmental monitoring using remote sensing and environmental modeling techniques. The study area extends from São Bento do Norte to Porto do Mangue cities. It is inserted on the geological context of the Potiguar Basin with a high environmental sensitivity index. The main geoenvironmental units are occupied by industrial activities as salt and oil industries and shrimp farms. This paper aims to describe the integration of radar (SRTM) and optical (LANDSAT 7 ETM+ and CBERS 2-CCD) data to create images which enhance geomorphology and morphotectonic features from the area, allowing a better environmental characterization. Altimetry, lineaments, drainage system and slope information were obtained from SRTM data. RGB color images were created from the optical data with contrast enhancement. This methodology is useful to support the understanding of the morphodynamic framework, and creating a good cartographic database which can be used on emergency plans on oil spills, and to optimize protections of the most sensitive environments. The results also aid a better planning of new oil exploration areas.

**Keywords:** SRTM, CBERS, environmental monitoring, oil industry.

## 1. INTRODUÇÃO

A área de estudo consiste numa zona costeira formada principalmente por uma planície de inundação fluvio-marinha, ecossistema de manguezal, campos de dunas e praias arenosas. Com o aumento da exploração dos recursos naturais, esta área foi amplamente ocupada pelas atividades das indústrias petrolífera, salineira e de carcinicultura, além dos usos na agricultura, pesca e turismo. Souto (2004) afirma que esta área tem sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo, vulnerabilidade ambiental e natural predominantemente médias a altas. A importância econômica, aliada à instabilidade morfológica decorrente da alta energia das condicionantes hidrodinâmicas nesta faixa litorânea (ventos, ondas, correntes e marés) e as condições ambientais justificam o monitoramento ambiental com o emprego de técnicas de geoprocessamento que facilitem a tomada de decisão em casos de vazamentos de óleo e no controle da ocupação antrópica.

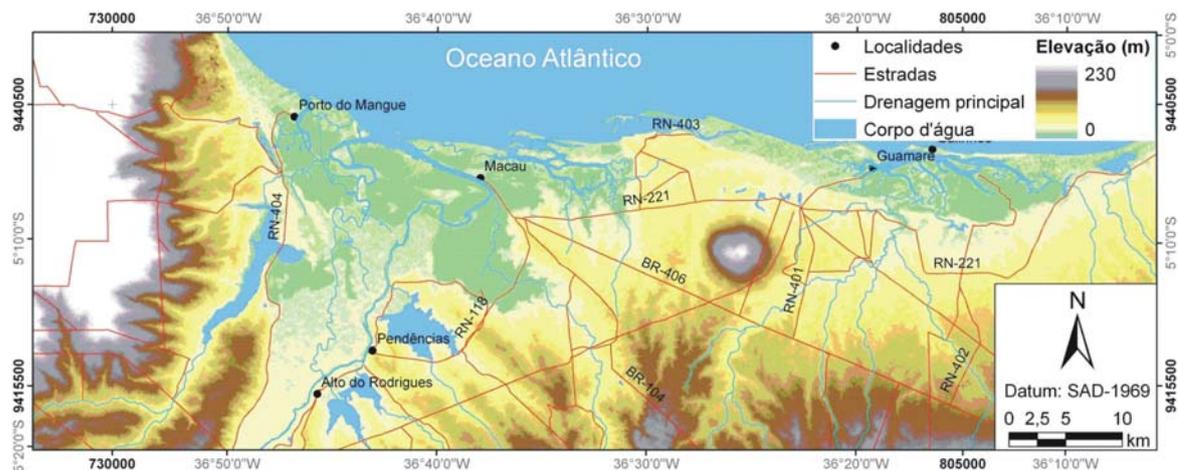
O principal objetivo deste trabalho é avaliar a integração de dados topográficos, providos pelo projeto *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), com dados ópticos dos satélites LANDSAT 7 ETM+ e CBERS 2-CCD, voltados para a caracterização morfodinâmica e ambiental da região entre os municípios de Porto do Mangue, Macau e Guamaré, no litoral setentrional do Estado do Rio Grande do Norte (Figura 1).

## 2. ÁREA DE ESTUDO

### 2.1. LOCALIZAÇÃO E CONDICIONANTES HIDRODINÂMICAS

A área de estudo envolve o trecho do litoral setentrional do Rio Grande do Norte, entre as Longitudes Oeste 36° 04' 43" / 36° 59' 25" e Latitudes Sul 04° 54' 42" / 5° 20' 03". O acesso à área é realizado, principalmente, pelas rodovias BR 406, RN 221 e RN 404 (Figura 1).

A área é afetada por processos hidrodinâmicos de alta energia, os quais condicionam à dinâmica sedimentar, caracterizados pela energia de ondas moderada à alta, ventos intensos e constantes, regime de mesomaré e forte influência de correntes direcionadas pelos ventos e marés, na plataforma interna, e pela Corrente Norte Brasileira, na plataforma externa (ambas com sentido W - NW).



**Figura 1** – Plani-altimetria da área de estudo com base em dados SRTM e imagens ópticas.

## 2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida no contexto geológico da Bacia Potiguar. Esta bacia abrange parte dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará, estendendo-se por aproximadamente 49.000 km<sup>2</sup> (Soares *et al.*, 2003). O seu primeiro estágio de evolução teve início no Neocomiano e é marcado pela deposição das formações Pendência e Pescada ao longo de *grabens* assimétricos. O segundo iniciou-se no Neoptiano, com subsidência tectônica lenta e deposição da Formação Alagamar (Pessoa Neto, 2003). O terceiro estágio (Albiano) foi marcado por uma sedimentação marinha dividida em duas fases (Bertani *et al.*, 1990): a fase transgressiva (formações Açú, Ponta do Mel, Ubarana Jandaíra) e a regressiva (formações Barreiras, Tibau e Guamaré). Os sedimentos quaternários consistem em Formação Potengi, *beachrocks*, areias de dunas fixas, cascalheiras e colúvios, leques aluviais, sedimentos de praia recente, dunas móveis, aluviões e manguezais. Três eventos magmáticos, relacionados às Formações Rio Ceará Mirim (120 a 140 Ma), Serra do Cuó (83 Ma) e Macau (29 e 45 Ma), afetaram as rochas da Bacia Potiguar (Araripe e Feijó, 1994). A evolução tectônica cenozóica é marcada pela reativação de importantes sistemas de falhamentos de direção NW e NE (falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais). A evolução do litoral entre Aracati (CE) e Touros (RN) está associada a movimentos tectônicos verticais, resultantes da reativação dos sistemas de falhas antigas de Afonso Bezerra e de Carnaubais (Srivastava e Corsino, 1984). Fonseca (1996) evidenciou o par conjugado definido pelas falhas supracitadas como responsável por uma compartimentação entre a Ponta do Mel (RN) e a Ponta dos Três Irmãos (RN), reativando parte da estruturação pré-existente e modelando a superfície regional atual, além de influenciar na evolução e processos de sedimentação costeira (Figura 2). Caldas (1996) argumentou a existência de uma relação da geometria do litoral setentrional, entre Caiçara do Norte e São Bento do Norte, com a orientação do Sistema de Falhas de Carnaubais, concordando com Bezerra *et al.* (1998) que propõem um soerguimento nos últimos 5000 anos para a porção leste da Falha de Carnaubais nesta área. A influência destas estruturas na geomorfologia foi também constatada em outras porções da Bacia Potiguar, como, por exemplo, a que Moura (2004) analisou na geomorfologia da Chapada do Apodi. Dantas (2004) utilizou técnicas de geoprocessamento para reconhecer lineamentos NW na porção central e sudeste da Falha de Afonso Bezerra, e concluiu que altos topográficos estão alinhados com vales de drenagens e bordas de lagoas. Os dados obtidos pela imagem SRTM foram utilizados na análise morfotectônica da região de Carnaubais (RN), na geração de modelos tridimensionais e de sombreamento, produtos estes que ajudaram a identificar a relação entre os lineamentos e os alinhamentos de drenagem, assim como os padrões verificados para as juntas distensionais (Aquino, 2006).

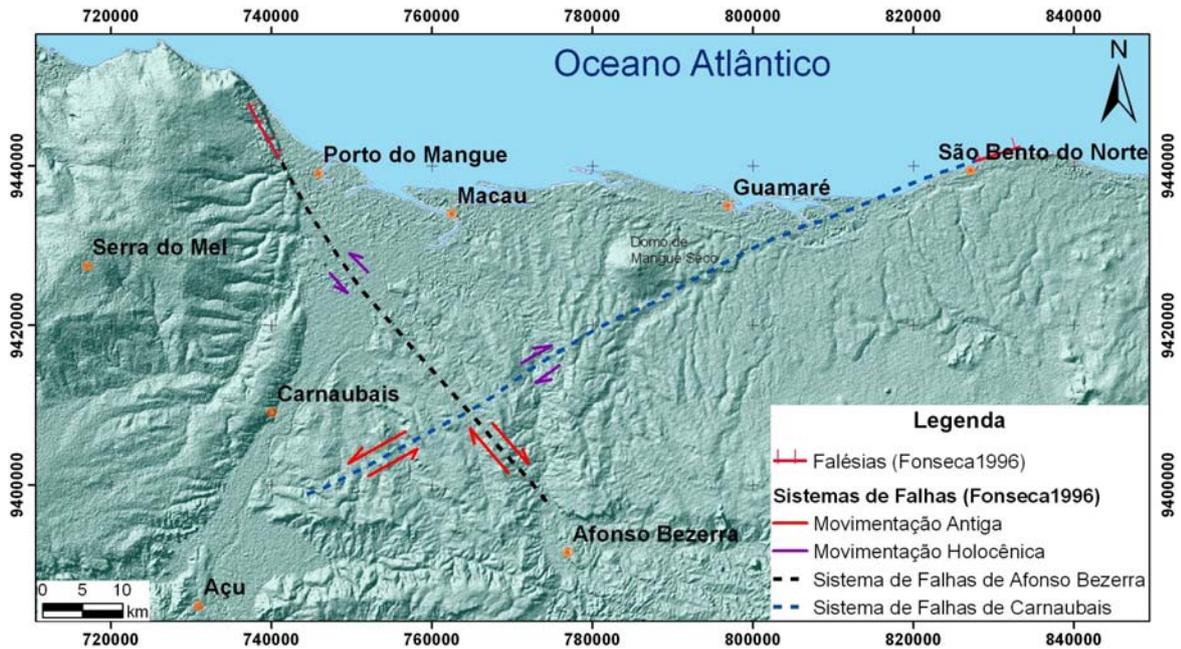


Figura 2 – Compartimentação do litoral setentrional (modificado de Fonseca, 1996) representada sobre modelo de sombreamento obtido com dados SRTM.

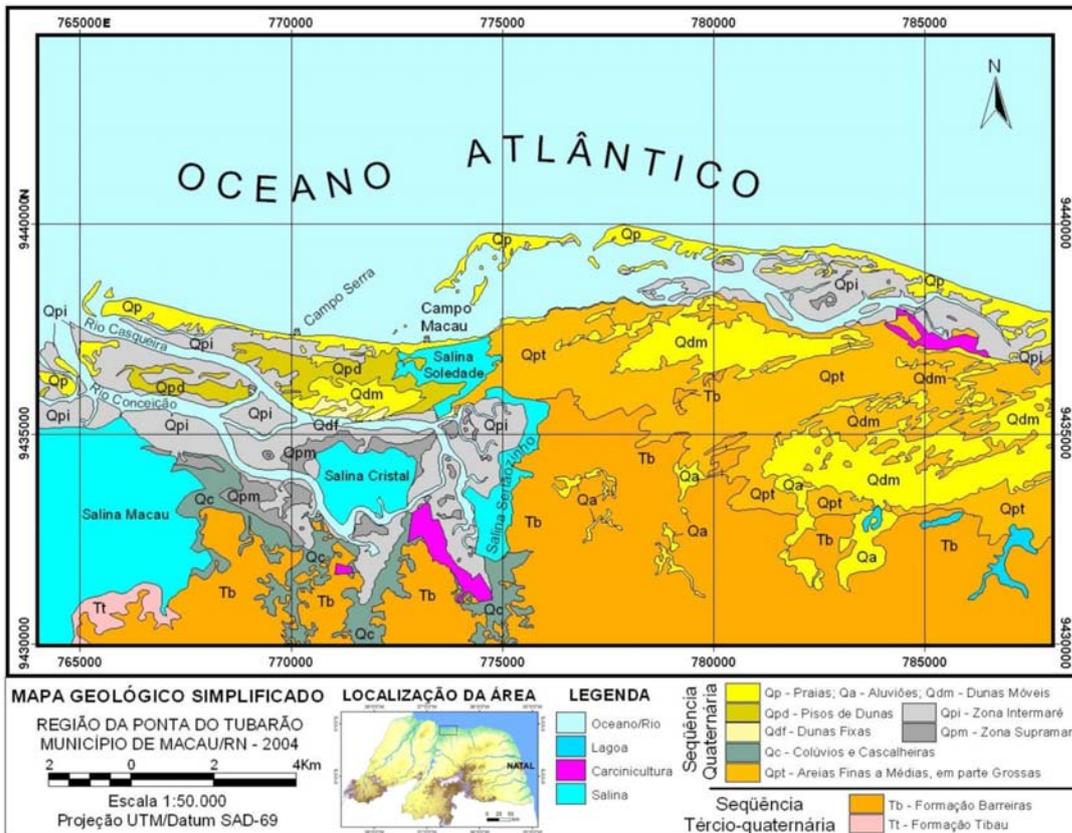


Figura 3 – Mapa geológico simplificado, na escala de 1:50000, (modificado de Souto, 2004).



As unidades litológicas presentes na área de estudo (Figura 3) correspondem aos carbonatos da Formação Jandaíra (Cretáceo), arenitos das formações Tibau (Terciário) e Barreiras (Tércio-Quaternário), Magmatismo Macau (Eoceno-Oligoceno) e os Depósitos Neógenos, conforme descrição de (Souto, 2004) e (Angelim *et al.*, 2007).

### 2.3. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

Na zona estuarina do Rio Piranhas-Assu, principal drenagem no contexto da área de estudo, foram descritos dois grandes domínios geomorfológicos: (i) o Domínio Interior e (ii) o Domínio Estuarino-Litorâneo. A região interior, ocupada pela Formação Barreiras, forma um domínio geomorfológico de distribuição contínua ao longo da costa, marcada por relevo tabular de baixa inclinação para o litoral, cotas baixas e dissecadas. Na zona entre os tabuleiros e a faixa litorânea, a confluência anastomosada do sistema de drenagem favorece o desenvolvimento da extensa planície de inundação flúvio-estuarina, formada por depósitos arenosos a pelíticos, comumente colonizados por algas, intercalados com depósitos de canais de maré e de transbordamento (Silveira, 2002; Amaro, 2002).

Neste trecho da paisagem costeira da Bacia Potiguar, o modelamento das formas de relevo é resultante da ação constante dos processos do meio físico, das condições climáticas, das variações do nível do mar, da natureza das seqüências geológicas, das atividades neotectônicas e do suprimento de sedimentos carreados pelos rios e oceano, que controlam o desenvolvimento de feições erosivas e construtivas na faixa litorânea (Souto, 2004). Em decorrência da ação contínua desses condicionantes, formaram-se diversos compartimentos de relevo resultantes da erosão e deposição na zona costeira e estuarina: zonas de inframaré, intermaré e supramaré, planície flúvio-estuarina, terraço estuarino, dunas recentes e bancos arenosos (Amaro, 2004) (Figura 4). A morfologia atual da área permite o ingresso da maré nos rios e gamboas e, por vezes, na fase equinocial, sobre as barras arenosas, terraços flúvio-marinhos e terraços estuarinos.

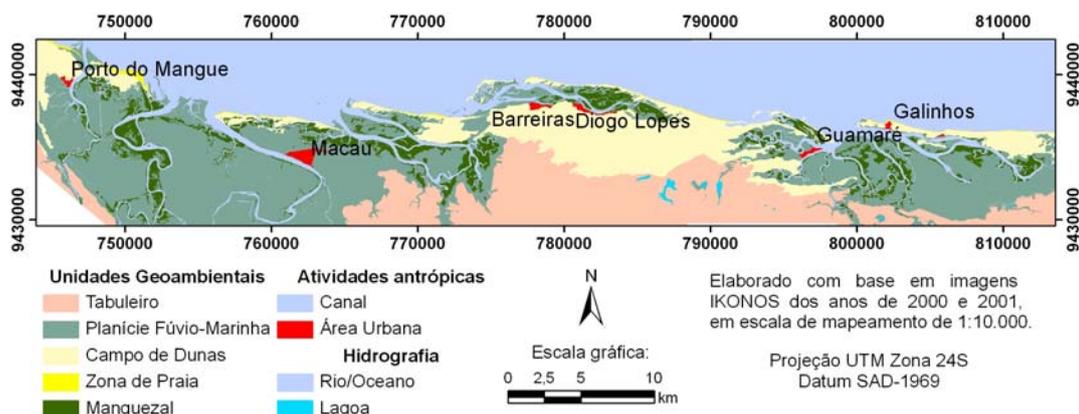


Figura 4 - Mapa de unidades geoambientais do Complexo Estuarino Piranhas-Assu (Amaro, 2004).



### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

A interpretação visual de imagens de satélite, voltada para o mapeamento temático da superfície em duas dimensões, é a forma mais comum de uso dos produtos de sensoriamento remoto. Porém, os fenômenos naturais ocorrem em três dimensões, o que traz a necessidade de considerar fatores como o relevo (i.e. elevação e declividade), a hidrografia e demais aspectos morfológicos que, de algum modo, influenciam o contexto morfodinâmico da área a ser analisada. Estes fatores podem ser melhor evidenciados em imagens provenientes de sensores ativos de radar, basicamente, os sensores imageadores de radar permitem a obtenção de informações sobre as características físicas (geometria, forma) e elétricas dos alvos, sem que ocorra interação com a atmosfera, independente da iluminação solar (Paradella *et al.*, 2005).

Uma parceria entre as agências espaciais americana (NASA), italiana (ASI) e alemã (DLR) tornou possível a aquisição de dados topográficos para 80% da superfície terrestre por meio da técnica de interferometria de radar, durante uma missão espacial denominada de *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM). Este imageamento ocorreu nos primeiros onze dias do mês de fevereiro do ano 2000, gerando produtos com resolução espacial de 90 e 30m que foram posteriormente disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) via *web*.

Os dados SRTM apresentam ruídos relacionados a presença de corpos d'água na superfície terrestre imageada, com o objetivo de corrigir/atenuar estes ruídos algumas instituições realizaram processamentos digitais como por exemplo a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Embrapa (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/index.htm>), ou a CGIAR-CSI (<http://srtm.csi.cgiar.org>). Recentemente a NASA disponibilizou uma versão reprocessada dos dados SRTM, denominada de SRTM V2, através do *web site* <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. O processamento realizado pela *National Geospatial Intelligence Agency* consistiu na edição das informações ruidosas dos corpos d'água através de um mascaramento utilizando dados vetoriais. Os dados SRTM V2 utilizados neste trabalho foram adquiridos via *ftp* pelo endereço eletrônico <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov>, o seu processamento consistiu na geração de modelos de sombreamento por intermédio da aplicação de filtros direcionais NE e NW, extração de informações de elevação e declividade.

As imagens dos sistemas ópticos do LANDSAT 7-ETM+ e CBERS 2-CCD foram georreferenciadas a partir de pontos de controle coletados em campo com GPS geodésico de precisão (3mm). A correção geométrica foi feita na projeção UTM Zona 24S e *datum* SAD-1969, utilizando o método polinomial com reamostragem por vizinhança mais próxima. A etapa seguinte de processamento das imagens ópticas consistiu na realização de composições coloridas entre as bandas espectrais no sistema de cores RGB. A técnica de razão entre bandas foi também aplicada para criar novas imagens que seriam posteriormente combinadas em RGB. As razões de bandas são empregadas na supressão das variações de brilho relacionados à topografia, reduzindo os efeitos do ângulo do zênite solar, e às variações do tamanho dos grãos, enfatizando as tênues diferenças espectrais entre as superfícies (Amaro, 1998). Posteriormente, estas composições coloridas foram submetidas à aplicação de realce de contraste por equalização do histograma, destacando as diferenças entre as diversas unidades de paisagem presentes na área estudada.

A integração dos dados SRTM com imagens ópticas permitiu a elaboração de produtos que integram as informações espaciais obtidas pelo radar com as informações espectrais dos alvos detectadas pelos sensores passivos.

**Tabela 1** – Relação das imagens utilizadas e os respectivos processamentos aplicados

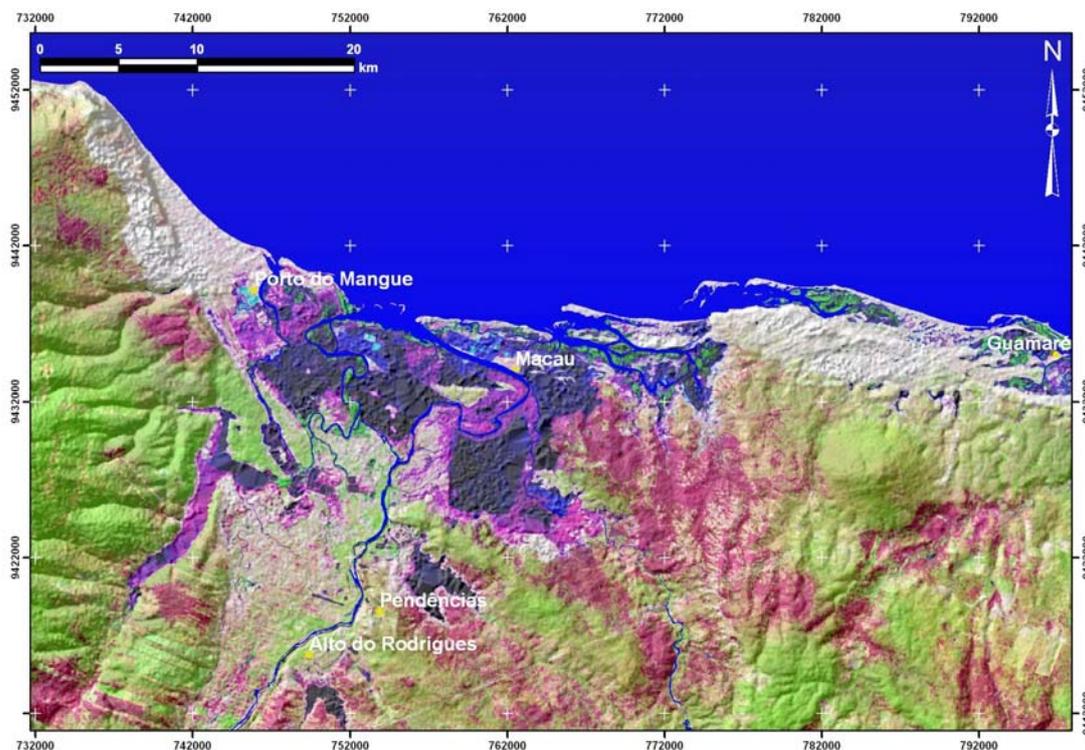
Satélite/ Sensor	Ponto/ órbita	Data	Tipo de processamento aplicado
SRTM		Fevereiro de 2000	Extração de elevação e declividade, elaboração de modelos de sombreamento simulando a iluminação. Integração com composições RGB gerando produtos bi ou tri-dimensionais.
Landsat 7 ETM+	215/ 064	13/06/2000	Georreferenciamento. Composição no sistema de cores RGB entre as bandas 5, 4 e 1. Realce de contraste por equalização do histograma. Integração com dados SRTM gerando produtos bi ou tri-dimensionais.
Landsat 7 ETM+	215/ 064	11/06/2002	Georreferenciamento. Razão entre os pares de bandas 7 e 3, 5 e 3, 4 e 3. Composição RGB entre as razões de bandas. Realce de contraste por equalização do histograma. Integração com dados SRTM gerando modelo 3D.
CBERS 2 CCD	148/ 106	19/07/2004	Georreferenciamento. Composição no sistema de cores RGB entre as bandas 3, 2 e 1. Realce de contraste por equalização do histograma. Integração com dados SRTM gerando modelos 3D.

#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Com base nos produtos obtidos pela integração de dados, foi possível reconhecer as principais feições geomorfológicas que caracterizam a área de estudo, além de permitir a importante correlação entre os lineamentos topográficos, o sistema de drenagens e os elementos da tectônica recente na região.

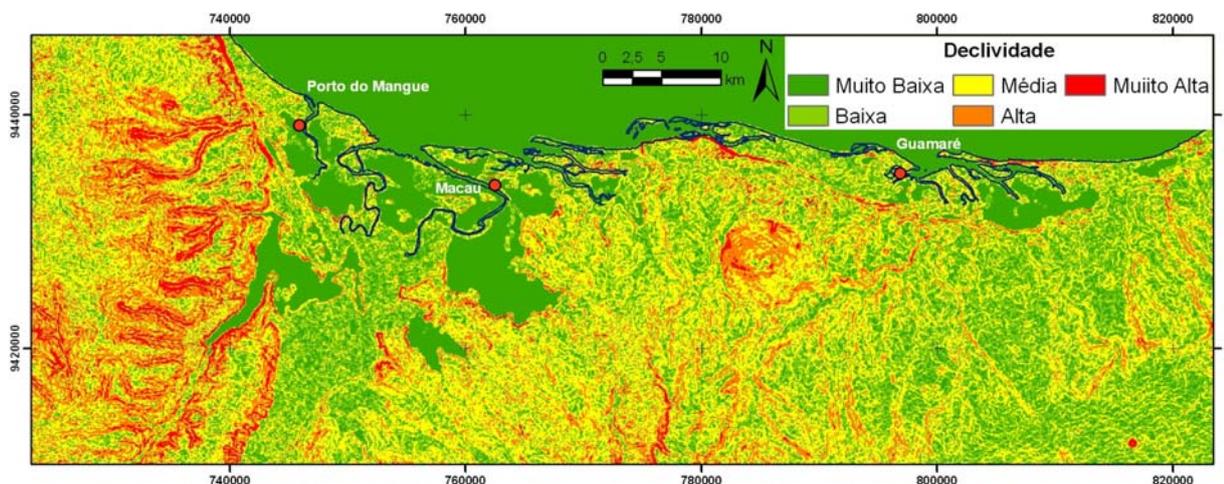
##### 4.1. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

A altimetria da área foi extraída por meio da visualização dos dados SRTM com uma paleta de cores distribuídas entre 0 e 230 metros (Figura 1), bem como através da extração de linhas de contorno, em intervalos variados de 10 em 10 metros e 50 em 50 metros. Os elementos topográficos da paisagem como a Serra do Mel e o Domo de Mangue Seco, as planícies flúvio-estuarinas do vale do Rio Açu e as planícies de maré foram identificados. Os filtros direcionais de direção geral NE e NW foram aplicados sobre a imagem SRTM, gerando-se modelos de sombreamento, integrados às composições coloridas RGB das imagens ópticas. A partir destes, foi possível revelar a forte correlação entre a altimetria do terreno e a disposição das unidades geomorfológicas, além da relevante correspondência entre o sistema de drenagens e trechos de vertentes com o padrão direcional de lineamentos topográficos (Figura 5).



**Figura 5** – Composição colorida RGB 541 (LANDSAT 7-ETM+ de 2000) integrada ao modelo de sombreamento obtido com dados srtm (315°Az).

As áreas com declividade muito alta foram identificadas nas regiões de borda do vale do Rio Assu, sobretudo com direções gerais NNW, NE e EW, marcando a direção preferencial do sistema de falhas Afonso Bezerra e Carnaubais. Também na região de Guamaré, as altas declividades definem o contato entre os tabuleiros costeiros e as unidades holocênicas, fato relevante na indicação do controle tectônico recente na estruturação das feições costeiras atuais (Figura 6).



**Figura 6** – Mapa de declividade elaborado a partir de dados SRTM.

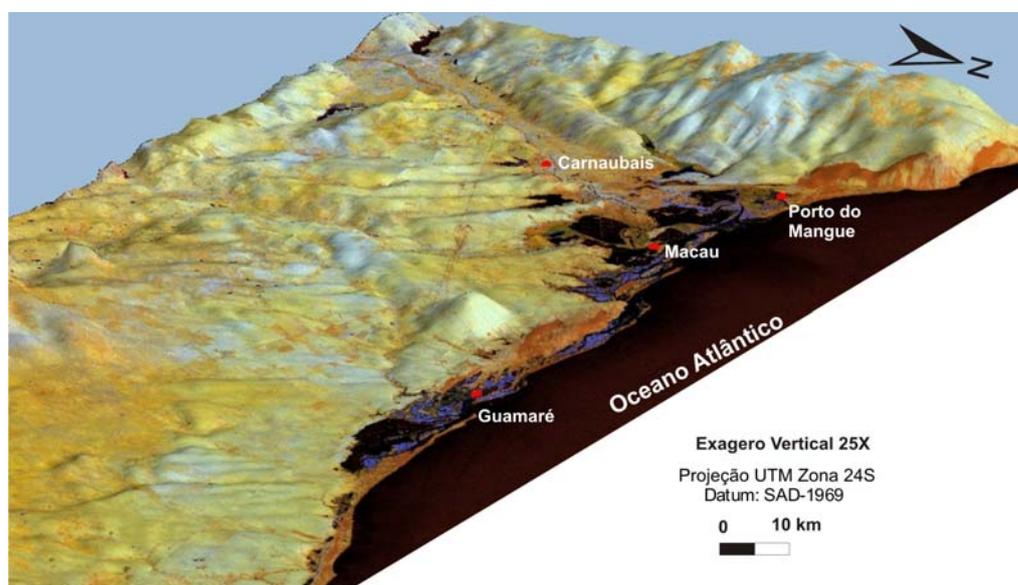


As variações altimétricas e texturais do terreno, realçadas pelos dados SRTM, juntamente com as imagens ópticas, permitiram uma melhor delimitação das unidades geomorfológicas na área. A superfície de tabuleiros costeiros ocorre em intervalos altimétricos de 7 a 230 metros, sendo os valores mais altos correspondentes a Serra do Mel e ao Domo de Mangue Seco (Figura 7). Os campos de dunas móveis e fixas apresentam-se com até 5 metros de altitude, juntamente com a depressão interdunar. A planície de maré também foi demarcada, apresentando-se subdividida em três zonas: Supramaré, Intermaré e Inframaré. A planície de inundação flúvio-estuarina, definida ao longo dos rios, foi destacada por superfícies planas a suavemente inclinadas, poucos metros acima do nível médio das águas fluviais. Tanto estas áreas como as planícies definidas pelo ecossistema de manguezais ocorrem no intervalo altimétrico de 0 a 4 metros. Tais áreas de menor valor altimétrico correspondem, na área de estudo, aos locais de ocupação mais intensa por atividades industriais (petróleo, salineira e carcinicultura). A zona de estirâncio (sedimentos recentes de praia) mostra-se plana e extensa, com altimetria inferior a 2 metros e bem caracterizada pela resposta espectral da composição colorida RGB das razões de bandas 7/3-5/3-4/3. Souto (2004) afirma que esta composição é bastante útil para a análise de unidades geológicas e geomorfológicas, bem como para o mapeamento das formas de uso e ocupação do solo.

As Figuras 7 e 8 ilustram, em três dimensões, a integração dos dados SRTM com as informações ópticas das composições RGB 321 (CBERS) e RGB 7/3-5/3-4/3 (LANDSAT), auxiliando na visualização dos altos da Serra do Mel, recoberto por extenso campo de dunas móveis, e o Domo do Mangue Seco, com evidência da atividade de exploração petrolífera. A Figura 8 destacou a atuação de lineamentos de direção geral NE, EW e NW na delimitação das unidades da planície costeira, com o considerável rebaixamento do trecho extremo norte da região. O vale do Rio Assu aparece encaixado em lineamentos NNE, que controlam a planície flúvio-estuarina. O sistema de drenagens acompanha as principais direções de lineamentos, em sua maioria no sentido do vale do Rio Assu, com poucos vales ou com vales de baixo destaque chegando diretamente na praia (I.E., baixo escoamento superficial).



**Figura 7** – Modelos de altimetria derivados dos dados SRTM (exagero vertical de 10x), integrado com a composição RGB 321 (CBERS 2-CCD de 2004), com destaque para a Serra do Mel (esquerda) e o Domo de Mangue Seco (direita).

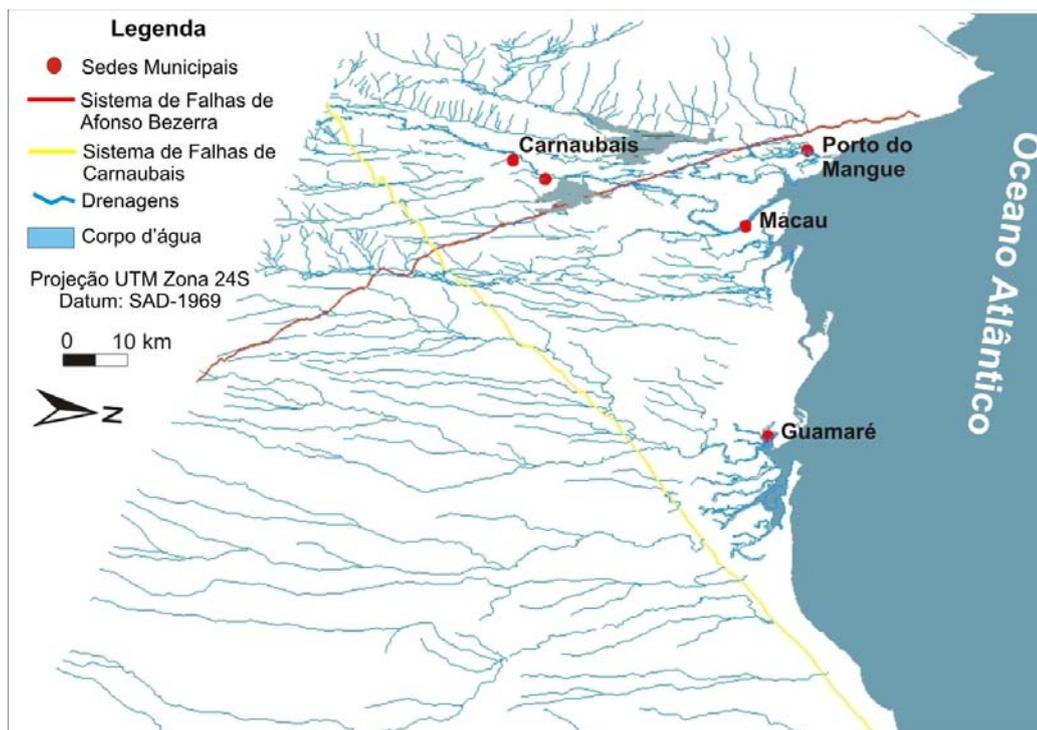


**Figura 8** – Modelo de altimetria derivado dos dados SRTM (exagero vertical de 25x) integrado com a composição RGB das razões de bandas 7/3-5/3-4/3 (LANDSAT 7-ETM+ de 2002), realçando feições morfológicas da área de estudo.

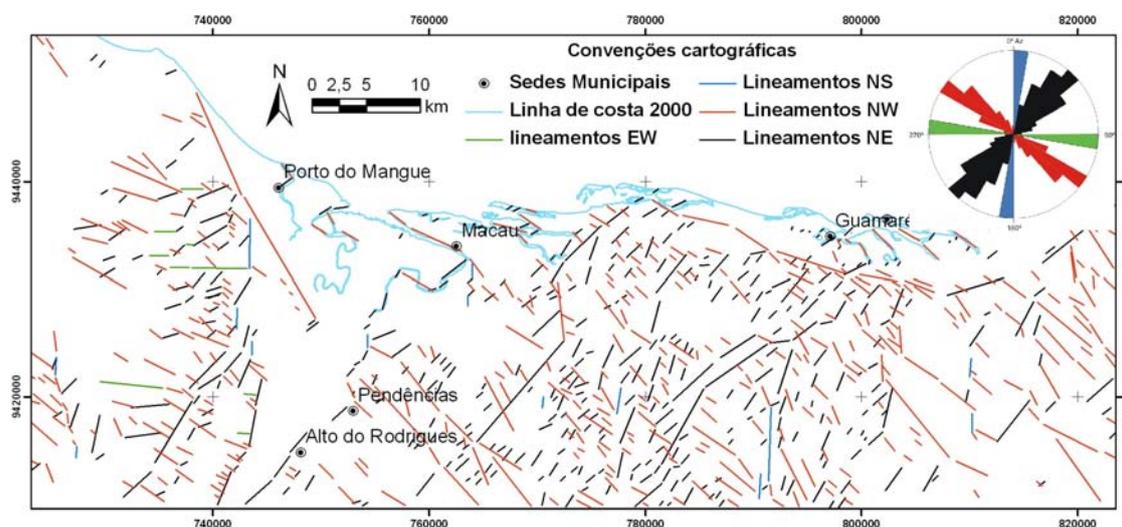
## 4.2 LINEAMENTOS E HIDROGRAFIA

O termo lineamento é aqui entendido como uma feição linear superficial que difere do padrão adjacente e, presumidamente, reflete fenômenos de subsuperfície, expressando-se na topografia pela morfologia de vales, cristas e segmentos de drenagens (Amaro, 1998). O comportamento de um sistema de drenagem está intimamente relacionado com aspectos topográficos, geomorfológicos e elementos morfotectônicos. O conhecimento dos aspectos deste sistema é importante no planejamento de medidas mitigadoras em casos de derramamento acidental de óleo, visto que a declividade, e demais aspectos de relevo, influencia no escoamento dos fluídos e no contexto geológico da área de estudo.

O mapeamento de lineamentos topográficos e da rede de drenagens a partir de imagens SRTM (submetidas a filtros direcionais) evidenciou na área de estudo a semelhança entre as feições, confirmando o controle estrutural destas, como já sugerido no texto (Figura 9). A resolução espacial de 90 m dos dados SRTM limitou a escala de trabalho à 1:100.000. Os lineamentos mapeados (Figura 10) foram classificados de acordo com sua orientação, informações de localização geográfica, direção azimutal e comprimento. A frequência de ocorrência foi representada em diagramas de roseta, que mostram orientações gerais médias de 300° Az, 39° Az, NS e EW, respectivamente. Com relação ao comprimento, os quatro maiores valores medidos foram 13 km (NW), 12,5 km (NE), 6,8 km (NS) e 5,8 km (EW). A maioria dos lineamentos mapeados é subparalelo aos sistemas de falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais, sugerindo a correlação geométrica entre estas estruturas e a geomorfologia da área. Os campos de produção de hidrocarbonetos, em muitos dos setores da área de estudo, coincidem com as zonas afetadas pelos lineamentos.



**Figura 9** – Modelo tridimensional da rede de drenagens, demonstrando o paralelismo entre canais de drenagem e o *trend* de sistemas regionais de falha.



**Figura 10** – Mapa de lineamentos topográficos mapeados a partir de dados SRTM, demonstrando ainda o diagrama de rosetas e os sistemas de falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra.

#### 4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A metodologia empregada permitiu ampliar o conhecimento dos aspectos morfológicos da região, sendo um importante subsídio ao planejamento de medidas de contenção em casos de derramamento acidental de óleo, assim como na tentativa de minimizar e/ou evitar danos maiores ao meio ambiente e às comunidades que dependem do uso sustentável dos recursos naturais costeiros para a sua subsistência.

A utilização de um conjunto de dados multifontes (óptico e radar) permitiu um melhor destaque das unidades geomorfológicas, demonstrando a correspondência entre as características geológicas das



unidades e o aspecto topográfico. Do mesmo modo, revelou a clara atuação de elementos da tectônica recente na estruturação do estuário do Rio Assu e da planície costeira adjacente.

A análise dos dados SRTM permite afirmar que as áreas de menor cota altimétrica correspondem às unidades de planície de maré e flúvio-estuarina (Figura 4), nas quais estão instaladas as atividades da indústria salinera, carcinicultura e petrolífera (Figuras 5 e 7).

Os lineamentos topográficos mapeados são paralelos a subparalelos aos padrões regionais do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais, os quais sofreram reativação tectônica no Holoceno, com cinemática oposta à movimentação antiga, influenciando o sistema de escoamento superficial e, conseqüentemente, os padrões de sedimentação costeira proveniente do continente (devido à inclinação da faixa litorânea e à disposição do padrão de drenagem), o alinhamento de encostas de vales, algumas cristas e as falésias costeiras.

Esta compreensão sobre a evolução morfodinâmica da zona costeira no tempo, e todos os fatores (tectônicos, hidrodinâmicos e antrópicos) que influenciam na sua morfologia, é importante para que áreas industriais não sejam instaladas em locais inadequados, prevenindo comportamentos futuros de determinadas feições do terreno diante do quadro de risco ambiental de derramamento de óleo, decorrente da intensa dinâmica costeira da região.

Por fim, a utilização de dados de elevação provenientes de sensores radar (SRTM), combinados com imagens de sensores ópticos, demonstra ser uma excelente ferramenta para a caracterização de ambientes costeiros de alta sensibilidade ambiental, geológica e geomorfológica.

## 5. RERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amaro, V.E., 1998. Análise Conjunta de Dados Geológicos, Geofísicos e de Sensoriamento Remoto do Setor Extremo Nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com Ênfase nas Zonas de Cisalhamento Dúcteis Neoproterozóicas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, 397 p.

Amaro, V.E. (Org.) (2002). Diagnóstico e vulnerabilidade ambiental dos estuários do litoral norte e seus entornos. Instituto de Desenvolvimento Econômico e Meio Ambiente - IDEMA. Projeto de Zoneamento Ecológico-Econômico dos estuários do Estado do Rio Grande do Norte e dos seus entornos, SUGERCO/IDEMA, Natal/RN. Relatório Final.

Amaro, V.E. (Org.) (2004). Mapas Temáticos do Uso e Ocupação do Solo e das Unidades Geoambientais dos Estuários Apodi-Mossoró, Açu-Piranhas e Guamaré- Galinhos/RN, na escala de 1:10.000, baseado em imagens IKONOS de 2000 a 2003. Instituto de Desenvolvimento Econômico e Meio Ambiente- IDEMA/RN. Projeto de Zoneamento Ecológico Econômico dos Estuários do Rio Grande do Norte. SUGERCO/IDEMA. Relatório Final. Natal/RN.

Angelim, L.A.A.; Nesi, J.R.; Torres, H.H.F.; Medeiros, V.C.; Santos, C.A.; Veiga Junior, J.P.; Mendes, V.A. 2007. Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte - Escala 1:500.000. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2007. 119 p.

Aquino, M.R., 2006. Mapeamento Geológico, Análise Morfotectônica e Estrutural da Região de Carnaubais – Bacia Potiguar. Monografia de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN.

Araripe, P.T.; Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1):127-141. 1994.

Bertani, R. T.; Costa, I. G. e Matos, R. M. D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e “habitat” do petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. J., (eds.), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS, pp. 291-310.

Bezerra, F.H.R.; Lima Filho, F.P.; Amaral, R.F.; Caldas, L.H.O.; Costa Neto, L.X. 1998. Holocene coastal tectonics. In: Stewart, I.S.; Vita-Finzi, C. (Ed.). Coastal Tectonics. Geological Society, London. Special Publications, 146, p.279-293, 1998.



- Caldas, L.H.O. 1996. Geologia costeira da Região de São Bento do Norte e Caiçara, litoral norte Potiguar. Departamento de Geologia da UFRN, Natal, Monografia de Graduação, 82p.
- Dantas, A.R. 2004. Mapeamento estrutural da porção central e sudeste da Falha de Afonso Bezerra, Bacia Potiguar/RN. Monografia de Graduação, Departamento de Geologia, UFRN, Natal/RN. 112p.
- Fonseca, V.P. 1996. Estudos Morfo-tectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu-Macau) – Rio Grande do Norte. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 103 p.
- Moura, E.N. 2004. Mapeamento Estrutural na Região de Felipe Guerra-RN, Bacia Potiguar. Monografia de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN. 80p.
- Paradella, W.R; Santos, A.R.; Veneziani, P.; Cunha, E.S.P. 2005. Radares imageadores nas geociências: Estado da arte e perspectivas. *Revista Brasileira de Cartografia* Nº 57/01, 2005. (ISSN 1808-0936). Pág. 56 a 62.
- Pessoa Neto, O. 2003. Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, n.3, p.263-278.
- Silveira, I.M., 2002. Estudo Evolutivo das Condições Ambientais da Região Costeira do Município de Guamaré – RN. Dissertação de Mestrado, PPGG, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 172p.
- Soares, U.M.; Rossetti, E.L.; Cassab, R.C.T. 2003. Bacia Potiguar. Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. Disponível em: <[http://www.phoenix.org.br/Phoenix56\\_Ago03.htm](http://www.phoenix.org.br/Phoenix56_Ago03.htm)>. Acesso em: 10 de abril de 2007.
- Souto, M.V.S. 2004. Análise multitemporal dos elementos geoambientais da Planície estuarina de Região da Ponta do Tubarão, área de influência dos campos petrolíferos de Macau e Serra, Município de Macau, RN. 2004. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - UFRN, Natal, 2004.
- Srivastava, N.K; Corsino S.R. 1984. Os carbonatos de Touros: Petrografia e Estratigrafia. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, 1984, Recife. Atas. Recife: SBG, 1984, p. 165-176.
-



**APLICAÇÃO DE IMAGENS DO RADAR INTERFEROMÉTRICO (SRTM) NA AVALIAÇÃO DA FRAGILIDADE DA BACIA DO CÓRREGO CACHOEIRINHA, NOS MUNICÍPIOS DE CÁCERES E PORTO ESTRELA /MT**

**THE USE OF SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION (SRTM) IMAGES TO EVALUATE THE ENVIRONMENTAL VULNERABILITY OF CÓRREGO CACHOEIRINHA WATERSHED, BETWEEN THE MUNICIPALITIES OF CÁCERES AND PORTO ESTRELA /MT**

Sandra Mara Alves da Silva Neves

Ronaldo José Neves

Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT Campus Universitário de Cáceres - Departamento de Geografia Av. São João, s/nº. Bairro: Cavalhada. Caixa Postal 242.78200-000 – Cáceres/MT, Brasil

ssneves\_geo@hotmail.com

rjneves\_geo@hotmail.com

Leonardo Franklin Fornelos

Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ Escola Politécnica - Faculdade de Engenharia Civil

Av. Brigadeiro Trompowski, s/nº - Bl –S/012b21941-590 – Rio de Janeiro/RJ, Brasil

leofranklin@poli.ufrj.br

**RESUMO**

As análises ambientais, na abordagem geográfica, fornecem suportes técnicos-científicos para geração dos zoneamentos, utilizados no planejamento ambiental. Nesta perspectiva faz-se necessário a avaliação das fragilidades dos ambientes, dentro da concepção ecodinâmica (Tricart, 1977), sustentada na teoria de sistema. Uma das metodologias de avaliação amplamente utilizada é a Equação Universal de Perda de Solos (USLE). Considerando os avanços em geotecnologias, através de novos sensores, este trabalho propõe a utilização de imagens de radar interferométrico (SRTM) para obtenção de uma das variáveis da USLE, o mapa de fator topográfico (LS). A área de estudo foi a bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha, situada nos municípios de Cáceres e Porto Estrela/MT-Brasil. Os principais produtos elaborados foram mapas de erosividade das chuvas, erodibilidade dos solos, fator topográfico, uso/manejo do solo e práticas conservacionistas. Esses mapas foram elaborados e combinados no ArcGis, possibilitando a quantificação das perdas de solo na bacia e a determinação da fragilidade conforme classificação proposta pela proposta pela FAO, UNEP e UNESCO (1980). O mapa de LS gerado a partir do SRTM evidenciou maiores detalhamentos das formas das vertentes, mostrando sua utilidade para o detalhamento e agilidade na produção dos mapas de perdas de solo e grau de fragilidade.

**Palavras-chave:** SRTM, USLE, fator topográfico, fragilidade ambiental, bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha/MT.



## ABSTRACT

The environmental analyses, on the geographical approach, provide technical and scientific support for the zoning generation, used in environmental planning. In this perspective it's necessary to evaluate the environmental vulnerabilities within the ecodynamical conception (Tricart, 1977), based on systems theory. One of the widely used evaluation methodologies, not only in the geographical environment, is the Universal Soil Loss Equation (USLE), using maps to spatialize and quantify its factors. Whereas progress have been made in the generation of Remote Sensing products, through new sensors, this paper proposes the use of SRTM elevation data to generate one of the USLE factors, the Length-Slope map. The studied area was córrego Cachoeirinha watershed, located in the municipalities of Cáceres and Porto Estrela, Mato Grosso - Brazil. The implementation involved the drafting of rainfall erosivity, soil erodibility, length-slope factor, crop/vegetation factor and support practices maps. These maps were combined in ArcGis, allowing the quantification of soil losses in the watershed and the determination of different fragility degrees, in conformity with the classification proposed by UNESCO (1980). The LS map generated from SRTM revealed more details on the hillside shapes. It's emphasized the greater agility to produce the soil loss maps, consequently the vulnerability, using SRTM.

**Keywords:** SRTM, USLE, length-slope factor, environmental fragility, córrego Cachoeirinha watershed / MT.

---

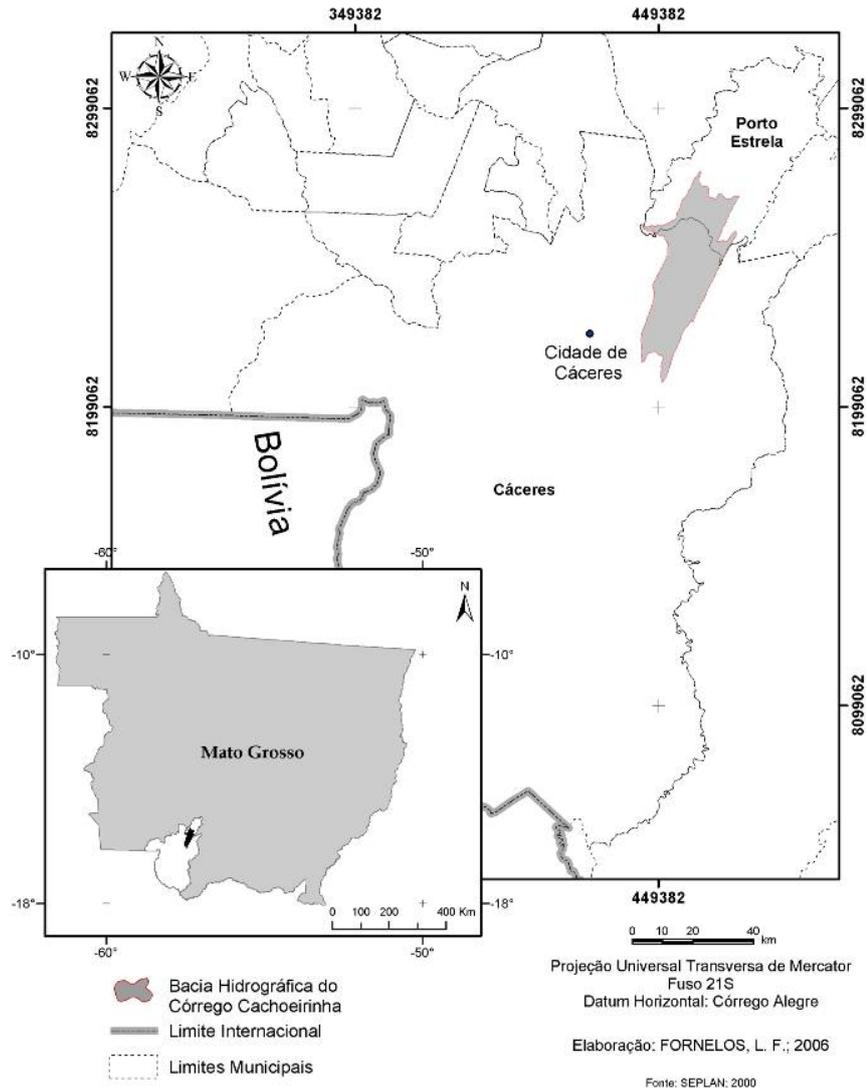
## 1. INTRODUÇÃO

As análises ambientais, na abordagem geográfica, fornecem suportes técnico-científicos para geração dos zoneamentos utilizados no planejamento territorial ambiental. Nesta perspectiva faz-se necessário a avaliação das fragilidades dos ambientes, dentro da concepção ecodinâmica (Tricart, 1977), sustentada na teoria de sistema.

Uma das metodologias úteis para a avaliação ambiental é a Equação Universal de Perda de Solos (USLE), que utiliza mapas para espacialização e quantificação de suas variáveis. Considerando que houve avanços na geração dos produtos de sensoriamento remoto, através de novos sensores, este trabalho apresenta a utilização de imagens de radar interferométrico (SRTM) na operacionalização da USLE.

A área de estudo, bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha, encontra-se situada entre os municípios de Cáceres (73,82%) e Porto Estrela (26,18%), na região sudoeste de Mato Grosso (Figura 1). O rio principal da bacia é o córrego Cachoeirinha, e os principais afluentes são os córregos do Desperdício, Mato Grande, Pindeívar, Formiga, Fundo e Barreiro Grande, da margem direita; e os córregos Anhumas e Figueirinha, da margem esquerda.

Na bacia ocorrem duas unidades geomorfológicas, a Província Serrana (Figura 2) e a Depressão do rio Paraguai. A geologia da área é constituída por rochas da era Pré-Cambriana e Cenozóica, do grupo Alto Paraguai e aluviões atuais, apresentando as formações Araras, Bauxi, Diamantino, Puga e Raizama. Os solos são do tipo Cambissolo, Glei Pouco húmico, Latossolo Vermelho Escuro, Planossolo Vermelho Escuro e Solos Litólicos. A vegetação é de Savana (Cerrado), apresentando variações de fitofisionomias. O clima é tropical de altitude, com inverno seco (maio - outubro) e chuvas no verão (novembro - abril). No sentido norte-centro da bacia a precipitação média anual varia de 900 a 1200 mm, e no sentido centro-sul varia de 1200 a 1500 mm. Nesta bacia encontra-se situado o distrito de Vila Aparecida, pertencente ao município de Cáceres (Figura 3). A pecuária é a principal atividade econômica, embora exista potencial para exploração do turismo.



**Figura 1-** Situação da bacia hidrográfica do Córrego Cachoeirinha nos municípios de Cáceres e Porto Estrela, no estado de Mato Grosso.



2)



3)

**Figura 2-** Serra da Morraria e da Cachoeirinha, na Província Serrana. Foto: Neves (2005).

**Figura 3-** Rua principal do distrito de Vila Aparecida. Foto: Neves (2005).



## 2. OBJETIVO

Utilizar as imagens SRTM nos procedimentos de execução da análise regional da fragilidade do solo da bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha/MT.

## 3. MATERIAL E MÉTODOS

Para avaliação das fragilidades dos ambientes, dentro da concepção ecodinâmica (Tricart, 1977), sustentada na teoria de sistema foi utilizada a proposta de Ross (1994), que propõe a utilização da Equação Universal de Perda de Solo (*Universal Soil Loss Equation – USLE*), elaborada por Wischmeier e Smith (1978).

A equação da USLE é composta pelas seguintes variáveis:  $A = R \times K \times LS \times CP$ .

Cujos significados são:

A = Perda de solo em unidade de massa por unidade de área e unidade de tempo, mensurada por em  $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ ;

R = Fator relativo à erosividade das chuvas em  $Mj \text{ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ ;

K = Fator de erodibilidade do solo,  $t \text{ h Mj}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ;

LS = Fator topográfico da USLE, adimensional;

C = Fator de uso/manejo do solo, adimensional;

P = Fator de práticas conservacionistas de solo, adimensional.

O índice de erosividade das chuvas (fator R) foi calculado pela fórmula proposta por Lombardi Neto (1977), adaptada para a bacia hidrográfica do Alto Paraguai no âmbito do Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP, 1997):  $EI = 6,866 * (p^2/P)^{0,86}$ , onde p= precipitação média mensal e P= precipitação media anual. A erosividade foi calculada para cada posto pluviométrico existente no entorno da bacia; e os dados foram interpolados utilizando a função *interpolate to raster* do software ArcGIS, gerando o mapa de fator R.

Para a avaliação da erodibilidade dos solos foi utilizado o mapa de tipos de solos da SEPLAN/MT (2000), onde foi associado para cada tipo o valor de K, compilados do relatório do PCBAP (1997).

O fator topográfico compreende o comprimento da vertente L que representa a distância entre o ponto onde se origina o escoamento superficial até o ponto onde a declividade decresce o suficiente para que ocorra a deposição de sedimentos, ou onde a água entra no sistema de canais de drenagem naturais ou artificiais. O gradiente de declividade (S) refere-se à variação da declividade, sendo expresso em porcentagem. Embora sejam calculados separadamente, estes parâmetros são representados para aplicação prática, como um único fator topográfico LS e sendo definido como a taxa de perda de solo por unidade de área de uma parcela-padrão de 22,13 m de comprimento e 9% de declive (Wischmeier e Smith, 1978). No Brasil, o cálculo do fator topográfico para a USLE foi desenvolvido por Bertoni e Lombardi Neto (1985); expresso através da equação:  $LS = 0,00984 \cdot C^{0,63} \cdot D^{1,18}$ , onde D = grau de declive, em porcentagem; e C = comprimento de rampa do terreno, em metros.

Tradicionalmente, para a geração dos modelos digitais de terreno é necessário a digitalização das curvas de nível das cartas topográficas, porém com o uso das imagens SRTM este processo não é necessário, pois trata-se de produtos de interferometria, ou seja, são modelos de elevação do terreno (MDE). Um modelo MDT é obtido com dados reais da elevação do relevo, já um MDE é um modelo de elevação do relevo e pode ser influenciado por árvores, prédios e etc. já um MDT não, pois usa-se dados obtidos através de topógrafos. Na perspectiva desta pesquisa, o MDE utilizado foi gerado a partir do mosaico das cenas 057640 e 057678 do radar interferométrico (SRTM), banda C e X, com resolução espacial de 90 x 90m, obtidas gratuitamente no site <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>.

O processamento digital das cenas incluiu: geração de mosaico, verificação de ocorrência de valores de altitude negativos e inexistência de valores de altitudes (buracos) e conversão de projeção. O mosaico

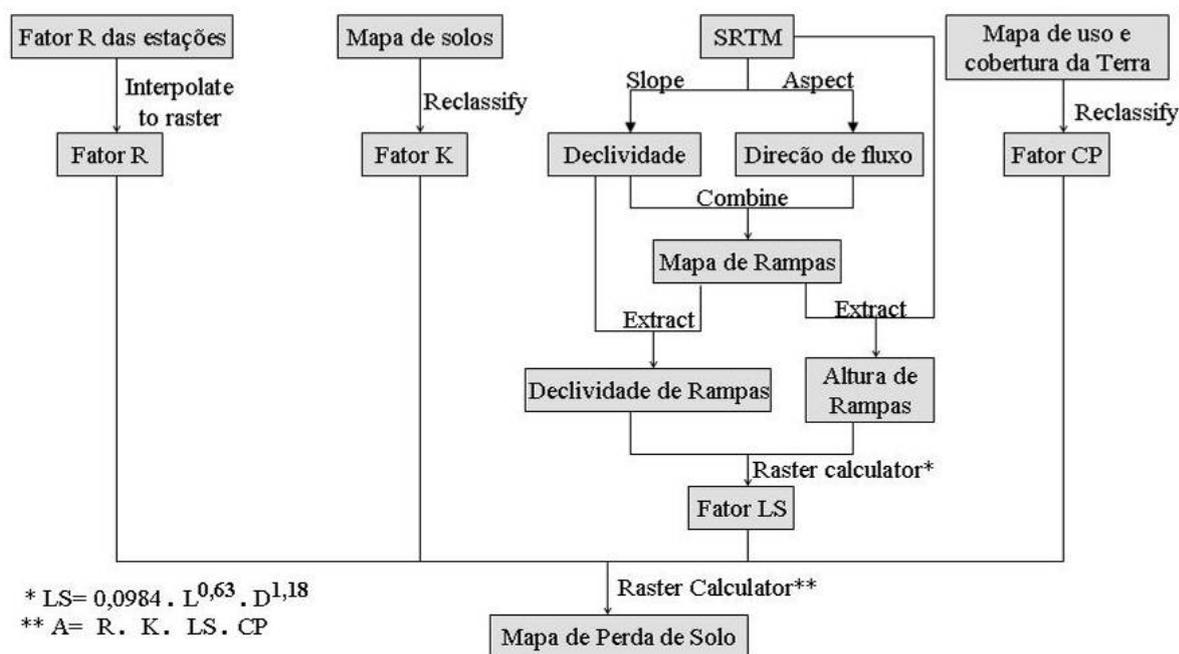


de imagens de radar, no formato raster, foi trabalhado no módulo *ArcMap* do ArcGIS, na extensão *Spatial Analyst*, via comandos *slope* e *aspect*, resultando nos mapas clinográfico (declividade) e de direção de fluxo (aspecto). Esses mapas foram reclassificados e combinados de modo a gerar o mapa de rampas homogêneas.

O mapa gerado foi agrupado em polígonos, cada um com uma identidade, gerando o mapa de rampas. Após foram extraídos os rasters de declividade média de rampa e de altura de rampa a partir do mapa de declividade e do MDE (SRTM). O mapa de comprimento de rampa foi gerado utilizando a fórmula  $C = h/\text{sen} \hat{a}$ , onde **C** é o comprimento de rampa em metros, **h** é a diferença de altura da rampa em metros e **â** é a declividade média do polígono em graus. O mapa do fator LS foi obtido utilizando o algoritmo proposto por Bertoni e Lombardi Neto (1985).

O fator uso/manejo do solo (C) é a relação esperada entre as perdas de solo de um terreno cultivado em dadas condições e as perdas correspondentes de um terreno mantido continuamente descoberto e cultivado. Enquanto o fator P é a relação entre a intensidade esperada de tais perdas com determinada prática conservacionista e aquelas quando a cultura está plantada no sentido do declive (Bertoni e Lombardi Neto, 2005). No âmbito desse trabalho, foi considerado um fator P igual a 0.5 para as áreas agrícolas, e de 1 para as demais áreas da bacia hidrográfica. O mapeamento para elaboração do fator CP foi obtido junto a SEPLAN/MT, e representa a situação apresentada no ano de 2000.

Para geração dos mapas temáticos e a operacionalização dos fatores da USLE (Figura 4) foram utilizadas técnicas de geoprocessamento, implementadas através do sistema de informação geográfica Arcgis.



**Figura 4** - Esquema metodológico da operacionalização da USLE. Fonte: Fornelos e Neves (2007).

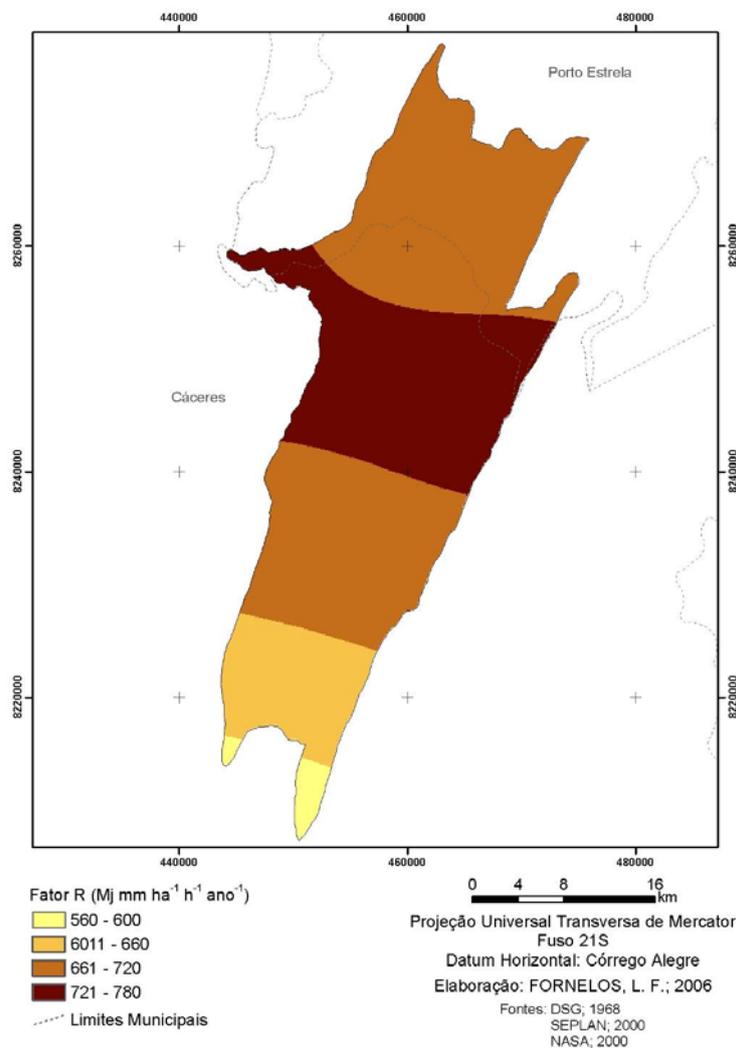


#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir são apresentados os mapas temáticos gerados da bacia do córrego Cachoeirinha para obtenção dos índices de perda média de solo, via USLE, a ser aplicado na análise da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados da área de estudo.

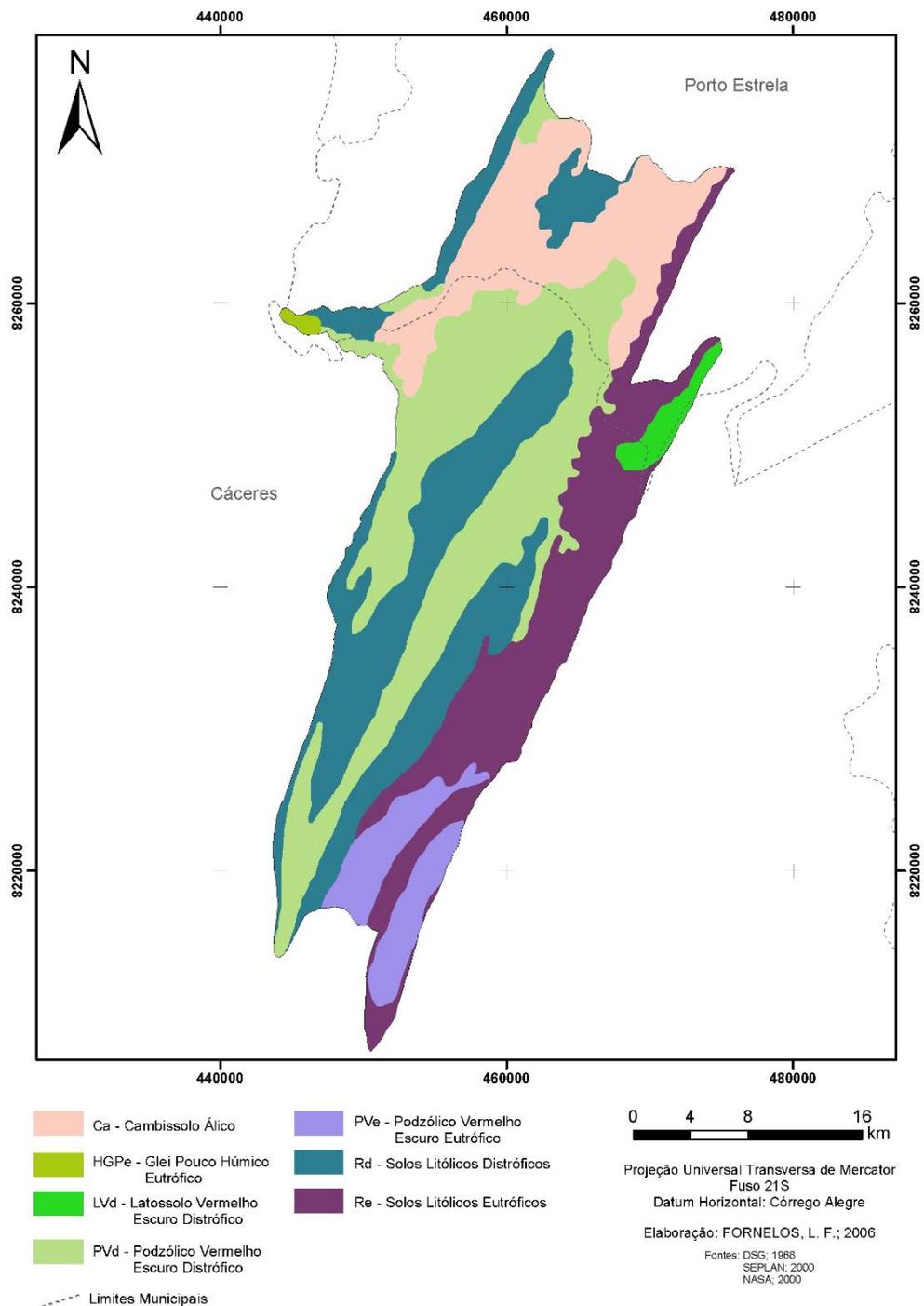
O mapa (Figura 5) foi gerado a partir dos valores médios anuais de precipitação das estações dos municípios de Porto Estrela, Cáceres e municípios vizinhos e representa os valores de erosividade anual das chuvas. A erosividade média anual das chuvas na área de estudo, no período de 1994 a 2003, variou de 560 a 780  $Mj\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}\ ano^{-1}$ , esses valores são considerados baixos, segundo a literatura, pois estão abaixo de  $7.000\ MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}\ ano^{-1}$ .

A área investigada está inserida na bacia do Alto Rio Paraguai, apresentando em algumas regiões elevados índices de erosividade. Pode-se perceber que os maiores valores estão ao norte do município de Cáceres e que há um decréscimo da erosividade no sentido sul da bacia.



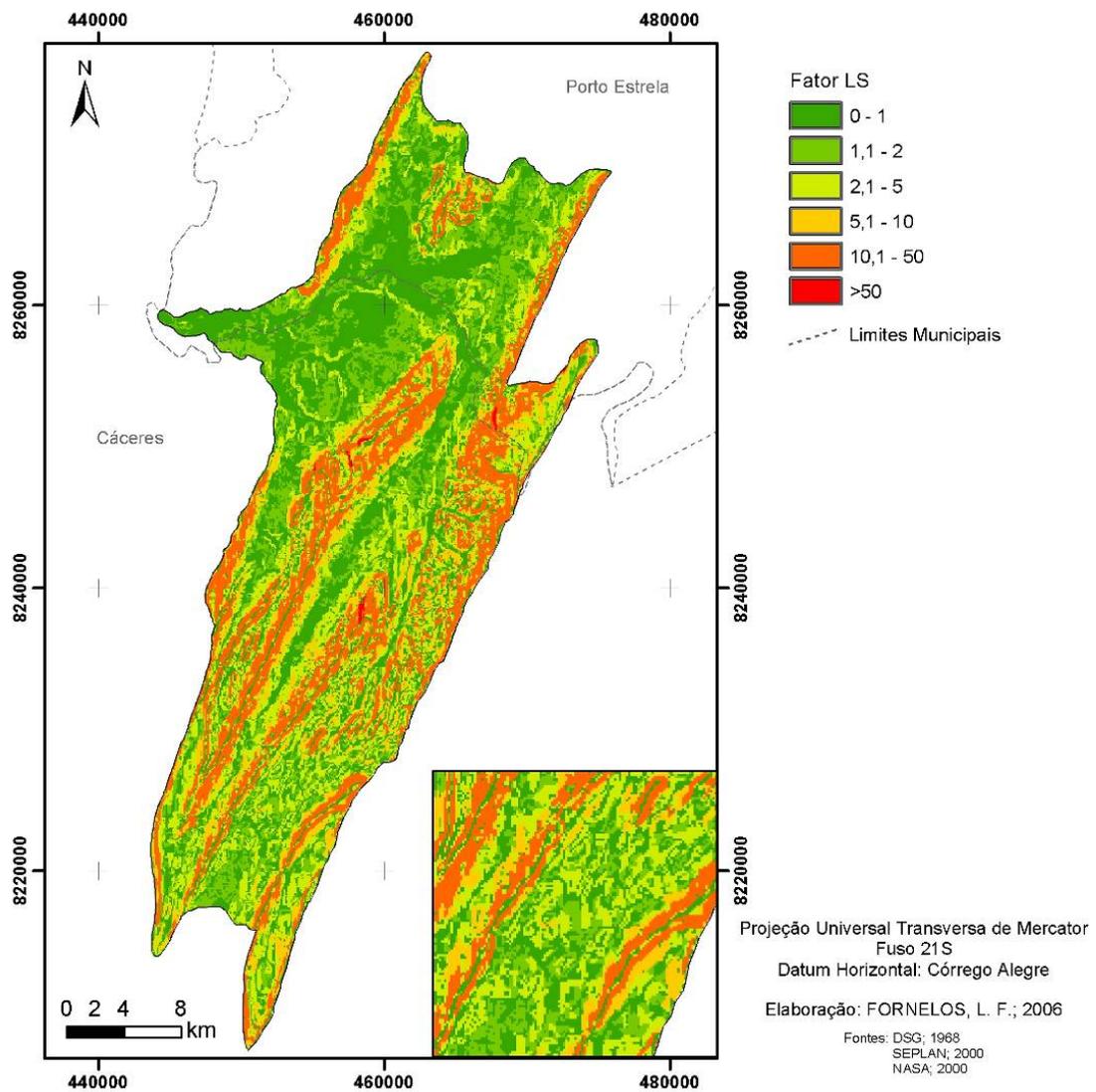
**Figura 5-** Espacialização da erosividade anual das chuvas na bacia do córrego Cachoeirinha/MT.

A erodibilidade das classes de solo, foi obtida por meio da espacialização das classes de solo (Figura 6) e os valores de erosividade dessas classes, gerando assim o mapa de fator K. Os solos litólicos, Podzólicos e Cambissolos são de alta erodibilidade. Os Cambissolos, que apresentaram maior índice de erodibilidade  $0,55\ MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}\ ano^{-1}$ , estão localizados na parte norte da bacia, no município de Porto Estrela.



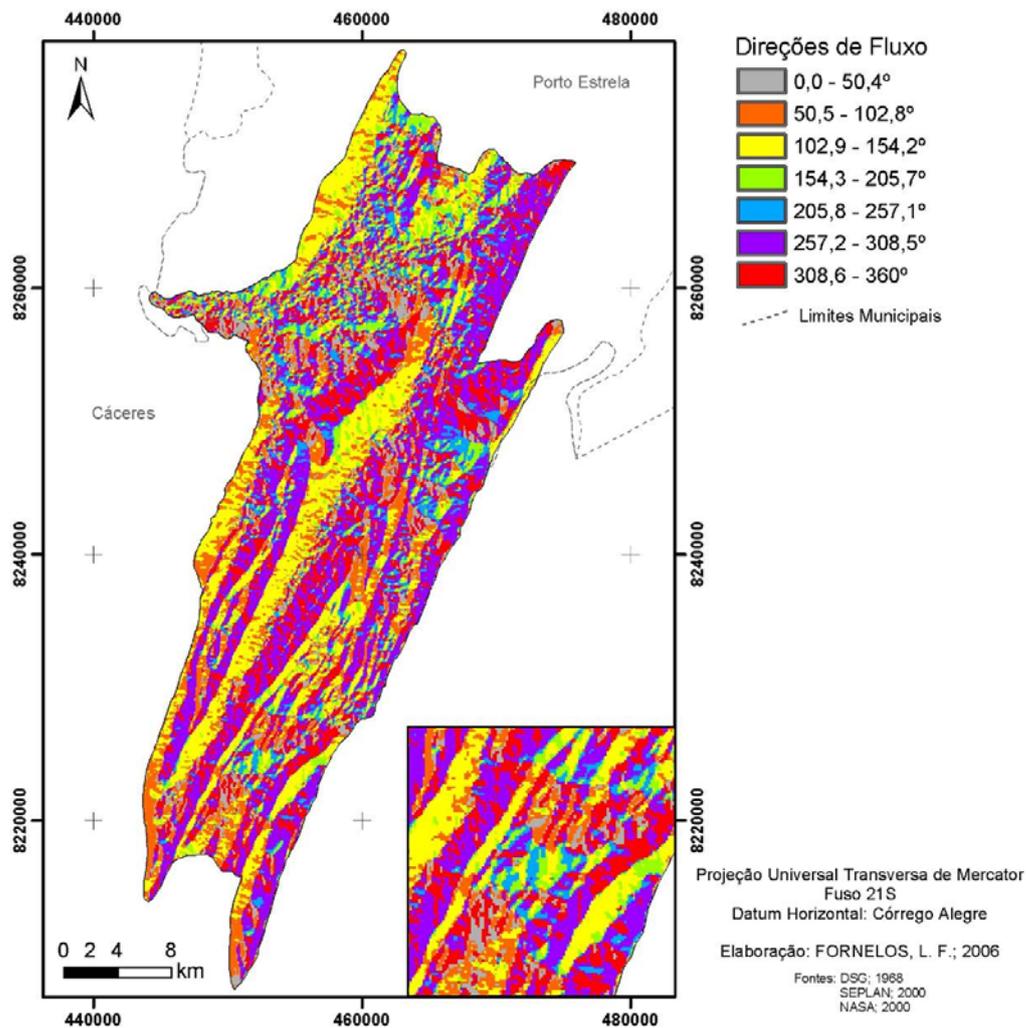
**Figura 6-** Distribuição das classes de solo da bacia do Córrego Cachoeirinha/MT.

O fator LS (Figura 7) é um dos fatores mais importante da Equação Universal de Perdas de Solo, porque influi mais na variação da erosão bruta do que qualquer um dos outros fatores, exceto fator manejo do solo (Williams & Berndt, 1977). Na perspectiva deste artigo, cabe destacá-lo visto que para sua geração, a partir do SRTM, é necessário gerar outros dois produtos intermediários.



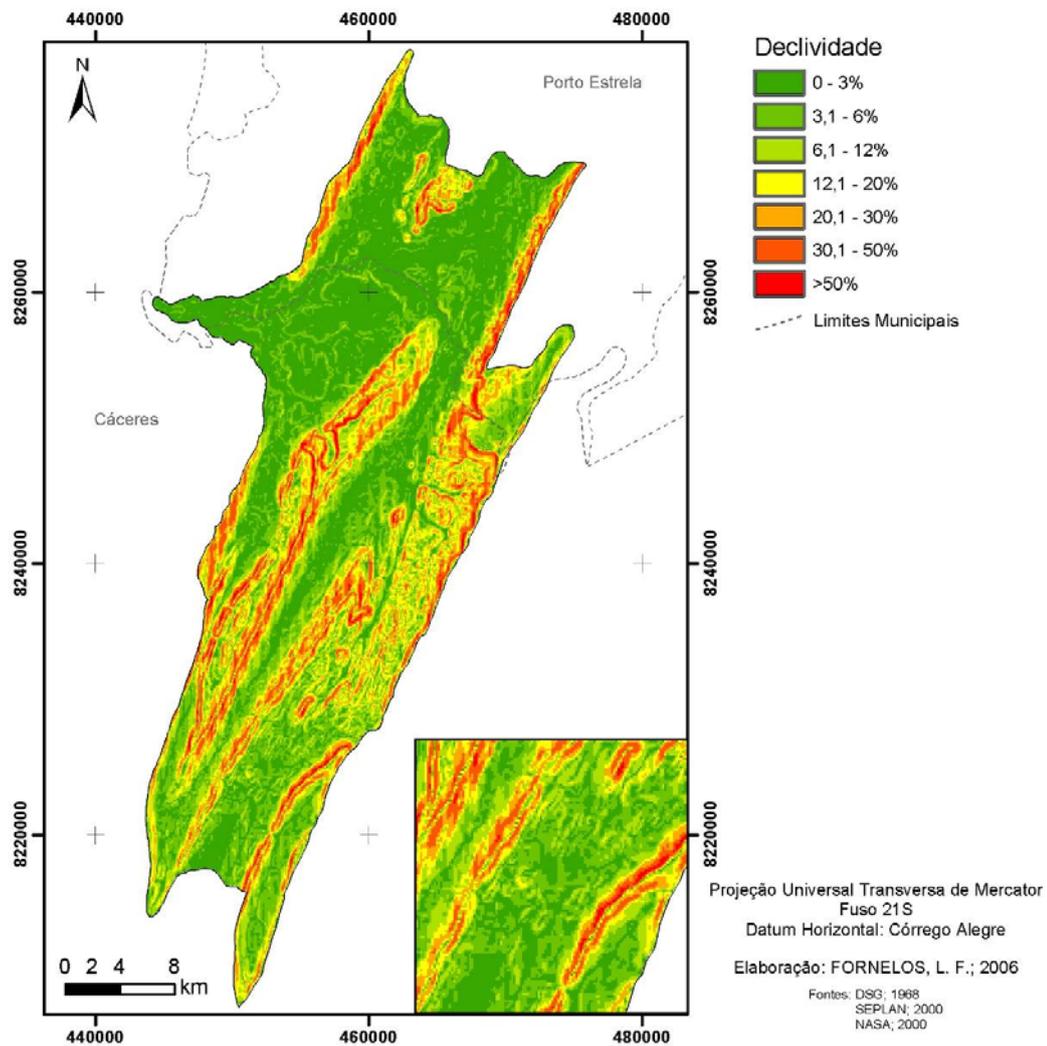
**Figura 7-** Mapa do fator topográfico da bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha/MT.

O primeiro produto é o mapa (Figura 8) que representa as vertentes ou rampas, e a partir dele é obtido o índice de comprimento das rampas.



**Figura 8-** Espacialização das rampas da bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha/MT.

O segundo é o mapa clinográfico (Figura 9) que representa a declividade média das vertentes ou rampas. Da combinação de ambos estima-se o fator LS.



**Figura 9-** Mapa clinográfico gerado a partir das imagens de SRTM. No canto esquerdo, parte da imagem foi ampliada com a finalidade de evidenciar os detalhes, estes não são representados no mapa gerado a partir das curvas hipsométricas das cartas topográficas (1:100.000), conforme testes realizados por Fornelos e Neves (2007).

Ao associar as classes de uso da terra e cobertura vegetal (Figura 10) os valores do fator C, referente às práticas conservacionistas, foi possível gerar o produto cartográfico que representa os fatores C e P ou simplesmente “CP” da equação para a bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha.

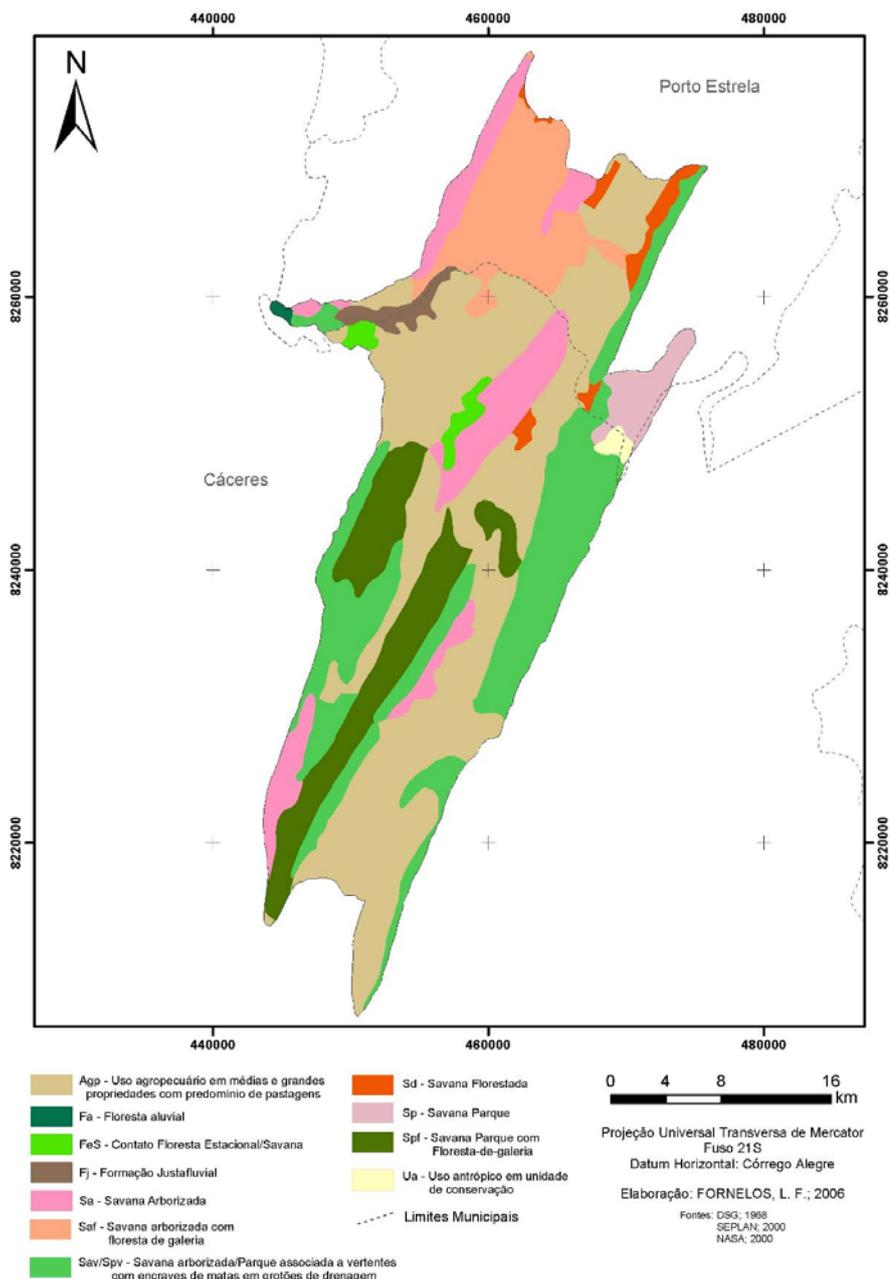
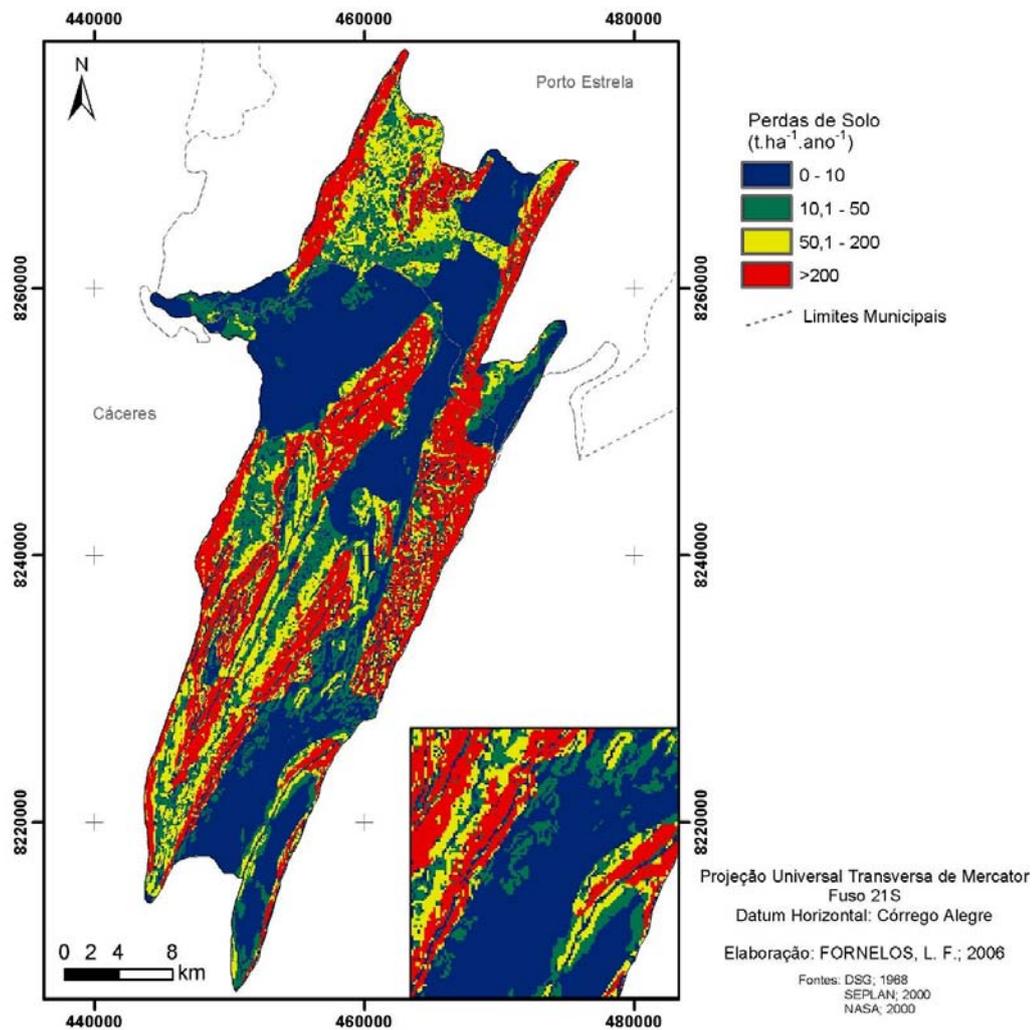


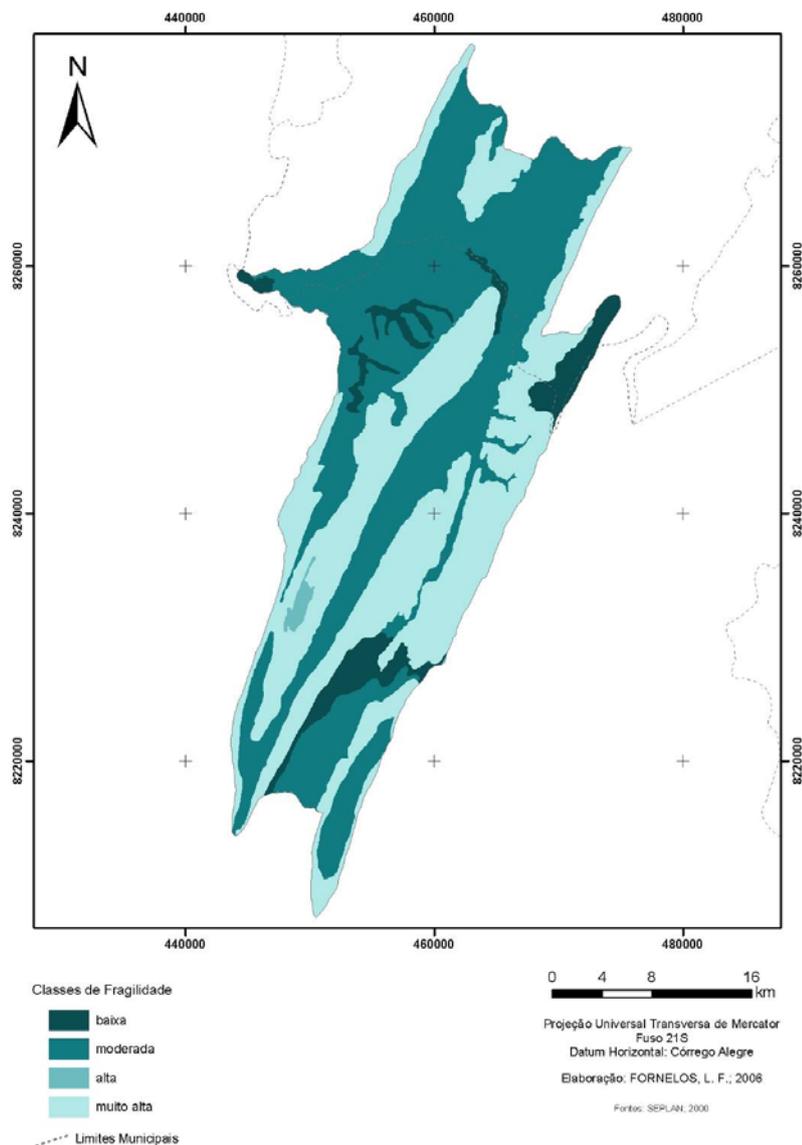
Figura 10- Uso da terra e cobertura vegetal da bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha/MT.

A perda estimada através da USLE utilizando as imagens do radar interferométrico foi de 219,6 T/ha.ano (Figura 11). Nesse sentido, vale lembrar que os valores quantitativos de perda estimada por esse modelo de simulação é uma primeira aproximação, pois trata-se de uma análise preliminar da distribuição espacial da erosão hídrica laminar da área de estudo. Para estudos futuros, é necessário uma verificação em campo, através de experimentos, os quais irão contribuir para obtenção de dados mais precisos desta primeira análise quantitativa da estimativa de perda de solo com o uso da técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento.



**Figura 11**-Distribuição das perdas de solo da bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha/MT.

No mapa (Figura 12) estão representadas as classes de fragilidade da área de estudo obtidas a partir da classificação do grau de erosão hídrica laminar (perda de solo) segundo critérios propostos pela FAO, UNEP e UNESCO (1980).



**Figura 12-** Mapa de fragilidade da bacia hidrográfica do córrego Cachoeirinha gerado a partir do grau de erosão hídrica laminar

## 5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Verificou-se a viabilidade de uso das imagens do radar interferométrico (SRTM) na operacionalização da USLE, tendo como ponto favorável a praticidade e a minimização de custos e tempo na execução dos trabalhos e pelos produtos gerados a partir do SRTM apresentarem maior detalhamento em relação aos gerados pelo MNT (carta topográfica) para grandes áreas.

No intuito de atender o objetivo proposto, mostrar a aplicação do SRTM no estudo da fragilidade, viabilizado através da USLE, não foi possível discorrer satisfatoriamente a respeito dos resultados gerados pelos produtos cartográficos e percentuais estimados via geoprocessamento. Nesse sentido, sugere-se numa próxima oportunidade apresentar um artigo que os apresente e discuta.

### Nota

Este artigo foi gerado no âmbito da pesquisa: “*Erosão laminar do solo e qualidade da água na Bacia do Alto Rio Paraguai – MT: Procedimentos metodológicos de educação e avaliação ambiental*”, com apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Mato Grosso – Fapemat.



## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barros, R. S. 2006. Avaliação de Modelos Digitais de Elevação Obtidos Através de Sensores Orbitais. 172 f. Tese (Doutorado) - Programa de pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.
- Bertoni, J.; Lombardi Neto, F. 2005. Conservação do solo. 5 ed. Piracicaba/SP: Ícone editora. 355 p.
- FAO. 1980. Metodologia provisional para evaluation de la degradacion de los suelos. Roma: FAO/PNUMA: UNESCO. 86p.
- Fornelos, L. F.; Neves, S. M. A. S. 2007. Uso de modelos digitais de elevação (MDE) gerados a partir de imagens de radar interferométrico (SRTM) na estimativa de perdas de solo. *Revista Brasileira de Cartografia*, abr, nº. 59/01, p. 25-33.
- Larson, W. E.; Lindstrom, M. J.; Schumacher, T. E. 1997. The role of severe storms in soil erosion: A problem needing consideration. *Journal of Soil and Water Conservation*, mar/apr. vol.52, nº 2, p. 90 - 95.
- Lombardi Neto, F. 1977. *Rainfall erosivity - its distribution and relationship with soil loss at Campinas, Brasil*. Master of Science, Purdue University, West Lafayette, 53 p.
- Mansor, M. T. C.; Ferreira, L.; Roston, D. M.; Teixeira Filho, J. 2002. Parâmetro para avaliação do potencial de risco de erosão. In: *I Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto*. Aracaju/SE. *Anais...* CD ROM.
- Ross, J. L. S.; 1994. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados. *Revista do departamento de geografia*, n. 8, FFLCH-USP, São Paulo, p. 63-74.
- Tricart, J. *Ecodinâmica*. 1977. Rio de Janeiro: SUPREN/IBGE, 97p.
- Weill, M. A. M.; Rocha, J. V.; Lamparelli, R. A. 2001. Potencial natural de erosão e riscos de degradação na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu (SP). In: *Simpósio nacional de controle de erosão, 7, Goiânia. Anais...* CD ROM.
- WILLIAMS, J. R.; BERNDT, H. D. 1977. Determining the universal soil loss equation's length-slope factor for watersheds. In. SCSA (ed): *Soil erosion: prediction and control*, Ankeny, p. 217-225.
- Wischmeier, W. H.; Smith, D. D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. *Agricultural Handbook*, 537. USDA, Washington, D.C., 57p.
-



## USO DE DADOS SRTM COMO FERRAMENTA DE APOIO AO MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DE BACIA DE MÉDIO- GRANDE PORTE

### USE OF DADOS SRTM AS TOOL OF SUPPORT TO MAPPING GEOMORPHOLOGIC OF MEDIUM-BIG BASIN

André Luiz Nascentes Coelho - Doutor em Geografia pela Universidade Federal Fluminense  
Professor Adjunto Substituto do Depto. de Geografia - UFES  
andre.ufes@bol.com.br

#### RESUMO

O presente artigo tem como objetivo destacar as principais etapas para produção do mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Doce, de 83.465 km<sup>2</sup>, com o uso de dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e ferramentas do SIG (Sistema de Informação Geográfica), propondo uma classificação mais detalhada e atualizada da bacia na escala 1:100.000. O resultado do estudo apresentou-se extremamente satisfatório, pois permitiu, não apenas, conhecer melhor a estrutura e os modelados, como também, identificar os principais processos denudacionais e agradacionais que operam no interior da bacia, mostrando-se como um importante instrumental de apoio na execução de diversas categorias de planejamento e gestão, a exemplo, de bacias hidrográficas.

**Palavras-chave:** Geotecnologias, SRTM, Mapeamento Geomorfológico, Bacia do Rio Doce.

#### ABSTRACT

The present article has as objective detaches the main stages for production of the mapping geomorphologic of the basin of Doce river of 83.465 km<sup>2</sup>, with the use of data SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) and tools of GIS proposing a more detailed and updated classification of the basin in scale 1:100.000. The result of the study came extremely satisfactory, because it allowed, not just, to know the structure better, modeled them, as well as, to identify the principal processes that operate inside the basin, being shown as an important one instrumental of support in the execution of several planning categories and administration, to example, of the basins hydrographic.

**Key words:** Geotechnology, SRTM, Geomorphologic Mapping, Basin of Doce River.



## 1. INTRODUÇÃO

Os estudos geomorfológicos possuem grande relevância no escopo das Geociências, pois, a partir deles, é possível entender as condições gerais da dinâmica da paisagem contribuindo para o desenvolvimento de prognósticos e interpretações das condições ambientais. Esses estudos fundamentam-se, primordialmente, na observação da paisagem, em técnicas cartográficas baseadas em cartas topográficas com escalas diversas, associadas à fotointerpretação e em pesquisas sobre os rególitos, com o objetivo final de compartimentar o relevo (Bigarella, 2003; Ab'Sáber 1969; King 1956).

Atualmente, com o emprego de novas técnicas computacionais, associadas aos modernos Sistemas de Informação Geográfica (SIGs), bem como, com a utilização dos dados obtidos de sensores orbitais, tornou possível elaborar Modelos Numéricos do Terreno – MNT, destacando a arquitetura do relevo (estruturas, modelados, rede de drenagens, entre outros) de uma determinada área, desde alguns metros, até centenas de quilômetros, proporcionando diversos tipos de análises no âmbito dos estudos geoambientais (Valeriano, 2008; Silva, 2003).

Em face deste novo cenário geotecnológico, o presente artigo tem como objetivo principal utilizar produtos orbitais dos dados SRTMs (*Shuttle Radar Topography Mission*) e ferramentas do SIG (*Sistema de Informação Geográfica*) como suporte ao mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Doce. Como objetivos específicos o estudo pretende: destacar as principais etapas na produção de mapas derivados dos dados SRTM; avaliar a eficiência/qualidade dos mapas derivados do SRTM, verificando com a realidade em campo; realizar a delimitação precisa do polígono da bacia na escala 1:100.000, além do cálculo de cada área das unidades geomorfológicas; delimitar a rede de canais e hierarquização; hipsometria, propondo uma classificação mais detalhada e atualizada das características de relevo da bacia com base na proposta Ross (1992, 2001).

## 2. ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Hidrográfica do Rio Doce está localizada na região sudeste do Brasil, entre os Estados de Minas Gerais e Espírito Santo, nos paralelos 17°45' e 21°15' de latitude sul e nos meridianos 39°55' e 43°45' de longitude oeste. O rio possui uma extensão total de 853 km e uma área de drenagem com 83.465 km<sup>2</sup> - superior à área do Estado do Espírito Santo (46.078km<sup>2</sup>) -, sendo que 86% dele pertencem ao Estado de Minas Gerais e o restante (14%) ao Estado do Espírito Santo, o que nos permite classificá-lo como uma bacia de domínio federal. Suas nascentes situam-se nos limites oeste e sul da bacia, nas serras do Espinhaço e da Mantiqueira, em Minas Gerais, sendo o rio Doce formado pela confluência dos rios Xotopó e Piranga. Seus principais afluentes são, pela margem esquerda, os rios Piracicaba, Santo Antônio e Suaçuí Grande, em Minas Gerais; Pancas e São José no Espírito Santo; pela margem direita, os rios Casca, Matipó, Caratinga-Cuieté e Manhuaçu, em Minas Gerais; e Guandu, no Espírito Santo.

A hipsometria da bacia permite ter uma noção do comportamento do relevo e constatar, por exemplo, o extenso rio que penetra, profundamente, no planalto mineiro. As altitudes variam de 0 a 2.880 metros elevando-se de leste para oeste, com o predomínio entre 100 a 200 metros e de 600 a 800 metros, sendo as maiores situadas na serra do Caparaó (pico da Bandeira 2.880m), na divisa de Minas Gerais e Espírito Santo, localizada na extremidade centro-sul da bacia no Parque Nacional do Caparaó. As altitudes no canal principal a partir do município de Desterro do Melo (MG), um dos formadores do rio Doce, rio Xopotó, é de 835 m. Na confluência entre os rios Piranga e Carmo, que formam o Rio Doce, decai para menos de 350m e na confluência entre o rio Piracicaba com Doce as altitudes são inferiores a 250m. Deste ponto em diante, a altitude diminui, proporcionalmente, até a foz, com exceção da ruptura de declive, situada no setor entre os municípios de Itueta (MG) e Baixo Guandu (ES), caindo de 98m para 77m, local em que foi construída a UHE de Aimorés.

Há o predomínio de duas classes de solo na bacia, sendo a primeira o Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico e/ou álicos, ocorrendo principalmente nos planaltos dissecados desde o Plano e Suave Ondulado. A segunda classe é o Argissolo Vermelho-Amarelo, encontrado desde relevo Plano, Suave Ondulado até Forte Ondulado a Montanhoso, com predominância do último, tendo como principal limitação a topografia,



pois quase a totalidade da área ocupada com o Argissolo está em Relevo Forte Ondulado e/ou Montanhoso devido ao problema da grande susceptibilidade à erosão que esses tipos de solos apresentam. Outras manchas ocorrem em menor extensão: o Latossolo Ácrico, o Cambissolo, o Neossolo Litólico e o Neossolo Regolítico (Radambrasil, 1983 e 1987).

O regime fluvial do rio Doce é perene e, de modo geral, acompanha a pluviosidade (cheia, com os níveis máximos ocorrendo nos meses de dezembro, janeiro e março; e vazante de abril a setembro). As regiões de maiores altitudes e litorâneas são as que apresentam os maiores totais anuais de precipitação, variando entre 950 mm/a e 1.550 mm/a, enquanto os fundos de vales e regiões deprimidas registram os menores totais que variam entre 880 e 1.000 mm/a. Grande parte da bacia apresenta temperaturas médias anuais elevadas durante boa parte do ano e, mesmo nos meses mais frios, as temperaturas médias são superiores a 18°C. A exceção fica para o litoral, com temperatura média anual superior a 24°C.

### 3. BASES TEÓRICAS

A fundamentação teórica deste estudo está baseada nos três níveis de abordagem do relevo sistematizados por Ab'Sáber (1969)<sup>2</sup> e nos pressupostos teóricos de Walter Penck (1953 in Ross 1990), segundo o qual o relevo é o resultado da atuação conjunta de processos endógenos e exógenos. Os endógenos são emanados do interior da Terra, a exemplo da dinâmica da tectônica de placas, resultando em orogênese, afundamentos, falhamentos, vulcanismos, terremotos, entre outros processos. Já os exógenos processam-se através da ação de fenômenos externos como a atuação do clima (pretérito e atual), resultando em processos de intemperismo, formação de solos, erosão, transporte, deposição de sedimentos. Ambos os processos, envolvem o aspecto temporal (escala de tempo geológico, histórica e contemporânea), escalas do espaço, além do homem como um dos principais agentes externos de modificação do relevo. A partir dos pressupostos de Penck (op. cit), Mecerjakov (1968) desenvolveu os termos de morfoestrutura (estrutura/litologias associadas a sua gênese) e morfoescultura (resultado da ação climática em determinada estrutura) usados neste artigo.

A escolha da metodologia utilizada para o mapeamento geomorfológico ocorreu após uma exaustiva revisão das propostas do Radambrasil (1983 e 1987)<sup>3</sup>, IBGE (1995), Souza (1995), entre outras, sendo selecionada a proposta taxonômica de relevo desenvolvida por Ross (1990). Esta, além de ser mais atualizada/aperfeiçoada, é considerada a mais apropriada para a representação dos fatos geomórficos de diversas escalas e a que valoriza também o uso de geotecnologias como uma ferramenta de apoio na identificação de padrões e formas de relevo. A proposta é baseada em seis níveis taxonômicos, sendo nesse trabalho utilizados apenas os três primeiros níveis, em conformidade com a escala da bacia. O primeiro taxon corresponde às unidades morfoestruturais, organizando a causa dos fatos geomorfológicos derivados de aspectos amplos da geologia como os estruturais, sendo identificado a partir de produtos orbitais (imagens de satélites, SRTMs/radar), complementado com trabalhos de campo e de cartas geológicas. O segundo taxon trata das Unidades Morfoesculturais, representando os compartimentos e subcompartimentos do relevo (ou regiões<sup>4</sup>) pertencentes a uma determinada morfoestrutura. É identificado também com auxílio de produtos orbitais e controlado por meio da investigação de campo. O terceiro taxon está relacionado com as Unidades Morfológicas ou padrões de formas semelhantes contidos nas unidades morfoesculturais, correspondendo às manchas de menor extensão territorial, definidas por um conjunto de formas de relevos, que guardam em si elevado grau de semelhança de tamanho e aspecto fisionômico com diferentes intensidades de dissecação ou rugosidade topográfica, por influência de canais de drenagem temporários e perenes. Estas unidades morfológicas podem ser, segundo sua natureza genética, de dois tipos: Formas de Denudação e/ou Agradação conforme Tabela 1.

<sup>2</sup>São eles: *compartimentação topográfica* que identifica feições do relevo em uma maior escala de análise com os padrões de formas/testemunhos ou domínios altimétricos; *estrutura superficial* em que são analisados depósitos residuais/sedimentares, eventos de neotectônicos, possibilitando compreender os processos morfogenéticos pretéritos; e, *fisiologia da paisagem* que leva em conta os processos dinâmicos atuantes. Nesses três níveis a ação do clima, a ocupação e o uso do solo são os principais elementos condicionantes no modelado de relevo.

<sup>3</sup> O projeto Radambrasil desenvolveu quatro metodologias de classificação geomorfológica ao longo de quinze anos de atividades (1970-1985), buscando aprimorar a qualidade da informação cartografada.

<sup>4</sup> De maneira análoga as *Regiões Geomorfológicas* posposta pela metodologia de mapeamento geomorfológico do IBGE (1995 p 11).



**Tabela 1** – Padrões de formas de relevo do 3º taxon: primeira letra sempre maiúscula seguida de letras minúsculas. Fonte: Ross e Fierz (2005, p. 72) e Ross (2001, p. 361)

FORMAS DE DENUDAÇÃO	FORMAS DE AGRADAÇÃO
D – Denudação (erosão)	A – Acumulação
Da – Formas com topos aguçados	Apf – Formas de planície fluvial
Dc – Formas com topos convexos	Apm – Formas de planície marinha
Dt – Formas com topos tabulares	Apl – Formas de planície lacustre
Dp – Formas de superfícies planas	Api – Formas de planície intertidal (mangue)
De – Formas de escarpas	Ad – Formas de campos de dunas
Dv – Formas de vertentes	Atf – Formas de terraços fluviais
	Atm – Formas de terraços marinhos

O estudo também tomou como base o uso e aplicação das geotecnologias, sendo estas um conjunto de tecnologias (sistemas de informação geográfica, cartografia digital, sensoriamento remoto, sistema de posicionamento global), cujo fundamento principal é a coleta, processamento, análise e oferta de informações com referência geográfica, possuindo em seu arcabouço técnico-metodológico premissas de processamento digital de imagens de satélites, elaboração de bancos de dados georreferenciados, quantificação de fenômenos da natureza, entre outras análises, proporcionando uma visão mais detalha/abrangente do ambiente numa perspectiva geossistêmica (Guerra e Marçal, 2006).

#### 4. MATERIAL UTILIZADO

Para que os objetivos propostos neste estudo fossem alcançados, o mesmo foi dividido em duas principais etapas, sendo:

- **Primeira:** revisão bibliográfica (já abordada) que discorre a respeito do tema tratado: mapeamento geomorfológico e uso de geotecnologias.

- **Segunda:** uso do software ArcGIS 9.2, aplicativo ArcMap, considerado o módulo central e fundamental no ArgGIS, pois nele que foram confeccionados/manipulados os mapas, realizada a edição e a exportação dos dados georreferenciados, entre outros comandos. Nesta etapa foi feita a aquisição das imagens SRTMs, registro fotográfico em campo, uso do GPS, mapas topográficos que englobam toda a bacia, a fim de nomear os respectivos rios no banco de dados e confrontar com as informações geradas pelo sistema, como por exemplo, o traçado da rede hidrográfica e as cotas de elevação.

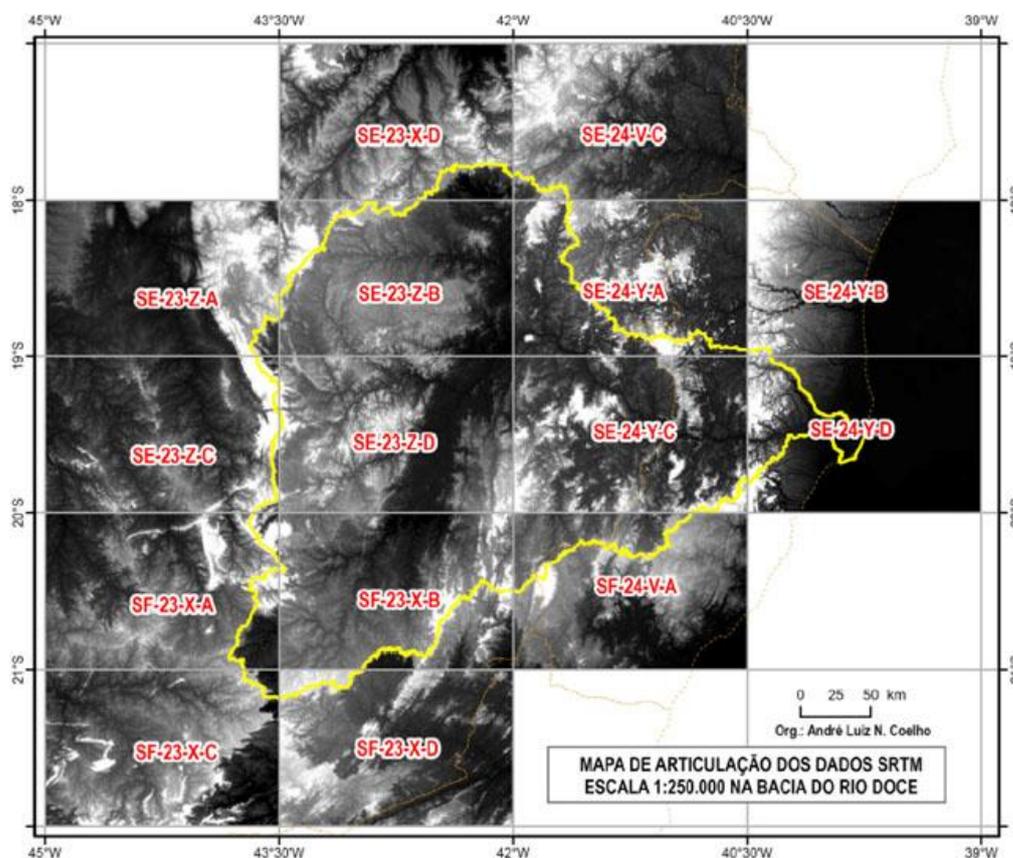
#### 4.1. TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO UTILIZADAS

##### · Aquisição e filtragem do SRTM

A aquisição dos dados SRTMs foi realizada no site da Embrapa (disponível em: <<http://www.embrapa.br/>>, acesso em: 04 de fev. 2008). Esses produtos foram gerados a partir de dados de radar, obtidos de sensores a bordo do ônibus espacial Endeavour, no projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), uma parceria das agências espaciais dos Estados Unidos (NASA e NIMA), Alemanha (DLR) e Itália (ASI). O arranjo do radar foi projetado para coletar medidas tridimensionais da superfície terrestre, através de interferometria. Outras características da imagem adquirida são: Formato GEOTIFF (16 bits); Unidade de altitude em metros; Sistema de Coordenadas Geográficas; Datum WGS-84 (depois transformado para *UTM*).



Para a composição de toda a área de estudo, foi necessário baixar 15 dados SRTMs compatíveis com as folhas na escala 1:250.000 do IBGE (Figura 1), sendo: SE-23-X-D, SE-24-V-C, SE-23-Z-A, SE-23-Z-B, SE-24-Y-A, SE-24-Y-B, SE-23-Z-C, SE-23-Z-D, SE-24-Y-C, SE-24-Y-D, SF-23-X-A, SF-23-X-B, SF-24-V-A, SF-23-X-C, SF-23-X-D. Posteriormente, foi utilizado o comando *Mosaic* para juntar as imagens.



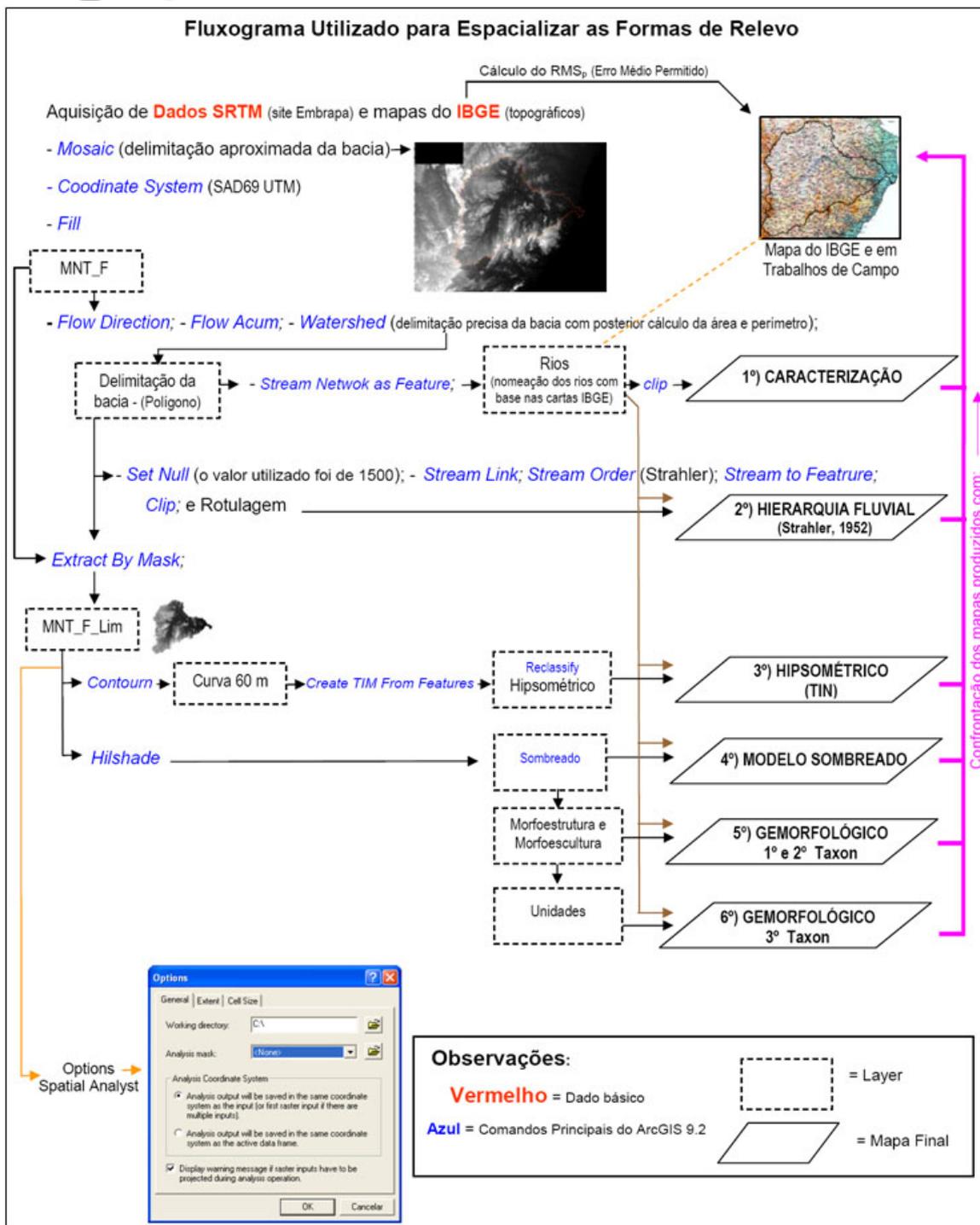
**Figura 1** – Articulação dos dados SRTM na Bacia do Rio Doce compatível com as folhas 1:250.000 do IBGE.

- **Delimitação da Bacia Hidrográfica do Rio Doce**

Após a instalação da barra de ferramentas *HIDROLOGY MODELING* e sua ativação, utilizou-se os seguintes comandos/funções:

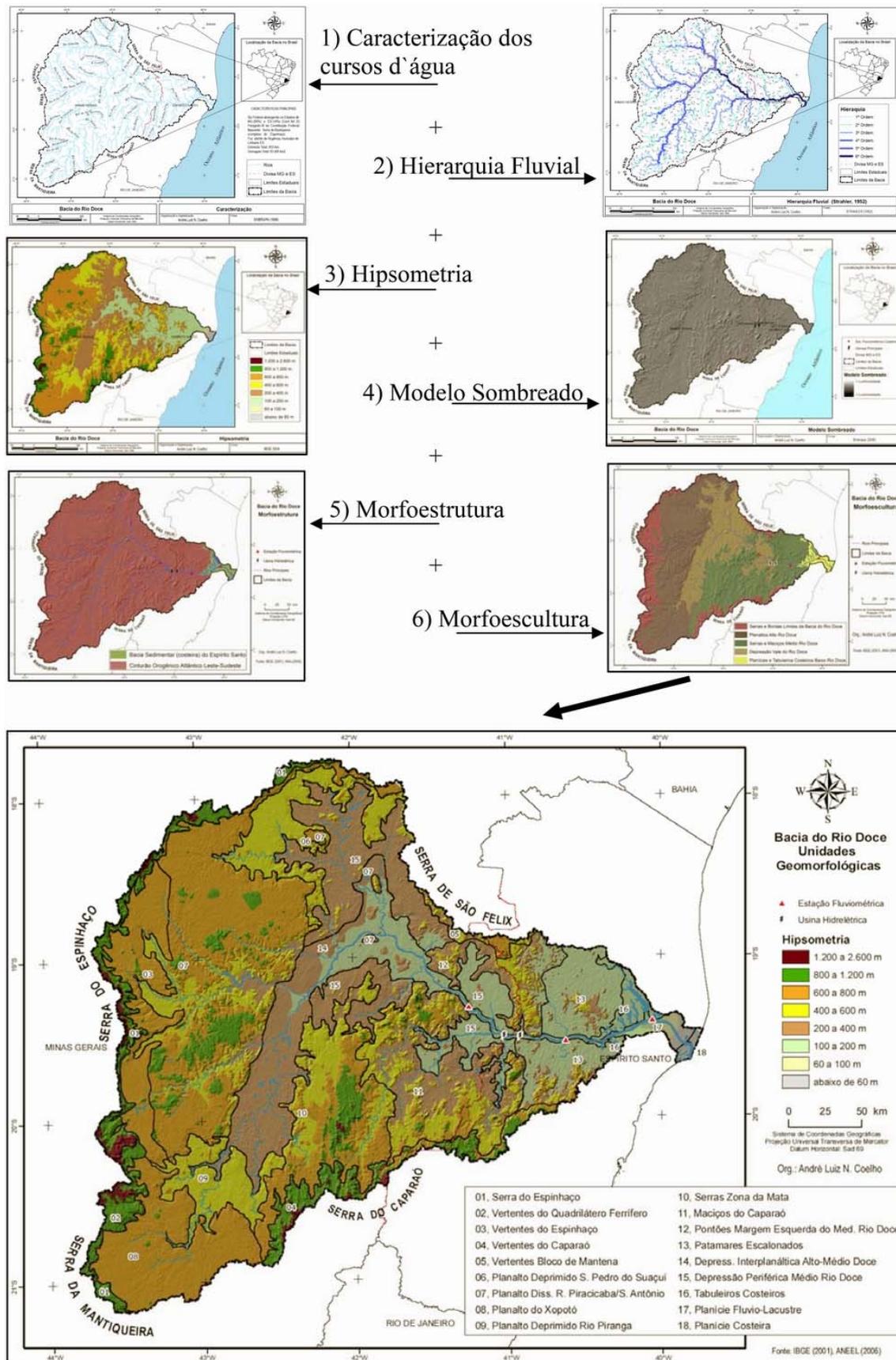
- *Fill* - para correção das depressões do MNT;
- *Flow Direction* - avaliação de direção de fluxo;
- *Flow Accumulation* - cálculo do fluxo acumulado;
- *Watershed* - delimitação da bacia;
- *Raster to Features* - transformação para polígono.

Com o polígono da bacia delimitado, utilizou-se o comando *Stream Network* para traçar, automaticamente, a rede hidrográfica (stream 1500), com o posterior corte através do comando *Clip* e nomeação de cada rio (*Start Editing*) a partir da consulta nas cartas do IBGE. Em seguida, procedeu-se com o corte da imagem *raster* usando o comando *Extract by Mask*, dando prosseguimento à elaboração dos outros mapas em escala 1:100.000 de acordo com as etapas mostradas nas Figuras 2 e 3.



**Figura 2** - Fluxograma utilizado para caracterização da Bacia do Rio Doce, destacando as principais etapas desde a aquisição dos dados SRTM, o uso de vários comandos e funções do ArcGIS 9.2, a exemplo, do georreferenciamento no sistema de coordenadas da Projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) Datum South America até a geração de *Layers* e Mapas, seguida da confrontação destes dados com as cartas do IBGE e em trabalhos de campo.

Após a conclusão das etapas anteriores, foram realizadas campanhas de campo para verificar os mapas gerados pelos dados SRTM, utilizando o GPS e observações do relevo, mostrando-se extremamente satisfatórios para o estudo em questão.



**Figura 3** – Todos os mapas foram derivados dos dados/ produtos SRTMs, sendo o último, o resultado do cruzamento das informações dos mapas anteriores (hidrografia/hierarquia fluvial, hipsometria, modelo sombreado, morfoestrutura, morfoescultura) permitindo realizar uma classificação geomorfológica mais detalhada da bacia.



## 5. RESULTADOS: Geomorfologia

A classificação taxonômica proposta foi elaborada a partir da identificação de elementos do modelado, presentes na bacia em 3 taxons, sendo o 1º com duas morfoestruturas, o 2º com cinco morfoestruturas e o 3º com 18 unidades de relevo (Tabela 2).

**Tabela 2** – Classificação Taxonômica de Relevo da Bacia do Rio Doce. Fonte: adaptado de Coelho (2007).

I Morfoestrutura (1º Taxon)	II Morfoescultura (2º Taxon)	III Unidades Morfológicas (3º Taxon)	Processo Predominante
I.1 – Cinturão Orogênico Atlântico Leste-Sudeste	II.1- Serras Limites da Bacia do Rio Doce	III.1 - Serra do Espinhaço	Dc
		III.2 - Vertentes do Quadrilátero Ferrífero	De
		III.3 - Vertentes do Espinhaço	Da
		III.4 - Vertentes do Caparaó	De
		III.5 - Vertentes Bloco de Mantena	Da
	II.2 - Planaltos Alto Rio Doce	III.6 - Planalto Deprimido São Pedro do Suaçui	Dc
		III.7 - Planalto Dissecado Rios Piracicaba e S. Antônio	Dc
		III.8 - Planalto Xopotó	Dc
		III.9 - Planalto Deprimido Rio Piranga	Dc
	II.3 - Serras e Maciços Médio Rio Doce	III.10 - Serras Zona da Mata	Dc
		III.11 - Maciços do Caparaó	Da
		III.12 - Pontões Margem Esquerda do Médio Rio Doce	Da
		III.13 - Patamares Escalonados	Da
	II.4 - Depressões do Vale do Rio Doce	III.14 - Depressão Interplanáltica Alto-Médio Rio Doce	Dc
		III.15 - Depressão Periférica Médio Rio Doce	Dc
I.2 - Bacia Sedimentar (costeira) do Espírito Santo	II.5 - Planícies e Tabuleiros Costeiros Baixo Rio Doce	III.16 - Tabuleiros Costeiros	Dt
		III.17 - Planície Fluvio-Lacustre	Apf
		III.18 - Planície Costeira	Apm



### 5.1.MORFOESTRUTURA

O primeiro taxon (Figura 4 e Tabela 1) corresponde às *Unidades Morfoestruturais* apresentando duas divisões, sendo a primeira, o I.1 Cinturão Orogênico Atlântico Leste-Sudeste, compreendendo parte considerável da bacia hidrográfica (98%), caracterizada por terrenos antigos datados do Pré-cambriano, retrabalhados por importantes ciclos tectônicos com o destaque para dois: o Transamazônico (aprox. 2.200 M.A.) e o Brasileiro (aprox. 570 M.A). Esse táxon faz parte da Província Mantiqueira, que é dividida em duas zonas distintas: a Oriental e Ocident

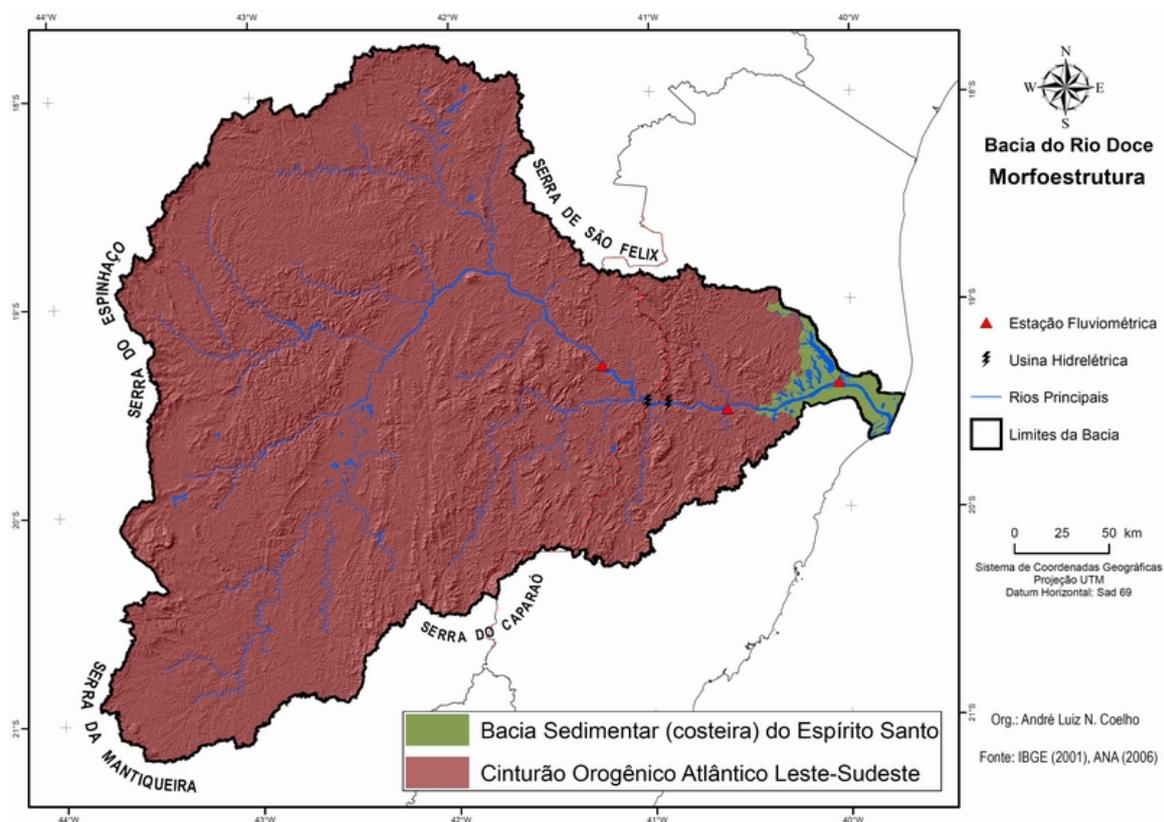


Figura 4 – Imagem derivada do produto SRTM, destacando os dois compartimentos de Unidades Morfoestruturais.

Tabela 3 – Morfoestrutura da Bacia do Rio Doce

1º Taxon – Morfoestrutura	Área em km <sup>2</sup>	Percentual
I.1 Cinturão Orogênico Atlântico Leste-Sudeste	81.783,9	97,99%
I.2 Bacia Sedimentar (costeira) do Espírito Santo	1.681,1	2,01%
<b>Total</b>	<b>83.465,0</b>	<b>100,0%</b>



O interior da bacia do rio Doce está compartimentada sobre estas duas zonas, com os terrenos da margem esquerda até o município de Governador Valadares (MG) estendendo para o norte (longitude 42° W), pertencentes à *Zona Ocidental*; e os que ocupam a margem direita, a partir de Governador Valadares, prolongando-se, também, para o norte, são da *Zona Oriental*. Esse fato resultou em uma morfologia extremamente vinculada à disposição estrutural com o rio Doce encaixado na direção SSO/ NNE da geossutura, acompanhando, de forma geral, o traçado da atual linha da costa do Estado do Espírito Santo. A partir da localidade de Governador Valadares (MG), ocorre a inflexão do rio para leste, abandonando a geossutura e assumindo novas direções até alcançar o oceano Atlântico. Esse fato também produziu reflexos em outros setores da bacia com variadas intensidades, traduzidas, perfeitamente, na paisagem pelas formas de relevo, com a rede hidrográfica ora se adaptando à estrutura, ora se impondo à mesma. A segunda Morfoestrutura, denominada I.2 Bacia Sedimentar (costeira) do Espírito Santo, ocupa apenas 2% da bacia, estando caracterizada por processos de dissecação correspondente aos terrenos datados do terciário (Grupo Barreiras<sup>5</sup>) e os processos de acumulação de origem fluvio-marinha.

## 5.2. MORFOESCULTURA

O segundo taxon refere-se as *Unidades Morfoesculturais*, dividido em cinco grupos (Figura 5 e Tabela 4). A primeira delas corresponde a II.1 – Serras e Bordas Limites do Rio Doce, situada nas bordas da bacia, atuando como o divisor de águas de importantes bacias como a do rio Doce, do rio São Francisco e do rio Jequitinhonha, marcado por um relevo montanhoso a escarpado de vales encaixados com altitudes médias superiores a 900 m, com o destaque para a Serra da Mantiqueira, Serra do Espinhaço, Serra do Caparaó (Pico da Bandeira 2.880 m), que é uma das maiores elevações da bacia, e a Serra de São Felix, com 822 m. A rede de drenagem é caracterizada, predominantemente, por cursos de primeira e segunda ordens, como os rios Piranga e Xopotó, formadores do rio Doce e, também, pelas nascentes dos rios Piracicaba (em terrenos do Supergrupo Rio das Velhas, passando depois por rochas do Supergrupo Minas), Manhuaçu, entre outros.

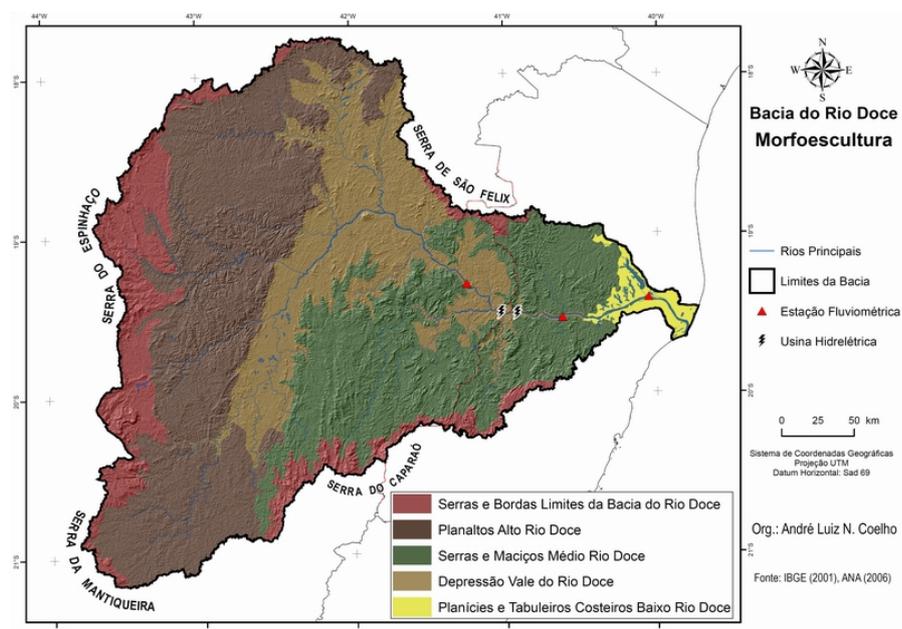


Figura 5 – Modelo sombreado destacando o 2º Taxon Morfoesculturas.

<sup>5</sup> A designação *Grupo Barreiras* são para os sedimentos de origem continental, pouco consolidados, que estão dispostos em estreita faixa ao longo da área costeira e interior do continente, abrangendo desde o Estado do Rio de Janeiro até o Pará, adentrando no vale do Amazonas (Bigarella e Andrade 1964).



Tabela 4 – Morfoescultura da Bacia do Rio Doce

2º Taxon – Morfoescultura		Área em km <sup>2</sup>	Percentual
II.1	Serras e Bordas Limites da Bacia do Rio Doce	11.316,3	13,56%
II.2	Planaltos Alto Rio Doce	30.008,0	35,95%
II.3	Serras e Maciços Médio Rio Doce	22.258,2	26,67%
II.4	Depressão Vale do Rio Doce	18.201,5	21,81%
II.5	Planícies e Tabuleiros Costeiros Baixo Rio Doce	1.681,1	2,01%
<b>Total</b>		<b>83.465,0</b>	<b>100,0%</b>

A segunda Morfoescultura, II.2 – Planaltos Alto Rio Doce, possui um formato alongado na direção Norte-Sul, situado a oeste da bacia e ocupando uma área de aproximadamente de 30.008 km<sup>2</sup> (36%), sendo a maior das cinco morfoesculturas. A morfologia é, em grande parte, bastante acidentada, marcada por serras e cristas em domínio do complexo Gnáissico-Magmático e, no Limite sul, coincide em grandes linhas com o do domínio do *Complexo Guanhões*<sup>6</sup>, apresentando o predomínio de altitudes entre 600 e 800 m e cotas superiores a 1.200 m. Nesse compartimento, são observados falhamentos com direções preferenciais de NO-SE e NE-SO, os quais influenciaram também a direção dos rios principais, como Piracicaba e Santo Antônio, que vertem na direção SO-NE; rio do Peixe e Guanhões, que seguem a direção NO-SE; e os rios Corrente Grande, Suaçui Pequeno e Suaçui Grande, que escoam na direção O-L, até desaguar no canal principal do rio Doce, entre a região dos lagos em Timóteo - MG (Parque Estadual do Rio Doce) e o cotovelo de Governador Valadares.

A terceira morfoescultura, II.3 – Serras e Maciços Médio Rio Doce, ocorre na porção Leste e Sul da bacia, abrangendo os dois estados (MG e ES), mais especificamente, a leste do município de Governador Valadares, em Minas Gerais, e oeste de Colatina, no Espírito Santo, em ambas as margens do canal principal. Ocupa uma área de, aproximadamente, 22.508 km<sup>2</sup> (27% da bacia), com o predomínio de altitudes entre 200 e 400 m e cotas inferiores a 1.150 m, notadamente, nas adjacências da Serra do Caparaó. Está situada, basicamente, sobre o domínio do Complexo Paraíba do Sul<sup>7</sup> e Montanha (ambos de constituição Gnáissico-Magmático-Metamórfico predominando biotita-gnaiss, rochas graníticas e granito-gnáissicas, com algumas ocorrências de rochas do complexo Charnóquítico), cujas estruturas apresentam uma direção preferencial NE-SO marcadas por pontões e agulhas de constituição granítica como as observadas no município de Pancas (ES) e adjacências, colinas com topos nivelados e vales ora de fundo chato, ora em “V”, em função do controle estrutural (Coelho, 2007; Radambrasil, 1987). Grande parte dos cursos d'água seguem a mesma direção das estruturas (NE-SO). As exceções ficam para o trecho inferior do rio Manhuaçu e a calha principal do rio Doce, após Governador Valadares, que segue a direção O-L, e o trecho superior do rio Caratinga, que segue a direção S-N.

A morfoescultura II.4 – Depressão Vale do Rio Doce é caracterizada por uma unidade alongada que acompanha praticamente todo o traçado do canal principal do rio Doce e tributários, como Suaçui Grande, Manhuaçu, Emé e outros de menor representação. Possui uma área de, aproximadamente, 18.202 km<sup>2</sup> (22%), caracterizada por um relevo rebaixado e suave ondulado (Figura 6), se comparado com as esculturas vizinhas, com elevações, predominante, entre 100 e 200 metros e declividades inferiores a 20%, típico de uma depressão interplanáltica e periférica, marcada pela ocorrência de níveis de base locais em vários setores no alto e médio curso do rio Doce.

<sup>6</sup> O Complexo Guanhões é uma importante unidade geológica localizada na margem esquerda da bacia, cortada por rios, entre eles o Santo Antônio, Corrente Grande e Suassuí Pequeno que têm suas nascentes e cursos superiores no Complexo Guanhões, atravessando sucessivamente o augen gnaiss Açucena, o Complexo Mantiqueira, a Formação S. Tomé (Grupo Rio Doce) e o Complexo Piedade (exceto no caso do rio Suassuí Pequeno, que atravessa o granodiorito gnáissico Governador Valadares), após o que encontram o Rio Doce. Também estão no Complexo Guanhões os rios Guanhões e do Tanque. O rio Suassuí Grande também nasce em rochas do Complexo Guanhões, percorre o ranodiorito gnáissico Governador Valadares e a formação Tumiritinga até desaguar no Rio Doce.

<sup>7</sup> O Complexo Paraíba do Sul ocorre tanto nas cabeceiras da bacia em uma restrita mancha cortada pelo Rio Casca, no curso do rio Guandu e no baixo curso do Rio Doce, entre as localidades de Baixo Guandu e Mascarenhas, sobretudo na margem esquerda do rio.



**Figura 6** – Relevo predominante da Depressão Vale do Rio Doce, mais suavizado e de colinas baixas, entre os municípios de Linhares e Colatina no Espírito Santo. Foto do autor, Fev/2006.

Ocorre também, nesta unidade, segundo Bigarella (2003), nas adjacências do Parque Estadual do Rio Doce (MG), o *primeiro de dois sistemas Lacustres* da Bacia do Rio Doce, com lagoas e paleolagos colmatados formados por processos complexos decorrentes de flutuações paleoclimáticas (Meis, 1977; Suguio 1992 e 1998) e/ou movimentos tectônicos recentes<sup>8</sup>, como pediplanação, entalhamento do curso principal e dissecação, propiciando, neste último, o desenvolvimento de um sistema detrítico de vales tributários.

A morfoescultura II.5 – Planícies e Tabuleiros Costeiros Baixo Rio Doce é a menor das cinco morfoesculturas e está localizada na porção leste da bacia, junto à linha de costa, totalmente inserida no estado do Espírito Santo, possuindo uma área de, aproximadamente, 1.681 km<sup>2</sup> (2% da bacia), caracterizada por uma morfologia que varia de O para L de colinas, tabuleiros e planície litorânea. As altitudes do referido compartimento, normalmente, são inferiores a 245 m, decrescendo, gradualmente em direção ao litoral, sendo que junto à planície costeira não ultrapassa os 22 metros. É delimitada a Oeste por colinas próximo ao município de Colatina (ES) e por um importante falhamento com direção preferencial NNO-SSE, o qual exerce influência sobre a direção principal dos cursos d'água da região, como os rios São José, Pancas, Bananal e outros adjacentes. Fato semelhante se repete entre os tabuleiros da Formação Barreiras, com destaque para inúmeras lagoas de barragem natural alongadas na direção NO/SE, a exemplo da Lagoa Juparanã, Lagoa Grande e Lagoa Nova (Figura 7), todas localizadas no município de Linhares (ES), caracterizando-se como o *segundo sistema de Lagoas* pesquisado por Bigarella (2003, p. 1.036). Há um consenso entre os pesquisadores que estudaram a região, ao descreverem que esse complexo lacustre foi formado por processos de represamento do curso fluvial pelos sedimentos marinhos e/ou fluviais do canal principal rio Doce, durante a última grande glaciação (15.000 – 18.000 A.P.).



**Figura 7** – Lagoa Nova formada por processo de represamento fluvial durante o clímax do último Glacial. Foto do autor, Fev/2006.

<sup>8</sup> Conf. aponta Saadi *et al.* (2005) e Souza (1995) que identificaram indícios de neotectônica em vários setores da Bacia do Rio Doce.



### 5.3.UNIDADES MORFOLÓGICAS

O terceiro taxon está relacionado com as *Unidades Morfológicas* ou padrões de formas semelhantes contidos nas unidades morfoesculturais, correspondendo às manchas de menor extensão territorial, selecionadas a partir de um conjunto de padrões de formas e processos semelhantes (denudação e agradação).

É, entre os três taxons tratados, o que apresenta o maior nível de detalhe dos modelados e caracterização dos processos genéticos. São identificados com base em investigações de campo, produtos orbitais de maior detalhe, a exemplo das imagens de satélites Ikonos e QuickBird, dados SRTMs, acompanhadas do uso de ortofotos (antigas e atuais), cartas geológicas, cartas topográficas de escalas inferiores a 1:100.000 ou 1:50.000 e GPS (Coelho, 2007 e Ross 2001 e 1990).

Na bacia, foram identificadas 18 unidades (Figura 8), sendo, a seguir, destacado na Tabela 5, apenas o processo predominante de cada unidade<sup>9</sup>.

**Tabela 5** - Unidades da Bacia do Rio Doce (3º Taxon)

UNIDADE (3º Taxon)		Área em km <sup>2</sup>	Percentual	Processo predominante
III.1	Serra do Espinhaço	2.206,9	2,65%	De
III.2	Vertentes do Quadrilátero Ferrífero	1.651,9	1,98%	De
III.3	Vertentes do Espinhaço	4.365,4	5,23%	Dc
III.4	Vertentes do Caparaó	2.518,3	3,02%	De
III.5	Vertentes Bloco Mantena	573,8	0,69%	Da
III.6	Planalto Deprimido São Pedro do Suaçui	3.901,4	4,67%	Dc
III.7	Planalto Dissecado Rios Piracicaba e S. Antônio	17.241,5	20,66%	Dc
III.8	Planalto Xopotó	6.074,8	7,28%	Dc
III.9	Planalto Deprimido Rio Piranga	2.790,3	3,34%	Dc
III.10	Serras Zona da Mata	7.160,4	8,58%	Dc
III.11	Maçãos do Caparaó	7.457,7	8,94%	Da
III.12	Pontões Margem Esquerda do Médio Rio Doce	2.647,3	3,17%	Da
III.13	Patamares Escalonados	4.992,8	5,98%	Da
III.14	Depressão Interplanáltica Alto-Médio Rio Doce	8.432,8	10,10%	Dc
III.15	Depressão Periférica Médio Rio Doce	9.768,6	11,70%	Dc
III.16	Tabuleiros Costeiros	852,6	1,02%	Dt
III.17	Planície Fluvio-Lacustre	651,1	0,78%	Apf
III.18	Planície Costeira	177,4	0,21%	Apm
<b>Total</b>		<b>83.465,0</b>	<b>100,0%</b>	

<sup>9</sup> Para saber os detalhes das 18 unidades ver: COELHO, André L. N. Alterações Hidrogeomorfológicas no Médio-Baixo Rio Doce/ES 2007. 227 f. Tese de Doutorado (Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia), Niterói, 2007.

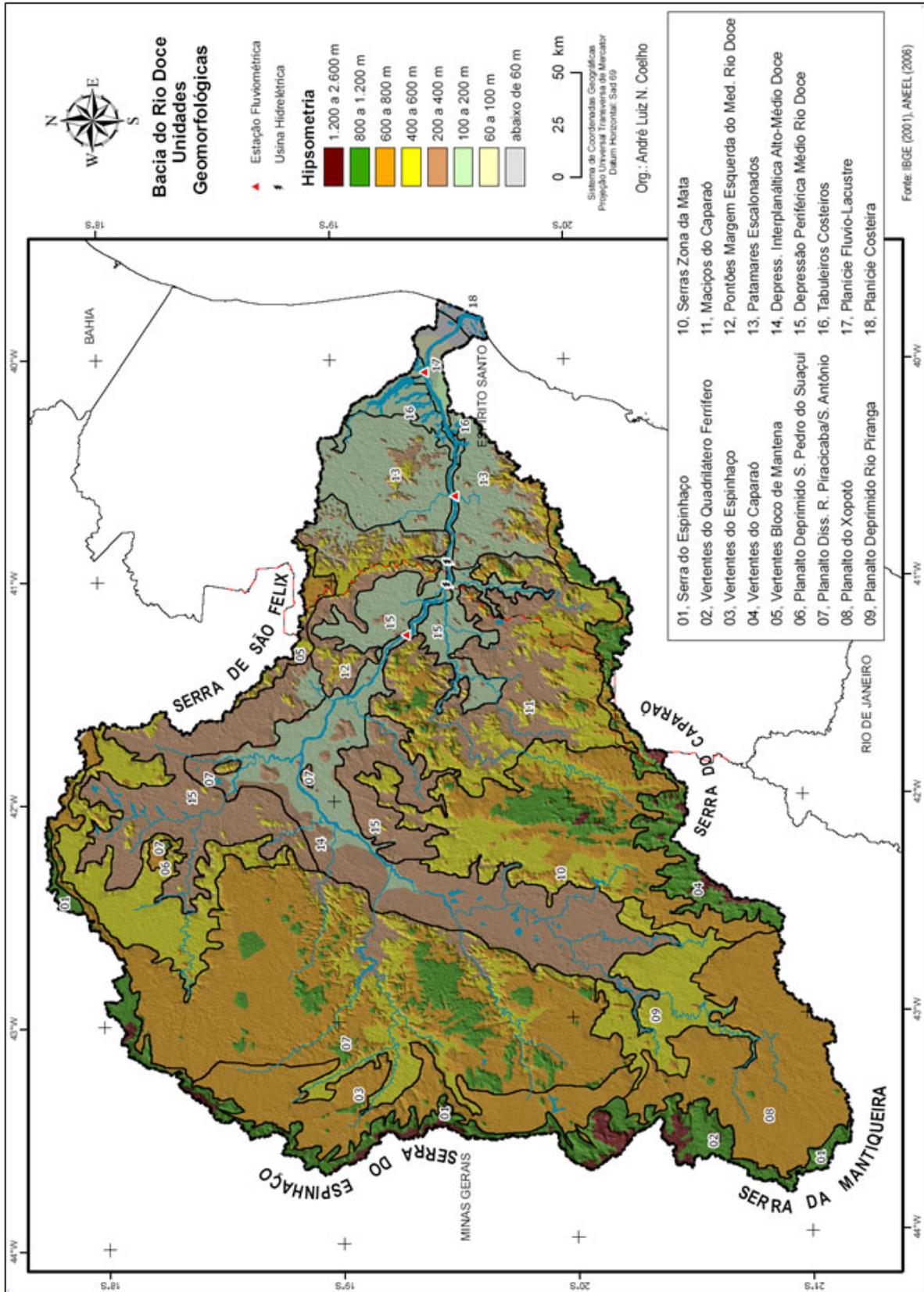


Figura 8 – 3º Taxon: Unidades Geomorfológicas da Bacia do Rio Doce.



## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Hoje em dia, as facilidades em se ter acesso a tecnologias como softwares robustos de SIG, disponibilização gratuita de produtos orbitais (dados SRTM e imagens de satélites), shapefiles em sites como IBGE, ANA, EMBRAPA, entre outros, propicia ao pesquisador uma série de facilidades durante a realização de trabalhos, antes considerados extremamente exaustivos, a exemplo da delimitação de grandes bacias hidrográficas, traçado dos rios e curvas de nível através da digitalização.

Com o uso dessas geotecnologias obtém-se, automaticamente, através de funções do SIG resultados satisfatórios havendo mais tempo para o pesquisador dedicar-se a outras etapas do trabalho. É importante ressaltar que a adoção dessas tecnologias não elimina os trabalhos de campo, pelo contrário, complementa as informações a serem pesquisadas no local, consideradas indispensáveis nos estudos dessa natureza.

A análise geomorfológica aqui proposta não só atingiu os seus objetivos ao desenvolver e apresentar uma metodologia para mapeamento geomorfológico possível de ser aplicada em outras bacias de médio-grande porte do nosso território, além de contribuir para o maior entendimento dos elementos físicos, em especial aqueles ligados ao relevo, desenvolvendo um produto de importância substancial para as diversas categorias de planejamento e gestão do meio ambiente. Ademais, todos os mapas elaborados possuem uma mesma base/estrutura, utilizada nos principais órgãos, agências e universidades, portanto, passíveis de alterações e atualizações, o que permite, por exemplo, dar continuidade aos estudos na bacia.

Enfim, ficou comprovado que o uso das geotecnologias como o SIG e dados SRTM possibilitam, sem dúvida, a sistematização de informações, constituindo-se em importantes ferramentas para dar suporte às análises e estudos geoambientais, bem como, à gestão, tomadas de decisões e prognósticos, podendo gerar um sem-número de classificações, cruzamentos de dados, além de ser uma ponte que possibilita o diálogo entre diversas áreas do conhecimento.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Sáber, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia* n° 18, IG-USP, São Paulo, 1969. pp. 1-23.
- Bigarella, J. J. e Andrade, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra*, n° 2, Recife 1964. p. 2-14.
- Bigarella, João J. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais* ed UFSC v3 2003.
- Coelho, André L. N. *Alterações Hidrogeomorfológicas no Médio-Baixo Rio Doce/ES 2007*. 227 f. Tese de Doutorado (Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia), Niterói, 2007.
- EMBRAPA - Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005 MIRANDA, E. E. de; (Coord.). Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>>. Acesso em: 04 fev. 2008.
- Guerra, Antonio J. T.; Marçal, Mônica D. S. *Geomorfologia ambiental*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 192 p.
- IBGE – Anuário Estatístico do Brasil. Rio de Janeiro, IBGE, 2001.
- IBGE - Manual Técnico de Geomorfologia. Rio de Janeiro, IBGE, 1995. 111 p.
- King, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. In: *Revista Brasileira de Geografia*, 18 (2) 1956. pp. 147-265.
- Meis, Maria R. M. de, *As Unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do Rio Doce*, *Anais da Academia Brasileira Ciências* v. 49 n° 3, 1977. p. 443-459.
- Mescerjakov, J. P. Les Concepts de Morphostruture et de Morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. *Annales de Géographie*, 77 année-n0 423. Paris. 1968.
- Projeto Radambrasil - Levantamento de Recursos Naturais. *Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. v. 32, Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. IBGE, 1983. 775 p.
- Projeto Radambrasil - Levantamento de Recursos Naturais. *Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra*. v. 34, Folha SE 24 Rio Doce. Rio de Janeiro: IBGE, 1987. 554 p.
- Ross, J.L.S O registro cartográfico dos fatos geomórficos e questão da taxonomia do relevo. São Paulo. *Revista do departamento de Geografia - FFLCH - USP*, n°6, pp. 17-29. 1992.
- Ross, J.L.S. *Geomorfologia Ambiental*. In: CUNHA, S.B.; GUERRA, A.J.T. (orgs.) *Geomorfologia do Brasil*. 2ª ed., Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2001, pp. 351- 388.



Ross, J.L.S. Geomorfologia: Ambiente e Planejamento. São Paulo: Ed Contexto, 1990 85p.

Ross, Jurandyr L. S.; Fierz Marisa de S. Algumas Técnicas de Pesquisa em Geomorfologia. In: Venturi, Luis A. B. (org.) Praticando Geografia: técnicas de campo e laboratório. São Paulo, Oficina de Textos 2005, pp. 69-84.

Saadi, Allaoua; Bezerra, Francisco H. R.; Costa, Ricardo D. da; Igreja, Hailton L. S.; Franzinelli, Elena, Neotectônica da plataforma brasileira, in: Souza, Célia R. de G.; Suguio, Kenitiro; Oliveira, Antônio M. dos S.; Oliveira, Paulo E. (Orgs.) Quaternário no Brasil, Ribeirão Preto, S.P: Hollos, Cap. 10. 2005. p. 211-234.

SILVA, Aldemiro de Barros. Sistemas de Informações Geo-referenciadas: conceitos e fundamentos. Campinas, SP: Editora UNICAMP, 2003.

Souza, Carla J. de O. Interpretação Morfotectônica da Bacia do Rio Doce. Dissertação de Mestrado do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, 1995, 144f.

Strauch, N. A Bacia do Rio Doce. Rio de Janeiro: IBGE. 1955. 199 p.

Suguio k.; Bigarella, J. J., Ambientes fluviais. 2. ed. Curitiba: UFPR, 1990. 183 p

Suguio, K. Dicionário de geologia marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol. São Paulo: T.A. Queiroz, 1992. 171 p.

Suguio, K. Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 1222 p.

Varleriano, Márcio de M. Dados Topográficos In: Florenzano. (org.) Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos 2008, pp. 72 - 104.



## COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA COM BASE EM DADOS SRTM: ESTUDO DE CASO BACIA DO RIO UBERABINHA, UBERLÂNDIA-MG.

## MORPHOLOGICAL COMPARTMENTS BASED ON SRTM DATA: A CASE STUDY IN UBERABINHA BASIN, UBERLÂNDIA-MG

Thiago Campos Nogueira  
Bacharel em Geografia - UFU  
nogueiratc@yahoo.com.br

José Fernando Pinese Júnior  
Graduando em Geografia - UFU  
zefernandopj@yahoo.com.br

Silvio Carlos Rodrigues  
Prof. Dr. do Instituto de Geografia - UFU  
silgel@ufu.br

### RESUMO

O mapeamento geomorfológico ganha cada vez mais importância nos trabalhos de planejamento ambiental e urbano. Qualquer intervenção no espaço requer um levantamento da organização, disposição e estruturação do relevo, para que os resultados desejados sejam alcançados com sucesso. As técnicas para elaboração de um mapeamento geomorfológico são diversas, porém o resultado deve ser sempre um material de fácil interpretação e que represente de maneira clara e com fidelidade a área de estudo. O grande desafio do presente trabalho é fazer uma interface do mapeamento geomorfológico com as tecnologias disponíveis nos SIGs (sistema de informações geográficas) em especial a modelagem numérica de terreno (MNT), utilizando como base no uso dados da missão SRTM.

**Palavras-chave:** Mapeamento geomorfológico; modelagem numérica de terreno; compartimentação morfológica.

### ABSTRACT

The geomorphologic mapping is receiving more importance day after day in works related to environmental and urban planning. Any intervention in the landforms needs a relief identification, showing its organizations and structures, which will help to get the objectives planned. There are a lot of techniques to elaborate geomorphologic maps. At the same time it is necessary to remember that the results have to be of easy interpretation and that represents the results in clear way, showing the real forms of the relief. The biggest challenger of this research is to make an interface of the geomorphologic mapping with the technologies available in GIS (Geographical Information System), especially that one related to Digital Terrain Model (DTM), using as a base the data collected by the mission SRTM.

**Keywords:** Geomorphologic mapping; Digital Terrain Model; Morphological compartments.



## 1. INTRODUÇÃO

O entendimento das questões relativas ao relevo e sua evolução deu-se principalmente a partir de meados do séc. XIX. Segundo Penck (1953, *apud* ROSS 1992), as formas atuais do relevo da superfície da terra são resultados das forças antagonísticas dos processos endógenos e exógenos, ou seja, da ação das forças procedentes do interior da crosta terrestre de um lado e das forças impulsionadas através da atmosfera pela ação climática, atual e do passado.

Baseados neste princípio teórico dos processos endógenos e exógenos, Mecerjakov (1968) e Gerasimov (1968) desenvolvem os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura, sendo que o primeiro sustenta o relevo por uma estrutura geológica e o segundo mostra um aspecto escultural que é decorrente da ação climática atual e pretérita.

Dentro destas perspectivas, o mapeamento geomorfológico surge como um importante instrumento de pesquisa do relevo, cabendo a ele apresentar elementos de descrição do relevo, identificar a natureza geomorfológica de todos os elementos do terreno e datar as formas encontradas. (Tricart, 1963, *apud* Ross 2001).

Segundo Troppmair (1970, *apud* Carrijo 2000) a necessidade de um documento cartográfico que retratasse o relevo é oriunda do começo do século XX quando geógrafos, ao consultar as cartas topográficas, dispunham somente de dados altimétricos, sem ter uma noção das declividades e da forma das vertentes.

De acordo com a escola francesa de geomorfologia, preconizada por Tricart (1963, *apud* Ross 2001), os elementos de descrição do relevo, indispensáveis na elaboração dos mapas geomorfológicos, são informações que devem ser retiradas das cartas topográficas (morfometria); associados às informações morfográficas, fenômeno e origem da forma do relevo; morfogenéticas, gênese do relevo; e cronologia, idades das formas.

Nesta perspectiva de Demek (1967, *apud* Ross 2001) propõe que as cartas geomorfológicas de detalhe devem utilizar-se de três unidades básicas de taxonomia representadas pelas: superfícies geneticamente homogêneas; formas de relevo; e tipos de relevo.

No Brasil, Ab'Saber na década de 60, fundamentou uma proposta de mapeamento do relevo brasileiro baseada na compartimentação topográfica, estrutura superficial e fisiologia da paisagem, determinando assim os Domínios Morfoclimáticos do Brasil. (Ross, 2001).

Ainda no Brasil, em meados da década de 70 e 80, inspirados nas concepções de morfoestrutura e morfoescultura de Gerasimov e Meschericov, e na proposta de Demek de níveis taxonômicos, foram realizados uma série de mapeamentos geomorfológicos do território brasileiro, desenvolvidos pelo Projeto RADAMBRASIL (Ross, 2001).

Nesta oportunidade Ross (1992) levanta uma proposta taxonômica e de representação cartográfica do relevo. Trata-se de uma proposta apropriada na representação dos fatos geomórficos de grandes dimensões e em escalas pequenas e médias. Os níveis taxonômicos definidos por Ross são os seguintes: (Tabela 1)

**Quadro 1-** Definição os níveis taxonômicos de acordo com Ross, 1992. Fonte: Modificada de Ross (1992).

Táxons	Descrição
1º táxon	Unidades Morfoestruturais - É o maior taxon correspondente às macroestruturas geológicas que definem e sustentam um determinado padrão de formas grandes do relevo;
2º táxon	Unidades Morfoesculturais - Correspondem aos compartimentos e subcompartimentos do relevo pertencentes a uma determinada morfoestrutura gerados a partir de alterações climáticas. Obrigatoriamente são menores e mais jovens que as unidades morfoestruturais as quais pertencem;
3º táxon	Unidades Morfológicas ou de padrões de formas semelhantes (modelado) - São conjuntos menores de formas do relevo. Apresentam um padrão de semelhança entre si em função da rugosidade topográfica, bem como do formato de topos, vertentes e vales de cada padrão. Neste taxon os processos morfoclimáticos atuais são mais facilmente notados podendo-se identificar os agrupamentos de formas de agradação (relevo de acumulação) e formas de denudação (relevo de dissecação);
4º táxon	Tipos de formas de relevo ou conjuntos de formas semelhantes - Corresponde às tipologias de modelado. Formas aguçadas, convexas, tabulares, aplainadas em relevos de agradação e de denudação, planícies fluviais e flúvio-lacustres;
5º táxon	Tipos de vertentes - São as vertentes ou setores das vertentes, dimensões menores do relevo, quer sejam do tipo convexas, retilíneas, aguçadas, planos, abruptos, etc.
6º táxon	Formas menores de relevo ou de Processos atuais - Último e menor táxon.



Nesta perspectiva taxonômica fica claro o tamanho da escala varia de acordo com o que será representado. Feições pequenas do modelado exigem uma escala grande, em contra partida, unidades maiores como, por exemplo, as Bacias Sedimentares e os Planaltos Dissecados exigem uma escala pequena. (Rodrigues, 2000, Souza, 2006). Os materiais utilizados no mapeamento geomorfológico como: cartas topográficas, imagens de satélite, dados de radar e fotos aéreas, devem ser selecionados e utilizados de acordo com o que se quer representar na carta geomorfológica. A taxonomia proposta por Ross (1992) segue esse padrão, quanto maior o nível de detalhe da interpretação do relevo, maior o táxon e maior a escala de trabalho.

Os processos geomorfológicos em geral têm alguns de seus elementos constituintes conhecidos, e também sua dinâmica estudada em vários aspectos. A entrada de energia nos sistemas naturais em ambientes tropicais úmidos é dada principalmente pela força da gravidade e água das chuvas (em ambiente tropical), e em menor escala, ou de maneira menos visível, pela insolação, ventos e outros fatores de significado pouco conhecidos ou estudados (Grigoriev, 1968; Tricart, 1977).

A dinâmica dos diversos processos geomorfológicos atuantes sobre uma forma de relevo é inter-relacionada e pode-se afirmar que vários processos atuam simultaneamente sobre uma vertente, sejam eles físicos ou químicos. Assim, tem-se processos de intemperismo, o rastejo, o escoamento superficial, a infiltração, a ação biológica atuando concomitantemente. Os processos geomorfológicos dominantes que ocorrem em sistemas geomorfológicos específicos acabam por conferir o predomínio de certos limites superiores e inferiores de declividades padrões.

Desta forma, a idéia de limite de declividade pode ser associada a um limiar técnico, de base geométrica, onde certos processos atuam. Assim, os ângulos limites são aqueles que definem o campo dentro do qual ocorrem tipos particulares de superfícies ou operam certos processos de denudação. A definição destes ângulos, a princípio, depende das condições locais da litologia, do material de alteração, da vegetação e das condições climáticas, ou seja para as vertentes naturais são os ângulos acima dos quais movimentos rápidos de massa ocorrem de tempos em tempos e abaixo do qual o material da vertente é estável com respeito aos processos de perda de massa rápido.

O posicionamento topográfico é reconhecidamente um atributo para a identificação de compartimentos geomorfológicos. As superfícies regionais de aplanamento recobrem extensas áreas, onde o nível topográfico dos topos encontra-se aproximadamente nos mesmos níveis topográficos. Outros sistemas, como as depressões periféricas, bacias de sedimentação também apresentam situações topográficas que podem ser identificadas através de um regime topográfico padrão.

Desta forma, a identificação de níveis topográficos e de agrupamentos específicos de declividade serve como parâmetros que auxiliam o pesquisador na definição de grandes compartimentos de relevo. Logicamente a definição do tipo genético das formas carece de uma avaliação dos materiais superficiais e processos atuantes atualmente, bem como as heranças dos processos pretéritos. Neste sentido o mapa geomorfológico deve preocupar-se com o reconhecimento das formas que ocorrem na área mapeada, e realizar uma análise com o propósito de o estabelecimento de mensurações quantitativas e a qualificação de cada forma, bem como elucidar da gênese da forma por meio da determinação das relações entre materiais, processos e idade do modelado e também reconhecer dos arranjos espaciais e as relações mutuas entre os sistemas.

O objetivo geral deste trabalho consiste na realização do mapeamento geomorfológico da Bacia do Rio Uberabinha tendo como base a utilização, exclusivamente, dos dados da Missão SRTM. Neste sentido busca-se também gerar um mapa hipsométrico tendo como base de dados o MNT refinado com resolução de 10 metros, gerar um mapa de declividade tendo como base de dados o MNT refinado com resolução de 10 metros, elaborar um cruzamento dos mapas hipsométrico e de declividade, gerando, finalmente, o mapa de compartimentos morfológicos da Bacia do Rio Uberabinha.



## 2. MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO COM BASE EM SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS E MATERIAIS DE SENSORIAMENTO REMOTO.

Materiais de Sensoriamento Remoto são de extrema importância para a realização de mapeamentos geomorfológicos, independente se a escala de análise é a nível regional ou local.

As imagens de satélite, foto aéreas e dados de radar são essenciais na elaboração de cartas geomorfológicas, tendo em vista que representam a realidade da paisagem física como ela é. Através destes materiais é possível identificar feições geomorfológicas em diversas escalas de generalização a escalas de grandes detalhes.

Argento (2001) argumenta que: “O uso de meios como o geoprocessamento por experimentos estatísticos, a cartografia computadorizada, os mais variados *hardwares* e *softwares*, já existentes no mercado nacional e internacional, os diferentes usos de sensoriamento remoto e o emprego de Sistemas de Informação Geográfica – SIGs revestem-se, hoje, de apoio fundamental para a elaboração de mapeamentos geomorfológicos.”

Até mesmo antes dos avanços das pesquisas envolvendo os SIGs, o sensoriamento remoto já era utilizado para fins de mapeamento como no projeto RADAMBRASIL, que usa o sensor radar como ferramenta para imageamento da superfície terrestre através do sensoriamento remoto e já mapeou a Amazônia na década de 1980. (RADAMBRASIL, 1982).

Nesta perspectiva, Souza (2006) coloca que: “Se o processo tecnológico, por um lado facilitou o desenvolvimento desses sistemas, também permitiu aperfeiçoar os mecanismos de aquisição de dados georreferenciados. Com isto, aumentaram a complexidade da coleta, armazenamento, manipulação e visualização dos dados em função do seu volume, variedade e heterogeneidade.”

No que tange aos objetivos deste trabalho, a partir dos dados SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) é possível, utilizando *softwares* de SIGs, a construção de MNTs (modelos numéricos de terreno), e com base nestes dados, a extração de variáveis que nortearam o mapeamento geomorfológico.

A representação das feições do relevo terrestre é sempre realizada em planta (projeção horizontal) ou em perfil (projeção vertical) sobre uma folha de papel, que possui apenas duas dimensões. Entretanto, para representar a forma do relevo, que é tridimensional, utiliza-se as curvas de nível, que são linhas formadas por pontos (x,y) com uma mesma cota (z). Esta percepção tem sido ultimamente muito auxiliada pelo uso, em meio computacional, dos chamados Modelos Numéricos de Terreno – MNT, uma vez que técnicas a eles aplicadas permitem uma visualização mais integrada do espaço tridimensional. (Kohler, 2002).

Os modelos numéricos de terreno são utilizados como representação quantitativa de uma grandeza que varia continuamente no espaço. Normalmente são associados à altimetria (modelos em três dimensões), mas também podem ser utilizados para modelar informações relativas às unidades geológicas e propriedades de solo e subsolo (Camara e Medeiros, 1998). De acordo com Pettinati (1983) *apud* Câmara e Medeiros (1998) a criação de modelos matemáticos de uma superfície consiste no agrupamento de amostras (x, y, z) que descrevem a superfície real. Pensando em um plano cartesiano, os pontos x e y representam as coordenadas em um plano bidimensional e o z representa as variações contínuas da superfície, porém em uma terceira dimensão.

Atualmente no mercado existem vários *softwares* de SIG que executam trabalhos com MNTs como, por exemplo, o ArcInfo, IDRISI e SPRING. O SPRING (Sistema para Processamento de Informações Georeferenciadas) é um sistema de informação geográfica de 2ª geração, desenvolvido pelo INPE e distribuído gratuitamente ([www.dpi.inpe.br/spring](http://www.dpi.inpe.br/spring)). Seus objetivos são integrar as tecnologias de Sensoriamento remoto e Geoprocessamento e oferecer aos seus usuários um ambiente interativo para visualizar, manipular, editar imagens e dados geográficos. Por ser de acesso gratuito, o SPRING foi o *software* escolhido para realizar os procedimentos técnicos deste trabalho.



### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Rio Uberabinha está localizado na região do Triângulo Mineiro no Estado de Minas Gerais. A área de sua bacia é de aproximadamente 2.195 km<sup>2</sup>, drena os municípios de Uberaba, onde esta sua nascente; Uberlândia, médio curso; e Tupaciguara, onde encontra sua foz na margem esquerda do Rio Araguari. Possui uma extensão de 142,7 km e situa-se entre o par de coordenadas 18° 36' e 19° 21' Sul, 47° 51' e 48 33' Oeste. (Figura 1).

Suas nascentes estão na cota aproximada de 1000 metros de altitude localizadas na porção norte do município de Uberaba, atravessa o município de Uberlândia no sentido SE-NO, e deságua no município de Tupaciguara, em sistema de remanso devido ao represamento da UHE de Itumbiara, na cota de 550 metros de altitude. (Duarte, 2005)

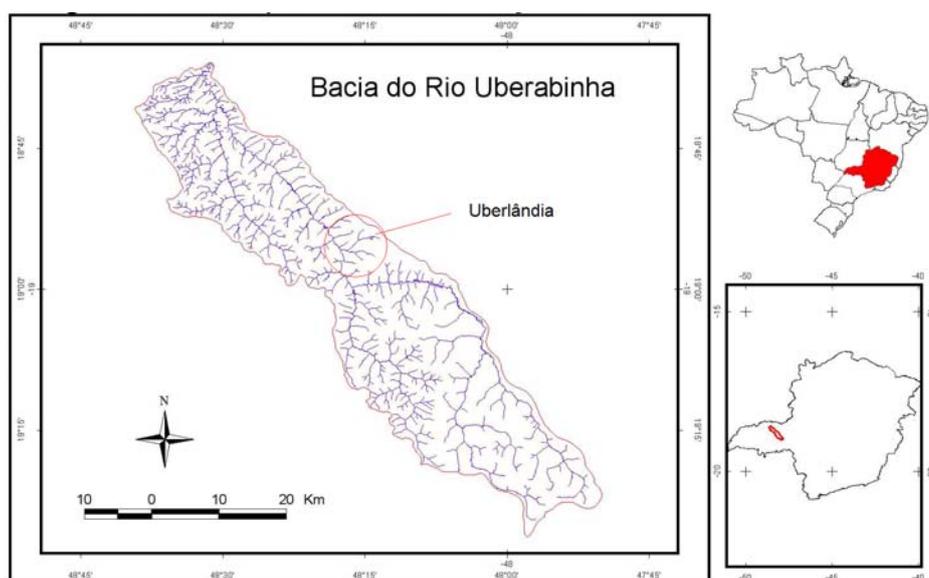
A litologia da Bacia está representada pela ocorrência de aluviões holocênicos e cobertura dentrítico-laterítica do Cenozóico, além de arenitos imaturos e conglomerados da Formação Marília e os basaltos da Formação Serra Geral. “No vale do Rio Uberabinha podem ser evidenciados pelo menos três derramamentos de lava basáltica, fato comprovado pela existência de patamares esculpidos ao longo dos planos que separam os derrames” (Nishiyama, 1989).

O relevo da área de estudo está associado à Bacia Sedimentar do Paraná, com fisionomia relativamente homogênea, apresentando amplos chapadões separados por vales profundos e largos com vertentes altamente dissecadas, como o vale dos Rios Araguari, Jordão, Rio Claro e também o Uberabinha. A morfologia da Bacia do Rio Uberabinha é representada por áreas de relevo de topo plano e áreas de relevo com vertentes de levemente a intensamente dissecadas. (Baccaro, 1989).

O clima da região é o Tropical, caracterizado pela alternância de estações úmidas e secas, por influencia sazonal de massas de ar. A estação chuvosa se concentra nos meses de novembro a fevereiro, e a estação seca dos meses de março a outubro. A temperatura média da região está em torno de 22° C. e umidade relativa do ar média de 71.2%. (Feltran Filho, 1997 e Rosa, 1991, *apud* Brito 2001).

De acordo com EMBRAPA (1982) os solos de maior participação na região são os do tipo Latossolo Vermelho Distroférrico que surgem nas vertentes e interflúvios do baixo curso do Rio Uberabinha e os do tipo Latossolo Vermelho-Amarelo que são encontrados nas áreas correspondentes às chapadas.

Schneider (1996) coloca que com relação ao uso e ocupação da Bacia de Rio Uberabinha, têm ocorrido rápidas transformações quanto à utilização agrícola do solo. Da pecuária extensiva, que até a década de 1960 se desenvolvia em pastagens naturais de campo cerrado e campos hidromórficos, passou, na década de 1970, pela implantação de extensas florestas homogêneas, de pinus e eucalipto, que, a partir da década de 1980 vem cedendo lugar à moderna agricultura comercial de grãos, especialmente a soja.



**Figura 1** - Mapa de Localização da Área de Estudo. Nogueira 2005.



#### 4. MATERIAIS E PROCEDIMENTOS TÉCNICOS

Para realização do trabalho foram utilizados os seguintes materiais e dados:

- Microcomputador com processador Pentium 4 de 2.4 Gb, memória RAM de 512 Mb, HD de 80 Ghz e monitor de 15 polegadas;
- *Software* SPRING 4.1 e 4.2;
- Cartas topográficas do IBGE na escala de 1:100.000 de Tupaciguara (Folha SE-22-Z-B-V; MI 2450), de Uberlândia (Folha SE-22-Z-B-VI; MI 2451), de Miraporanga (Folha SE-22-Z-D-III; MI 2488) e Nova Ponte (Folha SE-23-Y-C-I; MI 2489);
- Mosaico de Imagens Missão SRTM adquirida no site [http://www.ecologia.ufrgs.br/labgeo/srtm\\_zip\\_rar\\_geotiff.php](http://www.ecologia.ufrgs.br/labgeo/srtm_zip_rar_geotiff.php), em formato TIFF, com MNT (modelo numérico de terreno) em grade regular.

Todos os procedimentos técnicos realizados para este trabalho foram executados no *software* SPRING 4.1 e 4.2, observando-se as fases de Criação do banco de dados, Definição do projeto: Refinamento do MNT, Criação do Mapa Hipsométrico, Criação do mapa de Declividade, Criação da imagem sombreada e Cruzamento dos mapas Hipsométrico e de Declividade.

#### 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

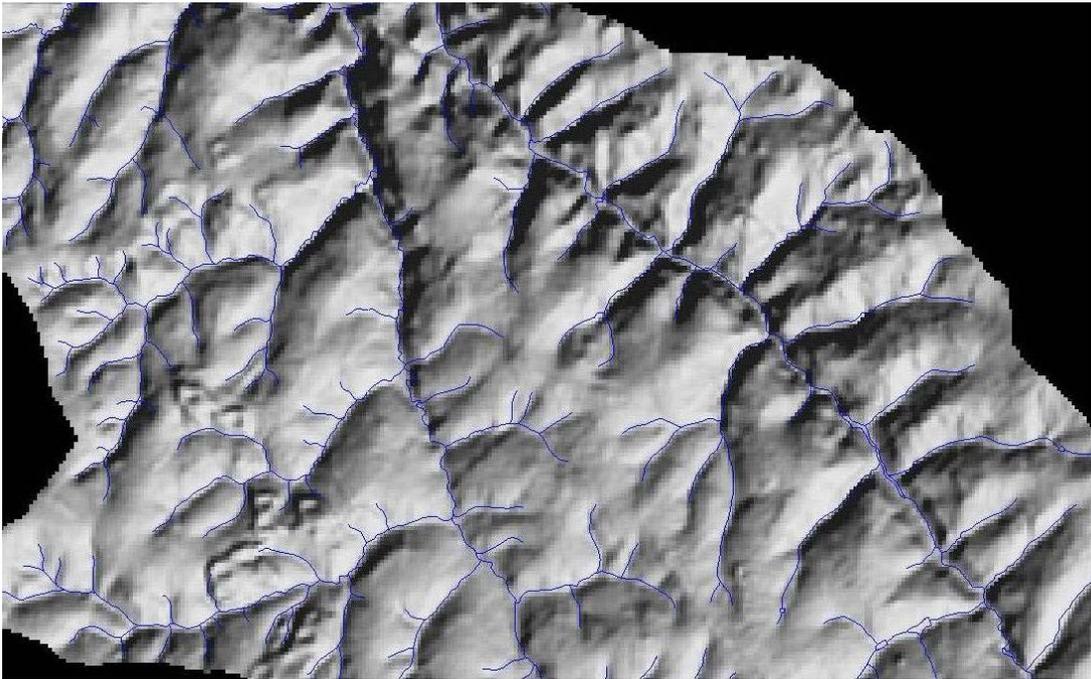
A compartimentação morfológica da Bacia do Rio Uberabinha já é bastante conhecida, principalmente através dos trabalhos de Schneider (1996), Baccaro (1989) e até mesmo da Prefeitura Municipal de Uberlândia (2002). O intuito deste trabalho não foi propor uma nova interpretação para a geomorfologia da Bacia do Uberabinha, mais sim incorporar novas possibilidades metodológicas para estudos desta natureza.

Os resultados obtidos foram satisfatórios na medida em que atenderam as expectativas do início da pesquisa. Todos os objetivos foram alcançados, e os procedimentos técnicos aqui descritos com certeza poderão nortear pesquisas futuras, visto que a metodologia aplicada com a manipulação dos dados e *software* foram descritas passo a passo, e qualquer pessoa com o mínimo de domínio da temática abordada consegue obter os mesmos resultados aqui apresentados.

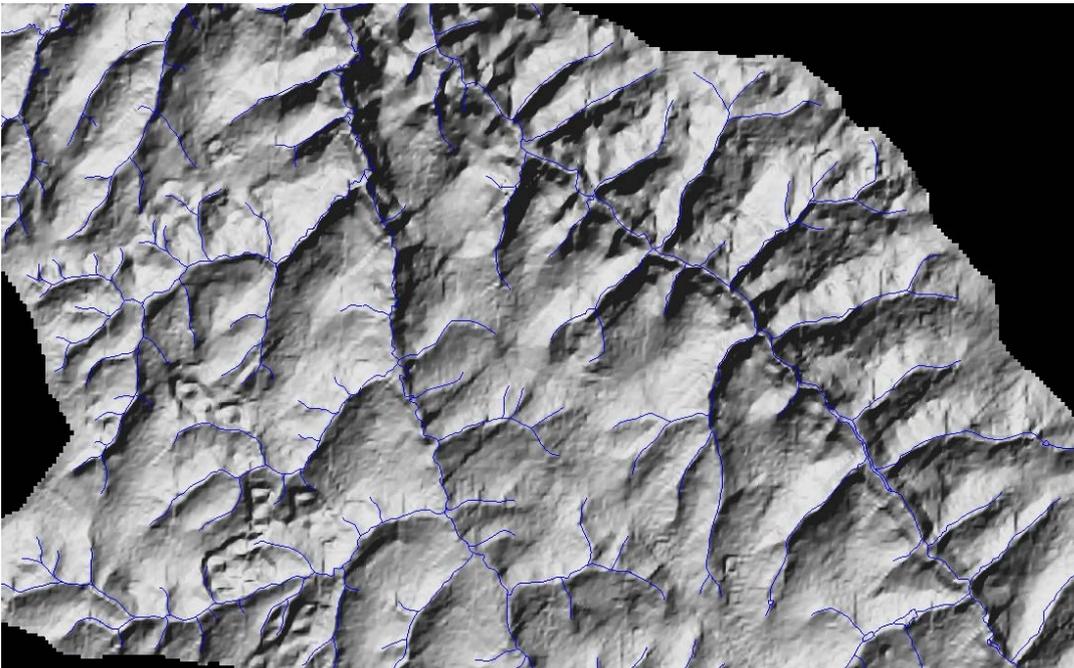
A utilização do *software* SPRING, assim como dos dados SRTM devem ser consideradas bastante importante, pois tratam de ferramentas e dados adquiridos gratuitamente da internet e de fácil acesso a qualquer pessoa. Sendo assim este trabalho pode ser executado sem qualquer ônus.

##### 5.1. REFINAMENTO DOS DADOS SRTM PARA MELHORIA DA RESOLUÇÃO ESPACIAL DA GRADE E IMAGEM DISPONIBILIZADA DE 90 METROS PARA 10 METROS.

As imagens SRTM originais apresentam restrições de uso já apresentadas neste trabalho. Portanto existiu a necessidade de se fazer um pré-tratamento destes dados para posterior utilização. As figuras 2 e 3 trazem uma comparação da imagem sombreada com resolução de 90 metros e 10 metros.



**Figura 2** - Recorte da imagem sombreada da Bacia do Rio Uberabinha gerada a partir dos dados originais da missão SRTM com resolução espacial de 90 metros



**Figura 3** - Recorte da imagem sombreada da Bacia do Rio Uberabinha gerada a partir dos dados SRTM tratados por interpolação bicúbica com resolução espacial de 10 metros.



De acordo com estas figuras, fica claro visualmente a melhoria da resolução espacial da imagem. Além disso, os mapas gerados com base nestes dados refinados, como o mapa de declividade, apresentam resultados condizentes com a realidade. Existe a necessidade de realizar comparações com mapas de declividade confeccionados seguindo outras metodologias, além de dados levantados em trabalhos de campo, para definir a veracidade dos resultados obtidos a partir dos dados SRTM. As metodologias para o uso e aplicabilidades destes dados já são bastante discutidas nas obras de autores como Crepani (2004) e Valeriano (2004).

## 5.2. MAPA HIPSOMÉTRICO TENDO COM BASE DE DADOS O MNT REFINADO COM RESOLUÇÃO DE 10 METROS

O mapa hipsométrico é bastante usual, pois suas cores representando as classes de altitude tornando de fácil leitura e interpretação para qualquer tipo de usuário. O objetivo principal deste trabalho foi realizar uma compartimentação morfológica da Bacia do Rio Uberabinha, desta forma a amplitude de altitudes do relevo da bacia representada pelo mapa hipsométrico foi de fundamental importância para se chegar ao resultado final.

A título de comparação de resultados, foram gerados dois mapas hipsométricos, o primeiro com classes de 100 em 100 metros e o segundo com classes de 25 em 25 metros. O resultado do segundo mapa foi mais satisfatório, pois apresentou uma maior divisão do relevo (20 classes), além de conter, dentro destas vinte classes, a divisão de 100 em 100 metros, entretanto ficou difícil de selecionar vinte cores diferentes para representar cada classe deste mapa, assim o mapa escolhido para apresentação final foi o com classes de 100 em 100 metros.

Tratando da utilização do mapa hipsométrico para compartimentação morfológica, foram feitos testes com os dois mapas para comparação dos resultados. No primeiro foram escolhidas as divisões de classe de 900 e 700 metros como limites de cada compartimento, e no segundo mapa as divisões de 925 e 725 metros. Figura 4. Estas classes foram escolhidas com base na ruptura de declives da bacia, por isso nas duas situações as classes escolhidas são bastante próximas.

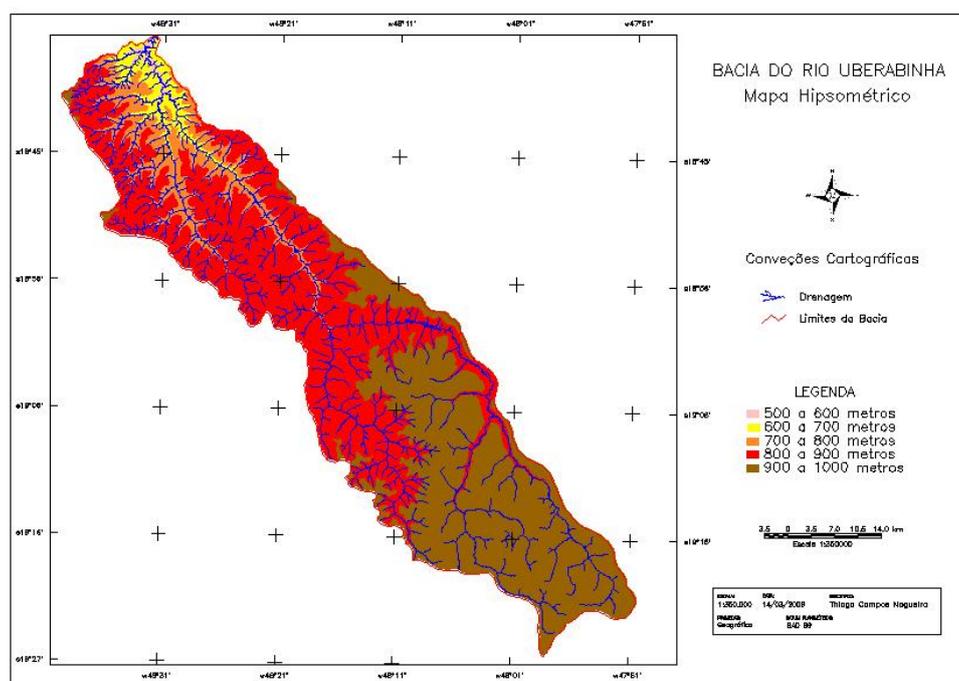


Figura 4 – Mapa Hipsométrico da Bacia hidrográfica do Rio Uberabinha.



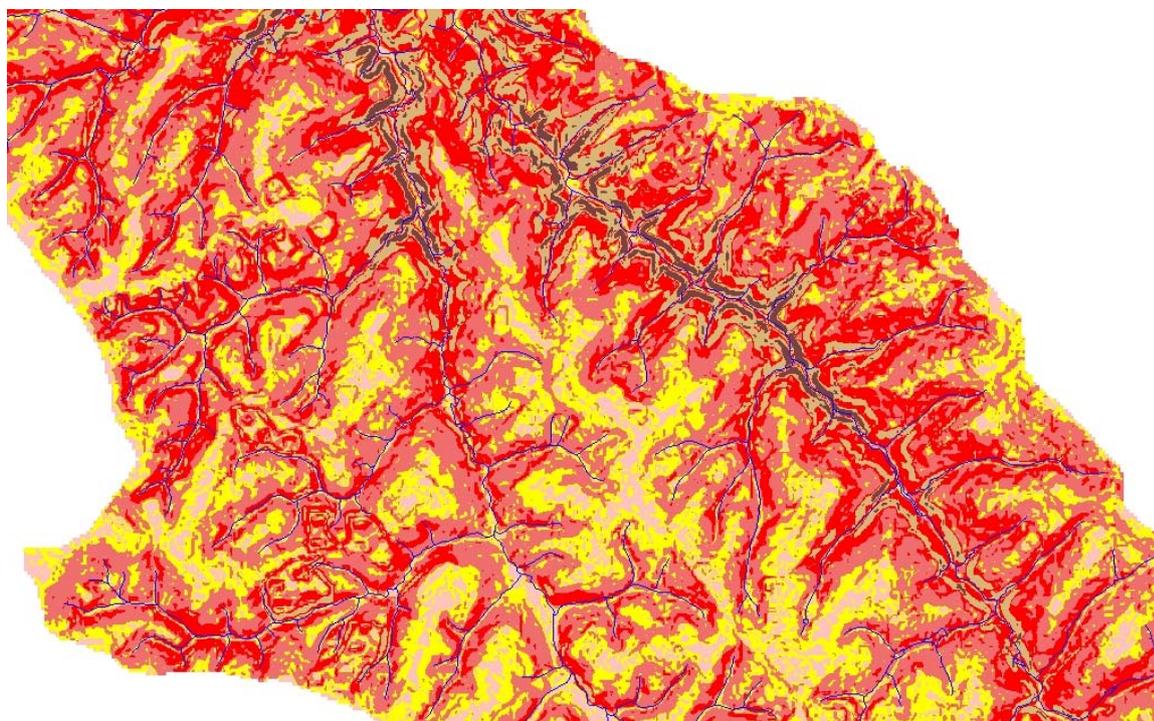
### 5.3. MAPA DE DECLIVIDADE TENDO COMO BASE DE DADOS O MNT REFINADO COM RESOLUÇÃO DE 10 METROS

As declividades são bastante importantes no estudo morfológico de um terreno. A partir da divisão de declividade é possível determinar índices de dissecação do relevo, capacidade de uso do terreno, além de outros parâmetros em uma análise geomorfológica. No presente estudo, o mapa de declividade, assim como o hipsométrico, foi de fundamental importância na identificação dos compartimentos morfológicos da Bacia do Rio Uberabinha.

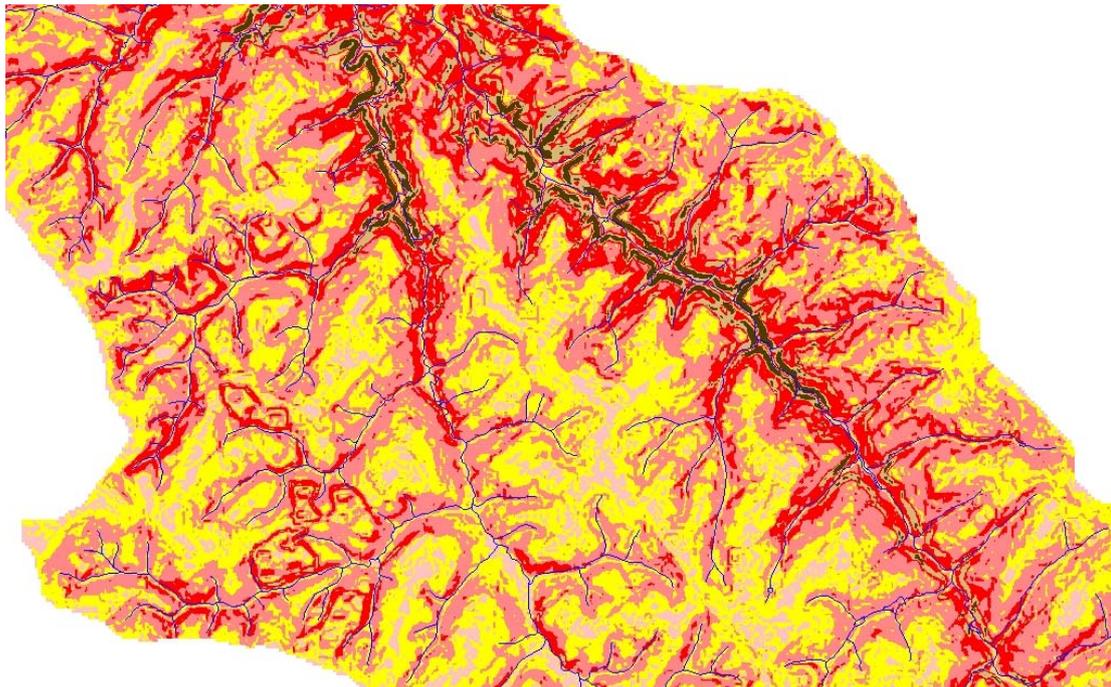
A título de comparação para escolha do resultado que melhor representasse o objetivo principal deste trabalho, foram gerados dois mapas de declividade da área de estudo. Buscou-se utilizar critérios que estejam descritos na bibliografia geomorfológica ou de ciências da terra, ou em recomendações técnicas para mapeamentos. A escolha deste valores levou em consideração o relevo regional, que apresenta padrões de vertentes com declividades que dificilmente ultrapassam os 30% de inclinação.

Neste sentido utilizou-se primeiramente classes de declividades apontados por Rodrigues (2000) com as classes (0 a 2%, 2 a 4%, 4 a 8%, 8 a 16% e 16 a 30%) (Figura 5), e o segundo, seguindo os já consagrados estudos de índice de dissecação do relevo (Ross, 2001), com as classes (0 a 2%, 2 a 5%, 5 a 10%, 10 a 20%, 20 a 30% e >30%) (Figura 6). Desta forma, comparando os resultados, evitou uma arbitrariedade na escolha da situação que melhor representasse a compartimentação morfológica da Bacia.

Os mapas de declividade gerados foram cruzados com os hipsométricos de acordo com as classes destes selecionadas. Por fim, foi determinado o mapa de compartimentos morfológicos com base no cálculo da porcentagem de ocorrência de declividades em cada classe.



**Figura 5** - Recorte do mapa de declividade onde: rosa – 0 a 2%; amarelo – 2 a 4%; vermelho claro – 4 a 8%; vermelho escuro – 8 a 16%; bege – 16 a 30%; marrom - >30%.



**Figura 6** - Recorte do mapa de declividade onde: rosa – 0 a 2%; amarelo – 2 a 5%; vermelho claro – 5 a 10%; vermelho escuro – 10 a 20%; bege – 20 a 30%; marrom - >30%.

#### **5.4. CRUZAMENTO DOS MAPAS HIPSOMÉTRICO E DE DECLIVIDADE, GERANDO O MAPA DE COMPARTIMENTOS MORFOLÓGICOS DA BACIA DO RIO UBERABINHA.**

O objetivo principal e resultado final deste trabalho foi o mapa de Compartimentos Morfológicos da Bacia do Rio Uberabinha. A compartimentação morfológica de uma área, na perspectiva metodológica de Ross (1992), dentro do 3º táxon correspondente a unidades morfoesculturais, pode ser identificada delimitando-se padrões semelhantes do relevo.

A imagem sombreada gerada com base nos dados SRTM sobreposta às classes hipsométricas, levando em consideração as rupturas de declive, serviu como controle na divisão dos compartimentos, (Figura 7).

Com as classes de altitude escolhidas sobrepostas aos mapas de declividade gerados, calculou-se a porcentagem de cada classe de declividade em cada compartimento. Assim originou quatro situações que foram comparadas e posteriormente escolhidas a que apresentara um resultado mais uniforme com relação à ocorrência de declividade em cada classe. Explicar a escolha das classes de declividade.

Na situação 01 o compartimento Planalto com Superfícies Aplainadas, apresentou aproximadamente 67% de suas declividades entre 0 e 4%. O compartimento Planalto Levemente Dissecado apresentou 67% de suas declividades entre 2 e 8% e por fim o compartimento Planalto Medianamente Dissecado apresentou aproximadamente 75% de suas declividades entre 8 e >30%, (Tabela 1).

Na situação 2 o compartimento Planalto com Superfícies Aplainadas, apresentou aproximadamente 78% de suas declividades entre 0 e 5%. O compartimento Planalto Levemente Dissecado apresentou 76% de suas declividades entre 2 e 10% e por fim o compartimento Planalto Medianamente Dissecado apresentou aproximadamente 63% de suas declividades entre 10 e >30% (Tabela 02).



Na situação 3 o compartimento Planalto com Superfícies Aplainadas, apresentou aproximadamente 74% de suas declividades entre 0 e 4%. O compartimento Planalto Levemente Dissecado apresentou 69% de suas declividades entre 2 e 8% e por fim o compartimento Planalto Medianamente Dissecado apresentou aproximadamente 77% de suas declividades entre 8 e >30%, (Tabela 3).

E finalmente na situação 4 o compartimento Planalto com Superfícies Aplainadas, apresentou aproximadamente 82% de suas declividades entre 0 e 5%. O compartimento Planalto Levemente Dissecado apresentou 78% de suas declividades entre 2 e 10% e por fim o compartimento Planalto Medianamente Dissecado apresentou aproximadamente 64% de suas declividades entre 10 e >30% (Tabela 4).



**Figura 7** - Imagem sombreada da Bacia do Rio Uberabinha. Em vermelho a divisão do compartimento Planalto com Superfícies Aplainadas com a cota 900 metros e em verde com a cota 925 metros.



**Tabela 1** - Porcentagem de ocorrência de declividade em cada compartimento onde: classes de declividade (0 a 2%, 2 a 4%, 4 a 8%, 8 a 16% e 16 a 30%) e divisões de compartimentos 900 e 700 metros.

	Área total (Km <sup>2</sup> )	Área por Declividades (Km <sup>2</sup> )	Altitudes no Compartimento (m)
Planalto com Superfícies Aplainadas	866,270	0 a 2%: 34,81%	1000 a 900
		2 a 4%: 32,28%	
		4 a 8%: 25,32%	
		8 a 16%: 6,96	
		16 a 30%: 0,35%	
	> 30%: 00%		
Planalto Levemente Dissecado	1228,990	0 a 2%: 11,74%	900 a 700
		2 a 4%: 27,09%	
		4 a 8%: 40,53%	
		8 a 16%: 17,47%	
		16 a 30%: 2,77%	
	> 30%: 0,37%		
Planalto Medianamente Dissecado	95,690	0 a 2%: 2,13%	700 a 500
		2 a 4%: 4,74%	
		4 a 8%: 17,75%	
		8 a 16%: 40,21%	
		16 a 30%: 25,90%	
	> 30%: 9,25		

**Tabela 2** - Porcentagem de ocorrência de declividade em cada compartimento onde: classes de declividade (0 a 2%, 2 a 5%, 5 a 10%, 10 a 20%, 20 a 30% e >30%) e divisões de compartimentos 900 e 700 metros.

	Área total (Km <sup>2</sup> )	Área por Declividades (Km <sup>2</sup> )	Altitudes no Compartimento (m)
Planalto com Superfícies Aplainadas	866,270	0 a 2%: 34,81%	1000 a 900
		2 a 5%: 42,94%	
		5 a 10%: 18,87%	
		10 a 20%: 3,47%	
		20 a 30%: 0,06%	
	> 30%: 00%		
Planalto Levemente Dissecado	1228,990	0 a 2%: 11,74%	900 a 700
		2 a 5%: 40,19%	
		5 a 10%: 36,33%	
		10 a 20%: 10,09%	
		20 a 30%: 1,25%	
	> 30%: 0,37%		
Planalto Medianamente Dissecado	95,690	0 a 2%: 2,13%	700 a 500
		2 a 5%: 7,98%	
		5 a 10%: 27,22%	
		10 a 20%: 38,23%	
		20 a 30%: 15,18%	
	> 30%: 9,25		



**Tabela 3** - Porcentagem de ocorrência de declividade em cada compartimento onde: classes de declividade (0 a 2%, 2 a 4%, 4 a 8%, 8 a 16% e 16 a 30%) e divisões de compartimentos 925 e 725 metros.

	Área total (Km <sup>2</sup> )	Área por Declividades (Km <sup>2</sup> )	Altitudes no Compartimento (m)
Planalto com Superfícies Aplainadas	648,730	0 a 2%:40,85% 2 a 4%: 33,02% 4 a 8%: 21,11% 8 a 16%:5,14% 16 a 30%:0,30% > 30%: 00%	1000 a 925
Planalto Levemente Dissecado	1390,370	0 a 2%: 11,99% 2 a 4%: 28,01% 4 a 8%: 41,06% 8 a 16%: 16,73% 16 a 30%:2,09% > 30%:0,11%	925 a 725
Planalto Medianamente Dissecado	115,660	0 a 2%: 1,95% 2 a 4%: 4,38% 4 a 8%: 16,62% 8 a 16%: 39,97% 16 a 30%: 26,78% > 30%: 10,05	725 a 500

**Tabela 4** - Porcentagem de ocorrência de declividade em cada compartimento onde: classes de declividade (0 a 2%, 2 a 5%, 5 a 10%, 10 a 20%, 20 a 30% e >30%) e divisões de compartimentos 925 e 725 metros.

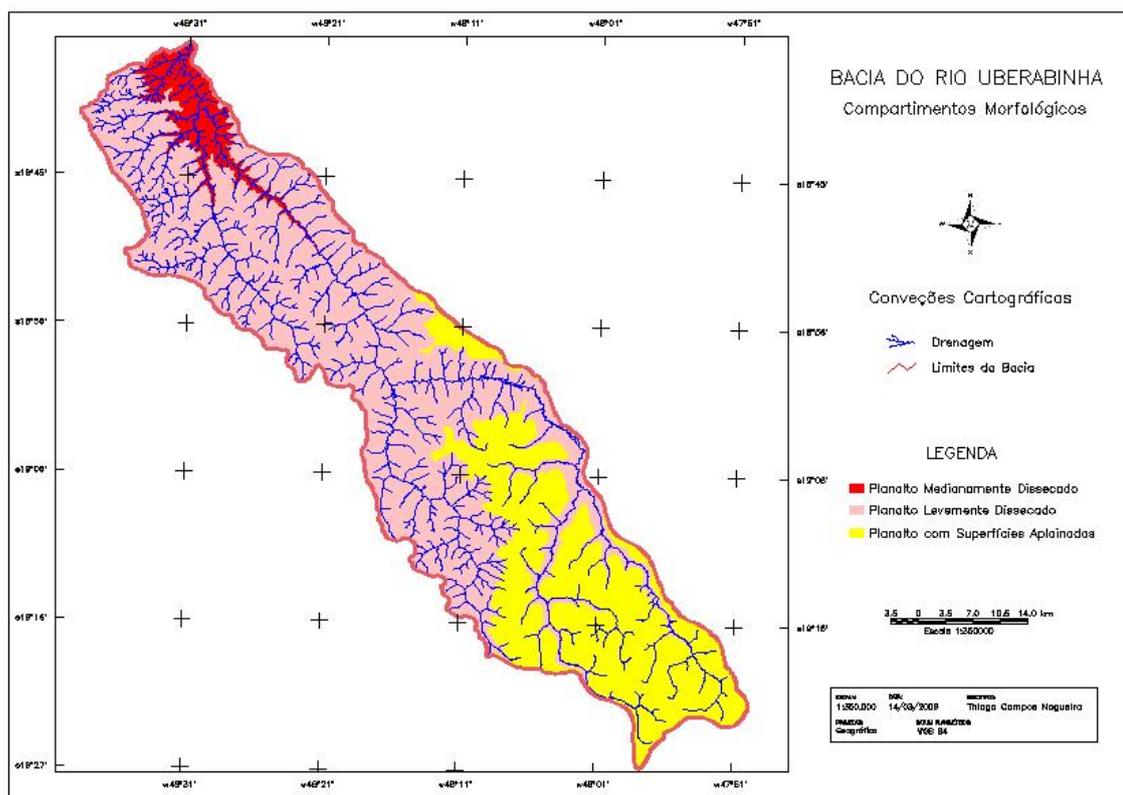
	Área total (Km <sup>2</sup> )	Área por Declividades (Km <sup>2</sup> )	Altitudes no Compartimento (m)
Planalto com Superfícies Aplainadas	648,730	0 a 2%: 40,85% 2 a 5%: 41,53% 5 a 10%: 14,99% 10 a 20%:2,56% 20 a 30%: 0,05% > 30%: 00%	1000 a 925
Planalto Levemente Dissecado	1390,370	0 a 2%: 11,99% 2 a 5%:41,53% 5 a 10%: 36,22% 10 a 20%: 9,30% 20 a 30%: 0,84% > 30%: 0,11%	925 a 725
Planalto Medianamente Dissecado	115,660	0 a 2%: 1,95% 2 a 5%: 7,41% 5 a 10%: 26,24% 10 a 20%: 38,34% 20 a 30%: 15,98% > 30%: 10,05	725 a 500



Comparando as quatro situações, mesmo levando em consideração que a porcentagem de declividade em cada classe não foi muito discrepante entre elas, optou-se pela escolha da situação 4, ou seja aquela onde foi usada as classes de declividade de (0 a 2%, 2 a 5%, 5 a 10%, 10 a 20%, 20 a 30% e >30%) e divisões dos compartimentos nas altitudes 925 e 725, como representativa da compartimentação morfológica da Bacia do Rio Uberabinha. (Figura 8). Esta escolha foi baseada na melhor referencia em relação ao aspecto visual encontrado na comparação com a imagem de controle (Figura 7), pois nesta identifica-se que as bordas das superfícies aplanadas estão mais ajustadas a valor da cota de 925 metros.

Por outro lado, os valores de declividade usados apresentam pouca diferença estatística entre os valores encontrados para cada compartimento, mas na situação 4, escolhida para composição do mapa final, os valores de declividades mais acentuadas, ou seja acima de 30% estão identificados mais claramente.

Os resultados encontrados evidenciam que, para a área de estudo, a combinação das variáveis hipsometria e declividade apresentam um resultado satisfatório para a identificação do melhor posicionamento dos limites entre os diferentes compartimentos de relevo anteriormente definidos para a região. Deve-se, entretanto ressaltar que a grande diferenciação entre os compartimentos, um com características de superfícies de aplainamento, um segundo com suave dissecação e um terceiro em forma de *canyon* com média a forte dissecação, bem como os mapeamentos prévios da região, facilitam a escolha dos níveis altimétricos que se devem comparar no intuito de obter uma melhor resposta do ponto de vista altimétrico.



**Figura 8** - Mapa de Compartimentos de Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Uberabinha.



## 6. CONCLUSÕES

O trabalho apresentado pautado em seus procedimentos técnicos, resultados e discussões foram de grande valia visto que, pode ser aproveitado por outros pesquisadores na utilização do *software* SPRING e dos dados SRTM.

As utilizações dos dados SRTM ainda necessitam de estudos e testes, pois apresenta algumas deficiências principalmente com relação à escala de trabalho. Seu uso com fins para a compartimentação morfológica foi satisfatório, pois se tratou de uma análise em pequena escala, generalizando as feições morfológicas.

Valeriano (2004) coloca nas conclusões de seu trabalho as seguintes orientações para o uso dos dados SRTM: “Não se recomenda a utilização dos dados SRTM originalmente disponibilizadas para a América do Sul devido a sua resolução espacial para a interpretação visual em escalas de 1:250.000 a menores em terrenos com alta frequência de feições (interflúvios de 100 m a 400 m, por exemplo) e pequenas amplitudes (10 m a 30 m); em terrenos de relevo mais pronunciados, pode-se avançar a interpretação de algumas feições que permanecem visíveis a escala maiores, até 1:100.000.”

Neste sentido o refinamento da grade dos dados SRTM com o *software* SPRING é aconselhável, pois ela realiza um realce da morfologia do terreno podendo ser aplicado na geração de mapas de declividade e na geração de isolinhas de altitude (curvas topográficas).

Tratando da compartimentação da Bacia do Rio Uberabinha, os resultados aqui obtidos devem ser comparados com outros mapeamentos realizados na região utilizando de outras metodologias, além de trabalhos de campo que não foram realizados nesta oportunidade, para checar sua suas falhas e acertos.

O mapa de compartimento geomorfológico gerado mostrou claramente que a bacia hidrográfica possui três compartimentos de relevo a saber: Planalto Levemente Dissecado, Planalto Medianamente Dissecado e Planalto com Superfície Aplainadas, distinguidos através da combinação das informações topográficas com os dados de declividades médias. Estes resultados são totalmente compatíveis com o mapa apresentado por Baccaro (1989), que foi elaborado utilizando-se de metodologia de interpretação de cartas topográficas, imagens de satélite, fotografias aéreas e controle de campo, mostrando que o uso deste procedimento chega a resultados semelhantes, porém em um tempo de processamento de informações muito menor.

A bacia hidrográfica tem 65% de sua área compreendida entre altitudes superiores a 725 m e inferiores a 925 metros, o que configura o Planalto Dissecado com valores suaves de dissecação, fato comprovado também pelos valores predominantes de declividade baixas a médias (variando entre 2 e 20%), compatível com o relevo de baixas colinas que ocorre neste compartimento. Do restante da bacia, 30% encontram-se acima de 925 metros de altitude, compreendendo a superfície de aplanamento, onde 82,38% da área encontra-se com declividades inferiores a 5%, enquanto apenas 5% da área da bacia encontra-se na área de Planalto Medianamente Dissecado, onde as declividades entre 10 e 30% perfazem 54,32% da área da bacia.

Mostrou-se através dos procedimentos adotados nesta pesquisa, que é possível identificar compartimentos de relevo utilizando-se dos dados de interferometria propiciados pelos produtos SRTM. A geração das cartas de declividade, associado ao fatiamento e geração de mapas hipsométricos, propicia a possibilidade de delimitar com razoável grau de precisão, compartimentos de relevo posicionados a certos intervalos topográficos e com características de formas de relevo peculiares.

Sendo assim, o uso dos dados SRTM vem a preencher uma lacuna no mapeamento topográfico e geomorfológico do território brasileiro, pois estes ainda são escassos em algumas regiões do país por falta de levantamentos em campo. Desta forma, como os dados da missão SRTM estão disponíveis para todo o território brasileiro, o uso da metodologia de refinamento dos dados e extração de variáveis morfométricas e altimétricas pode sanar esta falta de dados para o país.



## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Argento, M.S. 2001. Mapeamento Geomorfológico. In: Guerra, A.J.T.; Cunha, S.B. (Org.). Geomorfologia; Uma atualização de bases e conceitos. 4ª ed. Rio de Janeiro; Bertrand Brasil, p.365-392.
- Baccaro, C.A.D. 1989. Estudos geomorfológicos do município de Uberlândia. Sociedade e Natureza, Uberlândia, 1(1): p.17-21, junho.
- Brasil. 1982. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL - Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, v.29, 1 mapa, color. Folha SD. 23/Brasília; Escala 1:1.000.000.
- Brito, J.L.S. 2001. Adequação das potencialidades do uso da terra na bacia do ribeirão Bom Jardim no Triângulo Mineiro (MG): ensaio da geoprocessamento. 2001. 184 p. Tese (Tese de Doutorado) – Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas/Departamento de Geografia/USP, São Paulo.
- Câmara, G.; Medeiros, J.S. 1998. Princípios Básicos do Geoprocessamento. In: Assad, E.; Sano, E.E.(eds.), Sistema de Informações Geográficas. Aplicações na Agricultura. Brasília, DF, EMBRAPA.
- Carrizo, B. R. 2000. Vale do Rio Araguari: recordações de um rio que não existe mais. Relatório de Qualificação (Pós-Graduação em Geografia –UFU). Instituto de Geografia. Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia. 101p.
- Crepani, E; Medeiros, J.S. 2004. Imagens Fotográficas derivadas de MNT do Projeto SRTM para Fotointerpretação na Geologia, Geomorfologia e Pedologia. São José dos Campos, INPE. 38p.
- Duarte, W.O; Brito, J.L.S. 2005. Mapeamento da Terra e Cobertura Vegetal da Bacia do Rio Uberabinha Utilizando Imagens dos Satélites LANDSAT 7 e CBERS 2. Iniciação Científica. Uberlândia, 21p. (não publicado)
- EMBRAPA. 1982. Levantamento de Reconhecimento de Média Intensidade dos Solos e Avaliação da Aptidão Agrícola das Terras do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, 526p.
- Gerassimov, I.P., Mecetjakov, J.A. 1968. Morphostructure. Fairbridge, R.W. (ed). The Encyclopedia of Geomorphology, Reinhold Book, NY.
- Kohler, H.C. 2002. A escala na Análise Geomorfológica. Revista Brasileira de Geomorfologia, Ano 3, Nº 1, p.21-31.
- Mecetjakov, J.P. 1968. Les concepts de morphostructure et morphoculture: un nouvel instrument del'analyse geomorphologique. Annales de Geographie. Paris, n.423, set/out, p.539-552.
- Nishiyama, L. 1989. Geologia do município de Uberlândia (MG) e áreas adjacentes, Revista Sociedade & Natureza, Uberlândia, EDUFU, 1(1), p.09-16.
- Nogueira, T.C.; Rodrigues, S.C. 2005. Comparação entre um Mapeamento Geomorfológico Tradicional, com base na Interpretação de Imagem de Satélite e Mapeamento através da análise de um Modelo Numérico de Terreno (MNT). XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Anais. São Paulo.
- PMU. 2002. Prefeitura Municipal de Uberlândia. Estudos de inventário hidrelétrico da bacia do rio Uberabinha 2002. Projeto de Pesquisa. Uberlândia. Não publicado.
- Rodrigues, S.C. 2000. Análise da fragilidade do relevo. Abordagem empírico-experimental. Revista Sociedade & Natureza. Uberlândia, 12 (23). janeiro/junho, p.167-189.
- Ross, J.L.S. 1992. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia. São Paulo: Edusp. n.6, p.17-30.
- Ross, J.L.S. 2001. Geomorfologia: Ambiente e Planejamento. São Paulo: Editora Contexto, p.85.
- Schneider, M.O. 1996. Bacia do Rio Uberabinha: uso agrícola do solo e meio ambiente. 1996. Tese (Tese de Doutorado) – Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas/USP, São Paulo. 157p.
- Souza, L.H.F. 2006. Representação gráfica de feições lineares do relevo: proposta de aplicação de simbologia linear digital na cartografia geomorfológica, 2006. Mestrado em Geografia. Universidade Federal de Uberlândia.
- Valeriano, M. M. 2004. Modelo Digital de Elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul. São José dos Campos. INPE, 72 p.

## INSTRUÇÕES PARA PUBLICAÇÃO / NOTES FOR CONTRIBUTORS

Os manuscritos devem ser enviados em formato ".doc" (Word) para o seguinte endereço: [geograficaacademica@gmail.com](mailto:geograficaacademica@gmail.com). As submissões dos manuscritos devem estar dentro de uma das seguintes categorias: artigos científicos, artigo de comunicação, artigo de revisão conceitual, notas técnicas, relatórios de pesquisa, publicação didática, manuais técnicos, notas de campo, resenhas e biografias. Os manuscritos podem ser em português, espanhol ou inglês.

Em caso do manuscrito possuir até 6 páginas, este será enquadrado como artigo de comunicação.

O manuscrito deverá estar na seguinte formatação:

a) Título: em português e inglês. Tamanho 14 em negrito, caixa alta e centralizado.

b) Duas linhas após o título, o nome completo do autor (ou autores), centralizado, espaçamento simples, tamanho 10 em times new roman. Deverá conter também a afiliação do autor abaixo do mesmo (ou autores, abaixo dos mesmos) e e-mail;

c) Duas linhas após autor(s), em tamanho 12, deve conter o resumo e abstract de até 200 caracteres. palavras-chave e keywords com máximo de 5 palavras. O título **RESUMO** e **ABSTRACT** devem estar em negrito, caixa alta e a esquerda, após uma linha deve conter o texto com espaçamento simples e tamanho 12, times new roman, sem parágrafo. O título **Palavras-chave** e **Keywords** devem estar em negrito e fonte 12, seguido das palavras em fonte normal e tamanho 12;

d) Após três linhas deve conter uma introdução. O corpo do texto deve estar com letra times new roman, 12, espaçamento simples, 0pt e justificado. Margens superior e inferior 2.5cm, esquerda e direita 3 cm. Pode possuir até 15 páginas;

e) Ítens e sub-ítens: devem estar numerados de acordo com a ordem e sub-ordem que seguem, desde a **INTRODUÇÃO** até as **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**. Todos os títulos e subtítulos devem estar em negrito, caixa alta e alinhado a esquerda, espaçados de três linhas após o último parágrafo e uma linha antes do parágrafo que segue. As citações devem ser da seguinte forma: (Autor, ano; Autor e Autor, ano) ou (Autor et al., ano), **não use citações em caixa alta e não especifique numeração de páginas.**;

f) Figuras, quadros e tabelas: As figuras (mapas, croquis, fotos, gráficos entram como figuras) podem ser coloridas ou preto e branco. Formato em JPG (tamanho máximo de **1MB** para cada figura). Devem ser citadas ao longo do texto da seguinte forma: (Figura x) e na sequência as figuras devem estar inseridas no corpo do texto. O texto que referencia a figura deve estar em tamanho 10, a palavra **Figura X** - deve estar em negrito, texto abaixo da figura.

Quadros e Tabela: Quadros quando possuírem dados qualitativos devem ser fechados nas colunas externas. As tabelas são utilizadas para dados quantitativos, com bordas laterais e centrais abertas (veja no modelo). Os textos que referenciam quadros e tabelas devem estar em tamanho 10, as palavras **Tabela x** - e **Quadro x** -devem estar em negrito e fonte 10, os mesmo devem estar posicionados acima da tabela ou quadro. Os mesmos quando citados no texto devem ser da seguinte forma: (Tabela x, Quadro x);

g) todos os hiperlinks devem ser removidos do manuscrito;

h) notas de rodapé e citações de textos **não** são bem vindas;

i) Referências Bibliográficas: As referências devem ser citadas devidamente ao longo do manuscrito e as mesmas serem listadas no final do manuscrito no item **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**, em ordem alfabética no seguinte formato: Autor. ano. título da publicação ou livro. título da revista ou livro (em caso de evento citar o nome do mesmo e local), editora (em caso de livro) ou volume e número (para revistas), páginas referentes a citação. **Use fonte 10. Siga o exemplo abaixo:**

Carvalho, T.M. 2007. Quantificação dos sedimentos em suspensão e de fundo no médio rio Araguaia. Revista Geográfica Acadêmica, v.1 n.1, p.55-64.

**\*As referências devem ser conferidas se estão devidamente citadas no corpo do texto e se estão exatamente de acordo com o exemplo acima.**

j) Em caso de artigo de revisão conceitual, notas técnicas, relatórios de pesquisa, publicação didática, manuais técnicos, notas de campo, resenhas e biografias, deverá ser indicado ao ser enviado o arquivo para a revista.

[to english see next page]

The manuscript must be in following style:

- a) Title: in english. font 14 in bold, capital and centralized.
- b) Two lines after title, complete name of author (or outhors), centralized, font 10 in times new roman, address and email.
- c) Two lines after author (authors), must be have in font 12, time new roman, a abstract untill 200 caracters. The keywords untill 5 words. The title **ABSTRACT** must be in bold, capital and left align. The word **Keywords** must be in font 12, bold.
- d) Three lines after abstract must be have a introduction, formated in font 12, times new roman, space line 1,5 and justified. Margin up 3 cm and 2,5 cm, left and right 3 cm. We accept manuscript with untill 15 pages. The title **INTRODUCTION** must be in font 12, bold and capital, like as all the titles of the manuscript.
- e) The following titles and sub-titles must be in numerical order, begin in **INTRODUCTION** and untill **REFERENCES**, all the titles and sub-titles must be in font 12, bold, capital and left align.
- f) The references on the text body must be quoted as name and year (Author, year; Author and Author, year, Author et. al., year) and listed at the end of paper alphabetically in **REFERENCES**.
- g) Illustrations and tables. The illustrations (maps, graphics, photographs) can be in color or black-white, in JPG (max. size of each figure is **1 MB**). The reference of illustrations must be bellow and tables on top in font 10. The word **Figure X - , Tables X -** must be in bold and font 10. They should be numbered and call on the text body. All figures must be insert inside of the article.
- h) remove all hyperlinks
- i) footnotes are not welcome
- j) References style: Author. year. title of paper, communication of book. Name of journal, book or event, press (if a book) or volume and number (journals), pages of reference paper. **Example:**  
Carvalho, T.M. 2007. Quantificação dos sedimentos em suspensão e de fundo no médio rio Araguaia. Revista Geográfica Acadêmica, v.1 n.1, p.55-64.
- l) In the case of technical note, book review, research report, education communications, technical manual, field notes, book review and biographs, must be warnred.