

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

Andréa Simone Venancio Machado

GEOMORFOMETRIA DA REGIÃO DE FARTURA (SP).

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Antonio José Ranalli Nardy

Co-orientador: Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

Rio Claro - SP

2014

Andréa Simone Venancio Machado

GEOMORFOMETRIA DA REGIÃO DE FARTURA (SP).

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha

Prof. Dr. Adilson Viana Soares Junior

Rio Claro, SP 16 de Abril de 2014.



*Para Isadora,
donde advém todo meu entusiasmo pela vida!*

Agradecimentos

Agradeço a todos os envolvidos na minha formação como profissional e como pessoa, e em especial a todos que colaboraram com esta dissertação.

Ao meu orientador Prof. Dr. José Antonio Ranalli Nardy.

Ao meu co-orientador Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann pela amizade e pela oportunidade de trabalhar com um profissional do seu gabarito.

À profa. Dra Cenira Maria Lupinacci da Cunha, sempre disposta a colaborar...Obrigada pelos ensinamentos e pelos “toques” que sempre me clareiam a mente!

Ao prof. Dr. Adilson Viana Soares Junior também sempre disposto a colaborar comigo. Obrigada pela ajuda na parte da tectônica e nos softwares utilizados.

Às minhas amigas de pós-graduação Camila Jardimetti Chaves e Márcia Sayuri Morinaga, pessoas maravilhosas que tornaram esta etapa mais leve e divertida!

À secretária da pós-graduação, Rosângela, sempre nos auxiliando com as burocracias!

Aos meus pais (Carlos e Josefa), meus irmãos (Alessandro e Andreza), minha cunhada Carol e meu sobrinho amado (Leonardo) por entenderem minhas ausências e por sempre estarem ao meu lado em tudo! Vocês são os amores da minha vida!

Ao Fábio, meu marido, pelo apoio de sempre e por ser tão maravilhoso comigo! E à minha filha Isadora, que mesmo nem tendo nascido ainda, já é o meu maior estímulo e o meu maior amor!

À Nininha e ao Dique, meus companheiros mais fiéis!

Resumo

A geomorfometria, também conhecida como análise digital de terreno e modelagem digital de terreno faz uso de ferramentas das ciências da Terra, matemática, engenharia e ciência da computação, para promover uma análise quantitativa do relevo.

Desta forma, foram escolhidos os Modelos Digitais de Elevação SRTM, produzidos segundo uma mesma metodologia e com cobertura quase global, para promover a análise quantitativa do relevo na região de Fartura (SP), considerando os parâmetros morfométricos: declividade, orientação de vertentes, curvatura horizontal, curvatura vertical e lineamentos morfotectônicos. A área de estudo, compreendida entre as latitudes 22,5°S e 24°S e as longitudes 48,5°W e 50,5°W, totalmente inserida nos domínios da Bacia Sedimentar do Paraná, apresenta complicações geomorfológicas devidas não só ao conjunto de estruturas que compõem o lineamento Guapiara, que o atravessa no sentido NW-SE, mas também por apresentar um conjunto de diques, soleiras, derrames basálticos e riolíticos, que promovem uma modelagem peculiar no relevo. Os índices morfométricos avaliados mostraram a correlação da paisagem com estruturas principais de direções NW-SE e NE-SW, bem como formas de relevo influenciadas pelos derrames basálticos da Província Magmática do Paraná e pelo Arco de Ponta Grossa no compartimento geomorfológico denominado Depressão Periférica, fazendo com que esta região perca a característica de legítima região circundesnudada. As análises permitiram ainda constatar a diferença no padrão do relevo nas porções norte, central e sul da área, bem como diferenças de resistência à dissecação.

Palavras-chave: Geomorfometria. Modelos Digitais de Elevação SRTM. Geomorfologia.

Abstract

Geomorfometry, also referred as digital terrain analysis and digital terrain modeling use of tools from the earth sciences, mathematics, engineering and computer science , to do a quantitative analysis of the relief. Thus, were used the SRTM Digital Elevation Models, produced to the same methodology and with almost global coverage, to promote the quantitative analysis of the relief in the region of Fartura (SP) considering the morphometric parameters: slope , aspect, plan curvature, profile curvature and morphotectonic lineaments. The field of study is between the parallels 22°30'S and 24°00'S and meridians 48°30'W e 50°30'W, completely inserted of the Paraná Sedimentary Basin, has geomorphological features complications due not only to set of structures that make up the Guapiara lineament, that crosses the área in NW-SE direction , but also by presenting a set of dikes , sills , rhyolitic and basaltic flows, which promote a peculiar modeling in relief. The morphometric indices evaluated showed the correlation of landscape with main structures directions NW-SE and NE -SW and landforms influenced by basalt flows of the Paraná Magmatic Province and the Ponta Grossa Arch in geomorphological compartment Peripheral Depression, making this region loses the characteristic of legitimate depressed area. The analyzes also allowed to see the difference in the pattern of relief in the portions northern, central and southern, and differences in resistance to desiccation of the rocks.

Key-words: Geomorfometry. SRTM Digital Elevation Models. Geomorfology.

Lista de figuras

1.2.1	Localização da área de estudo, com elementos fisiográficos citado no texto.....	03
1.2.2	Alinhamentos que compõem o Arco de Ponta Grossa com o enxame de diques.....	04
1.4.1	Esquematização de uma operação de média para janelas móveis de 3x3.....	07
1.4.2	Imagens de relevo sombreado utilizadas para interpretar os lineamentos.....	11
1.4.3	Mapa de declividade da área com a sobreposição dos pontos visitados em campo..	12
2.1.1	Representações de uma mesma superfície por meio de grade regular (A) e TIN (B)	13
2.1.2	Esquema de aquisição de dados: transmissão e recepção de sinais da missão SRTM	14
2.1.3	Segmento espacial SRTM.....	14
2.1.4	Reamostragem dos dados SRTM utilizados pela NASA e pelo USGS.....	15
2.1.5	Relevo sombreado com dados originais SRTM (A) e tratados com krigagem (B)...	16
2.3.1	Representação da variável declividade.....	21
2.3.2	Representação da variável orientação de vertentes.....	22
2.3.3	Representação da variável curvatura horizontal.....	23
2.3.4	Representação da variável curvatura vertical.....	23
2.4.1	Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná.....	26
2.4.2	Mapa paleotectônico da Bacia do Paraná	27
2.4.3	Mapa geológico do Arco de Ponta Grossa com alinhamentos estruturais.....	29
2.4.4	Mapa geológico da área de estudo.....	31
2.5.1	Identificação dos elementos que caracterizam uma cuesta.....	35
2.5.2	Mapa geomorfológico da área de estudo.....	39
3.1.1	Mapa de declividade da área de estudo.....	40
3.1.2	Mapa de declividade da área de estudo e <i>zoom</i> na porção centro-sul.....	41
3.1.3	Mapas gerados com aplicação de janelas móveis.....	42
3.2.1	Mapa de curvatura vertical da área de estudo.....	43
3.2.2	Mapas das janelas móveis para os dados de curvatura vertical.....	44
3.3.1	Mapa de curvatura horizontal da área de estudo.....	45
3.3.2	Mapas das janelas móveis para os dados de curvatura horizontal.....	46
3.4.1	Lineamentos interpretados para a área de estudo.....	47
3.5.1	Mapa de orientação de vertentes (<i>aspect</i>) da área de estudo.....	49

3.5.2	Feições destacadas no mapa de orientação de vertentes.....	50
3.6.1	Mapas morfométricos elaborados para a área de estudo.....	51
3.6.2	Fotos da porção NW da área de estudo.....	52
3.6.3	Diferentes afloramentos de rochas intrusivas.....	53
3.6.4	Comparação dos padrões de dissecação das rochas.....	54
3.6.5	Perfis construídos para a área de estudo.....	56
3.6.6	Localização dos pontos de controle e fotos das principais feições visitadas em campo	57

Lista de tabelas

1.4: Tamanho das janelas móveis (em km) para os cálculos das variáveis	07
--	----

Sumário

Agradecimentos.....	i
Resumo.....	ii
Abstract.....	iii
Lista de figuras.....	iv
Lista de tabelas.....	v
Sumário.....	vi
1 Introdução	1
1.1 Apresentação ao tema.....	2
1.2 Área de estudo.....	3
1.3 Objetivos e metas.....	5
1.4 Materiais e métodos.....	5
2 Revisão bibliográfica	13
2.1 Modelos Digitais de Elevação.....	14
2.1.2 Modelos de elevação SRTM.....	15
2.2 Geomorfometria.....	17
2.3 Variáveis geomorfométricas.....	21
2.3.1 Declividade (<i>Slope</i>).....	22
2.3.2 Orientação de vertentes (<i>Aspect</i>).....	23
2.3.3 Curvatura horizontal (<i>Plan curvature</i>).....	24
2.3.4 Curvatura vertical (<i>Profile curvature</i>).....	25
2.4 Contexto Geológico Regional.....	26
2.4.1 Bacia do Paraná.....	26
2.4.1.1 Sequência crono-estratigráfica.....	28
2.4.1.2 O Arco de Ponta Grossa e o Alinhamento Guapiara.....	31
2.4.1.3 Geologia da área de estudo.....	33
2.5 Contexto Geomorfológico Regional.....	34
2.5.1 Depressão Periférica Paulista e Segundo Planalto Paranaense.....	35
2.5.2 Cuestas basálticas.....	36
2.5.3 Planalto Ocidental Paulista e Terceiro Planalto Paranaense.....	38

2.5.4 Geomorfologia da área de estudo.....	38
3 Discussões	42
3.1 Declividade (<i>Slope</i>).....	43
3.2 Curvatura vertical (<i>Profile curvature</i>).....	46
3.3 Curvatura horizontal (<i>Plan curvature</i>).....	48
3.4 Análise de lineamentos.....	50
3.5 Orientação de vertentes (<i>Aspect</i>).....	51
3.6 Trabalho de campo e integração dos dados.....	54
4 Conclusões	62
Referências bibliográficas	66

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1- Apresentação ao tema

Para esta dissertação foi proposta uma pesquisa na porção norte do Arco de Ponta Grossa, entre as latitudes 22°30S e 24°00S e as longitudes 48°30W e 50°30W, quanto aos aspectos geomorfológicos que apresentam feições de relevo complexas devido ao sistema de falhas que compõem o lineamento Guapiara, que atravessa a área de estudo no sentido NW-SE, e pelo conjunto de diques, soleiras, derrames basálticos e riolíticos, que promovem uma modelagem peculiar no relevo, numa área que é formada, em maioria, por rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Apesar de toda peculiaridade desta área, pouco se sabe sobre a influência destes parâmetros no modelado do relevo, pois poucos estudos têm sido produzidos nesta região. Desta maneira, o objetivo desta pesquisa foi promover a caracterização geomorfológica da área, como contribuição ao conhecimento geológico, geomorfológico e ambiental, utilizando para isto técnicas envolvendo os Sistemas de Informação Geográfica (SIGs).

As análises se basearam na extração automática de variáveis relativas a superfície topográfica, a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDEs), em Sistemas de Informação Geográfica (SIGs). Este ramo do conhecimento, conhecido como geomorfometria faz uso de ferramentas das ciências da Terra, matemática, engenharia e ciência da computação, para promover uma análise quantitativa do relevo. Também é conhecida como análise digital de terreno, modelagem digital de terreno, ou geomorfologia quantitativa. Como campo científico, a geomorfometria começou a evoluir com as descobertas de Brisson (1777-1828), Gauss (1777-1855), e Humboldt (1769-1859) entre outros, mas só atingiu maturidade com o desenvolvimento dos sistemas computacionais, do meio para o final do século XX (GROHMANN, 2008a; PIKE, 2009).

A construção de MDEs com base em mapas topográficos também é possível, mas isto demanda tempo na conversão dos dados analógicos para o meio digital. Por isso a extração de parâmetros morfométricos utilizando o meio computacional surgiu como um avanço, pois os procedimentos tradicionais para calculá-los são demorados por demandarem intenso trabalho manual. (GROHMANN, 2008a). As tecnologias de sensoriamento remoto, e particularmente os Modelos Digitais de Elevação, facilitam e dinamizam a obtenção de dados, e ainda permitem a análise de grandes áreas com resolução espacial compatível com a dos mapas topográficos. Um exemplo disto é a missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* – ver capítulo 2.1.2), uma base de cobertura quase global, com resolução espacial aproximada de 90m, produzida segundo uma mesma metodologia (RABUS *et. al*, 2003). A padronização nas

formas de aquisição e pré-processamento dos dados SRTM, possibilita a comparação dos resultados obtidos, bem como as derivações dos dados (VALERIANO, 2009).

Os parâmetros geomorfométricos que os MDEs possibilitam extrair permitem ao pesquisador analisar o relevo de forma integrada, de modo a auxiliar na compreensão dos estudos de caracterização e morfotectônica de relevos, além do auxílio nos estudos ambientais de modo geral.

1.2- Área de estudo

A área de estudo, abrange a porção SSW do estado de São Paulo e porção NE do estado do Paraná (Fig. 1.2.1). Esta área é geologicamente complexa devido à maior flexura na zona central da Bacia do Paraná, e por apresentar um conjunto de diques, soleiras de diabásio e derrames que influenciam no relevo.

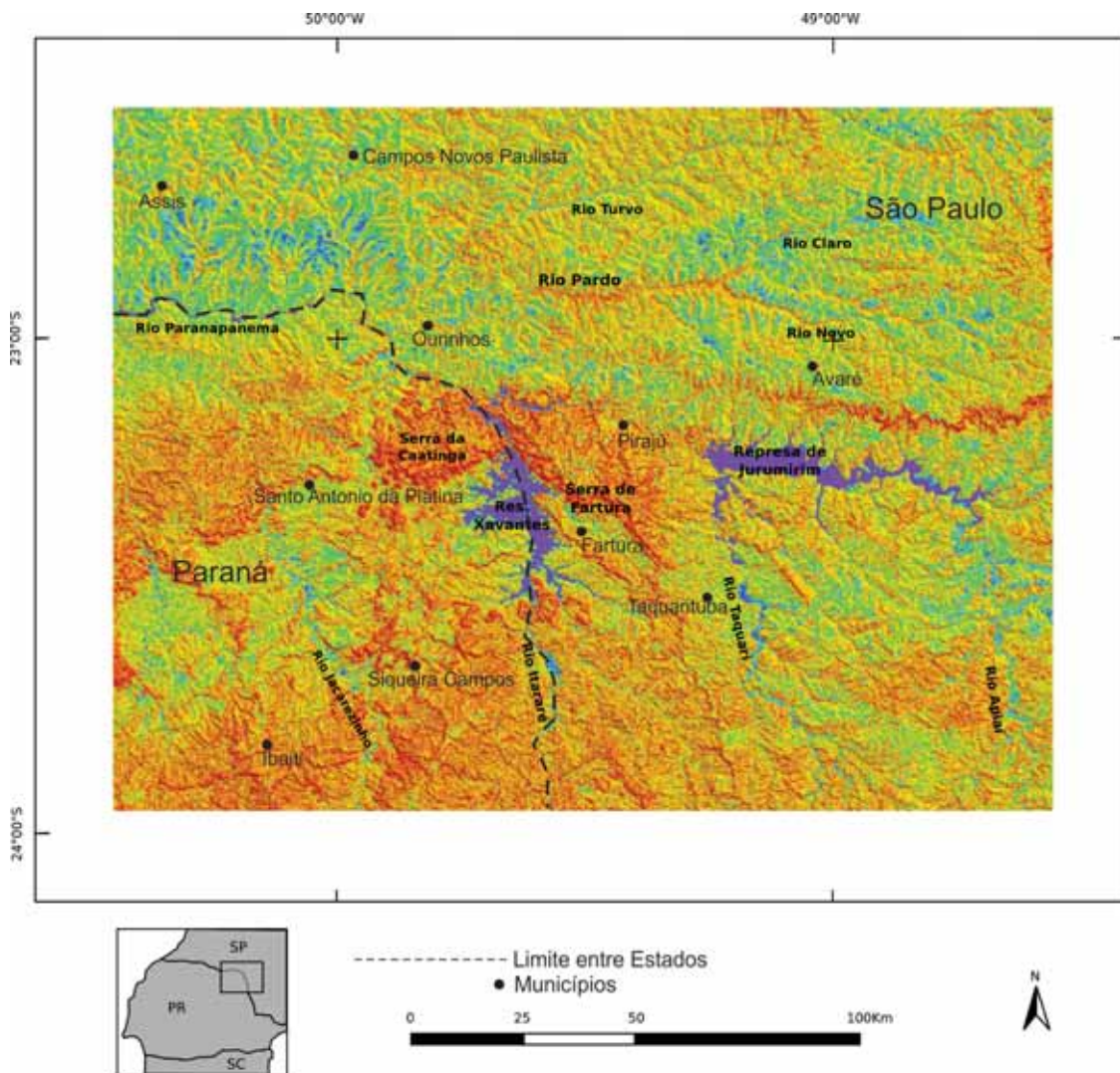


Figura 1.2.1 - Mapa de localização da área de estudo, com elementos fisiográficos citados no texto.

A região faz parte de uma feição tectônica arqueada, considerada como a mais expressiva na porção sul-oriental da América do Sul, denominada de Arco de Ponta Grossa (APG), cujos alinhamentos estruturais condicionam a evolução tectônica da área desde o Devoniano, com maior acentuação após o Neocarbonífero, principalmente durante a reativação Waldeniana (Jurássico ao Plioceno) (ALMEIDA, 1969). O APG corresponde ao limite erosivo leste da Bacia do Paraná, e é formado a nordeste pelo alinhamento de Guapiara e a sudoeste pelo alinhamento do Rio Piquiri. Sua região central é balizada pelos Alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, além do Alinhamento do Rio Ivaí, situado entre os Alinhamentos do Rio Piquiri e do Rio Alonzo, como mostra a figura 1.2.2 (FERREIRA *et al.*, 1981; PICCIRILLO, MELFI, 1988; RAPOSO, 1999; FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

A área de estudo, cortada pelo alinhamento Guapiara, se destaca pelo enxame de diques controlando o relevo. Tais diques são abundantes por toda região sudoeste do estado de São Paulo e norte do estado do Paraná, podendo atingir até 200m de espessura (PINESE, 1995).

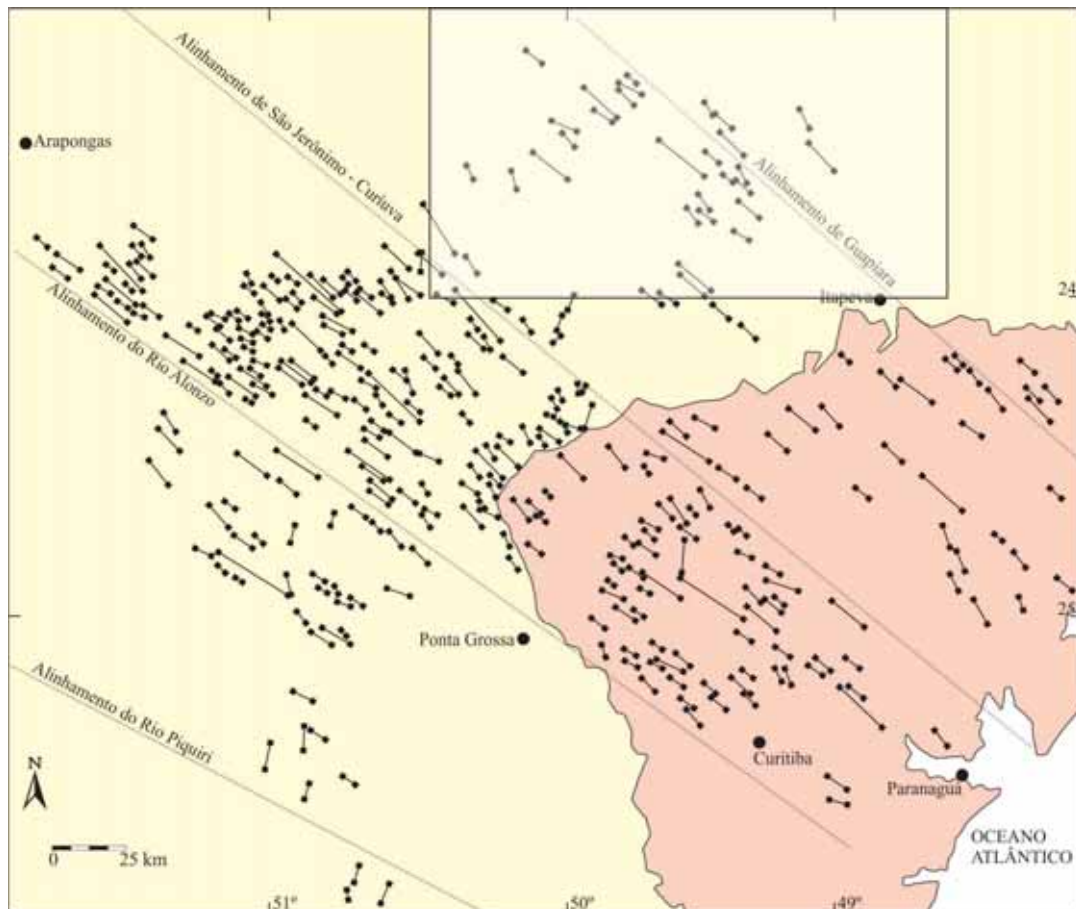


Figura 1.2.2 – Mapa dos alinhamentos que compõem o Arco de Ponta Grossa com o enxame de diques. No destaque, a localização da área de estudo.

Os principais rios que cortam a área são o Paranapanema, o Itararé, o Jacarezinho, o Apiaí, o Pardo e ainda, os reservatórios Armando Laydner (ou Represa de Jurumirim) e Xavantes. A feição geomorfológica de maior destaque é a Serra da Fartura, que constitui uma APA (Área de Proteção Ambiental). Os principais elementos fisiográficos que compõem a área de estudo podem ser visualizados no mapa da figura 1.2.1.

1.3- Objetivos e metas

- ❖ Contribuir com o conhecimento da evolução do Arco de Ponta Grossa pós-cretáceo;
- ❖ Compreender melhor a evolução dos compartimentos geomorfológicos do estado de São Paulo e Paraná;
- ❖ Entender o relevo da área proposta à partir de técnicas totalmente automatizadas de extração de parâmetros morfométricos por meio dos Modelos Digitais de Elevação SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*).

As principais metas são:

- 1) Revisão bibliográfica acerca dos conceitos geomorfométricos e levantamento dos principais trabalhos abordando este tema;
- 2) Caracterização e análise do relevo da área de estudo, com base nas seguintes variáveis morfométricas:
 - a) Declividade;
 - b) Orientação de vertentes;
 - c) Curvatura vertical;
 - d) Curvatura horizontal;
 - e) Lineamentos morfoestruturais.

1.4- Materiais e Métodos

Os materiais e métodos utilizados foram:

1.4.1 Modelos digitais de elevação

Para extração dos parâmetros morfométricos foram utilizados os Modelos Digitais de Elevação (MDEs) produzidos pela missão SRTM, cuja resolução é de 3 segundos de arco ou 90 metros.

1.4.2 Programas de computador

O *software* utilizado para o processamento dos DEMs e as análises foi o ArcGIS versão 9.3.1 (ESRI, 2009).

1.4.3 Análise morfométrica

A análise morfométrica foi utilizada para uma melhor e mais completa caracterização geomorfológica da região estudada.

Todas as análises tiveram como base para a extração das variáveis os DEMs produzidos pela missão SRTM, distribuídos gratuitamente pelo *Consortium for Spatial Information* (CGIAR-CSI), cujos dados, com resolução espacial de 90m, já se encontram reinterpolados e visualmente melhorados.

Após a aquisição dos dados, estes foram importados no *software* Global Mapper e unidos de forma a compor um modelo único para a área de estudo, que possui aproximadamente 200 km². De posse do modelo único, o restante das análises foram feitas no *software* ArcGIS 9.3.

1.4.3.1 Processamento dos dados

As variáveis morfométricas utilizadas neste estudo são baseadas na relação existente entre os valores de vizinhança das células. Assim, os cálculos desta análise de vizinhança podem ser feitos por meio de janelas móveis (*roving windows*) ou de janelas de busca (*search windows*) (GROHMANN, 2008a). Nesta pesquisa serão utilizadas apenas as janelas móveis, mas para maiores detalhes sobre janelas de busca, consultar por ex. Grohmann (2008a) ou Grohmann e Riccomini (2009).

As janelas móveis, que devem ser ímpares, estabelecem uma vizinhança de células ao redor de cada célula do mapa *raster*, e atribui à célula central da janela um valor determinado a partir de uma função, que pode ser a média dos dados, a moda ou o desvio padrão (etc), de todos os valores contidos na vizinhança (Grohmann, 2008a), como mostra a figura 1.4.1.

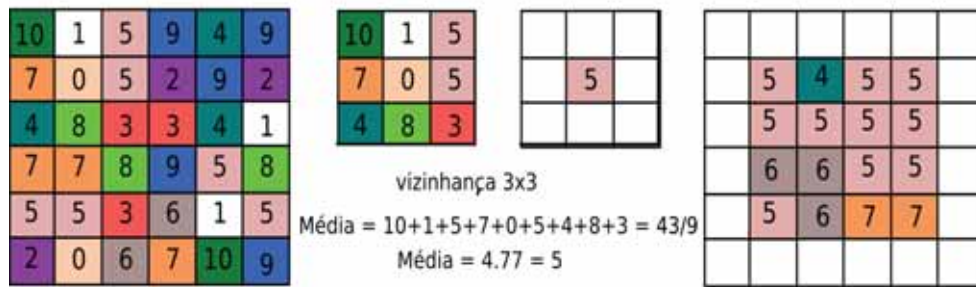


Figura 1.4.1 – Esquematização de uma operação de média para janelas móveis de 3x3. Extraído de Grohmann (2008a).

No caso desta pesquisa, os tamanhos das janelas móveis utilizadas foram: 3x3, 11x11, 23x23, 33x33, 45x45 e 55x55, cujos tamanhos em quilômetros podem ser visualizados na tabela 1.4, e a função utilizada foi a média dos dados. Assim, as janelas móveis escolhidas foram varrendo o mapa, somando os valores e dividindo pelo número de células analisadas, atribuindo o valor da média ao ponto central da janela, ou seja, proporcionando uma suavização ao modelo.

Tabela 1.4: Tamanho das janelas móveis (em quilômetros) utilizadas para os cálculos das variáveis morfométricas.

Janelas móveis	Tamanho (km)
3x3	0,27
11x11	0,99
23x23	2,07
33x33	2,97
45x45	4,05
55x55	4,95

O filtro de média utilizado é um tipo de filtro “passa-baixa” ou de suavização (*smoothing*), que tem como função eliminar as altas frequências da imagem, deixando “passar” somente as baixas frequências. Este filtro é aplicado, para que se eliminando as altas frequências, a aparência da distribuição espacial das informações seja melhorada (Crósta, 1992).

Na análise por janelas móveis as células localizadas nas bordas dos mapas não têm seus valores calculados por não possuírem uma vizinhança completa. Isto inibe o risco de que

valores importantes, como os máximos e mínimos locais, fiquem fora da análise (GROHMANN, 2008a), mas também faz com que se percam os dados localizados nas bordas do modelo.

Todas as variáveis estudadas passaram pelo filtro de média, exceto a orientação de vertentes.

1.4.3.2 Declividade (*Slope*)

Definida como o ângulo de inclinação da superfície do terreno em relação ao plano horizontal; serve para distinguir áreas planas de relevos mais movimentados.

O mapa de declividade da área de estudo, foi confeccionado utilizando-se a ferramenta “*Slope*” do *software* “ArcGIS”. Esta ferramenta é facilmente acessada por meio do *ArcToolbox*, em sua extensão *Spatial Analyst Tools*, dentro da ferramenta *Surface*. O mapa produzido foi então inserido, como dado de entrada, para os processamentos das janelas móveis, por meio da ferramenta “*Focal Statistics*” do mesmo *software*.

1.4.3.3 Orientação de vertentes (*Aspect*)

Definida como uma medida de ângulo horizontal da direção esperada do escoamento superficial. Revela simetria/assimetria das formas de relevo.

O mapa para esta variável, foi processado no *software* ArcGIS, utilizando-se a ferramenta “*Aspect*”, encontrada dentro do “*Surface*” da extensão “*Spatial Analyst Tools*”. A escala de cores usada na legenda foi aquela apontada por Grohmann (2008a – pág. 120).

Das variáveis estudadas, a orientação de vertentes foi a única que não passou pelo filtro de média do método de janelas móveis, pois calcular uma média para direções com valores em graus é um procedimento incorreto, porque corre-se o risco de ocorrerem inversões, entre outros resultados inusitados. Isto porque, a média aritmética dos ângulos de duas direções em torno do norte geográfico, como por exemplo 350° e 10° , resulta num valor de direção sul (ou seja, $350+10 = 360^\circ/2 = 180$), o que acaba por falsear os dados, pois muitas vertentes estariam orientadas ao setor sul, o que não seria, necessariamente, uma verdade terrestre (VALERIANO, 2008b).

Ainda segundo Valeriano (2008b), uma alternativa para resolver o problema da circularidade é decompor os ângulos em seno e cosseno, como foi feito, por exemplo, por Grohmann (2008a, págs 120 - 122).

1.4.3.4 Curvatura Vertical (*Profile Curvature*)

Refere-se ao caráter côncavo/convexo do terreno, quando analisado em perfil. Utilizada para estudos de compartimentação topográfica por ter alto poder de identificação de unidades homogêneas do relevo, devido à forte relação com o tipo de substrato e com processos de formação do relevo.

A variável curvatura vertical foi processada no *software* ArcGIS por meio da ferramenta “*Curvature*”, localizada dentro do “*Surface*” da extensão “*Spatial Analyst Tools*”. O mapa gerado foi inserido, como dado de entrada, para os processamentos das janelas móveis por meio da ferramenta “*Focal Statistics*” do mesmo *software*.

É importante ressaltar que o *software* ArcGIS fornece a legenda do mapa em números (positivos e negativos), fazendo-se necessário portanto esclarecer, que os valores positivos da legenda dizem respeito as áreas côncavas, os valores negativos às áreas convexas e os valores próximos de zero dizem respeito às curvaturas planas.

A curvatura vertical é definida como sendo a taxa de variação da declividade. Portanto, onde não existe muita variação da declividade as curvaturas serão planas.

1.4.3.5 Curvatura Horizontal (*Plan Curvature*)

Refere-se ao caráter divergente/convergente das linhas de fluxo.

A variável curvatura horizontal foi processada no *software* ArcGIS por meio da ferramenta “*Curvature*”, localizada dentro do “*Surface*” da extensão “*Spatial Analyst Tools*”. O mapa gerado foi inserido, como dado de entrada, para os processamentos das janelas móveis por meio da ferramenta “*Focal Statistics*” do mesmo *software*.

Cabe ressaltar que o *software* ArcGIS assume os valores positivos da legenda como sendo as áreas divergentes, os valores negativos como sendo as áreas convergentes, e os valores próximos de zero como sendo as curvaturas planas.

1.4.3.6 Lineamentos morfoestruturais

Podem refletir estruturas rúpteis, que possuem influência na evolução do relevo. Tais lineamentos foram interpretados a partir de imagens de relevo sombreadas.

A extração de lineamentos de imagens produzidas por sensoriamento remoto tais como fotografias aéreas, imagens de satélite, requer alguns cuidados. Isto porque, tais imagens além de serem passíveis de sofrer interferências de nuvens durante o imageamento para a análise de lineamentos existem ainda a problemática da data de aquisição dos dados,

visto que o ângulo de iluminação solar varia de acordo com a estação do ano e horário do dia, o que pode ressaltar ou camuflar os lineamentos (GROHMANN, 2008a). Riccomini e Crósta (1988), analisando os lineamentos na área dos granitóides Mandira (SP) a partir de imagens Landsat e mosaicos do RADAMBRASIL encontraram as dificuldades descritas acima.

Mas com o refinamento das técnicas computacionais e o uso de modelos digitais de elevação esta limitação pode ser facilmente contornada, já que os MDEs permitem a construção de imagens de relevo sombreado, sobre as quais é possível determinar a posição do iluminante artificial da cena, e produzir diversas imagens que realçam todas as orientações de lineamentos existentes (GROHMANN, 2004, 2008a; OLIVEIRA *et al*, 2009; ROLDAN *et al*, 2010).

Para a área de estudo trabalhada, foram produzidos quatro mapas de relevo sombreado, com iluminantes posicionados a N00°, N45°, N90° e N315°, apresentados na figura 1.4.2.

Os mapas de sombreamento do relevo foram feitos no *software* ArcGIS, por meio da ferramenta “*Hillshade*”, que se encontra dentro do *Surface*, da extensão no *Spatial Analyst Tools*. Como os mapas foram produzidos a partir de imagens SRTM, que é fornecida em sistemas de coordenadas geográficas (latitude/longitude), foi preciso fazer uma correção de altitude, denominada de fator-z, para a faixa de latitude da área de trabalho. O fator z é um fator de conversão que ajusta as unidades de medida, que se encontram em metros nas unidades verticais (ou de elevação) e em graus nas coordenadas horizontais (x, y).

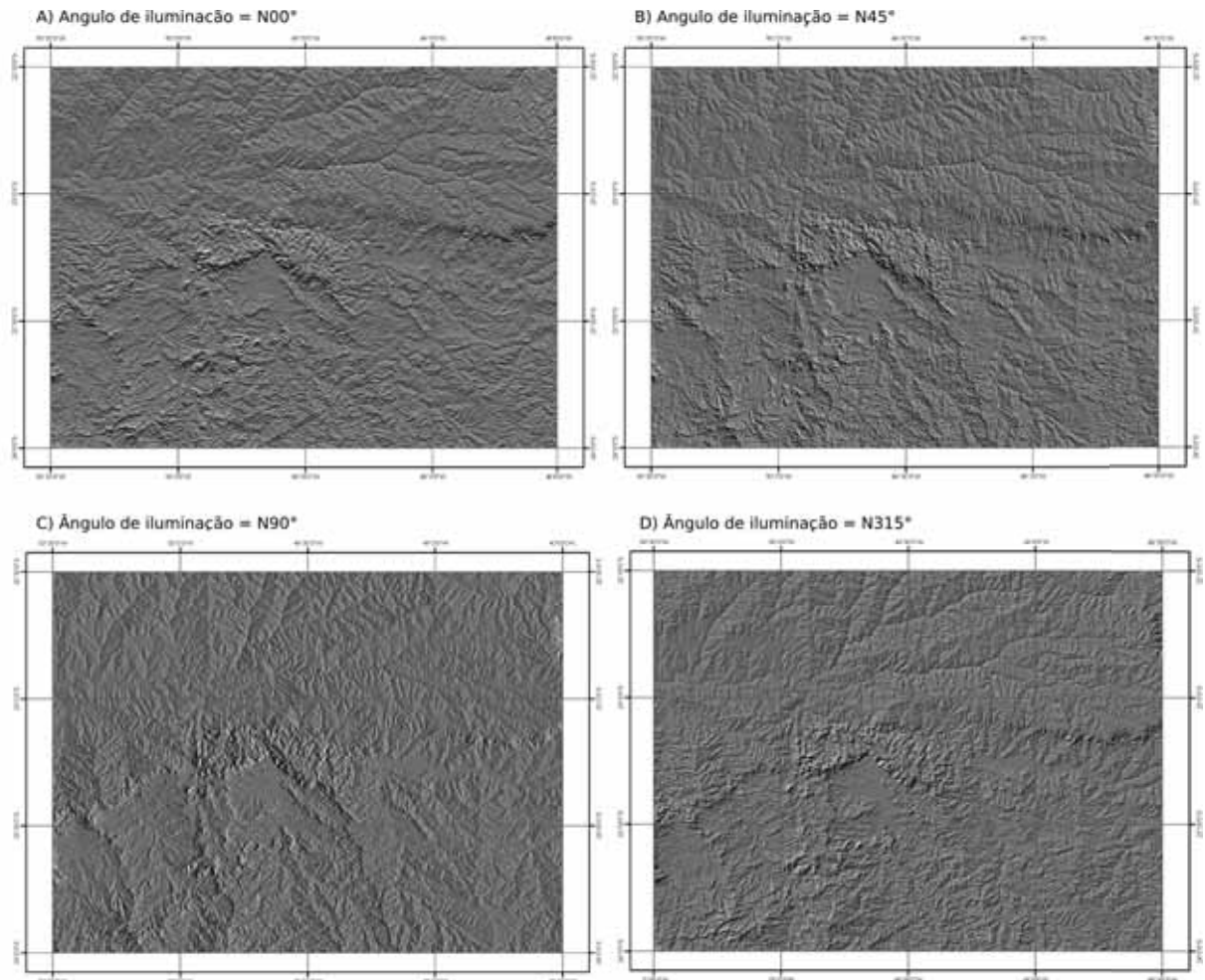


Figura 1.4.2 - Imagens de relevo sombreado utilizadas para interpretar os lineamentos. A) Iluminante em N00°. B) Iluminante em N45°. C) Iluminante em N90°. D) Iluminante em N315°.

1.4.4 Trabalho de campo

A fim de subsidiar a análise geomorfométrica realizada e coletar dados de direções de estruturas rúpteis foi realizado o trabalho de campo entre os dias 07 a 09 de julho de 2013.

Ao todo 28 pontos de controle foram visitados em campo, como pode ser visualizado na figura 1.4.3 e 64 medidas de estruturas rúpteis foram tomadas. Os detalhes das informações colhidas em campo estão discutidos no capítulo 4.7 e as medidas coletadas são apresentadas nos anexos.

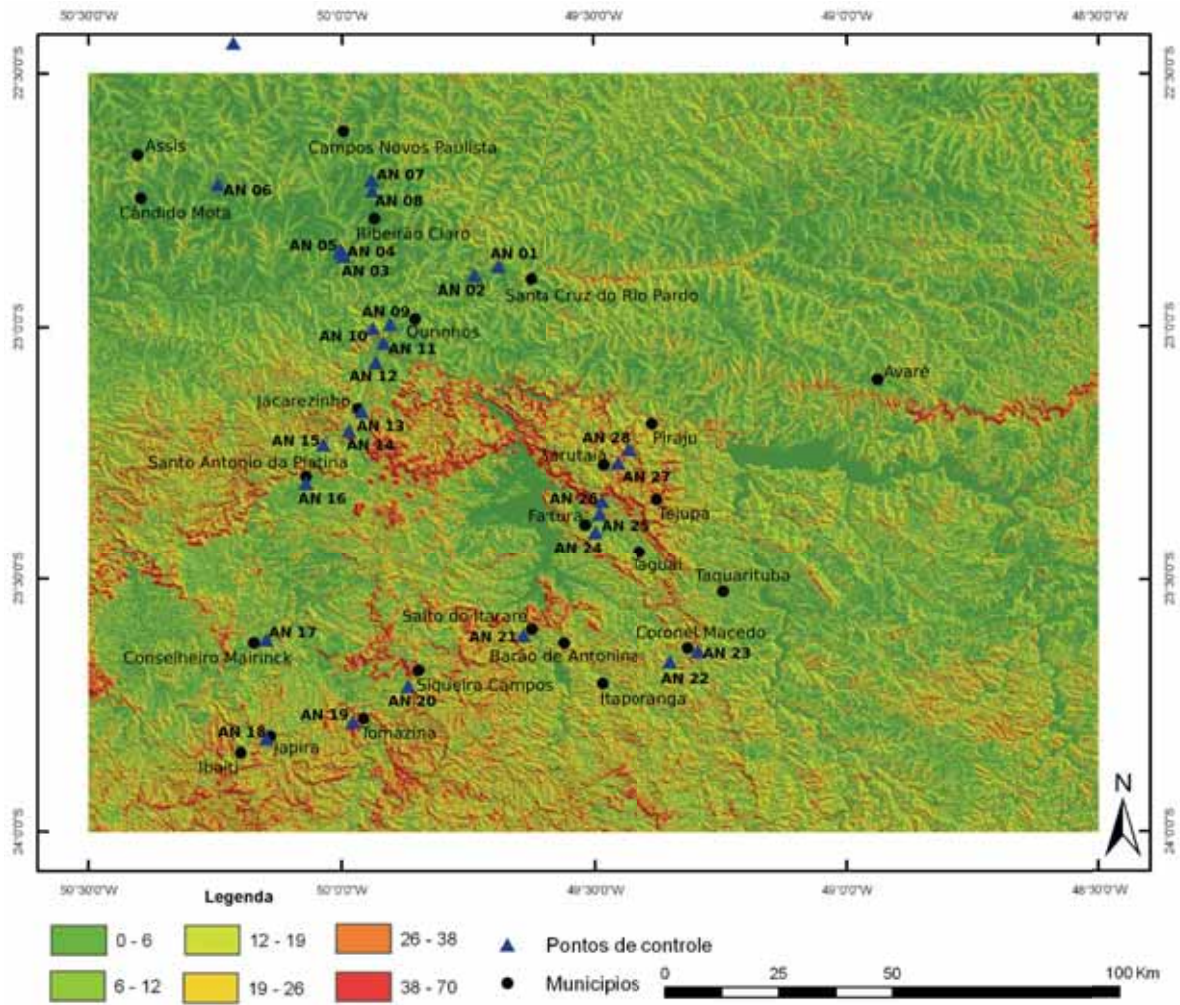


Figura 1.4.3 - Mapa de declividade da área de estudo com a sobreposição dos pontos visitados em campo.

Capítulo 2

Revisão bibliográfica

Neste capítulo serão abordados temas como a concepção dos Modelos Digitais de Elevação e os aspectos geológicos e geomorfológicos da área de estudo.

2.1 Modelos Digitais de Elevação (MDEs)

Um Modelo Digital de Elevação é uma representação digital da superfície topográfica da Terra (MAYER, 2000).

Tais modelos podem ser obtidos a partir da interpolação de curvas de nível e pontos cotados de mapas topográficos, em formato raster ou vetorial, onde os dados analógicos devem necessariamente ser convertidos para o meio digital (GROHMANN, 2004, 2007, 2008a, 2008b, 2011a, 2011b).

Levando em consideração as componentes x , y e z do terreno, as representações tridimensionais podem ser feitas de acordo com duas estruturas principais: grades regulares retangulares ou redes triangulares irregulares (figura 2.1.1)

- a) **Grades Regulares Retangulares (GRID)**—são estruturas normalmente representadas por matrizes de valores de elevação, com a localização de um único ponto (coordenadas), onde o espaçamento da grade e sua orientação determinam a localização horizontal de todos os outros pontos. A geração de uma grade muito fina, ou seja, com uma distância muito pequena entre os pontos, acarreta num número maior de informações sobre a superfície analisada e conseqüentemente num tempo maior de processamento. Já uma grade com distâncias grandes entre os pontos, significa perda de algumas informações, porém com tempo de processamento menor (FELGUEIRAS; CÂMARA, 2001). Este tipo de grade é adequada quando empregada para representar superfícies suaves e de variação contínua, pois quando empregada em superfícies que possuem grandes variações, apresentam deficiências de representação (FERNANDES; MENEZES, 2005).

- b) **Redes Triangulares Irregulares (*Triangulated Irregular Network - TIN*)** —são estruturas que representam a superfície por meio de faces triangulares interligadas. Quanto mais equiláteros forem os triângulos da malha, maior será a exatidão com que descrevem o terreno. Assim, para cada vértice do triângulo são armazenadas coordenadas de localização x e y , e um atributo z com o valor de altitude ou elevação

(CAMARA; MONTEIRO, 2001). Tais estruturas representam com mais precisão, as superfícies mais movimentadas.

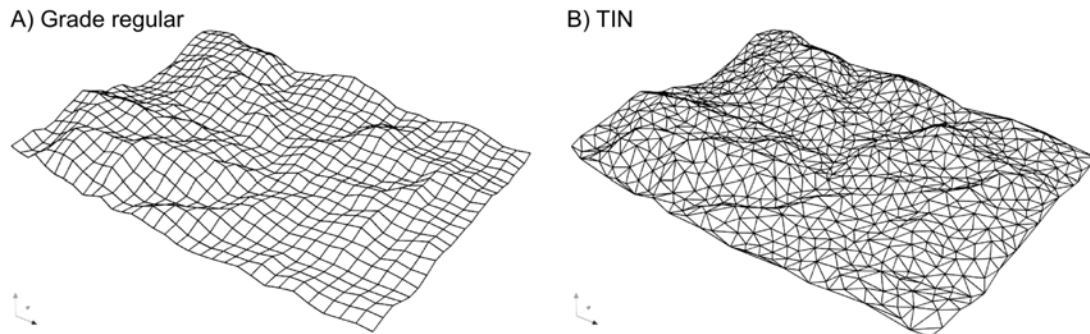


Figura 2.1.1 – Representações de uma mesma superfície por meio de grade regular (A) e TIN (B).

Extraído de Grohmann (2008a).

No entanto, os modelos de elevação produzidos por meio de técnicas de sensoriamento remoto, tais como fotogrametria digital de imagens aéreas, interferometria de radar (InSAR – ver capítulo 2.1.2), ou altimetria a laser, surgiram como uma alternativa ao processo de interpolação de dados para a geração dos MDEs (MAYER, 2000; GROHMANN, 2008a), assim como os Modelos Digitais de Elevação SRTM.

2.1.2 Modelos de Elevação SRTM

A *Shuttle Radar Topography Mission* ou missão SRTM, realizada pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), a agência espacial norte-americana, em cooperação com a *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA), o Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DoD) e as agências espaciais alemã e italiana, teve como objetivo produzir dados topográficos de 80% da superfície continental terrestre. O sobrevoo da missão SRTM ocorreu entre os dias 11 e 22 de fevereiro de 2000, e o radar acoplado à nave levantou os dados topográficos desde a latitude 60° norte até a latitude 54° sul, por meio da interferometria de radar de abertura sintética (InSAR) (RABUS *et. al*, 2003; FARR *et. al*, 2007).

A tridimensionalidade do modelo de elevação produzido por tal missão se dá pela diferença de fase entre reflexões de um mesmo sinal de radar captado por dois receptores distantes um do outro (PINHEIRO, 2006; GROHMANN, 2008a), ou como salienta Rabus *et*

al (2003), o produto gerado, isto é, o MDE interferométrico, explora a diferença no ângulo de visada entre as antenas. A figura 2.1.2 esquematiza a tomada de dados da missão SRTM.

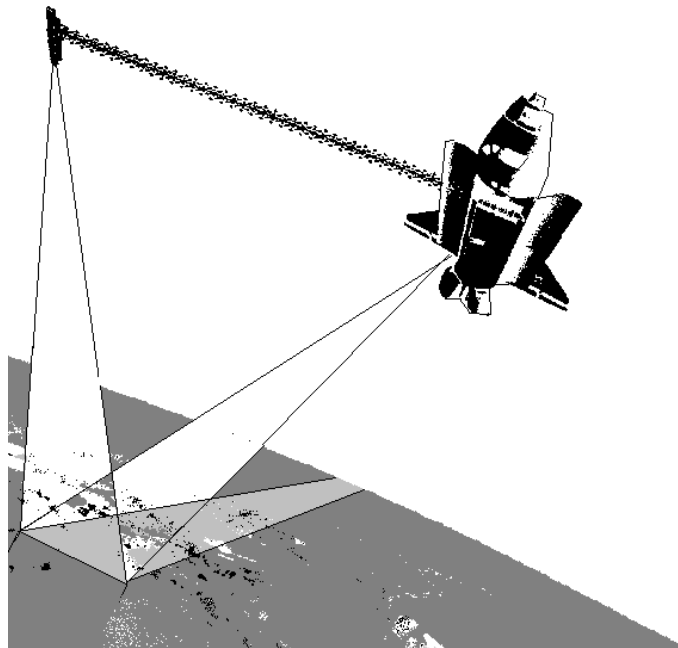


Figura 2.1.2 – Esquema de aquisição de dados: transmissão e recepção de sinais da missão SRTM. Valeriano (2004).

O ônibus espacial *Endeavour*, responsável pela captação dos dados SRTM, foi equipado com antenas de transmissão e recepção na área de carga, e antenas secundárias, somente para recepção dos sinais, na borda de um mastro retrátil de 60 metros de comprimento como mostra a figura 2.1.3 (RABUS *et. al*, 2003).

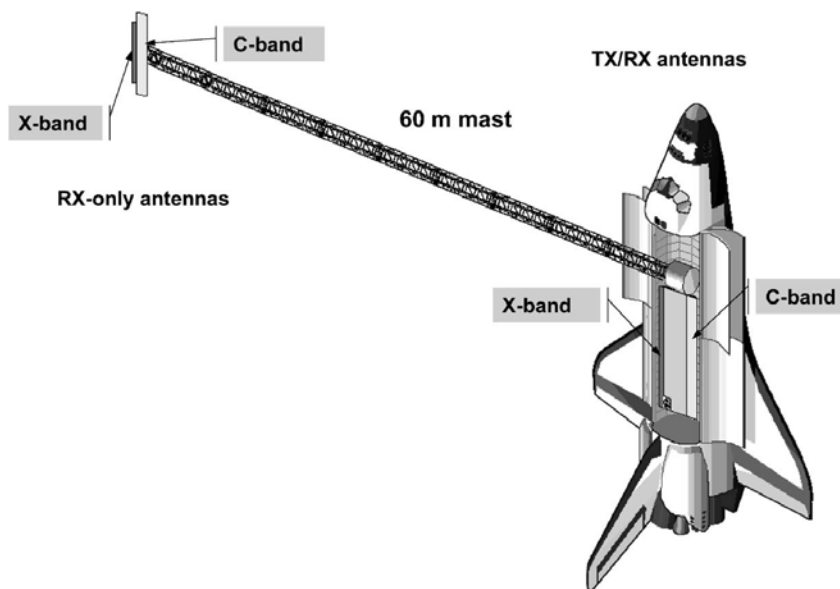


Fig. 2.1.3 - Segmento espacial SRTM. Componentes principais do sistema SAR. TX: transmissão; RX: recepção de dados.

Todos os dados conseguiram ser adquiridos no prazo de 11 dias, pois o sistema de radar utilizado foi ativamente varrendo a superfície da Terra, independente da escuridão ou cobertura de nuvens. Justamente por ser um sensor ativo, isto é, que independe da luz solar para imagear os alvos, e por operar na região das microondas do espectro eletromagnético, o Radar de Abertura Sintética -SAR (*Synthetic Aperture Radar*) não sofre as influências do ambiente, penetrando nuvens, brumas, fumaças e até a chuva dependendo da frequência utilizada, produzindo imagens com resolução espacial compatível às altas resoluções dos sensores ópticos (PARADELLA, 2001; SILVA, SANTOS, 2007). Tais sensores ativos foram, desde a década de 60, denominados de RADAR – *Radio Detecting and Ranging* – por conseguirem detectar e medir através de ondas de rádio (CARVALHO, BAYER, 2008).

Os dados produzidos pela missão são facilmente acessados pelo site do CGIAR – CSI¹ (*Consortium for Spatial Information*), com os arquivos podendo ser baixados tanto em formato GeoTIFF quanto em formato ArcInfo ASCII.

A resolução espacial original dos dados produzidos é de 30m ou 1 segundo de arco. No entanto, dados com este nível de detalhe só estão disponíveis para a área dos Estados Unidos; para o resto das áreas cobertas pela missão, os dados foram reamostrados para cerca de 90m ou 3 segundos de arco. Segundo Grohmann (2008a), para reamostrar os dados, o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) usou a média dos valores originais de uma janela de 3x3 pixels, o que resultou em um modelo suavizado em relação ao original. Já os dados reamostrados pela NASA foram gerados a partir do valor do pixel central da janela 3x3 e, portanto, possuem informações dos dados originais (figura 2.1.4).



Figura 2.1.4 - Reamostragem dos dados SRTM utilizados pela NASA e pelo USGS, para geração dos modelos com 3 segundos de arco (extraído de Grohmann, 2008a).

¹<http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>

Cabe ressaltar ainda, que o datum e o elipsoide de referência para os dados é o WGS84, com dados de z em metros inteiros, exibindo erro médio de 16m para altitude absoluta e de 6m para altitude relativa. No entanto, para a América do Sul, o erro absoluto de altitude é de 6,2m e o erro relativo de altitude é de 5,5m. Ressaltando que o erro absoluto representa aquele calculado em relação ao conjunto total dos dados e o erro relativo se refere àquele representado em uma escala local de 200km (RABUS *et. al*, 2003; VALERIANO, 2004; PINHEIRO, 2006; MUÑOZ, 2009).

Nos dados SRTM originais foram detectados alguns problemas como valores nulos ou lacunas nos dados de altimetria, ou seja, *pixels* nulos ou sem informação. Isto porque algumas áreas imageadas apresentam condições desfavoráveis à aquisição de dados, tais como as áreas com grande inclinação (CARVALHO, BAYER, 2008). Assim, uma alternativa viável para melhorar o desempenho dos modelos de elevação SRTM, é interpolar os dados originais usando técnicas geoestatísticas. Valeriano (2004) testou algumas destas técnicas e concluiu que a interpolação por krigagem foi a que melhor realçou os dados originais tanto em termos de análise e identificação visual, quanto na extração de parâmetros morfométricos (fig. 2.1.5).

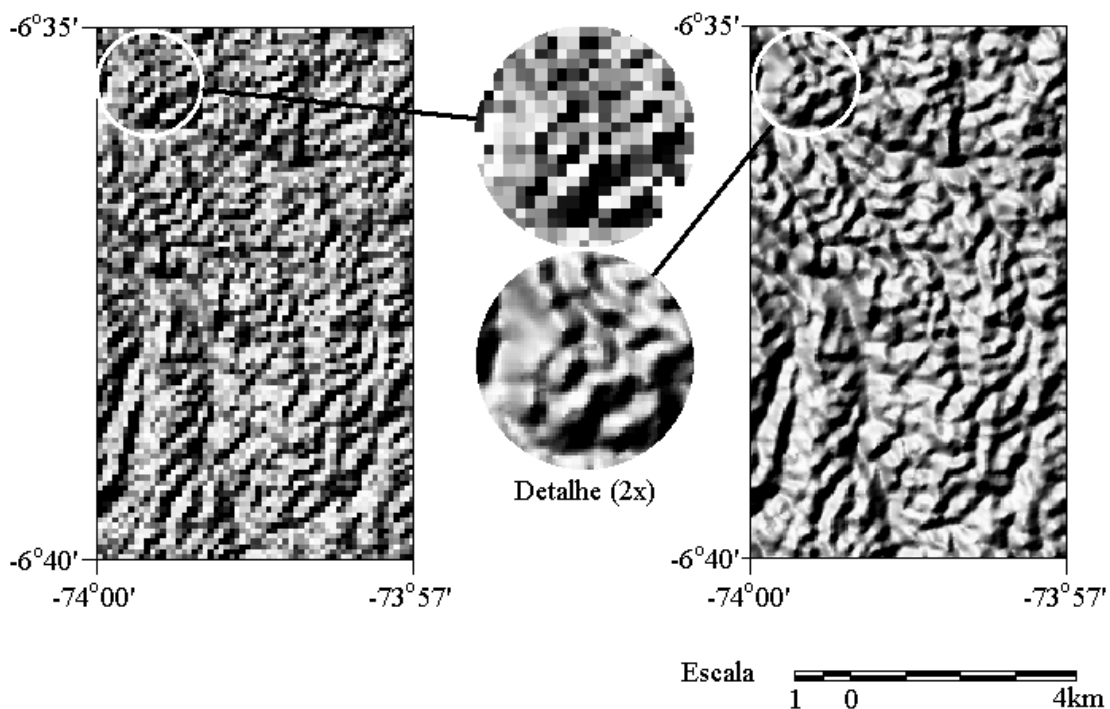


Figura 2.1.5 – Relevo sombreado gerado com dados originais SRTM (A) e tratados com krigagem (B) em área com alta densidade de drenagem na bacia Amazônica. Extraído de Valeriano (2004).

A krigagem é utilizada para “interpolarm o valor de uma variável em pontos não amostrados a partir de valores de pontos amostrados próximos, onde a influência que cada

valor original exerce sobre o valor interpolado é determinada pela função variograma” (GROHMANN, 2008a). Para mais detalhes sobre técnicas geostatísticas consultar, por exemplo, Landim (2003).

A reamostragem dos dados de 3 segundos de arco para 1 segundo de arco não aumenta a resolução espacial do DEM, porém resulta em melhoramentos quanto à visualização dos dados, bem como em melhoramentos dos parâmetros extraídos como declividade, orientação de vertentes, rugosidade, etc, fator importante em geomorfometria, como aponta Grohmann (2008a). Vale mencionar, que Grohmann e Steiner (2008) propuseram um refinamento do método de Valeriano (2004), a fim de minimizar os efeitos de suavização do relevo encontrados nos dados reamostrados. Mas os dados baixados no *site* do CGIAR, que são os utilizados nesta pesquisa, já se encontram reinterpolados e melhorado não sendo necessária a aplicação de tais técnicas.

Grohmann (2008a), assim como Carvalho (2009) ressaltam que as técnicas empregadas pela missão SRTM são para geração de Modelos Digitais de Elevação (MDEs), pois em áreas florestadas, por exemplo, são refletidos os sinais do dossel das árvores e não do terreno subjacente. Assim, os termos Modelo Digital de Terreno (MDT) e Modelo Numérico de Terreno (MNT) devem ser reservados para os casos em que são utilizados valores de altitude no *nível do terreno*, obtidos por meio de mapas topográficos (curvas de nível), Sistemas Globais de Posicionamento (GPSs), ou por altimetria a laser (ex. *LiDAR – Light Detection and Ranging*).

Cabe ainda ressaltar que a resolução espacial de 90 m dos DEMs SRTM não permite seu uso para estudos de detalhe, mas pode ser considerada boa para suprir as demandas dos estudos utilizando pequenas e médias escalas.

Diversos estudos, usando diversas metodologias, mostram a boa correlação entre os dados SRTM e os dados cartográficos analógicos disponíveis, tais como Valeriano (2004 e 2008a), Pinheiro (2006), Zaloti Junior *et al* (2007), e Costa *et. al* (2010).

2.2 Geomorfometria

A geomorfometria é a ciência da análise quantitativa da superfície terrestre, que nos dias atuais, tem nos SIGs (Sistemas de Informação Geográfica) e nos MDEs (Modelos Digitais de Elevação) as bases mais comuns para extração e análise dos parâmetros geomorfométricos (GROHMANN, 2004, PIKE *et al*, 2009). Tal método representa uma

forma de mapeamento baseada principalmente na topografia e no substrato associado a esta, e procura inferir tipos e condições de terreno baseado no mapeamento de seus atributos topográficos quantitativos, incluindo também na classificação, uma abordagem qualitativa (MUÑOZ, 2009).

A parametrização do relevo é de extrema relevância aos estudos geomorfológicos, pois fornece uma base mais objetiva e uniforme na identificação dos sistemas terrestres. Tais métodos permitem a medição e o mapeamento de parâmetros como altitude, declividade, curvatura vertical e horizontal, orientação de vertentes, rugosidade, dentre outros, que combinados caracterizam o relevo de forma mais ampla e completa (VALERIANO, 2004, 2008). Neste sentido cabe dizer que a geomorfometria é uma disciplina que se utiliza da matemática, engenharia, ciências da terra e da ciência da computação (PIKE *et al*, 2009), para promover uma *análise digital do terreno* (*digital terrain analysis*).

Este ramo da ciência começou a evoluir com as descobertas de Barnabé Brisson (1777-1828), Carl Gauss (1777-1855), Alexander von Humboldt (1769-1859), e outros, atingindo a maturidade somente após o desenvolvimento do computador em meados do século XX (PIKE *et al*, 2009). Assim, o aumento da capacidade de processamento dos computadores, o desenvolvimento e sofisticação dos Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) em consonância aos Modelos Digitais de Elevação (MDEs), permitem que o usuário obtenha maior velocidade, precisão e reprodutibilidade de cálculos dos parâmetros morfométricos (GROHMANN *et al*, 2011a).

As diferentes variáveis morfométricas passíveis de extração automática têm norteado inúmeros trabalhos e pesquisas nos últimos anos, e a disponibilidade de dados topográficos de cobertura continental, como os da missão SRTM, vieram não só contribuir para isto, como também para padronizar a produção de resultados, pois os MDEs SRTM foram levantados segundo uma mesma metodologia.

Os estudos utilizando os parâmetros geomorfométricos são abrangentes e permitem uma série de análises e correlações quanto aos aspectos geomorfológicos, pois é possível trabalhar com um leque muito grande de variáveis, dando maiores possibilidades de análise ao pesquisador.

Hiruma e Riccomini (1999) repercutiram o método geomorfométrico ao estudarem os efeitos da neotectônica no planalto de Campos do Jordão. Os autores utilizaram técnicas manuais e de geoprocessamento para aquisição dos dados, por meio dos quais construíram o Modelo Digital de Elevação da área de estudo e os mapas de hipsometria, declividade,

orientação de vertentes, sombreamento de relevo, rugosidade de relevo e perfis morfológicos que constituíram a base para a análise do relevo.

Hartwig e Riccomini (2010) usaram os parâmetros geomorfométricos de hipsometria, inclinação do terreno, orientação de vertentes, gradientes hidráulicos, superfícies de base, rugosidade do relevo, densidade de drenagem e densidade de lineamentos para estudar a morfotectônica da região da Serra dos Orgãos. Os autores concluíram que a análise morfométrica empregada permitiu identificar padrões morfométricos anômalos condicionados pela tectônica recente, expressos nas redes de drenagem e nas formas de relevo.

Grohmann *et al* (2007) abrangeram ainda mais o modelo de pesquisa morfométrico e avaliaram não só a aplicabilidade dos dados SRTM 03” em estudos sobre geomorfologia e análise morfotectônica, como também checaram que as redes de drenagem derivadas do MDE, quando comparadas com um mapa topográfico analógico de escala 1:50.000, apresentam resultados satisfatórios. Os autores utilizaram a análise morfométrica para caracterizar as estruturas condicionantes do relevo do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, e encontraram formas de relevo relacionadas com a tectônica recente. Concluíram ainda que as imagens SRTM provaram ser um bom recurso até a escala de semi-detalhe.

Grohmann e Riccomini (2012) estudaram as Superfícies de Aplainamento integrando a morfometria com dados termocronológicos e geofísicos.

Existem ainda diversos outros trabalhos que adotam o método geomorfométrico para elucidar os problemas propostos como Zevenbergen; Thorne (1987), Ferrari *et. al* (1998), Miliaresis (2001), Modenesi-Gauttieri *et. al* (2002), Grohmann (2004), Bispo *et. al.* (2009), Grohmann *et. al.* (2011a), Grohmann *et. al.* (2011b).

2.3 Variáveis geomorfométricas

Este capítulo aborda as variáveis morfométricas escolhidas para análise, bem como suas potencialidades para avaliações geomorfológicas e territoriais.

Segundo Valeriano (2005), a possibilidade de derivação dos dados SRTM em variáveis geomorfométricas colaboram para expressar as diferentes características do relevo, o que resulta num conjunto de dados que complementam os dados simples de altimetria.

O uso de mapas morfométricos constitui uma importante ferramenta para estudos de geomorfologia e neotectônica, no auxílio ao reconhecimento de feições que podem ter sido mascaradas pela ação rápida do intemperismo, ou mesmo para reconhecimento de feições

relacionadas com movimentações recentes do terreno. As características morfométricas do relevo, refletem ainda, algumas propriedades do terreno como escoamento superficial e infiltração, além de expressarem estreita relação com a litologia e as estruturas geológicas (HIRUMA, RICCOMINI, 1999; GROHMANN, 2004).

As variáveis geomorfométricas mais básicas e amplamente utilizadas são a declividade (*slope*), a orientação de vertentes (*aspect*), a curvatura vertical (*profile curvature*) e a curvatura horizontal (*plan curvature*) (ZEVENBERGEN, THORNE, 1987; MUÑOZ, 2009).

A declividade e a orientação de vertentes são as variáveis de primeira derivação da superfície. Já as curvaturas, são tidas como variáveis de segunda derivação da superfície, pois a curvatura vertical é avaliada na direção da declividade e a curvatura horizontal é avaliada como sendo a variação da orientação de vertentes ao longo de uma determinada distância ao longo da curva de nível (VALERIANO, 2003).

2.3.1 Declividade (*Slope*)

A declividade é uma das variáveis morfométricas mais utilizadas em estudos do meio físico, dada sua estreita associação com os processos de transporte gravitacional como erosão, movimentações de massa, etc. Possui estreita relação com o equilíbrio entre o escoamento superficial e a infiltração da água no solo.

A declividade pode ser mensurada a partir de medição direta em campo, feita com o auxílio de um clinômetro, explorando o ângulo de visada entre dois pontos numa vertente; pode ser medida ainda a partir de MDEs, onde se analisa os desníveis entre pixels vizinhos, bem como a partir de mapas topográficos, estimando as distâncias entre as curvas de nível. No entanto, a medição desta variável por métodos manuais, sobre mapas com curvas de nível, é um processo cansativo, lento e sujeito a erros. Assim, o advento dos SIGs e a possibilidade de medição automática da declividade trouxeram maior agilidade na extração dos dados (VALERIANO, 2008a, 2008b).

A declividade pode ser definida como o ângulo de inclinação da superfície do terreno em relação ao plano horizontal, como mostra a figura 2.3.1 (EVANS, 1972). Seus valores podem variar entre 0° e 90° , embora seja mais comumente expressa em porcentagem.

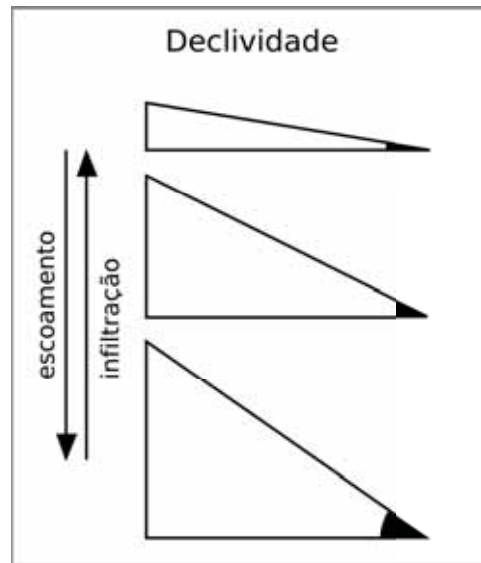


Figura 2.3.1 – Representação da variável declividade. Modificado de Muñoz (2009).

2.3.2 Orientação de vertentes (*Aspect*)

A orientação de vertentes é uma variável relevante ao planejamento territorial, pois é a partir dela que se observa a estrutura hidrológica de determinado terreno, bem como a incidência solar nas vertentes, fator importante na distribuição de culturas agrícolas, por exemplo.

Valeriano (2008a) define a orientação de vertentes como “uma medida de ângulo horizontal da direção esperada do escoamento superficial”, como mostra a figura 2.3.2. Já Zevenberger e Thorne (1987) colocam, de maneira mais simplificada que o aspecto define a direção da inclinação e, portanto, o sentido do fluxo. Esta variável é geralmente expressa em azimute, ou seja, em relação ao Norte geográfico, onde o valor atribuído é 0° ou 360° . A medição do ângulo da orientação é sempre feita, portanto partindo do Norte geográfico, com os valores dos graus aumentando para a direita (no sentido horário).

A orientação de vertentes guarda estreita relação com a declividade, pois é ela que vai dar a direção do fluxo vertente abaixo. Portanto, em áreas planas seu cálculo é difícil e mesmo sem sentido, uma vez que o gradiente de inclinação é praticamente nulo (VALERIANO, 2008b).

O delineamento de bacias hidrográficas, também pode ser bastante favorecido pela determinação da orientação de vertentes, pois as linhas de fluxo (i.e caminhamento esperado do escoamento), os canais de drenagem e divisores de água são extremamente visíveis em representações adequadas desta variável (VALERIANO, 2008a).

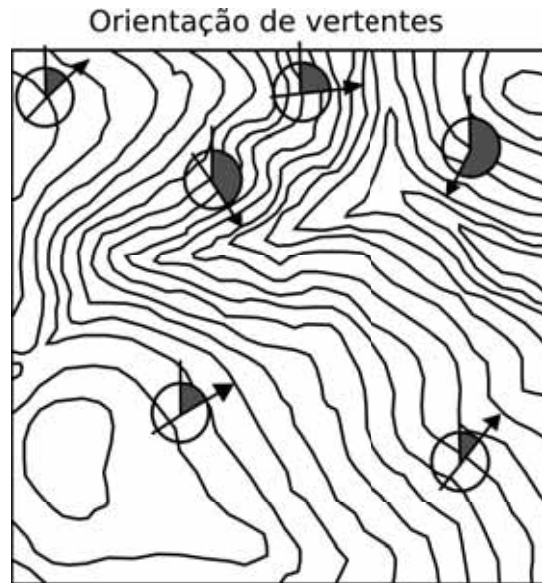


Figura 2.3.2 - Representação da variável orientação de vertentes. Extraído de Muñoz (2009).

2.3.3 Curvatura horizontal (*Plan curvature*)

A curvatura horizontal refere-se ao caráter divergente/convergente das linhas de fluxo. Portanto, esta medida pode ser descrita como a variação da orientação de vertentes ao longo de uma determinada distância. Cabe ressaltar que esta variável representa o formato da vertente quando observada em projeção horizontal. (VALERIANO, 2008a, 2008b).

Esta variável está associada aos processos de dispersão e acúmulo de água, minerais e matéria orgânica ao longo das vertentes. Pode ser expressa tanto em ângulo por distância ($^{\circ}/m$ por ex.), como em raio de curvatura (metros).

Nas cartas topográficas, esta variável é facilmente visível nas curvas de nível. Em campo, a curvatura horizontal é percebida ao se percorrer uma curva de nível, onde a situação de divergência é identificada quando o lado interno da curva aponta a montante e vice-versa. Já em SIG, seu cálculo é baseado na comparação entre as orientações de vertentes na vizinhança do pixel medido, por meio das janelas móveis (VALERIANO, 2008b).

A leitura dos tipos de curvaturas horizontais se dá por meio das direções de declive adjacentes, como mostra a figura 2.3.3. As áreas em que estas linhas se encontram paralelas possuem curvatura horizontal nula, e diz-se que o terreno é planar.

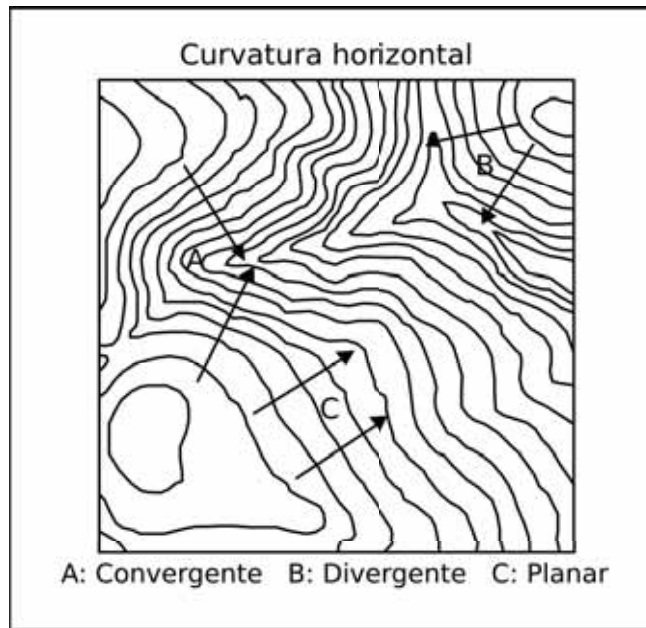


Figura 2.3.3 - Representação da variável curvatura horizontal. Extraído de Muñoz (2009).

2.3.4 Curvatura vertical (*Profile curvature*)

A curvatura vertical é a taxa de variação da declividade e se refere ao caráter côncavo/convexo do terreno, quando analisada em perfil, como mostra a figura 2.3.4 (GROHMANN, 2007; VALERIANO, 2008a).

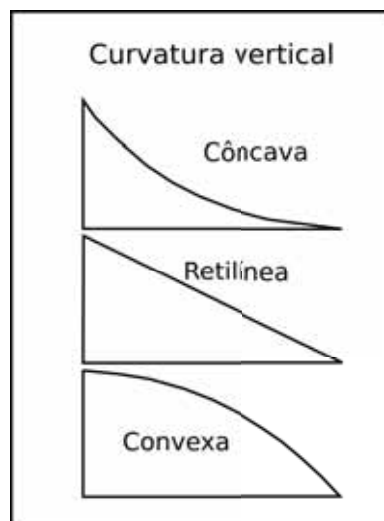


Figura 2.3.4 - Representação da variável curvatura vertical. Extraído de Muñoz (2009).

Esta variável pode ser medida em graus por metro ($^{\circ}/m$), e está relacionada aos processos de dispersão e acúmulo de água, minerais e materiais orgânicos na superfície, causados pela gravidade (VALERIANO, 2008a, MUÑOZ, 2009).

Segundo Valeriano (2008a, 2008b), devido à forte relação com o tipo de substrato e com processos de formação do relevo, os estudos de compartimentação da topografia apontam a curvatura vertical de vertentes como tendo alto poder de identificação de unidades homogêneas do relevo.

A medição desta variável em cartas topográficas precisa de pelo menos três curvas de nível adjacentes, e é indicada pela aproximação ou afastamento das curvas ao longo da vertente. No ambiente, a leitura da curvatura vertical, quando não ocorre visualmente, se dá pela variação da declividade enquanto se percorre a vertente em direção à orientação ou direção do desnível. Já em SIG o cálculo é feito comparando os diferenciais altimétricos recíprocos ao pixel sob análise, feita por meio de janelas móveis (VALERIANO, 2008b).

Os casos extremos de combinações de curvaturas horizontal e vertical são aquelas de caráter côncavo/convergente, onde existe máxima concentração e acúmulo do escoamento, bem como aquelas de caráter convexo/divergente, onde existe máxima dispersão do escoamento.

2.4 Contexto Geológico Regional

A área escolhida para esta pesquisa está inserida nos domínios da Bacia do Paraná. Esta região é geologicamente complexa, não somente devido à maior flexura na zona central da bacia, mas por apresentar um conjunto de diques, soleiras de diabásio e derrames, que promovem uma modelagem peculiar no relevo.

2.4.1 Bacia do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná possui todas as características das bacias do tipo intracratônicas, ou seja, apresenta forma ovalada e eixo N-S, estando seus limites e contornos atuais relacionados a eventos erosivos. Esta província sedimentar-magmática, com idades entre o Neordoviciano e o Neocretáceo, está localizada no sudeste da placa Sul-Americana e abrange porções territoriais do centro-sul do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, em uma área que totaliza 1,5 milhão de quilômetros quadrados (MILANI, 2004; 2007).

Segundo os mesmos autores, a Bacia do Paraná é uma bacia policíclica, onde sucessivos episódios de sedimentação ocorreram ao longo de sua história evolutiva entre o Neordoviciano e o final do Mesozóico (458 Ma - 66 Ma), quando sua subsidência e sedimentação foram interrompidas pela Reativação Wealdeniana e a abertura do oceano Atlântico Sul.

Milani (2004) subdividiu a bacia em seis unidades de acordo com seu arcabouço estratigráfico (figura 2.4.1): Supersequencia Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano), Supersequencia Paraná (Devoniano), Supersequencia Gondwana I (Carbonífero - Eotriássico), Supersequencia Gondwana II (Meso a Neotriássico), Supersequencia Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo) e Supersequencia Bauru (Neocretáceo), que alguns autores consideram como sendo uma outra Bacia – Bacia Bauru.

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná se iniciou no Neordoviciano com a deposição de estratos marinhos, já que a bacia tinha ligação com o oceano. Esta deposição perdurou durante todo o período Devoniano. Já no Permiano, a bacia assumiu a fisiografia de amplo mar interior até que orogenias instaladas ainda durante o Paleozóico interromperam a ligação desta com o oceano a oeste-sudoeste (MILANI, 2004; 2007).

Já no Mesozóico foram os desertos arenosos que fizeram parte da fisiografia da bacia. Próximo da ruptura do Gondwana, seu embasamento foi intensamente afetado e reativado, onde se deram então a intrusão de grandes volumes de magma em forma de diques e soleiras e ainda o extravasamento à superfície desta lava de composição básica e em menor parte ácida. Assim, o registro estratigráfico de tal província sedimentar-magmática, apresenta uma progressiva tendência a continentalização dos sistemas deposicionais atuantes (PICIRILLO, MELFI, 1988; ASSINE *et al.*, 2003).

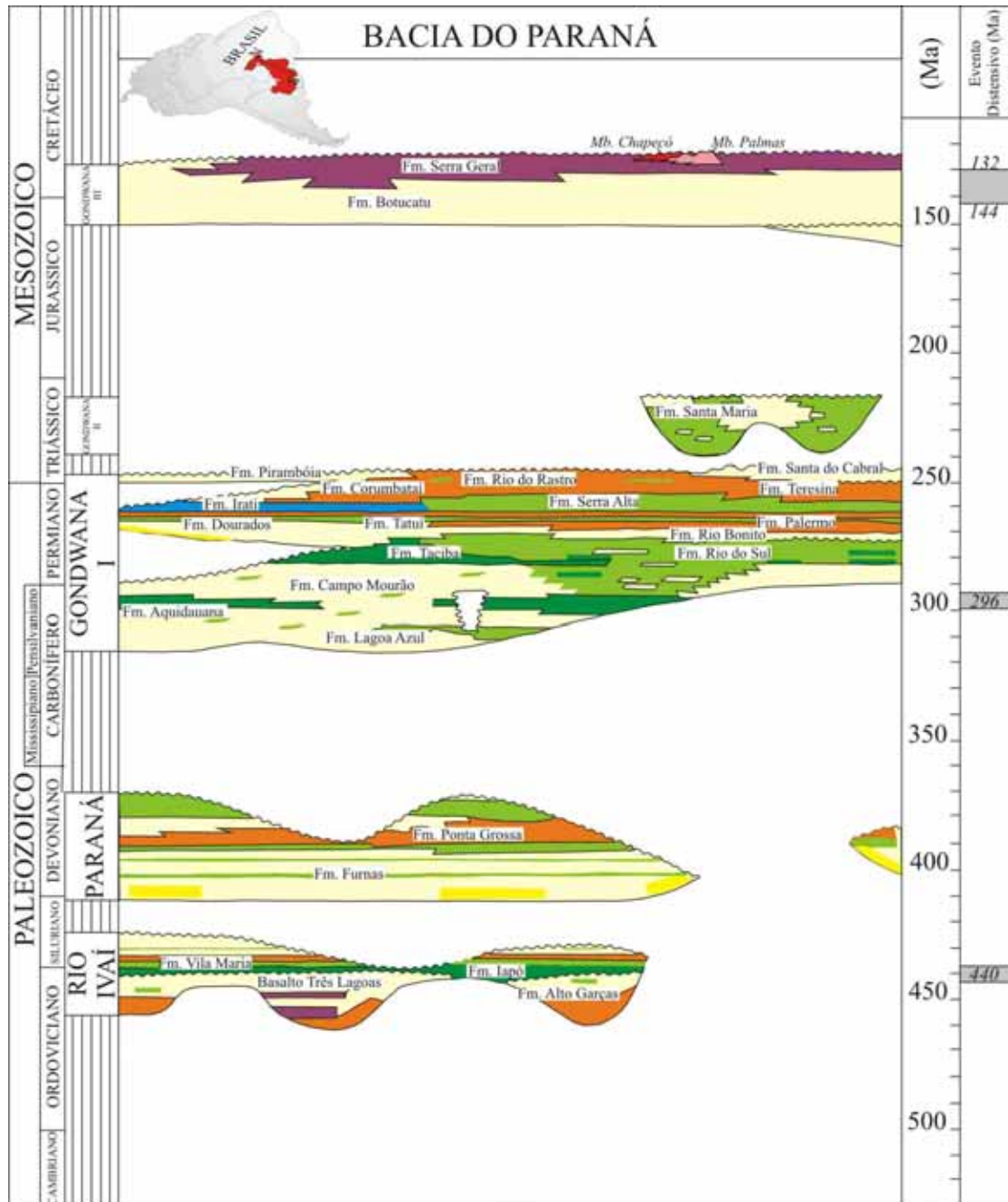


Figura 2.4.1 – Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná (Machado, 2009).

2.4.1.1 Evolução geológica

Segundo Milani e Ramos (1998) e Zalán (1990) a evolução geológica da Bacia do Paraná possui estreita relação com a geodinâmica do domínio sul ocidental do paleocontinente Gondwana, pois esta foi uma região submetida aos esforços compressivos gerados pela convergência do bloco gondwânico e da crosta do oceano Panthalassa (figura 2.4.2).

A grande maioria dos sedimentos encontrados na Bacia do Paraná se depositaram durante o Paleozóico (do Ordoviciano até o Permiano). A sedimentação da bacia se finda, já no Mesozóico, com os derrames de lava que formam a Província Magmática do Paraná.



Figura 2.4.2 - Mapa paleotectônico da Bacia do Paraná. Extraído de Milani (2007).

A primeira Supersequência a ser depositada foi a Rio Ivaí. Datada do Ordoviciano-Siluriano, esta unidade é a mais antiga já identificada na Bacia do Paraná e encontra-se assentada diretamente sobre o embasamento Pré-Cambriano/Eopaleozóico. Este pacote ocorre desde a porção catarinense da bacia até os estados de Mato Grosso e Goiás (MILANI, RAMOS, 1998; MILANI, 2004; 2007; MACHADO, 2009).

No Devoniano, foram depositados os sedimentos da Supersequência Paraná, constituída das formações Furnas e Ponta Grossa. Assim como a Supersequência Rio Ivaí, a Supersequência Paraná se configurava como um golfo, na qual adentravam as águas do

oceano Panthalassa. Tal sequência é exemplo de um ciclo transgressivo-regressivo completo de sedimentação, pois se inicia com os sedimentos arenosos mais grossos da Formação Furnas, que transicionam para os sedimentos mais finos (silto-arenosos) da Formação Ponta Grossa com grande variedade fossilífera (MILANI, 2004; 2007, MACHADO, 2009).

Durante o Carbonífero – Eotriássico se depositaram os sedimentos da Supersequencia Gondwana I. Durante o Neocarbonífero, o ambiente se encontrava sob forte influência de geleiras, sendo o gelo o principal responsável pelo transporte e deposição de sedimentos. A sequencia Carbonífero-Permiana é marcada por um evento de transgressão marinha, em função do degelo das calotas polares instaladas durante o Eocarbonífero. A máxima transgressão é alcançada com a deposição dos sedimentos da formação Irati, no Neopermiano. A partir daí segue um ciclo regressivo. Compõem a Supersequencia Gondwana I as formações Lagoa Azul, Aquidauana, Campo Mourão, Taciba, Rio do Sul, Rio Bonito, Palermo, Tatuí, Dourados, Serra Alta, Irati (com maior incidência de calcário), Teresina, Corumbataí, Rio do Rastro, Pirambóia (deserto úmido) e Santa do Cabral (MILANI, 2004; 2007; MACHADO, 2005; FRANCO-MAGALHÃES, 2009). Cabe ressaltar que as formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, no estado do Paraná, correspondem à formação Corumbataí no estado de São Paulo. Portanto, este registro sedimentar, que possui marcada influência glacial no Neocarbonífero, deu lugar a um ambiente árido, com o domínio de dunas eólicas durante o Mesozóico, indicando um progressivo fechamento da bacia às incursões do oceano Panthalassa (MILANI, RAMOS, 1998; MILANI, 2007).

No Triássico ocorreu a deposição dos pelitos da Formação Santa Maria, única representante da Supersequencia Gondwana II.

No Juro-Cretáceo, encontra-se o registro da Supersequencia Gondwana III, sendo representada pelas Formações Botucatu e Serra Geral. Nesta época, a contribuição flúvio-eólica, tornou-se mais reduzida e a presença de água desapareceu por completo restando uma condição paleogeográfica de aridez no interior continental do Pangea. O ressecamento do paleocontinente culminou com a implantação do deserto do Botucatu, e a consolidação da Formação homônima. Enfim, sobre os depósitos sedimentares eólicos da Formação Botucatu extrudiram as rochas magmáticas da Formação Serra Geral, que se caracterizou como um extenso vulcanismo de natureza fissural que cobriu 75% de toda superfície da Bacia do Paraná (FRANCO-MAGALHÃES, 2009; MACHADO, 2009). Neste mesmo período, as rochas da bacia, bem como seu embasamento cristalino, foram intrudidos por soleiras e diques de diabásio, que vieram a compor o denominado enxame de diques do Arco de Ponta Grossa.

2.4.1.2 O Arco de Ponta Grossa e o Alinhamento Guapiara

O Alinhamento Guapiara é um conjunto de falhas, de orientação NW, que se inicia sob os sedimentos litorâneos da região de Iguape (SP) e se estende até a altura da confluência dos rios Verde e Paraná (GIMENEZ, 1996), com comprimento de aproximadamente 600 km, e largura variando entre 20 e 100 km (RICCOMINI, 1995; FRANCO-MAGALHÃES, 2006, 2009). Tal feição tectônica corresponde a um dos quatro alinhamentos estruturais-magnéticos do Arco de Ponta Grossa (figura 2.4.3).

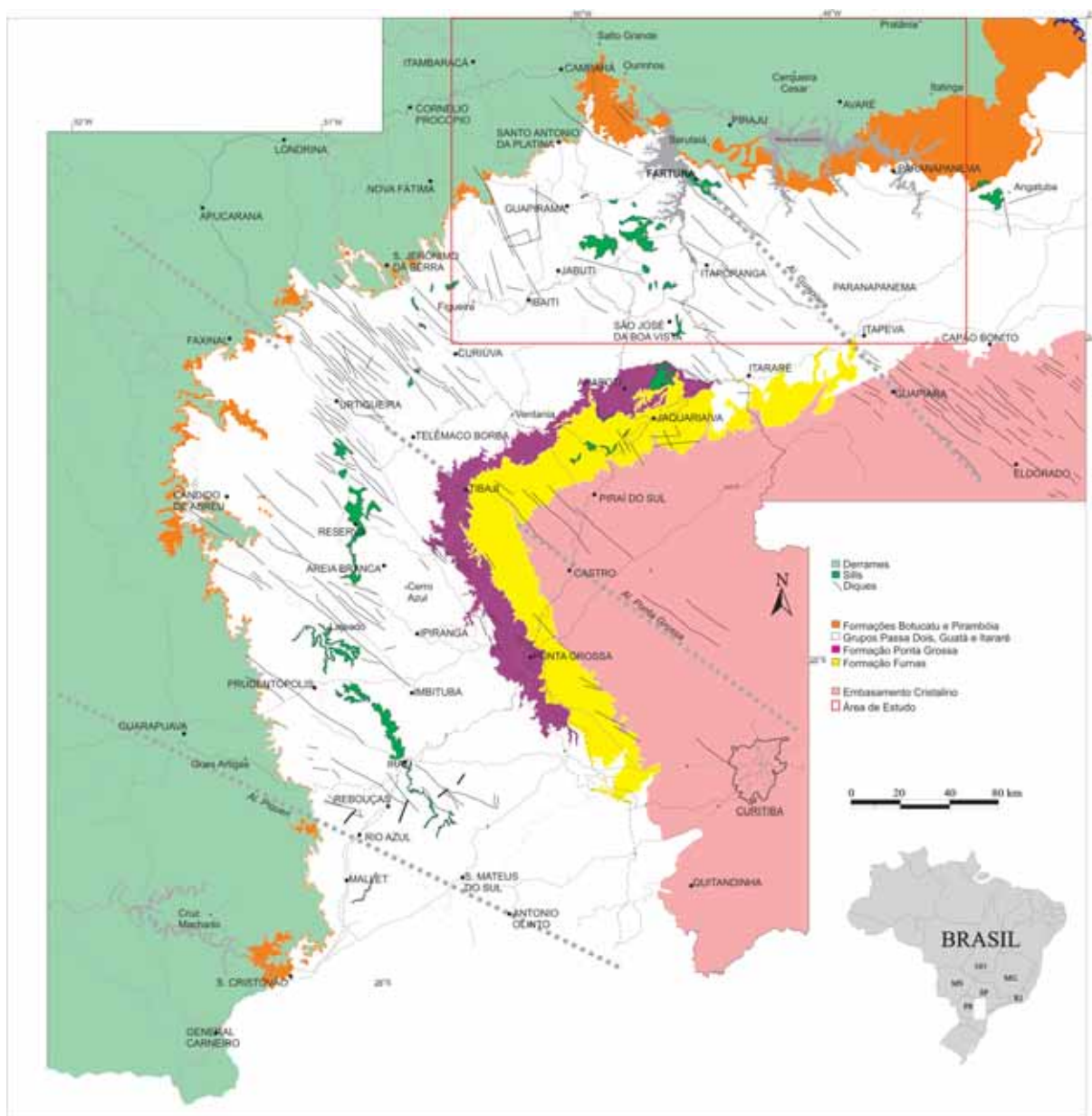


Figura 2.4.3 - Mapa geológico do Arco de Ponta Grossa com seus alinhamentos estruturais e detalhe da área de estudo.

O Arco de Ponta Grossa, limite erosivo leste da Bacia do Paraná, se configura como uma “mega” estrutura soerguida, com eixo de direção NW no sentido do interior da bacia. Tal feição é limitada a nordeste pelo alinhamento de Guapiara, a sudoeste pelo alinhamento do Rio Piquiri, e possui a região central marcada pelos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo. Alguns autores ainda incluem o alinhamento Rio Ivaí, situado entre os alinhamentos do Rio Piquiri e Rio Alonzo como pertencente ao arcabouço estrutural do Arco. (FERREIRA *et al.*, 2005; FRANCO-MAGALHÃES, 2006; 2009).

No transcorrer do Mesozóico, a Plataforma Sul-Americana foi palco de manifestações magmáticas e de soerguimento, relacionadas à ruptura do paleocontinente Gondwana, que culminou com a abertura e consolidação do Oceano Atlântico Sul. Mas já a partir do Jurássico, o Arco assumiu uma tendência positiva (de soerguimento), com o clímax ocorrendo durante o Cretáceo Inferior com o rompimento do Gondwana Sul-Occidental, época em que extensas fraturas NW foram reativadas. ALMEIDA (1969) sugeriu que os alinhamentos do Arco eram ativos já no Devoniano, com acentuação após o Carbonífero Superior, mas principalmente após a reativação Wealdeniana.

Segundo Roldan *et al.* (2010) no arcabouço tectônico da Bacia do Paraná destacam-se três principais padrões estruturais: NW-SE, NE-SW e E-W, sendo as direções NW-SE e NE-SW consideradas as mais importantes, representando descontinuidades já existentes no embasamento da bacia e que foram reativados sucessivamente durante a sua evolução. Ainda segundo os autores, durante a ruptura continental do Gondwana, o padrão estrutural NW sofreu reativação e estaria associado à intrusão de diques básicos, enquanto o padrão NE, relacionado a movimentações transcorrentes, não teria sido reativado.

Gimenez (1996), estudando especificamente o enxame de diques da região de Fartura, destacou que existem na região do arco, três principais grupos de elementos tectono-estruturais, orientados a NW-SE, NE-SW, E-W, sendo as zonas de *trend* NW intensamente intrudidas por diques de diabásio, e as de *trend* NE carentes destas feições. O referido autor catalogou 78 diques na região, e concluiu que 95% deles possuem direção NW, 4% possuem direção NE e 1% possui direção E-W. Segundo o mesmo autor, as extensões (comprimentos) dos diques no enxame de Fartura, variam de 15 metros a 15 quilômetros, identificados por meio de fotografias aéreas e imagens Landsat.

2.4.1.3 Geologia da área de estudo

O mapa geológico apresentado na figura 2.4.4 é uma compilação dos mapas elaborados pela Minerais do Paraná – Mineropar (2006) e pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT (1981). No que concerne a algumas unidades paleozoicas os mapas não apresentam continuidades das sequencias geológicas aflorantes entre os dois estados (diferentes interpretações de paleoambientes e nomes). Por isso, neste trabalho, preferiu-se unificar as unidades paleozóicas como únicas, compreendendo os Grupos Passa Dois e Guatá.

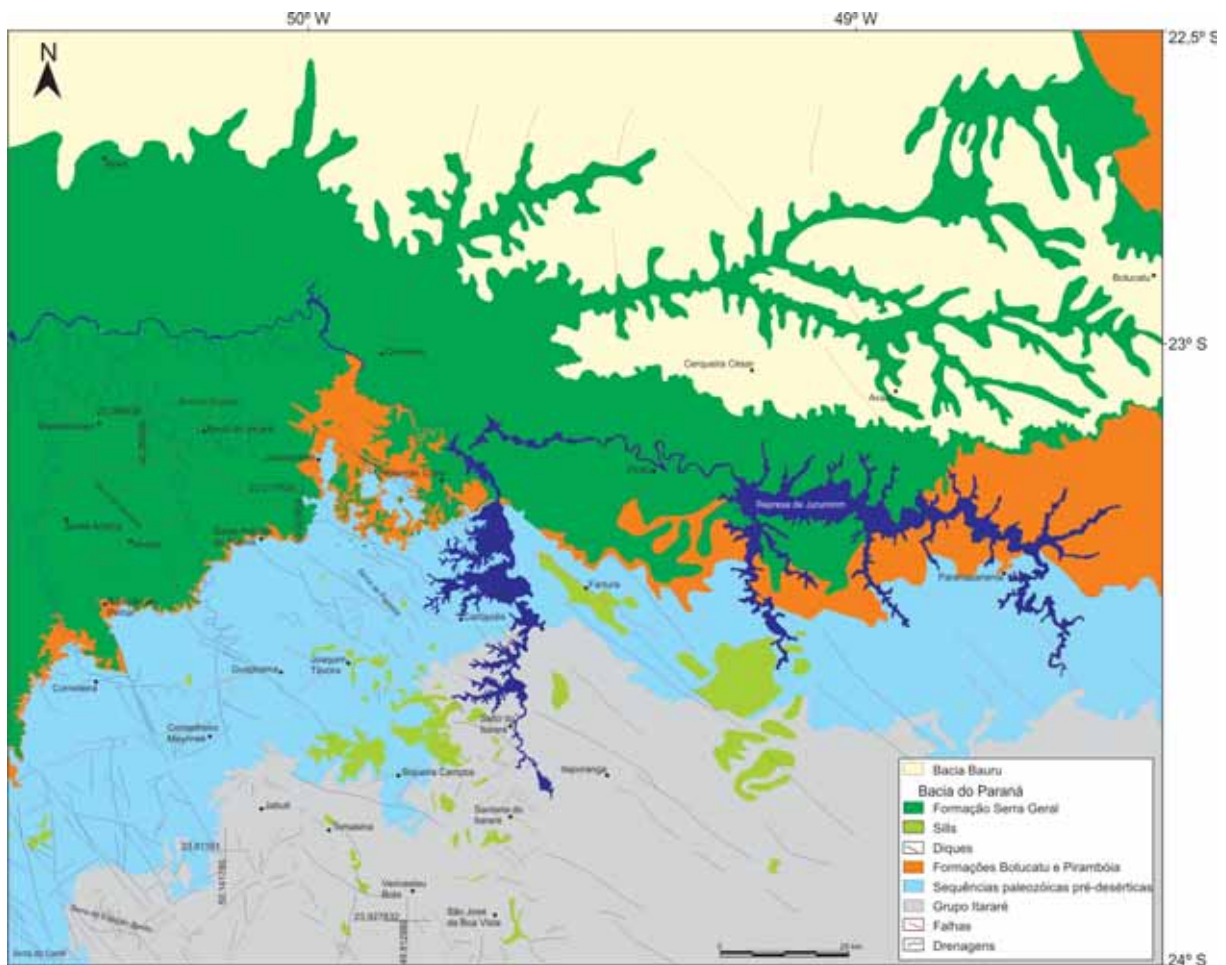


Figura 2.4.4 - Mapa geológico da área de estudo.

Na porção centro-norte da área afloram as rochas pertencentes à Bacia Bauru, os derrames da Formação Serra Geral e as formações Pirambóia e Botucatu. A *Formação Botucatu* é composta por arenitos de granulação fina a grossa e coloração vermelha, com grãos bastante retrabalhados apresentando grande esfericidade em estratificações cruzadas de grande porte, e a *Formação Pirambóia* é composta por arenitos esbranquiçados, amarelados e

avermelhados com granulação média a muito fina (MACHADO, 2009). Já a *Formação Serra Geral* é representada por basaltos e andesito basaltos tholeíticos, além dos riolitos e riolacitos, sendo datadas por Machado (2011) entre $129,2 \pm 0,6$ Ma a $131,6 \pm 0,8$ Ma. As formações representantes da Bacia Bauru são: a Formação Marília e Vale do Rio do Peixe. A *Formação Marília* é composta por arenitos com granulometria variando de grossa a fina e apresentando coloração amarela a vermelha; e arenitos finos a médio, imaturos, com fração subordinada de areia grossa e grânulos. Já a *Formação Vale do Rio do Peixe* é composta por arenitos muito finos a finos, exibindo coloração marrom, rosa e alaranjada (MINEROPAR, 2006).

Na porção sul da área afloram rochas do Grupo Passa Dois, Guatá e Itararé, sendo as formações Serra Alta, Rio do Rasto, Irati e Teresina as representantes do Grupo Passa Dois e Guatá. A *Formação Serra Alta* é composta por folhelhos e siltitos, e argilitos de coloração cinza escuro. A *Formação Rio do Rasto* é composta por pelitos, arenitos, siltitos verdes ou avermelhados e arenitos finos, de coloração arroxeada, rósea e esbranquiçada. A *Formação Irati* é composta por folhelhos, siltitos e argilitos de coloração cinza escuro, calcários, margas e folhelhos betuminosos com a presença de fósseis da espécie mesossauros. Já a *Formação Teresina* é composta por argilitos, siltitos e arenitos variando entre muito finos a finos, de coloração cinza escuro a esverdeados (CPRM, 2005; IPT, 1981; MINEROPAR, 2006). Por fim, o Grupo Itararé, segundo as referências citadas, é composto por rochas como arenitos, tilitos, siltitos, folhelhos e ritmitos. Este grupo foi consolidado à época em que a região sofria influência glácio-marinha. Pontualmente em toda área afloram ainda soleiras de diabásio.

Cabe ressaltar que no mapa da figura 2.4.5 as formações de origem desértica, Pirambóia e Botucatu, são apresentadas como uma única unidade. Por sua vez, as unidades sotopostas são denominadas “sequencias paleozoicas pré-desérticas”. Essa distinção foi necessária, pois alguns trabalhos classificam a Formação Pirambóia como Neopaleozóica.

2.5 Contexto Geomorfológico Regional

A área de estudo encontra-se inserida nos domínios da Depressão Periférica Paulista, das Cuestas Basálticas e do Planalto Ocidental no estado de São Paulo (IPT, 1981), e do Segundo e Terceiro Planaltos no estado do Paraná (SANTOS *et. al.*, 2006).

2.5.1 Depressão Periférica Paulista e Segundo Planalto Paranaense

A expressão “Depressão Periférica Paulista” foi utilizada pela primeira vez por Moraes Rego em 1932. Deffontaines em 1935 e Monbeig em 1949 também propuseram uma compartimentação do território paulista, descrevendo e citando a Depressão em seus manuscritos. Posteriormente o professor Ab’Saber, em 1956, esboçou suas características no mapa intitulado “Esquema Morfológico do Estado de São Paulo”. Em 1964, o professor Fernando Flávio Marques de Almeida propôs uma divisão desta província em três zonas: do Paranapanema, do Médio Tietê e do Mogi-Guaçu (AB’ SABER, 1969), divisão esta utilizada no mapa geomorfológico do estado de São Paulo elaborado pelo IPT (1981), que serve de base geomorfológica nesta pesquisa. Cabe ressaltar que, a região do presente estudo, abarca apenas a zona do Paranapanema.

A Depressão Periférica Paulista, caracteriza-se como uma faixa estreita e deprimida, embutida entre as escarpas cuestiformes (arenítico-basálticas) de um lado e o reverso do Planalto Cristalino Atlântico do outro (ROSS, 1991). Esta feição, que teria sido esculpida ao longo do Neogeno (Plioceno - Pleistoceno) (ROSS, 1991; AB’SABER, 1969), limita-se ao norte pelo alinhamento de Araxá-Rio Grande e ao sul pelo alinhamento do Rio Paranapanema. Está restrita ao setor norte da Bacia do Paraná, que desde o Permo-carbonífero, tem apresentado comportamento menos ascendente que o Arco de Ponta Grossa, ao sul (VIEIRA, 1982).

No extremo sudoeste do Estado de São Paulo, na região do Médio Paranapanema, área alvo desta pesquisa, em sentido do Segundo Planalto Paranaense, a Depressão Periférica oscila sua largura média entre 80 e 120 Km, onde ocorrem sutis modificações topográficas, morfológicas e paisagísticas. Nesta área, a feição perde seu caráter de “legítima depressão marginal” e passa a adquirir a condição de uma “larga e relativamente acidentada depressão monoclinial”, por se encontrar entre o reverso da cuesta devoniana e a base das escarpas da região de Avaré-Botucatu e Fartura-São Jerônimo (AB’SABER, 1969). Em território paulista, esta unidade apresenta altitudes entre 600 e 750 metros, com as maiores altitudes margeando as escarpas de frentes de cuevas (ROSS, 1990).

Alguns autores, como Ab’Saber (1969), consideram a erosão em associação à evolução morfoclimática da região, como sendo os fatores que deram origem à Depressão Periférica e às Cuestas Basálticas, um fenômeno que o referido autor denominou de “circundesnudação periférica pós-cretácea”. Já outros autores como Vieira (1982) atribuem à tectônica, a origem de tal sistema (CARNEIRO, 2010).

No Neogeno, um ciclo de erosão denominado de Superfície Neogênica, descrita primeiramente por De Martone em 1943, originou um relevo ondulado e pedimentado, localizado nos compartimentos intermontanos e interplanálticos (SILVA, 2009), gerando na região da Depressão Periférica Paulista um marcante subnívelamento de topos (CARNEIRO, 2010). A Superfície Sulamericana de King, a Superfície Pliocênica de Moraes Rego, a Superfície do Médio Tietê de Almeida, bem como a Superfície A de Freitas são expressões substitutivas para designar a Superfície Neogênica de De Martone (AB'SABER, 1969).

Adentrando ao estado do Paraná, a Depressão Periférica Paulista correlaciona-se com o Segundo Planalto Paranaense, descrito por Santos *et. al* (2006) como sendo um planalto modelado em estruturas monoclinais, sub-horizontais e com mergulho para oeste.

Este setor do relevo paranaense encontra-se esculpido na faixa de rochas Paleozóicas, e tem seus limites com a escarpa Devoniana a leste, cujas altitudes variam entre 1100 e 1200 metros, e com a escarpa arenito-basáltica (Triássico - Jurássico) a oeste, cujas altitudes variam entre 350 e 1200 metros. Estende-se como uma faixa de 100 km de largura média, desde os rios Negro e Iguaçu, no limite com Santa Catarina, até o rio Itararé no limite com São Paulo, na região de Siqueira Campos (SANTOS *et al*, 2006).

Na área de estudo encontram-se as seguintes sub-unidades morfoesculturais do Segundo Planalto Paranaense: Planalto de Ponta Grossa, Planalto de Santo Antonio da Platina, Planalto do Médio Cinzas e Planalto de Carlópolis .

2.5.2 Cuestas basálticas

Um outro sistema geomorfológico que a área de estudo abarca, são as Cuestas Basálticas, que consistem numa faixa montanhosa que separa a Depressão Periférica Paulista do Planalto Ocidental.

As cuestas são definidas como relevos dissimétricos que possuem *front* (cornija e tálus), reverso (caimento suavizado) e depressão ortoclinal (figura 2.5.1). No âmbito da Bacia do Paraná, a litologia compreende arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu sustentados pelos basaltos da Formação Serra Geral com mergulho regional das camadas para NO.

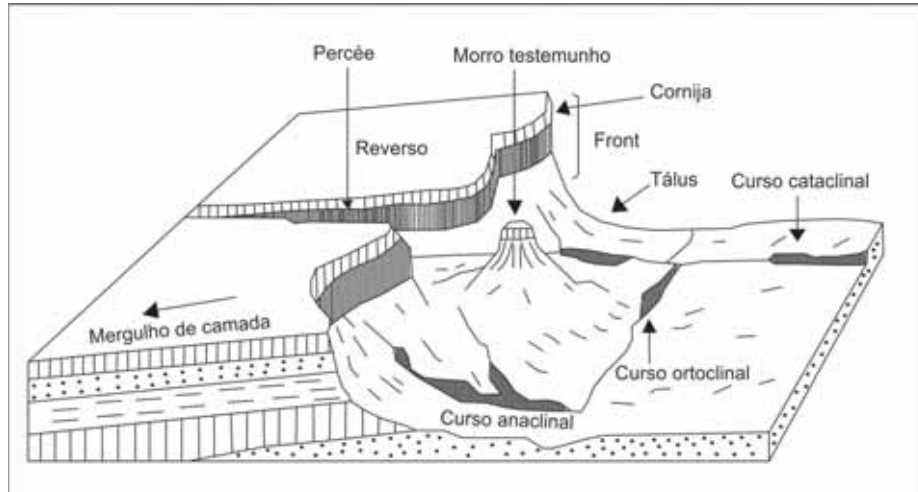


Figura 2.5.1 - Identificação dos elementos que caracterizam uma cuesta (CASSETI, 2005).

Existem três tipos de drenagens que são muito importantes no modelado do relevo de cuestas: os cataclinais, os ortoclinais e os anaclinais.

O curso cataclinal é o curso principal, que acompanha o mergulho da camada, responsável pela esculturação de percées, que são boqueirões escavados no *front* da cuestas por superimposição. As percées são feições comuns no estado de São Paulo, aproveitadas para construção de usinas hidrelétricas (CASSETI, 2005).

Os cursos ortoclinais são os tributários do curso principal, localizados perpendicularmente ao mergulho das camadas, e muitas vezes são orientados por fraturas. Estes cursos são responsáveis pela denudação e formação da Depressão Ortoclinal, que é uma porção deprimida a partir do *front* da cuesta (Casseti, 2005).

Num estágio evolutivo mais avançado os cursos anaclinais são os responsáveis pelo processo de festonamento do *front* por erosão regressiva, e também pelo recuo do *front* evidenciado pela formação de morros-testemunhos. A erosão regressiva festona o front das cuestas pela retirada gradativa de material e aluição da camada resistente na cornija. Se a evolução remontante persiste, com o aparecimento de novos tributários dos próprios cursos anaclinais, acontece o *cut-off*, ou seja, o corte de parte do *front* formando uma estrutura residual. À medida que a separação desta estrutura residual vai se consolidando tem-se a gênese do morro-testemunho, que testemunha a antiga posição do *front* (CASSETI, 2005).

2.5.3 Planalto Ocidental Paulista e Terceiro Planalto Paranaense

O Planalto Ocidental Paulista aflora somente no extremo norte da área de estudo, mas em termos de território paulista esta unidade geomorfológica ocupa praticamente 50% de toda área do Estado.

O relevo desta unidade geomorfológica caracteriza-se como sendo levemente ondulado, predominando colinas amplas e baixas com topos aplanados desenvolvendo-se sobre rochas do Grupo Bauru, em algumas regiões cimentadas por carbonato de cálcio. Os basaltos da Formação Serra Geral afloram descontinuamente ao longo dos vales dos principais rios, exceto no Paranapanema e no Pardo, onde afloram extensivamente (ROSS, 1997).

O Terceiro Planalto Paranaense abrange cerca de 2/3 do território do estado do Paraná e se desenvolve como um conjunto de relevos planálticos, com inclinação geral para W-NO. Tais planaltos, subdivididos pelos principais afluentes do rio Paraná, atingem altitudes médias em torno de 1100 a 1250 metros nas proximidades da Serra da Esperança, declinando para altitudes entre 220 e 300 metros em direção à calha do rio Paraná.

Também chamado de Planalto Arenito-Basáltico, corresponde ao derrame mesozóico de rochas eruptivas básicas, que se associam aos arenitos do Grupo Bauru, assim como o Planalto Ocidental Paulista.

Na área de estudo encontram-se as seguintes sub-unidades morfoesculturais do Terceiro Planalto Paranaense: Planalto do Foz do Areia/Ribeirão Claro e Planalto de Londrina (SANTOS *et. al*, 2006).

2.5.4 Geomorfologia da área de estudo

Para melhor entendimento da geomorfologia da área de estudo foram adotados como base para elaboração do mapa geomorfológico, apresentado na figura 2.5.2, os mapas produzidos por IPT (1981) no estado de São Paulo e aquele produzido pela equipe da professora Chisato Oka-Fiori, no estado do Paraná, facilmente acessado pelo site da empresa Mineropar na internet².

O rio Paranapanema e o reservatório Xavantes são os limites naturais entre os estados de São Paulo e Paraná.

²<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=133>.

Assim, no estado de São Paulo são descritas por IPT (1981) as unidades geomorfológicas de *Colinas Amplas* (212) compostas por topos extensos e aplainados e vertentes com perfis retilíneos a convexos. As drenagens de tal sistema de relevo são de baixa densidade e possuem padrão subdendrítico. Os vales são abertos, com planícies aluviais interiores restritas, e presença eventual de lagoas perenes ou intermitentes; *Colinas Médias* (213), que são compostas por topos aplainados e vertentes com perfis convexos a retilíneos. As drenagens deste sistema de relevo são de média a baixa intensidade e possuem padrão sub-retangular, com vales oscilando entre abertos a fechados; os *Morrotos Alongados e Espigões* (234), que possuem topos angulosos a achatados e vertentes ravinadas com perfis retilíneos. As declividades encontram-se acima de 15%. As drenagens deste sistema são de média a alta densidade e possuem padrão dendrítico com vales fechados; os *Morros Arredondados* (241), caracterizados por topos arredondados, localmente achatados e vertentes com perfis convexos a retilíneos, localmente ravinados, com declividades médias acima dos 15%. As drenagens são de média densidade com padrão dendrítico a subdendrítico e vales fechados; e as *Escarpas Festonadas* (521), caracterizadas pelos topos angulosos e vertentes com perfis retilíneos. Neste sistema predominam declividades altas, acima dos 30% de inclinação. As drenagens possuem alta densidade, com padrão subparalelo a dendrítico e os vales são fechados.

Já no estado do Paraná são descritos por Santos *et al.* (2006) quatro sub-unidades morfoesculturais no Segundo Planalto e três sub-unidades morfoesculturais no Terceiro Planalto.

Fazendo parte do Segundo Planalto, no centro-sul da área, encontram-se os Planaltos de Ponta Grossa (2.3.4), Santo Antonio da Platina (2.3.14), do Médio Cinzas (2.3.15) e de Carlópolis (2.3.16).

O *Planalto de Ponta Grossa* é caracterizado por topos alongados, e ocupa uma área de 2.784,52 km². Apresenta altitudes que variam de 480 a 940 metros, e declividade predominante entre 6-30% de inclinação, com dissecação média. As vertentes variam entre retilíneas e côncavas e os vales são em “U”. Esta sub-unidade morfoescultural se apresenta modelada em rochas do Grupo Itararé.

O *Planalto de Santo Antonio da Platina* encontra-se modelado em rochas da Formação Rio do Rastro. Este planalto ocupa uma área de 1.130,18 km². Tal sistema de relevo apresenta alta dissecação, com declividades predominando entre 12-30% de inclinação. As formas aí predominantes são topos isolados, com vertentes convexas e vales em “V”. As altitudes variam de 440 a 1180 metros, com direção da morfologia a NW/SE.

Já o *Planalto do Médio Cinzas* está modelado em rochas das Formações Rio do Rastro, Teresina, Serra Alta, Rio Bonito e do Grupo Itararé, e ocupa uma área de 2.461,35 km². Apresenta baixa dissecação, com declividades predominantemente menores que 6% de inclinação. A direção geral da morfologia é NW/SE, e as altitudes variam entre 440 e 780 metros. As formas predominantes do relevo são topos aplainados, vertentes convexas e vales abertos de fundo chato.

Por fim, o *Planalto de Carlópolis* apresenta-se modelado em rochas das Formações Rio do Rastro, Teresina e do Grupo Itararé, com direção geral da morfologia a NW/SE. As formas de relevo predominantes são topos aplainados, vertentes convexas e vales em “V” abertos, apresentando dissecação média. Este planalto ocupa uma área de 1.202,52 km², com altitudes variando entre 480 e 860 metros e declividades menores que 6% de inclinação.

O Terceiro Planalto Paranaense, abrangendo a área centro-norte do Estado, é representado pelos Planaltos do Foz do Areia/Ribeirão Claro (2.4.2) e de Londrina (2.4.7).

O *Planalto do Foz do Areia/Ribeirão Claro*, encontra-se modelado em rochas da Formação Serra Geral, ocupando uma área de 903,22 km². As altitudes deste sistema de relevo variam entre 400 e 1180 metros e as formas predominantes são topos alongados, vertentes retilíneas e côncavas, com vales em degraus. Apresenta ainda, alta dissecação, com declividades entre 12-30% de inclinação. Cabe ressaltar que a direção geral da morfologia desta área é NW/SE.

Já o *Planalto de Londrina*, encontra-se modelado em rochas da Formação Serra Geral, e ocupa uma área de 5.560,76 km². As altitudes variam entre 340 e 980 metros e o relevo apresenta dissecação média. As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, com declividades predominantemente menores que 12% de inclinação.

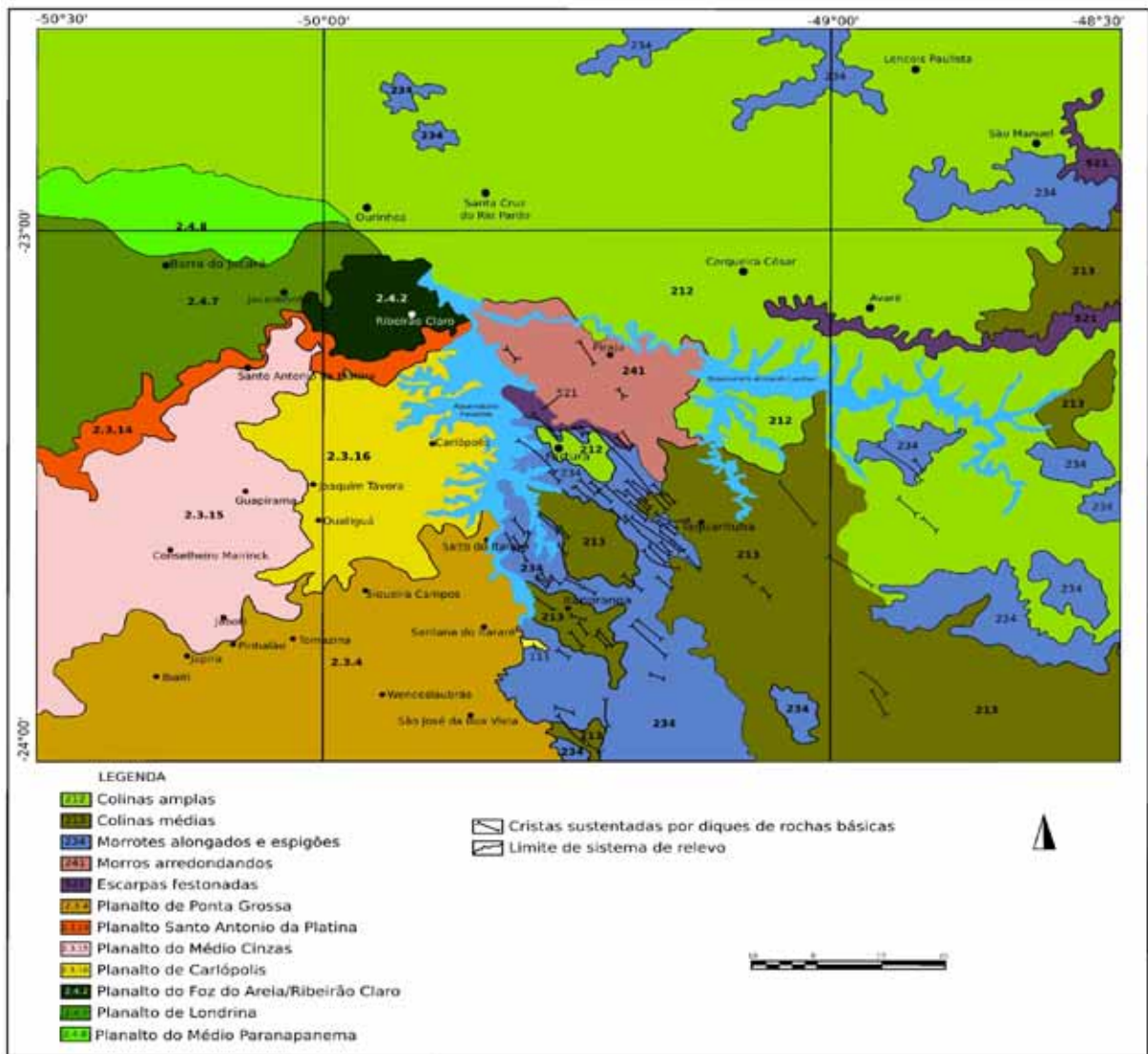


Figura 2.5.2 - Mapa geomorfológico da área de estudo. Para maiores detalhes das unidades geomorfológicas, consultar o texto. Fonte: IPT (1981).

Capítulo 3

ANÁLISE DOS DADOS

3.1 Declividade (*Slope*)

O mapa de declividade (figura 3.1.1) revela a diferença de inclinação do terreno existente entre o norte e o centro-sul da área. A porção norte possui um relevo mais monótono, quando comparado a região centro-sul, com relevo mais rugoso e dissecado. As maiores declividades são observadas na porção centro-sul da área, enquanto que a porção norte apresenta declividades baixas a intermediárias.

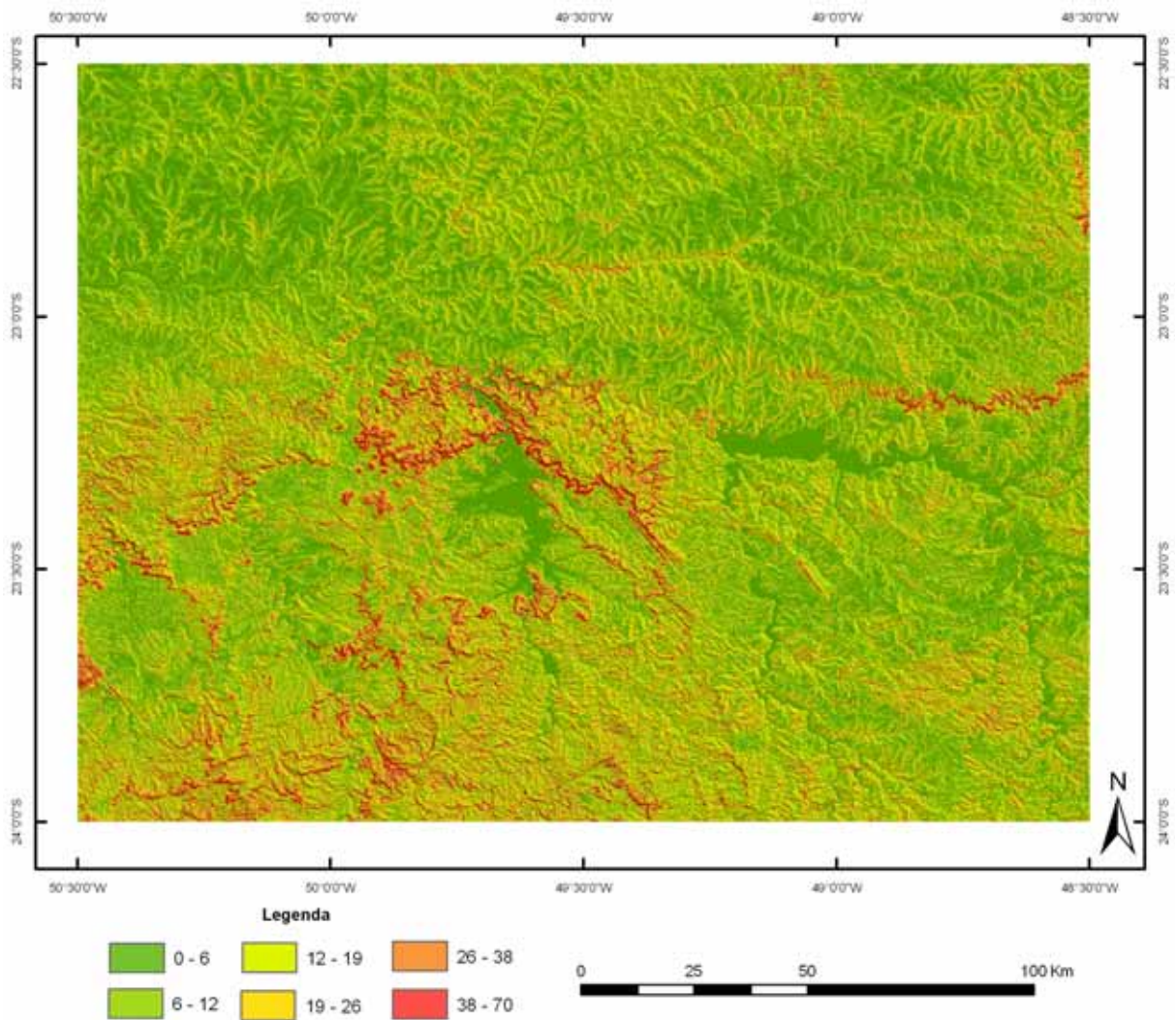


Figura 3.1.1 - Mapa de declividade da área de estudo ($^{\circ}$). Identificação dos elementos fisiográficos se encontram na figura 1.2.1.

As maiores declividades da porção centro-sul localizam-se nas serras da Fartura e da Caatinga, no grande escarpamento localizado do lado leste do mapa, bem como em toda região de “serranias” localizada na porção SSW da área, com vertentes atingindo os 70° de inclinação (tons alaranjado e vermelho nos mapas).

Já as menores declividades (tons de verde), com predominância das classes entre 0° e 14° , são percebidas no extremo NW do mapa e nas áreas de drenagens. Nota-se ainda, que a porção norte é quase inteiramente tomada pelo reverso da cuesta, que forma um extenso planalto onde se encontram os vales dos rios Pardo, Novo e Turvo, região onde se localizam declividades intermediárias, entre 14° e 23° (tons amarelo-alaranjado claro). De maneira geral, os vales dos rios, por toda área de estudo, apresentam declividades intermediárias, entre 19° e 29° .

A fim de observar melhor as áreas de maior declividade da porção centro-sul da área, foi feito um agrupamento das classes de declividade. Com um *zoom* dado nesta porção, pode-se observar o padrão festonado do relevo em toda faixa central da área, bem como algumas cristas de relevo alinhadas a NW-SE (figura 3.1.2).

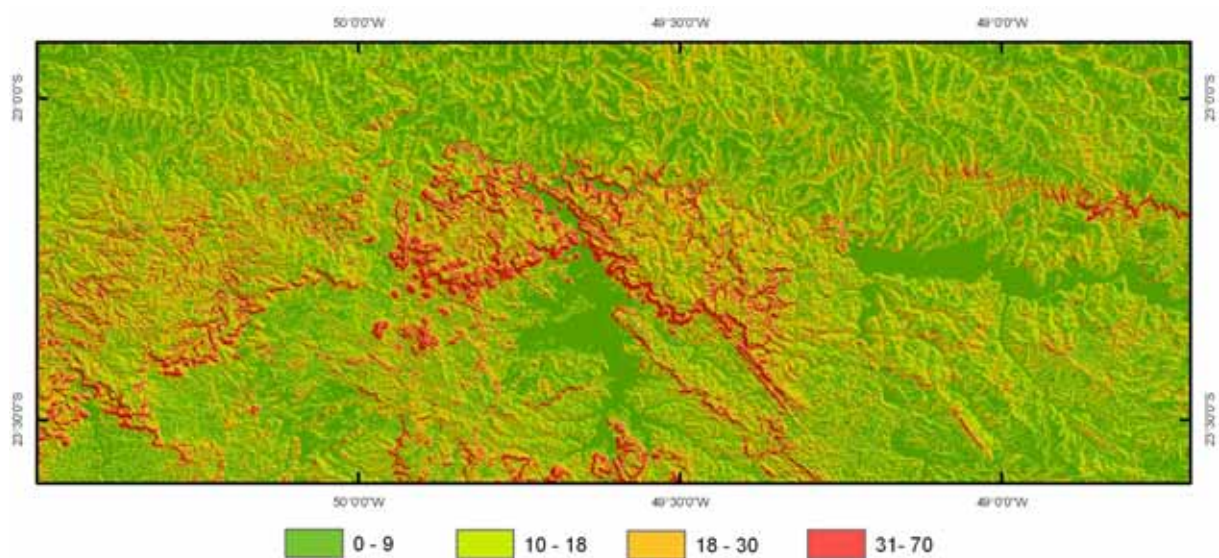


Figura 3.1.2 - Mapa de declividade da área de estudo (com agrupamento maior das classes), e *zoom* na porção centro-sul ($^\circ$).

Com a aplicação da técnica das janelas móveis há uma suavização gradativa do relevo, como pode ser visto nos mapas da figura 3.1.3. Nos mapas com janelas de 3×3 e 11×11 ainda é possível perceber os limites bem definidos das declividades. Nas demais janelas progressivamente ocorre uma generalização dos limites, e suavização do relevo, como pode ser notado, inclusive nas legendas.

Apesar da suavização que ocorre com o aumento no tamanho das janelas, as cristas do relevo, especialmente na porção sul da área permanecem bem marcadas.

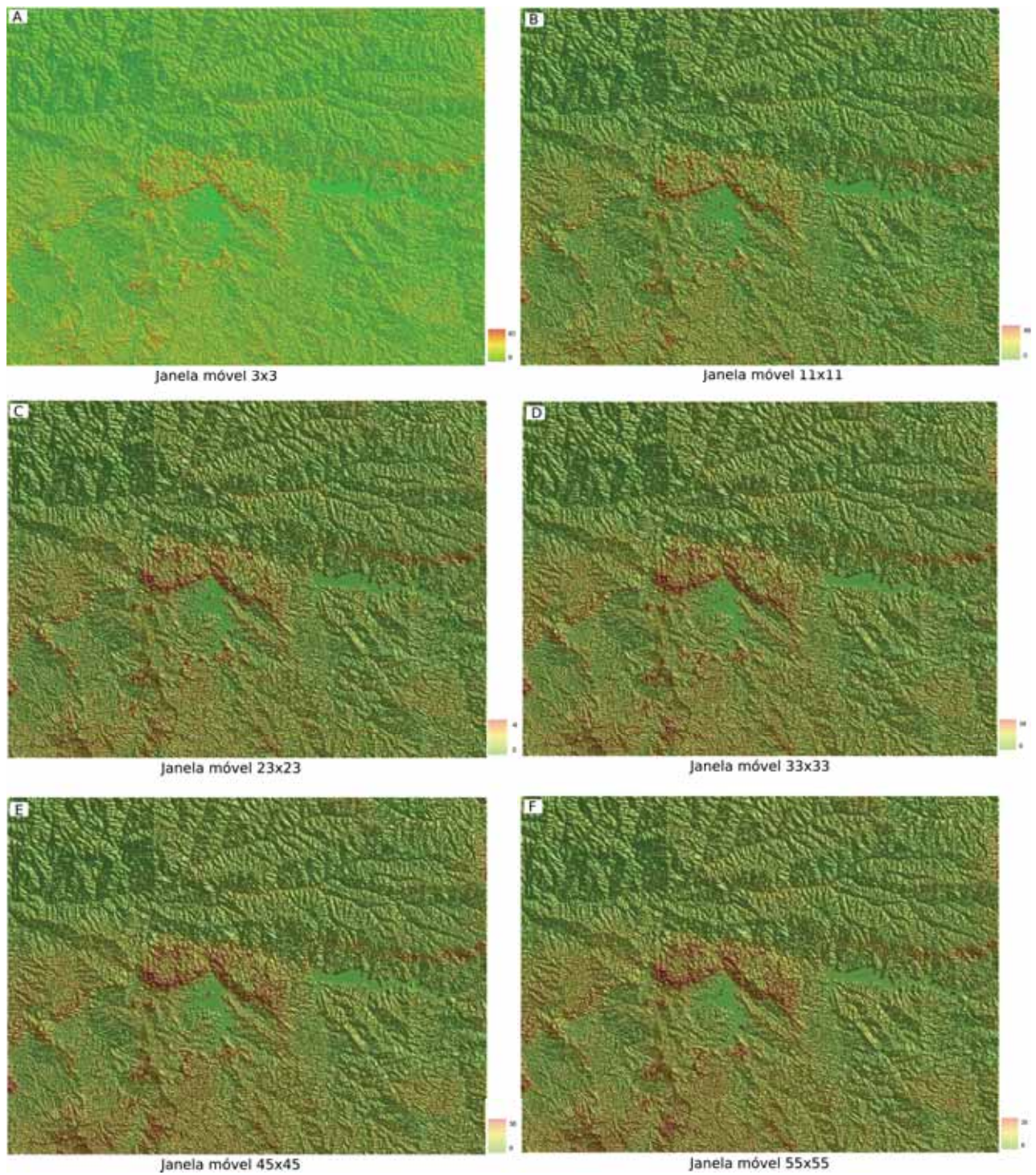


Figura 3.1.3 - Mapas gerados com aplicação de janelas móveis: (A) janela 3x3; (B) janela 11x11; (C) janela 23x23; (D) janela 33x33; (E) janela 45x45; (F) janela 55x55.

3.2 Curvatura vertical (*Profile curvature*)

De maneira geral, o mapa confeccionado para esta variável destacou a rede de drenagens, os divisores de água e as áreas de planaltos, como mostra a figura 3.2.1.

A porção norte da área possui relevo suave, com interflúvios mais amplos, pois corresponde a um relevo de colinas amplas. Já a porção centro-sul possui relevo mais movimentado devido o forte controle estabelecido pelo enxame de diques que afeta toda a região, e fazem com que a erosão, nesta porção, tenha um caráter diferenciado, pois encontra uma litologia mais resistente, como soleiras e diques sustentando o relevo.

Assim, como no mapa de declividades, o de curvatura vertical ressaltou o *front* festonado das escarpas localizadas na região centro-sul da área, onde também se observa a maior densidade de áreas convexas (cor vermelha) e côncavas (cor azul) por este ser um relevo mais trabalhado pelos agentes erosivos.

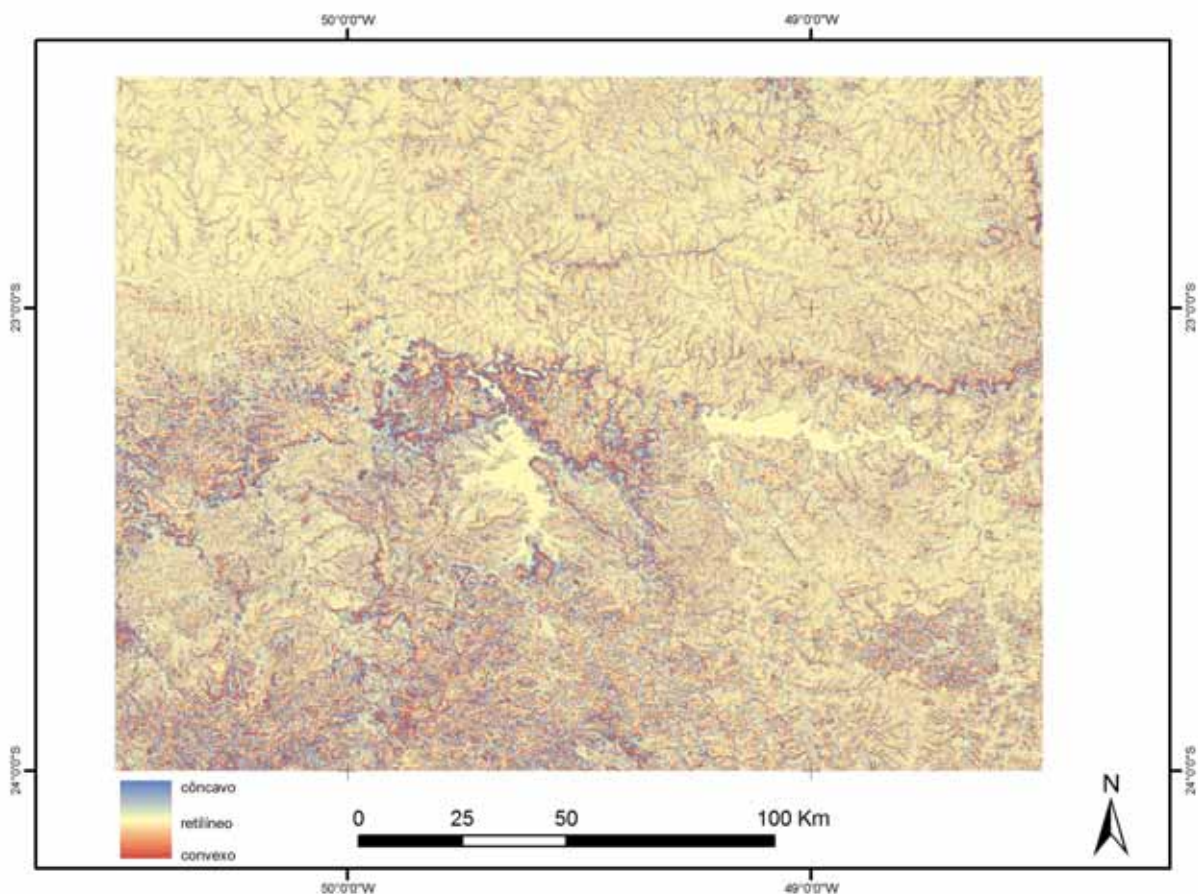


Figura 3.2.1 - Mapa de curvatura vertical da área de estudo.

Na figura 3.2.2 estão apresentados os mapas onde foram aplicados a técnica das janelas móveis. O mapa com janela móvel de 3x3 é o que melhor delinea as formas do relevo

da área de estudo, individualizando as áreas mais rugosas da porção centro-sul e as áreas mais planas da porção norte.

Nos mapas de 11x11 e 23x23 ainda é possível observar a compartimentação do relevo bem definida. Mas nas janelas móveis maiores (45x45 e 55x55) ocorre uma generalização e gradativamente os limites que definem as curvaturas vão se perdendo até que reste somente uma visão bastante simplificada das unidades, não sendo mais possível identificar os limites dos planaltos, só restando uma visão ainda muito boa do front da cuesta de Botucatu.

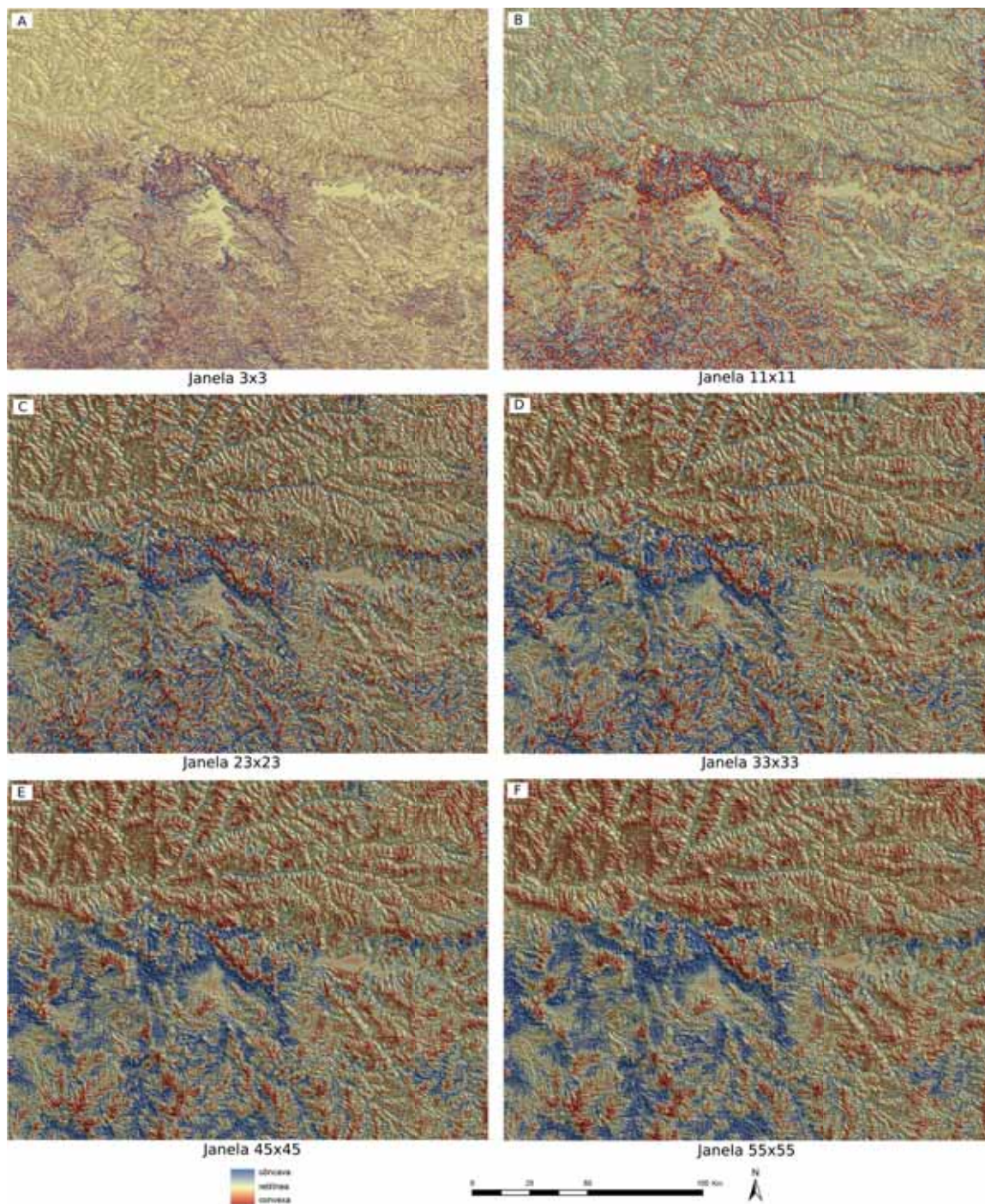


Figura 3.2.2 - Mapas das janelas móveis para os dados de curvatura vertical da área de estudo.

3.3 Curvatura horizontal (*Plan curvature*)

O mapa de curvatura horizontal (figura 3.3.1) destacou a compartimentação do relevo, mostrando a maior rugosidade na porção centro-sul da área. Assim como no mapa de declividades e de curvatura vertical, este também ressaltou o *front* festonado das escarpas aí localizadas.

A maior densidade de áreas divergentes (cor vermelha) se observa nas encostas dos planaltos, locais onde o fluxo diverge e a dissecação é mais acelerada. Já as áreas convergentes (cor azul) são visíveis nos platôs e áreas deprimidas, locais onde o fluxo tende a convergir e acumular sedimentos.

A “linha” que aparece na porção NE do mapa, provavelmente é um ruído dos dados SRTM, pois nenhum outro mapa produzido destacou essa região, como algo que pudesse remeter a uma falha, por exemplo.

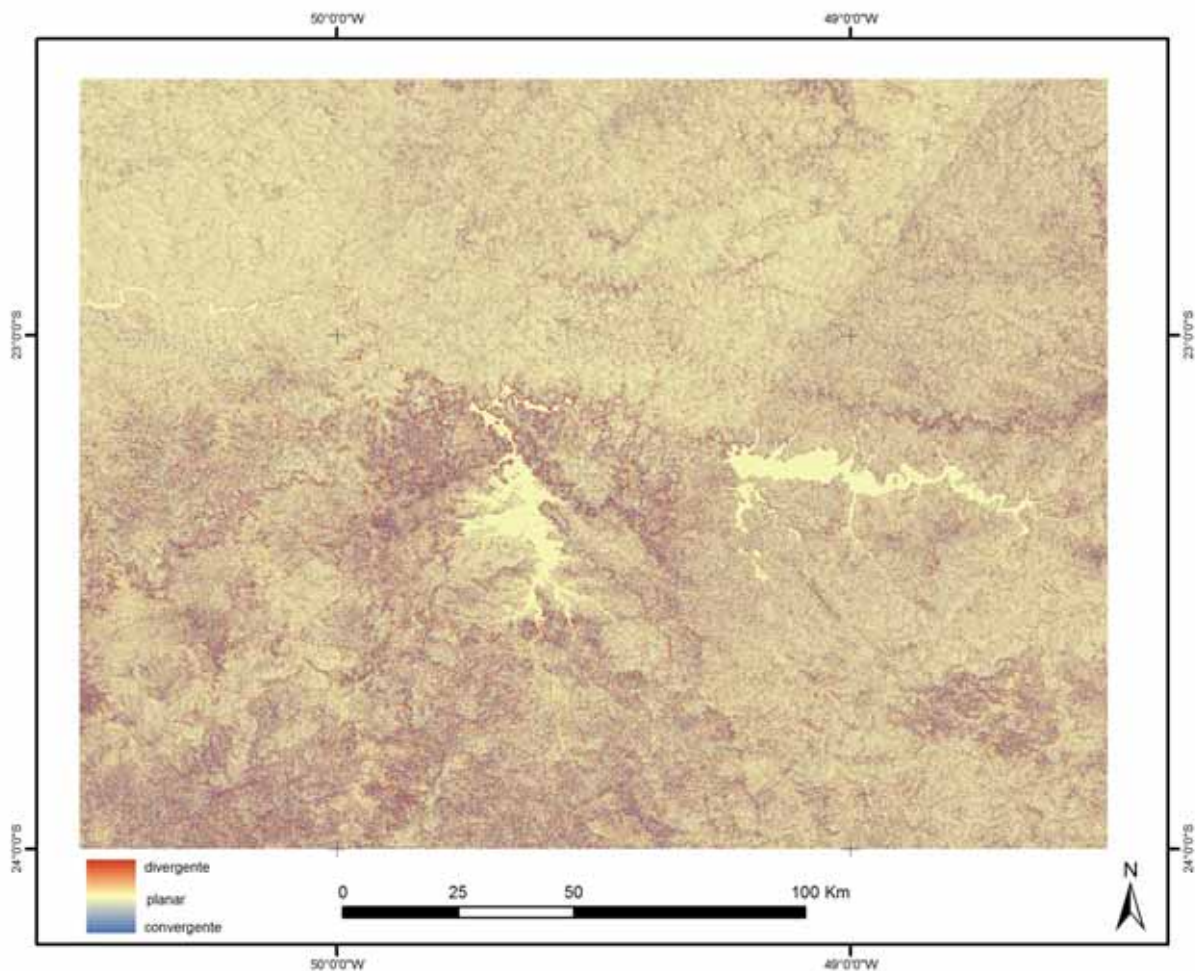


Figura 3.3.1 - Mapa de curvatura horizontal da área de estudo.

A figura 3.3.2 apresenta os mapas com as janelas móveis. O mapa com janela móvel de 3x3 é o que melhor caracteriza o relevo da área, as linhas de crista e o *front* das escarpas, ressaltando as áreas mais dissecadas. O mapa com janela móvel de 11x11 ainda consegue manter delineados os planaltos da região centro-sul, mas a partir daí a perda dos limites bem definidos das curvaturas é progressiva e a generalização das unidades acontece antes do que nos mapas de curvatura vertical, pois já no mapa com janela móvel de 23x23 os limites das unidades do relevo se perdem, até que reste somente uma visão bastante simplificada das unidades, como pode ser visto nos mapas com janelas móveis de 33x33, 45x45 e 55x55.

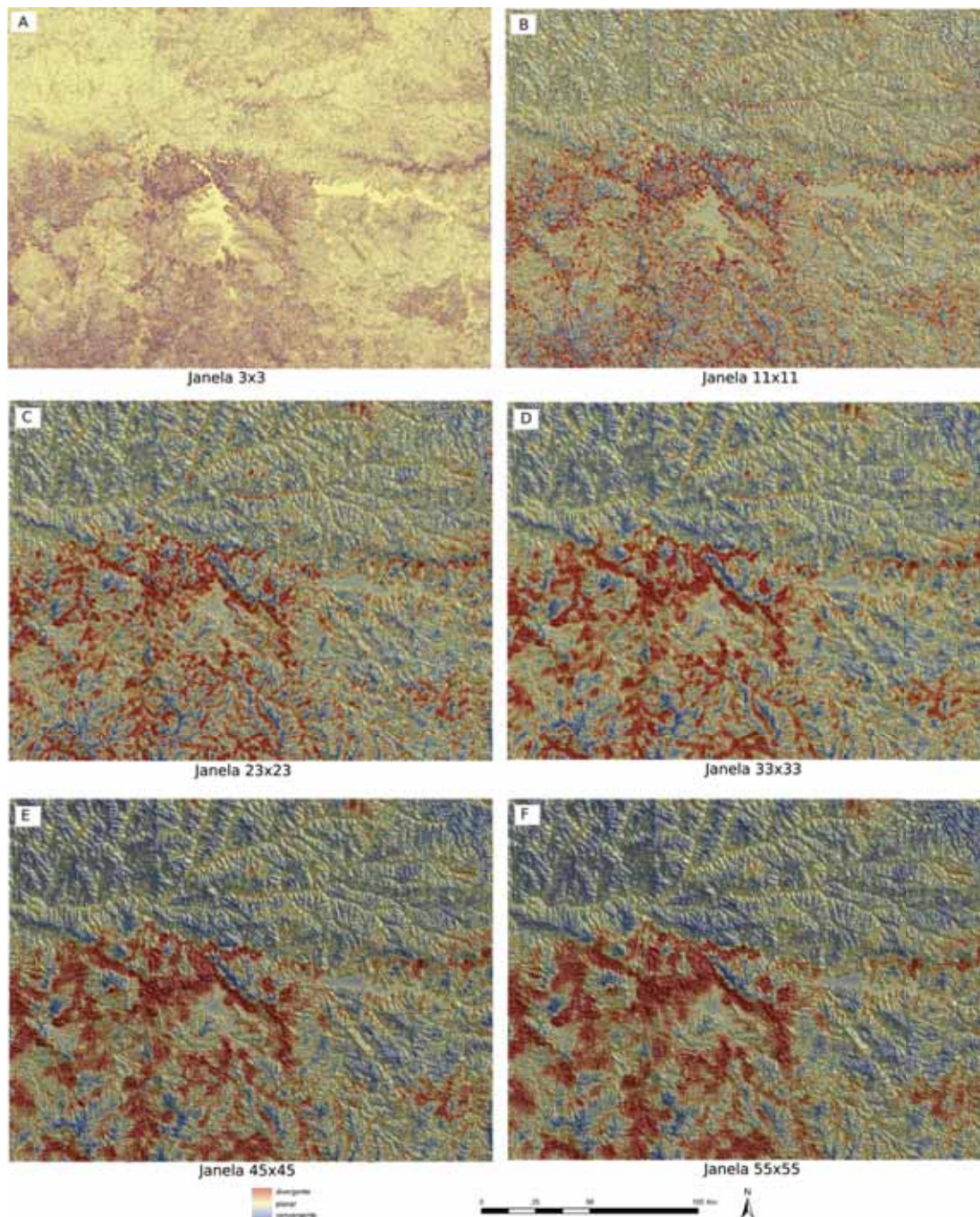


Figura 3.3.2 - Mapas das janelas móveis para os dados de curvatura horizontal da área de estudo.

3.4 Análise de lineamentos

É possível verificar no mapa da figura 3.4.1, que existem quatro tendências principais de direções de lineamentos na área estudada: NW-SE, NE-SW e E-W, além dos outros quatro feixes de lineamentos de direção N-S que aparecem bem marcados: dois deles localizados nas bordas e dois no meio da área de estudo.

O feixe de lineamentos E-W condiciona os cursos dos rios Paranapanema, Claro e Pardo. De maneira geral as drenagens da porção norte da área parecem ser muito mais condicionadas por estes falhamentos do que as da porção sul, já que possuem trechos bastante retilíneos, principalmente de direção NE.

Os feixes de lineamentos NW-SE são relacionados às intrusões de diques. Durante a ruptura continental do Gondwana o padrão estrutural NW sofreu reativação, enquanto o padrão NE, relacionado a falhas transcorrentes não teria sido reativado (SALAMUNI, 2004; ROLDAN, 2010).

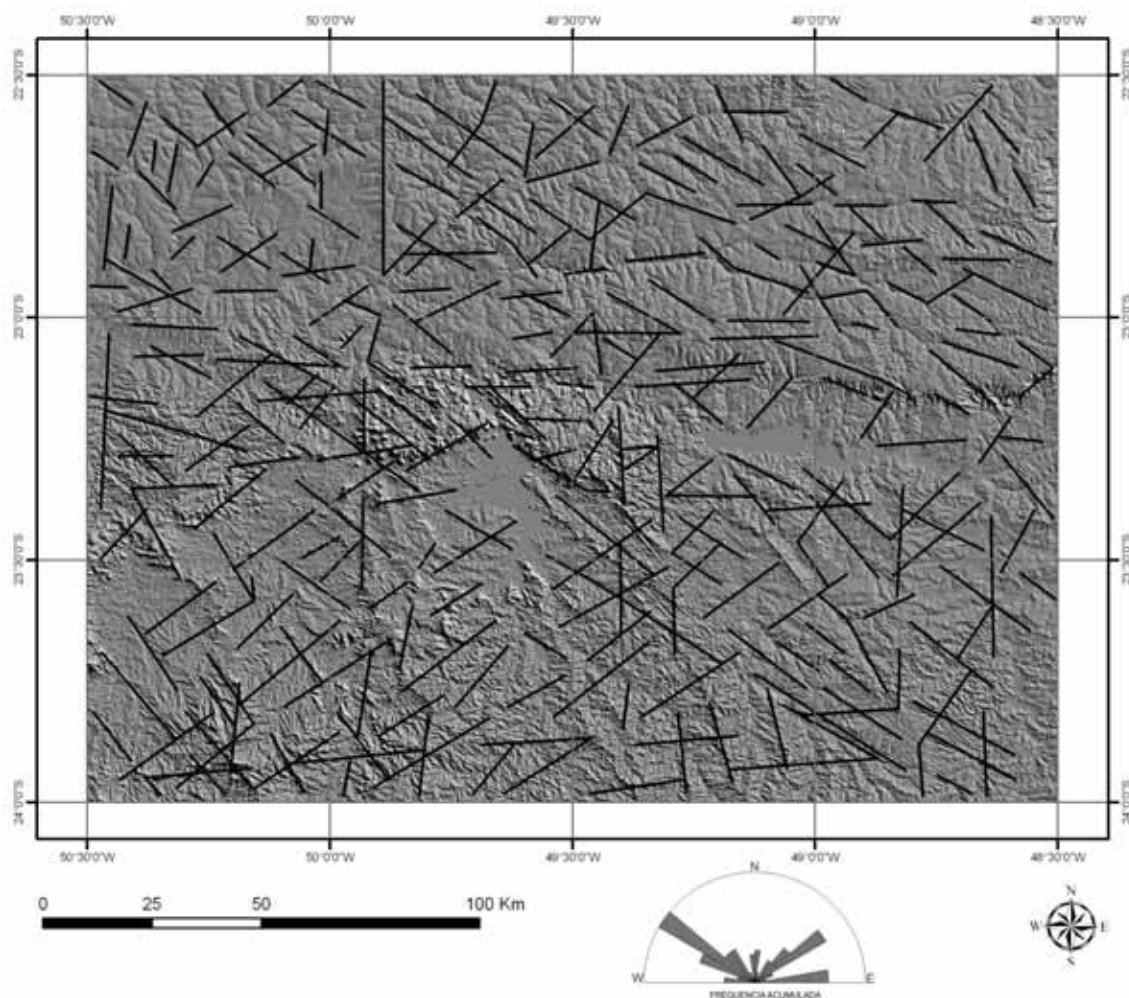


Figura 3.4.1 – Lineamentos interpretados para a área de estudo.

3.5 Orientação de vertentes (*Aspect*)

Numa análise qualitativa da área, nota-se a conformação geral do relevo, bem como os principais divisores de água e a divisão hidrográfica da região, como pode ser visto no mapa da figura 3.5.1. As duas áreas de cor cinza no mapa são os reservatórios Xavantes e Armando Laydner (ou Represa de Jurumirim), que por possuírem declividades muito baixas, não são computados nos mapas de orientações de vertentes.

As drenagens da porção norte do mapa, se mostram muito melhor delineadas em relação as da porção sul, evidenciando vales com incisão mais proeminente e drenagens condicionadas pelos falhamentos, especialmente o Rio Paranapanema cujo curso acompanha um feixe de lineamentos E-W, que pode ser visualizado no mapa da figura 3.4.1.

Nota-se ainda, a diferença no alinhamento do relevo, no que diz respeito às faixas sul e norte da área. Na parte sul, as linhas de crista do relevo seguem um alinhamento NW-SE na região do enxame de diques (região de Fatura), acompanhando a orientação principal do alinhamento Guapiara. Ainda na porção sul, em ambas as bordas, o relevo se alinha a N-S, concordando com feixes de lineamentos identificados nestas porções, que podem ser visualizados no mapa da figura 4.5.2; bastante evidente ainda, é uma série de alinhamentos menores orientados a NE, cortando os alinhamentos de orientação NW. Na parte norte não há uma imediata visualização destas orientações, mas nota-se algumas cristas orientadas a NE-SW.

Limitando a represa Jurumirim, a norte observa-se uma grande escarpa (que de acordo com o mapa geomorfológico da área, se trata de uma cuesta basáltica) cortando a área no sentido leste-oeste, cujo *front* fica bastante evidenciado dadas as direções opostas das vertentes (E-SW). Este grande escarpamento parece sofrer uma quebra, na altura da intersecção do meridiano -50° com o paralelo -23° , que o faz deslocar um pouco mais a sul (figura 3.5.2A).

Chama a atenção, não só no mapa de orientação de vertentes, como no de declividade (figura 3.1.1) o retângulo formado no canto superior esquerdo da área - delimitado a leste por um alinhamento de direção N-S e a sul pelo vale do Rio Paranapanema - que se destaca pela diferença na orientação das vertentes, em relação ao resto do mapa; enquanto que em toda área as vertentes predominantemente se orientam a N, nesta área elas passam a se orientar marcadamente a E-SW, ressaltando-se na homogeneidade das orientações das vertentes encontradas no restante da área (figura 3.5.2B).

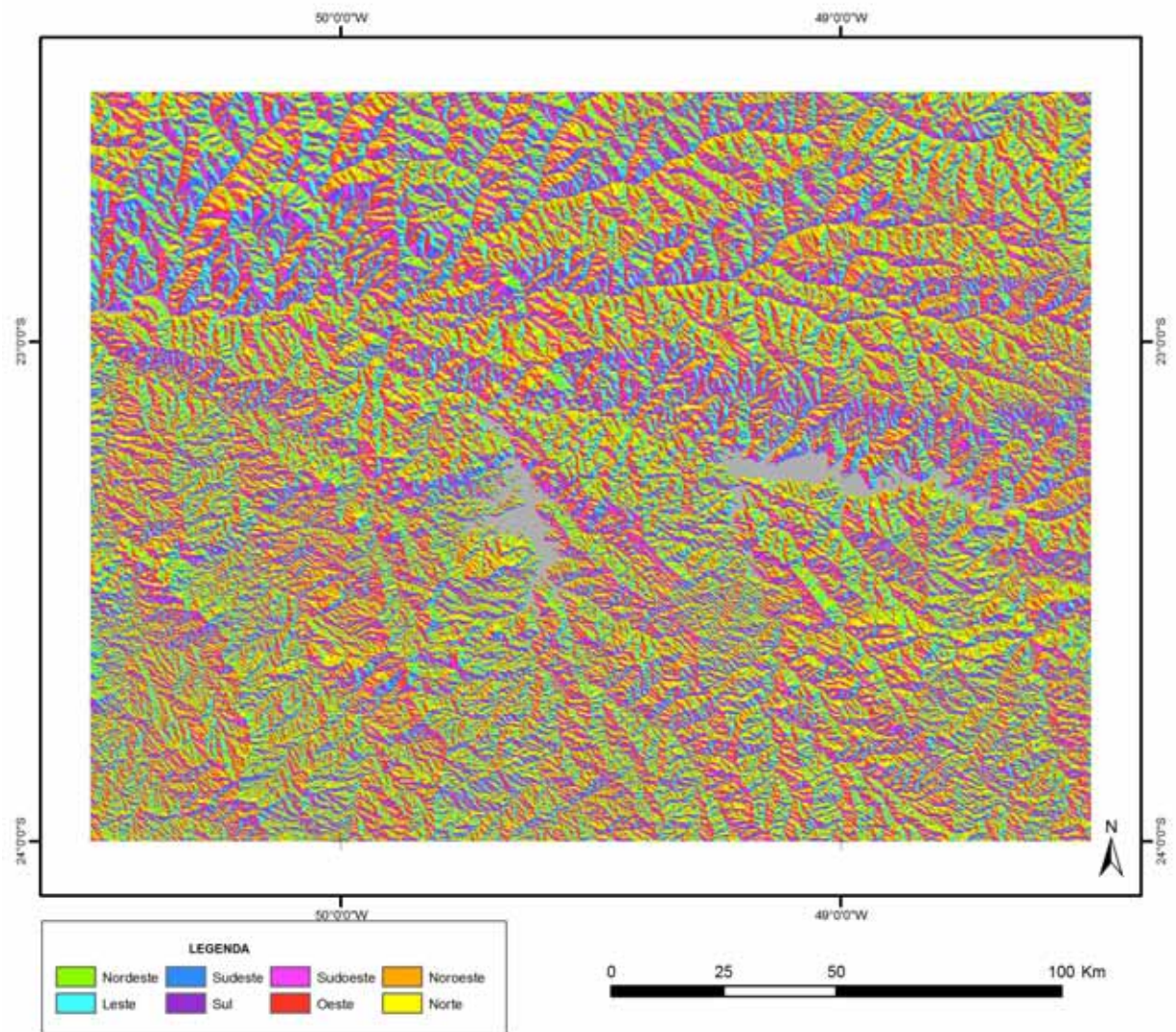


Figura 3.5.1 - Mapa de orientação de vertentes (*aspect*) da área de estudo.

Outra feição que se destaca é um alinhamento de direção aproximada N-S que cruza toda a extensão da área (figura 3.5.2C). Inicialmente foi cogitada a possibilidade deste alinhamento se tratar de um dique preenchendo uma falha de direção N-S, no entanto, em trabalho de campo, foi possível verificar que não se trata de um dique. Até a região de Ourinhos, a rodovia Transbrasiliana foi construída exatamente em cima deste alinhamento e o percurso por ela, feito em campo, não evidenciou nenhum dique. Esta feição provavelmente está ligada à morfoestrutura da área já que esta é uma das principais direções de lineamentos mapeadas. Salamuni *et al.* (2004) estudando a Bacia de Curitiba também encontraram alinhamentos de direção aproximada N-S, que caracterizaram como sendo uma das direções principais de falha da referida bacia. Riccomini (1995) estudando o Maciço Alcalino de Cananéia e suas relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil

identificou também uma única falha de orientação N-S. O autor concluiu ainda que as orientações NE-SW constatadas no Maciço Alcalino de Cananéia seriam coerentes com aquelas verificadas no Alinhamento Guapiara. Ferreira (2005) também destacou a presença secundária de lineamentos orientados a N-S, como sendo uma das importantes estruturas herdadas do embasamento da Bacia do Paraná.

O padrão de orientações das cristas de relevo (NW-SE e NE-SW) detectadas neste mapa acompanham as orientações dos principais falhamentos tectônicos mencionados na bibliografia (descritos no capítulo 2.4.1.2).

Salamuni *et. al.* (2004) colocam que normalmente a direção NE-SW representa um sistema de falhas transcorrentes, enquanto que a direção NW-SE está relacionada com os diques de rochas básicas do Arco de Ponta Grossa.

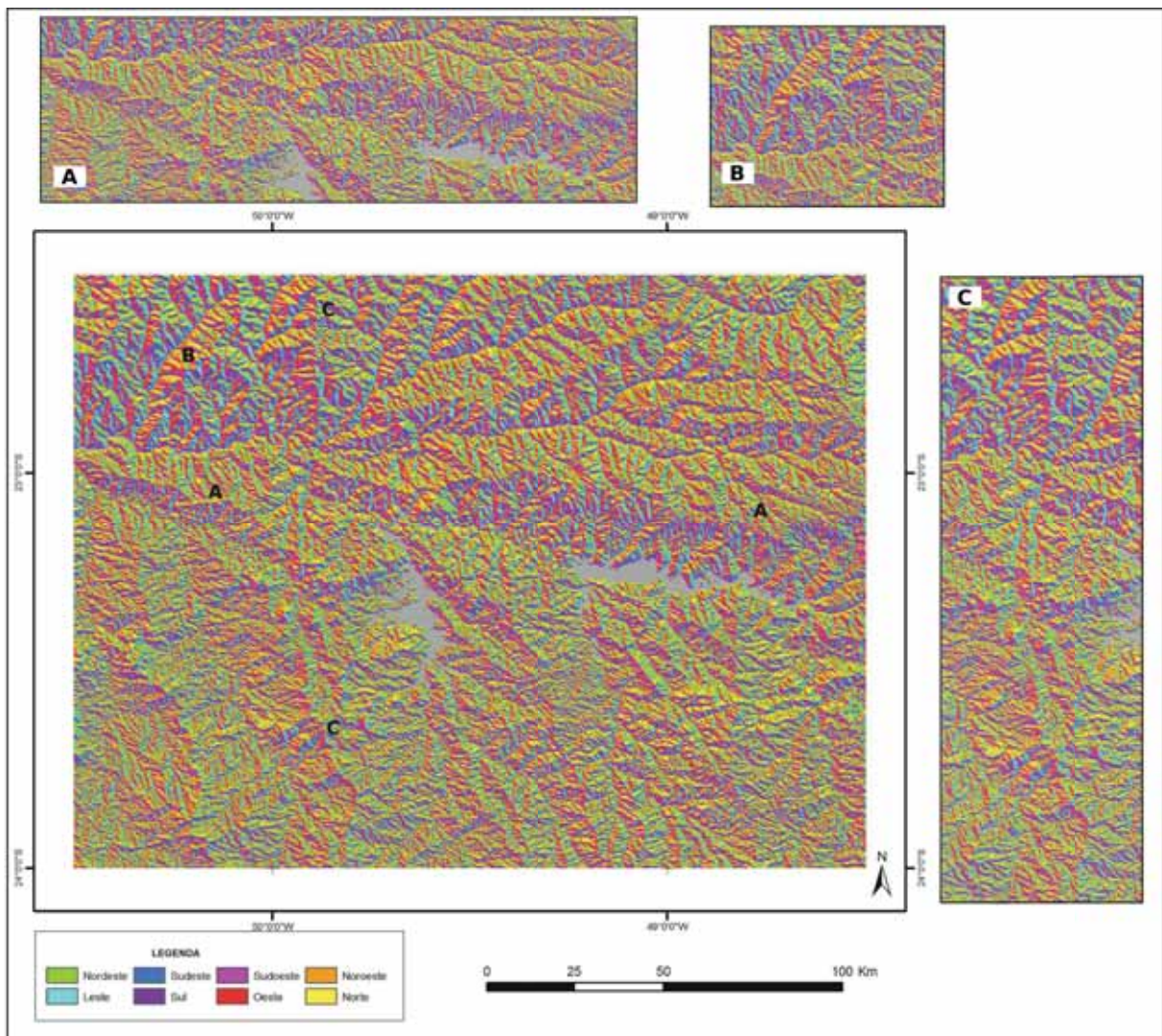


Figura 3.5.2 - Feições destacadas no mapa de orientação de vertentes.

3.6 Trabalho de campo e integração dos dados

De maneira geral, os quatro mapas confeccionados para a área, evidenciaram o relevo plano da porção norte, composto basicamente por colinas amplas esculpidas em rochas magmáticas da formação Serra Geral e rochas sedimentares da Bacia Bauru; e o relevo mais rugoso e movimentado da porção centro-sul, composto por rochas mais antigas (Paleozóicas) que as da porção norte, essencialmente sedimentares intensamente intrudidas por diques. Os mapas de declividade, curvatura horizontal e curvatura vertical permitem visualizar perfeitamente os planaltos e “serranias” desta porção, cujas vertentes apresentam as maiores declividades da área e padrão divergente-convexo, como mostra a figura 3.6.1.

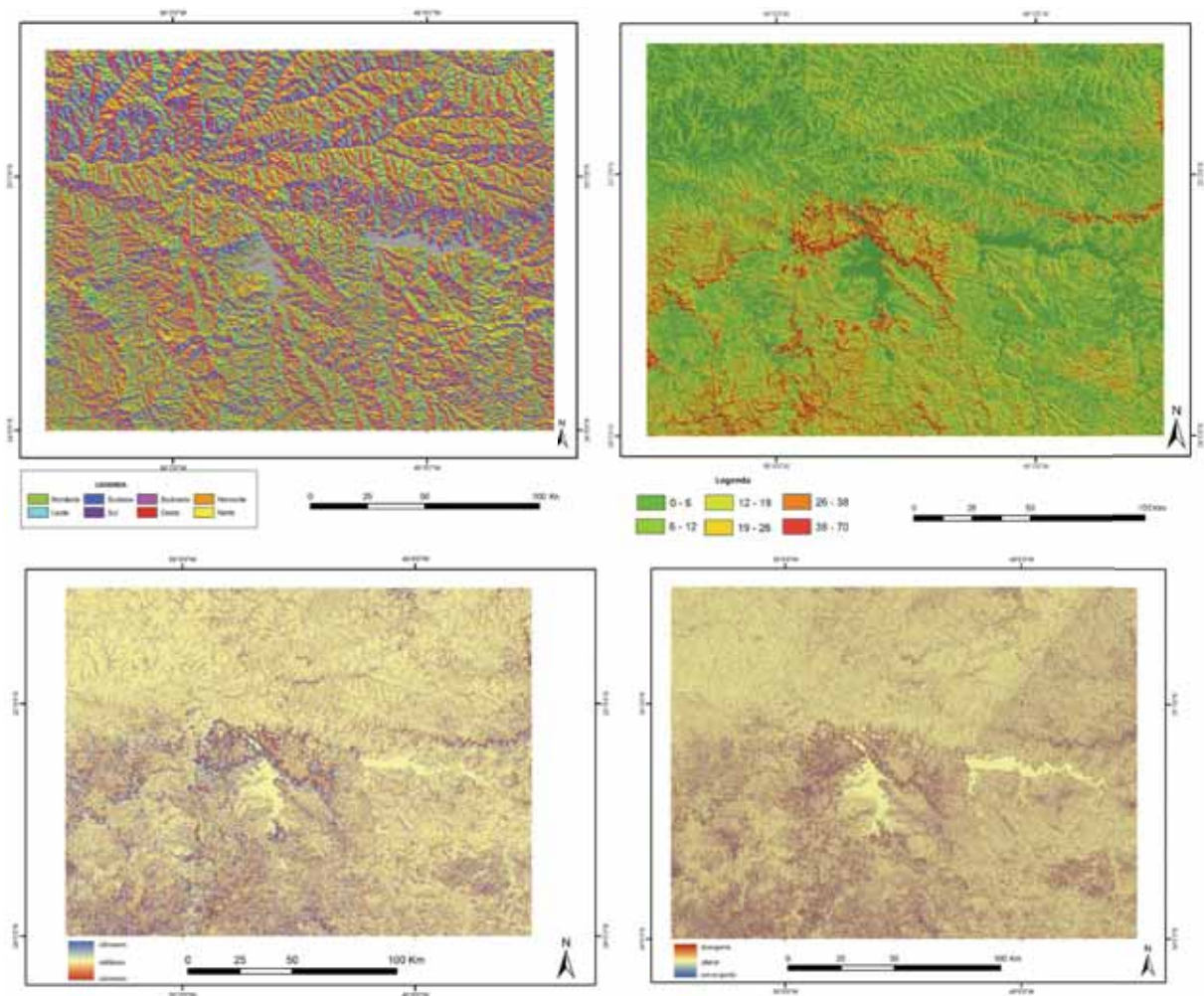


Figura 3.6.1 - Mapas morfométricos elaborados para a área de estudo.

A monotonia do relevo na porção norte da área só é interrompida em locais onde ocorrem intrusões de diques, que proporcionam ao relevo um pouco mais de movimentação,

como mostra a foto da figura 3.6.2B (tirada próximo à Ribeirão Claro) ou a foto do ponto AN04, na figura 3.6.6, local onde foram encontradas amostras de diabásio.

No início dos trabalhos supôs-se que o retângulo formado no canto superior esquerdo da área, que apresenta padrão diferenciado nos mapas de orientação de vertentes, declividade e curvatura vertical, pudesse ser uma área em que a litologia tivesse mudado ou fosse essa uma área muito falhada. No entanto, na escala do mapa geológico utilizado não é possível dizer que uma mudança na litologia tenha causado esta diferenciação no padrão do relevo, e em campo não foi localizado nenhum afloramento para verificar o padrão de falhamento, já que esta é uma área extremamente plana.



Figura 3.6.2 - Fotos da porção NW da área de estudo destacando o relevo plano (A) tornando-se mais movimentado devido uma intrusão de dique (B).

Cabe ressaltar que no trabalho de campo foram encontrados ou avistados com frequência diques e soleiras de diabásio, especialmente na porção centro-sul, onde exemplos podem ser vistos nas fotos da figura 3.6.3 e nas fotos dos pontos AN15 e AN18 da figura 3.6.6. O mapa geológico, que pode ser visualizado na figura 2.4.4, mostra a localização e concentração destes corpos, especialmente no estado do Paraná.



Figura 3.6.3 – Diferentes afloramentos de rochas intrusivas nos municípios de Japira (A), Fartura (B), Santo Antonio da Platina (C) e Ourinhos (D). A localização destas cidades encontra-se no mapa da figura 1.2.1.

Na comparação dos mapas geológico e de declividade (figura 3.6.4) é possível verificar os diferentes padrões de resistência à dissecação das rochas. Marcada no mapa de declividade com setas é possível verificar a transição da Formação Serra Geral para as rochas da Bacia Bauru. Tal formação, por ser mais dura, confere ao relevo maior monotonia quando comparada com as rochas da Bacia Bauru, onde as declividades são de padrão intermediário. Bastante marcada também é a frente de cuesta tanto no estado de São Paulo quanto no estado do Paraná, onde a formação Serra Geral recobre os sedimentos das formações Pirambóia e Botucatu na região central da área. Logo abaixo, é possível verificar o relevo mais aplainado condizendo com as sequencias paleozoicas pré-desérticas e a transição desta com o Grupo Itararé, onde o relevo passa a ficar mais movimentado. Apesar de ambas as sequencias serem compostas por rochas sedimentares e estarem intensamente intrudidas por diques, nas sequencias paleozoicas pré-desérticas o relevo se mostra mais arrasado e, portanto mais plano em comparação às do Grupo Itararé.

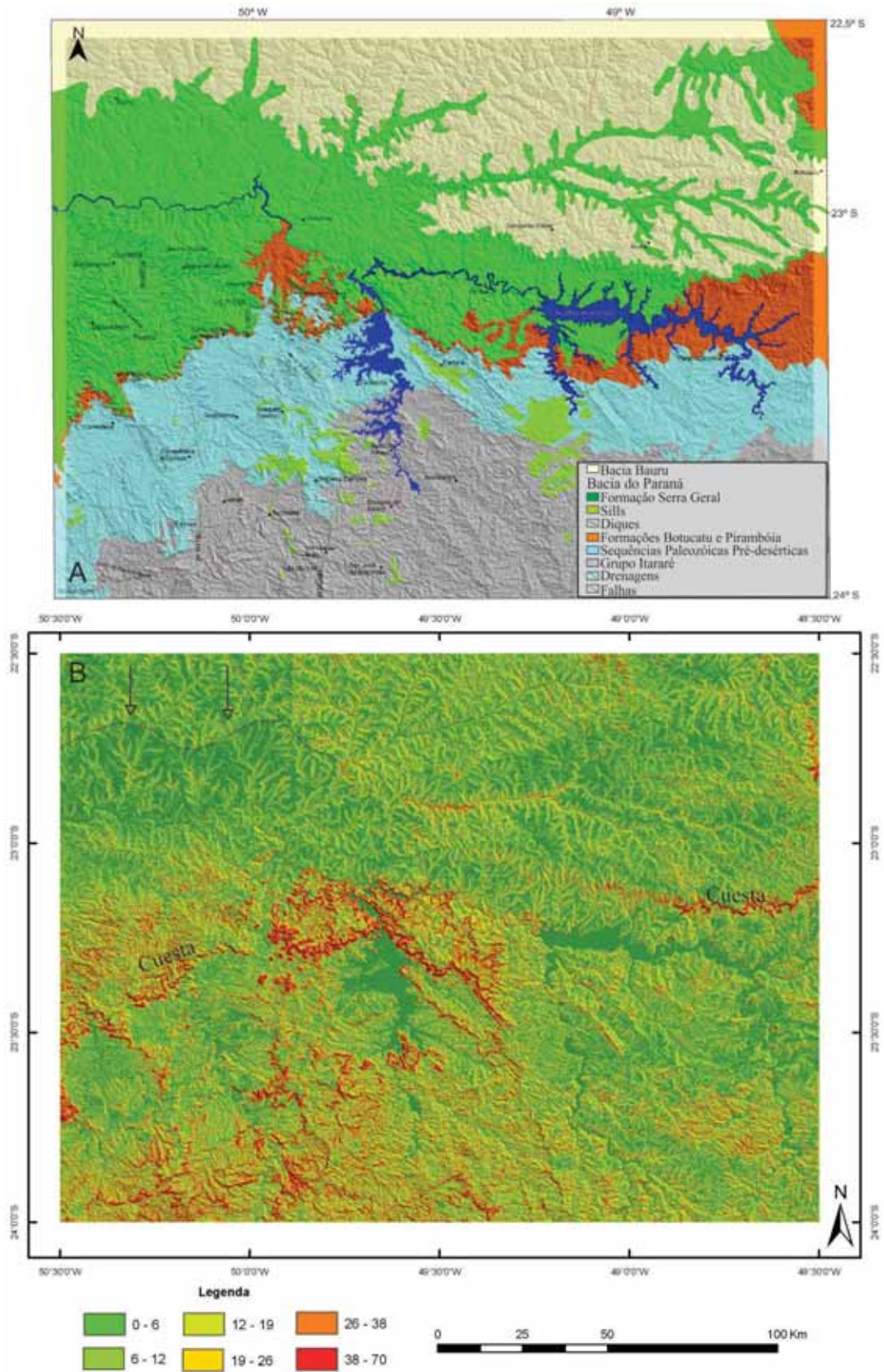


Figura 3.6.4 – Comparação dos padrões de dissecação das rochas, utilizando os mapas geológico (A) e de declividade (B).

Como já escrito, a região central da área é composta por escarpas de cuestras, que marcam o contato de uma litologia mais tenra com os basaltos da formação Serra Geral, assim como classificado por IPT (1981). Desta maneira, ainda de acordo com IPT (1981), toda parte sul da área se refere ao compartimento geomorfológico denominado Depressão Periférica Paulista, que na área de estudo não se comporta como uma autêntica região circundesnudada devido às injeções de magma em forma de diques e soleiras, que oferecem maior resistência à erosão, mantendo o relevo positivo e mais movimentado que o entorno. Mas apesar de não ser classificado por IPT (1981) como um relevo de cuestras, este possui o mesmo padrão de dissecação e de rugosidade das cuestras, como pode ser visto nos mapas de curvatura vertical, horizontal e no mapa de declividade da figura 3.6.1. Isto porque também são relevos sustentados por uma litologia mais resistente, neste caso não por derrames basálticos, mas por injeções de magma (diques e soleiras), podendo também ser classificados como relevos tipo cuestiformes, já que também apresentam dissimetria, como pode ser visto nas fotos que ilustram os Pontos de Controle AN 16, 17, 20 na figura 3.6.6. Soma-se a isto o fato desta região sofrer influência direta do soerguimento causado pela tectônica mesozóico-cenozóica no eixo principal do Arco de Ponta Grossa, como mostra o perfil A da figura 3.6.5. Este perfil evidenciou que a elevação vai aumentando em direção à Depressão Periférica, apresentando altitudes maiores inclusive, do que as encontradas nas cuestras basálticas.

O perfil B destacou a Serra da Fartura, com altitudes acima dos 800 metros e uma série de intrusões de diques, além do reverso da cuesta. Destaca-se aí a presença do *sill* de Fartura, que eleva o relevo a estes patamares de altitude.

Já o perfil C mostra claramente o front da cuesta basáltica, o reverso e a depressão ortoclinal, evidenciando o relevo em estágio bastante maduro.

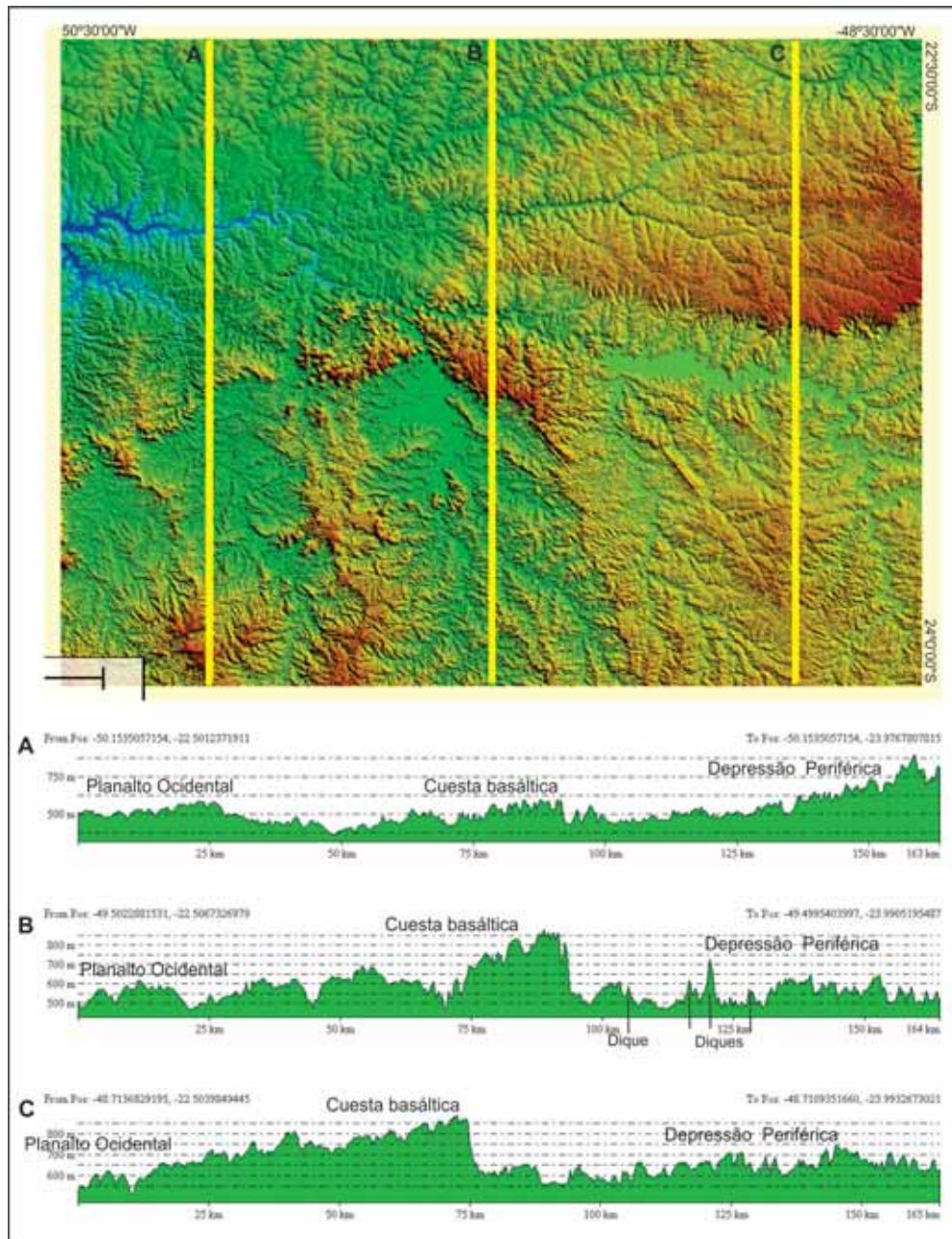
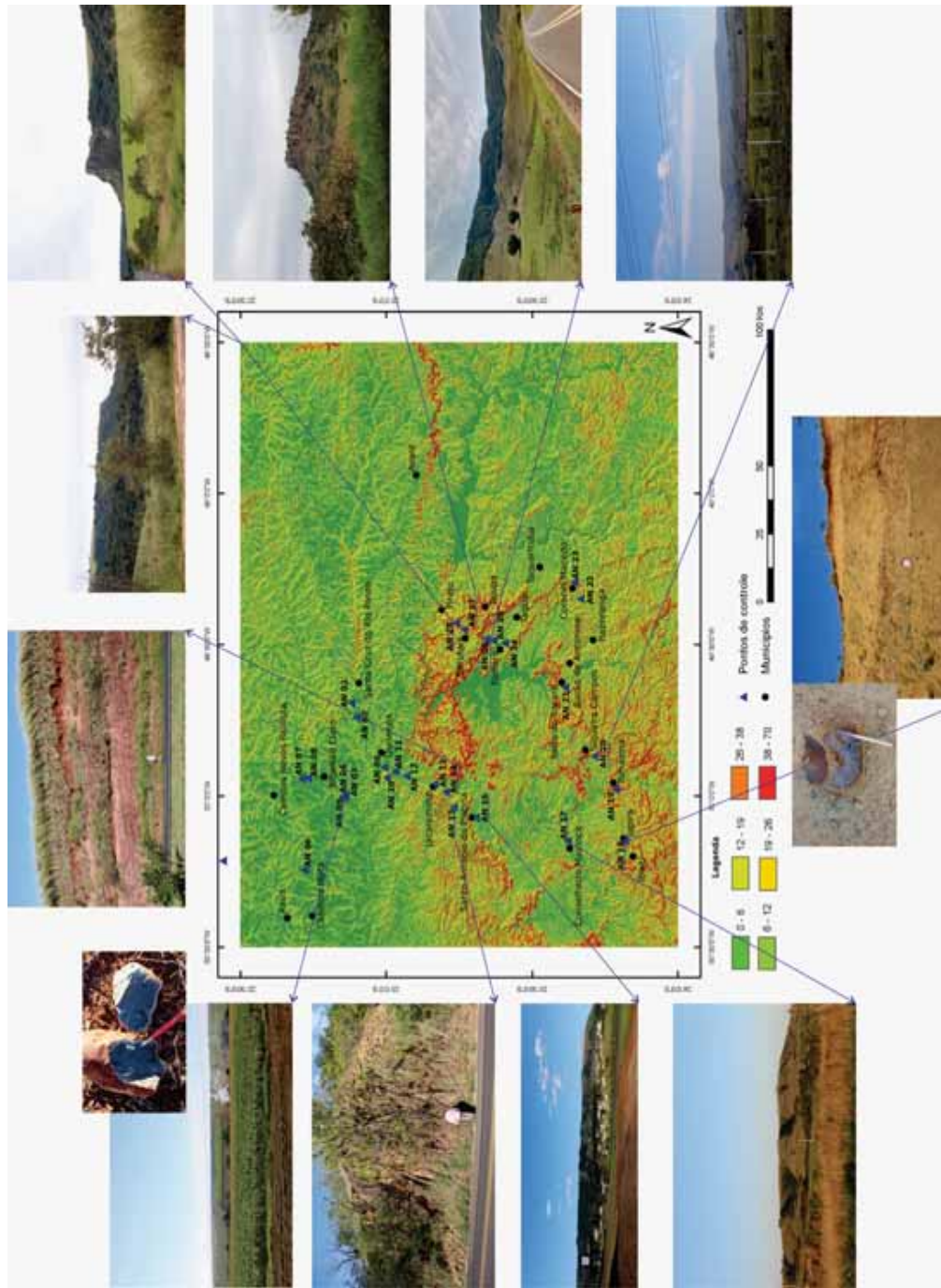


Figura 3.6.5 – Perfis construídos para a área de estudo.



Capítulo 4

CONCLUSÕES

Conclusões

Este trabalho visou o estudo do relevo da região de Fartura (SP), limite norte do Arco de Ponta Grossa, por meio da caracterização morfométrica de modelos de elevação.

A análise dos dados permitiu concluir que a porção norte da área de estudo possui relevo suave, com interflúvios mais amplos, pois corresponde a um relevo de colinas amplas, esculpido em rochas magmáticas da Formação Serra Geral e sedimentares da Bacia Bauru. Já a porção centro-sul da área possui relevo mais movimentado devido o forte controle estabelecido pelo enxame de diques que afeta toda a região, e fazem com que a erosão, nesta porção, tenha um caráter diferenciado, pois encontra uma litologia mais resistente, como soleiras e diques sustentando o relevo.

As expressivas injeções de magma fazem com que o compartimento geomorfológico denominado Depressão Periférica Paulista, na área de estudo, perca a característica de legítima depressão devido a diferença litológica promovida pelos diques, que intrudidos nas sequências sedimentares oferecem maior resistência à erosão, mantendo o relevo mais movimentado que em outras regiões da Depressão Periférica no estado de São Paulo. Soma-se a isto o fato desta região sofrer influência direta do soerguimento causado pela tectônica mesozóico-cenozóica no eixo principal do Arco de Ponta Grossa.

As drenagens da porção norte da área se mostram muito melhor delineadas em relação as da porção sul, evidenciando vales com incisão mais proeminente e drenagens condicionadas pelos falhamentos, especialmente o Rio Paranapanema cujo curso acompanha um feixe de lineamentos E-W.

Cada mapa elaborado nesta pesquisa contribuiu com a caracterização ampla da área de estudo. Os mapas de curvatura vertical e horizontal funcionaram como um complemento do mapa de declividade e foram fundamentais na conclusão final de que o relevo da porção SSW da área está evoluindo parecidamente com o relevo de cuestas, já que possuem alto poder de identificação de unidades homogêneas do relevo e são amplamente utilizados em estudos de compartimentação topográfica.

O método geomorfométrico, baseado na extração automática de variáveis morfométricas, que nesta pesquisa foi realizado à partir do modelo de elevação SRTM conseguiu mapear satisfatoriamente as principais feições geomorfológicas encontradas na

área de estudo. No entanto, ressalta-se a importância dos trabalhos de campo para verificação das formas de relevo mapeadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'saber, A. N. A. 1969. Depressão Periférica Paulista: um setor das áreas de circundesnudação pós-cretácica na Bacia do Paraná. In: Modenesi-Gauttieri, M. C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Neto, V.; Carneiro, C. Dal Ré; Lisboa, M. B. A. L. A obra de Aziz Nacib Ab'Saber. São Paulo, 2010, Beca-BALL edições.

Ab'saber, A. N. A. 1975. Formas do relevo: texto básico. São Paulo: Edart.

Almeida, F.M.M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Anais, p. 29 – 46, 1969.

Almeida, F. F. M. 1974. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Universidade de São Paulo: São Paulo.

Bispo, P. C.; Valeriano, M. M.; Kuplich, T. M. 2009. Variáveis geomorfométricas locais e sua relação com a vegetação da região do interflúvio Madeira-Purus (AM-RO). Acta Amazônia, v.39(1), p.81-90.

Câmara, G.; Monteiro, A. M. V. 2001. Conceitos Básicos da Ciência da Geoinformação. In: CÂMARA, G.; DAVIES, C., et al (Ed.). Introdução à Ciência da Geoinformação. São José dos Campos: INPE.

Carneiro, C. Dal Ré; Melo, M. S.; Vitte, A. C. 2010. Evolução geológica neocenozóica da Depressão Periférica no centro-leste do Estado de São Paulo: inflexões do pensamento geomorfológico. In: Modenesi-Gauttieri, M. C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Neto, V.; Carneiro, C. Dal Ré; Lisboa, M. B. A. L. A obra de Aziz Nacib Ab'Saber. São Paulo, Beca-BALL edições.

Carvalho, T. M. 2009. Parâmetros geomorfométricos para descrição do relevo da Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Tupé, Manaus, Amazônia. In: SANTOS-SILVA, E. N. SCUDELLER, V. V. (Orgs) Biotupé: meio físico, diversidade biológica e sociocultural do baixo Rio Negro, Amazônia Central. Manaus: UEA Edições, v. 02.

Carvalho, T. M.; Bayer, M. 2008. Utilização dos produtos da “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM) no mapeamento geomorfológico do Estado de Goiás. Revista Brasileira de Geomorfologia, ano 9, n. 01.

Casseti, V. 2005. Geomorfologia. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 15 de agosto de 2012.

Costa, C. A. G.; Teixeira, A. S.; Andrade, E. M.; Lucena, A. M. P.; Castro, M. A. H. 2010. Análise da influência vegetacional na altimetria dos dados SRTM em bacias hidrográficas no semiárido. Revista Ciência Agrônômica, Fortaleza, v.41, n.2, p. 222-230.

CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. 2005. Mapa Geológico de São Paulo, escala 1:1.000.000. Brasília.

Crósta, A. P. 1992. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. Campinas: Unicamp.

De Martonne, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. Revista Brasileira de Geografia, n.02, p.155-178.

ESRI – Enviromental Systems Research Institute. 2009. ArcGis 9.3.1. Readlands – Califórnia.

Felgueiras, C. A.; Câmara, G. 2001. Modelagem numérica de terreno. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/cap7-mnt.pdf> Acesso em: 06 mar. 2013.

Fernandes, M. C.; Menezes, P. M. L. 2005. Comparação entre métodos para geração de MDE para a obtenção de observações em superfície real no Maciço da Tijuca – RJ. RBC - Revista Brasileira de Cartografia, n 57/02.

Ferrari, J. A.; Hiruma, S. T.; Karmann, I. 1998. Caracterização morfométrica de uma superfície cárstica do Vale do Ribeira, São Paulo (núcleo Caboclos-Petar). Revista do Instituto Geológico, v.19(1/2), p.09-17, São Paulo.

Ferreira, J. F. F.; Portela Filho, C. V.; Rosa Filho, R. F. da.; Rostirolla, S. P. 2005. Conectividade e compartimentação dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani na região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil). Revista Latino-Americana de Hidrogeologia, v.05, p.61-74.

Ferreira, F.J.F.; Moraes, R.A.V.; Ferrari, M.P.; Vianna, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, Anais, 3, p. 226 – 240.

Franco, A. O. B. 2006. Termocronologia por traços de fissão em apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos Guapiara e São Jerônimo-Curiúva. 110 f. (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro.

Franco-Magalhães, A. O. B.2009. Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, sul-sudeste do Brasil. 121 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro.

Gimenez, D. Z. 1996. Caracterização tectono-estrutural do enxame de diques cretácicos na região de Fartura, estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado (Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro.

Grohmann, C. H. 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30, p. 1055–1067.

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

Grohmann, C. H. 2008a. Análise digital de terreno do centro-leste brasileiro. 189 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Grohmann, C. H.; Riccomini, C.; Steiner, S. S. 2008b. Aplicações dos modelos de elevação SRTM em geomorfologia. *Revista Geográfica Acadêmica*, v.2, n.2, p. 73-83.

Grohmann, C. H., Riccomini, C. 2009. Comparison of neighbourhood analysis by means of roving-window and search-window techniques: insights from GRASS-GIS. *Computers & Geosciences*.

Grohmann, C. H.; Smith, M. J.; Riccomini, C. 2011a. Multiscale analysis of topographic surface roughness in the Midland Valley, Scotland. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 49, n. 4.

Grohmann, C. H.; Riccomini, C.; Chamani, M. A. C. 2011b. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, p. 1493–1504.

Grohmann, C. H.; Riccomini, C. 2012. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v.12, n.12, p.129-150.

Hiruma, S. T.; Riccomini, C. 1999. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v.20, p. 5-19.

Hartwig, M. E.; Riccomini, C. 2010. Análise morfotectônica da região da Serra dos Orgãos, sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.11, n.1, p.11-20.

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.000. Convênio Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia, 126 p.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1991. Ocupação de encostas. Cunha, M. A. São Paulo.

- Machado, F. B. 2009. Petrologia e caracterização geoquímica das fontes mantélicas da região noroeste da Província Magmática do Paraná. 2009. 250 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro.
- Mayer, L. 1999. Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In Summerfield, M. A. *Geomorphology and global tectonics*. England.
- Milani, E. J.; Ramos, V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana – os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v.28(4), p.473-484.
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. Dal Ré; Brito-Neves, B. B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, cap. XVI, p. 265-279, São Paulo.
- Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.02, p.265-287.
- Miliaresis, G. C. 2001. Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. *Computer e Geosciences*, 27, p.775-786.
- MINEROPAR. 2006. Mapa geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000. Minerais do Paraná S.A., Governo do Estado do Paraná.
- Modenesi- Gauttieri, M. C.; Hiruma, S. T.; Riccomini, C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, v.43, p.257-271.
- Muñoz, V. A. 2009. Análise geomorfométrica de dados SRTM aplicada aos estudos das relações solo-relevo. 2009. 112 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Muñoz, V. A.; Valeriano, M. M.; Weill, M. A. M. 2011. Estudo das relações solo-relevo pela análise geomorfométrica de dados SRTM e TOPODATA e a técnica de recuperação de conhecimento a partir de mapas. *Anais do XV SBSR*, Curitiba, p.9261.
- Negri, F. de A.; Janasi, V. de A.; Montanheiro, T. J.; Freitas, V. A. de. 2009. Diques e soleiras de diabásio da formação Serra Geral, na região de SW do estado de São Paulo. *Anais do Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Pedro.
- Oliveira, D.; Guerra, M. D. F. 2011. Compartimentos geomorfológicos do estado de São Paulo e alguns solos representativos. *Boletim Paulista de Geografia*, n.91, p.89-98, São Paulo.

Paradella, W.R.; Cecarelli, I.C.F.; Oliveira, C.G.; Luiz, S.; Morais, M.C.; Cottini, C.P. 2001. A geração de modelos digitais de elevação pela estereoscopia de radar: conhecimento atual e resultados com imagens radarsat-1 na Amazônia. Anais do X SBSR, Foz do Iguaçu.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (Eds.) 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: PETrogenetic and Geophysical Aspects. Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP. 600 p.

Pike, R. J.; Evans, I. S.; Hengl, T. 2009. Geomorphometry: a brief guide. In. Hengl, T.; Reuter, H. I. Geomorphometry concepts, softwares, applications. Developments in soil science, v.33, Amsterdam.

Pinheiro, E. S. 2006. Comparação entre dados altimétricos Shuttle Radar Topography Mission, cartas topográficas e GPS: numa área com relevo escarpado. Revista Brasileira de Cartografia, n. 58/1, p. 1-9.

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, 57, 241–262.

Riccomini, C.; Crósta, A. P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira. Bol. Inst. Geoc. USP – Série Científica, 19:23-37.

Riccomini, C. 1995. Padrão de faturamento do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 25(2), p.79-84.

Ross, J. L. S. 1991. O relevo brasileiro, as superfícies de aplanamento e os níveis morfológicos. Revista do Departamento de Geografia, n.05, FFLCH/USP, São Paulo.

Roldan, L. F; Machado, R.; Steiner, S. S.; Warren, L. V. 2010. Análise de lineamentos estruturais no domo de Lages (SC) com uso de imagens de satélite e mapas de relevo sombreado. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v.10, n.2, p.57-72.

Ross, J. L. S. 1992. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia, n.06, FFLCH/USP, São Paulo.

Ross, J. L. S. 1997. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. DG-FFLCH/USP, IPT, FAPESP, São Paulo.

Salamuni, E; Ebert, H. D.; Hasui, Y. 2004. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. Revista Brasileira de Geociências, 34(4): 469-478.

- Santos, L. J. C.; Oka-Fiori, C.; Canali, N. E.; Pio Fiori, A.; Silveira, C. T.; Silva, J. M. F.; Ross, J. L. S. 2006. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, n.02, p.03-12.
- Shinzato, M. C.; Montanheiro, T. J.; Janasi, V. de A.; Negri, F. de A.; Yamamoto, J. K.; Andrade, S. 2008. Caracterização tecnológica das zeólitas naturais associadas às rochas eruptivas da Formação Serra Geral, na região de Piraju-Ourinhos (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3), p.525-532.
- Silva, J. E. B.; Santos, P. R. A. 2007. A utilização dos modelos SRTM na interpretação geomorfológica: técnicas e tecnologias aplicadas ao mapeamento geomorfológico do território brasileiro. *Anais do XIII SBSR, Florianópolis*, p. 4261-4266.
- Silva, T. M. 2009. Superfícies geomorfológicas do planalto sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. *Geo – UERJ*, v.3, n.20.
- Valeriano, M. M.; Carvalho Junior, O. A. de. 2003. Geoprocessamento de modelos digitais de elevação para mapeamento da curvatura horizontal em microbacias. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, ano 4, n.1, p.17-29.
- Valeriano, M. M. 2004. Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul. São José dos Campos: INPE.
- Valeriano, M. M. 2005. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto Topodata. *Anais do XII SBSR, Goiânia*, p.3595-3602.
- Valeriano, M. M. 2008a. Dados topográficos. In: Florenzano, T. G. (Org). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*, São Paulo: Oficina de Textos.
- Valeriano, M. M. 2008b. Topodata: guia para utilização de dados geomorfológicos locais. São José dos Campos.
- Valeriano, M. M.; Rossetti, D. de F.; Albuquerque, P. C. G. de. 2009. Topodata: desenvolvimento da primeira versão do banco de dados geomorfométricos locais em cobertura nacional. *Anais do XIV SBSR, Natal*, p. 5499-5506.
- Vieira, P. C. 1982. Hipótese sobre a origem da Depressão Periférica Paulista. *Revista do Instituto Geológico*, v.03(2), p.61-67, São Paulo.
- Zaloti Junior, O. D.; Freitas, C. C.; Sant'anna, S. J. S.; Andrade, R. A. M. 2007. Avaliação do modelo digital do terreno extraído de dados do SRTM – uma abordagem baseada na declividade, aspecto e uso/cobertura do solo. *Anais do XIII SBSR. Florianópolis*, p. 5043-5050.

Zevenbergen, L. W.; Thorne1987. Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surfaces Process and Landforms*, v12, p.47-56.