



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SOCIOAMBIENTAIS
Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geografia

ELIZON DIAS NUNES

**MODELAGEM DE PROCESSOS EROSIVOS HÍDRICOS LINEARES NO
MUNICÍPIO DE MINEIROS - GO**

GOIÂNIA, ABRIL DE 2015

TERMO DE CIÊNCIA E DE AUTORIZAÇÃO PARA DISPONIBILIZAR AS TESES E DISSERTAÇÕES ELETRÔNICAS (TEDE) NA BIBLIOTECA DIGITAL DA UFG

Na qualidade de titular dos direitos de autor, autorizo a Universidade Federal de Goiás (UFG) a disponibilizar, gratuitamente, por meio da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações (BDTD/UFG), sem ressarcimento dos direitos autorais, de acordo com a Lei nº 9610/98, o documento conforme permissões assinaladas abaixo, para fins de leitura, impressão e/ou *download*, a título de divulgação da produção científica brasileira, a partir desta data.

1. Identificação do material bibliográfico: ☐ Dissertação ☒ Tese

2. Identificação da Tese ou Dissertação

Autor (a):	ELIZON DIAS NUNES		
E-mail:	elizonnes@hotmail.com		
Seu e-mail pode ser disponibilizado na página? ☒ Sim ☐ Não			
Vínculo empregatício do autor	(sem vínculo empregatício) Bolsista		
Agência de fomento:	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior	Sigla:	CAPES
País:	Brasil	UF:	GO
		CNPJ:	00889834/0001-08
Título:	Modelagem de Processos Erosivos Hídricos Lineares no Município de Mineiros – GO.		
Palavras-chave:	Compartimentação Morfopedológica. Cobertura e Uso do Solo. Sistemas Geomorfológicos. Modelagem de Processos Erosivos.		
Título em outra língua:	Erosive Water Linear Process Modeling in the Municipality of Mineiros – GO.		
Palavras-chave em outra língua:	Morphopedological Partitioning. Soil Cover and Use. Geomorphological Systems. Modeling of Erosive Processes.		
Área de concentração:	Natureza e Produção do Espaço.		
Data defesa: (29/04/2015)			
Programa de Pós-Graduação:	Programa de Pós-Graduação em Geografia.		
Orientador (a):	Dra. Selma Simões de Castro		
E-mail:	selma.castro@uol.com.br		
Co-orientador (a):*			
E-mail:			

*Necessita do CPF quando não constar no SisPG

3. Informações de acesso ao documento:

Concorda com a liberação total do documento ☒ SIM ☐ NÃO¹

Havendo concordância com a disponibilização eletrônica, torna-se imprescindível o envio do (s) arquivo (s) em formato digital PDF ou DOC da tese ou dissertação.

O sistema da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações garante aos autores, que os arquivos contendo eletronicamente as teses e ou dissertações, antes de sua disponibilização, receberão procedimentos de segurança, criptografia (para não permitir cópia e extração de conteúdo, permitindo apenas impressão fraca) usando o padrão do Acrobat.

Elizon Dias Nunes
Assinatura do (a) autor (a)

Data: 07 / 07 / 16

¹ Neste caso o documento será embargado por até um ano a partir da data de defesa. A extensão deste prazo suscita justificativa junto à coordenação do curso. Os dados do documento não serão disponibilizados durante o período de embargo.

SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SOCIOAMBIENTAIS
Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geografia

ELIZON DIAS NUNES

**MODELAGEM DE PROCESSOS EROSIVOS HÍDRICOS LINEARES NO
MUNICÍPIO DE MINEIROS - GO**

Tese apresentada ao Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Estudos Socioambientais da Universidade Federal de Goiás, como um dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de concentração: Natureza e Produção do Espaço.

Linha de Pesquisa: Análise Espacial e Tratamento da Informação Geográfica.

Orientadora: Profa. Dra. Selma Simões de Castro

GOIÂNIA, ABRIL DE 2015

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do
Programa de Geração Automática do Sistema de Bibliotecas da UFG.

Dias Nunes, Elizon

Modelagem de Processos Erosivos Hídricos Lineares no Município
de Mineiros - GO [manuscrito] / Elizon Dias Nunes. - 2015.
CCXLII, 242 f.: il.

Orientador: Profa. Dra. Selma Simões de Castro.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Goiás, Instituto de
Estudos Socioambientais (Iesa), Catalão, Programa de Pós-Graduação
em Geografia, Goiânia, 2015.

Bibliografia.

Inclui siglas, mapas, fotografias, abreviaturas, símbolos, gráfico,
tabelas, lista de figuras, lista de tabelas.

1. Compartimentação Morfopedológica. 2. Cobertura e Uso do Solo.
3. Sistemas Geomorfológicos. 4. Modelagem de Processos Erosivos. I.
Simões de Castro, Selma, orient. II. Título.

CDU 911.2

Dedicatória

À minha mãe, Aldenora Dias Nunes, que com muita força, determinação e sabedoria conseguiu criar e educar os seus nove filhos, mesmo diante da escassez de recursos. Aos meus irmãos, especialmente a Selma, que mesmo diante das incertezas sempre acreditou em mim. É com amor, gratidão e admiração que lhes dedico este trabalho.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente agradeço a Deus e à minha família, em especial à minha mãe, por todo o amor e carinho; à minha irmã Selma Nunes pelas incansáveis ajudas a mim prestadas e por sempre ter me apoiado e me orientado em minhas decisões. Por isso e tudo mais, serei eternamente grato. Também, toda a minha gratidão vai para a Rubia Nara, pelo amor, carinho e companheirismo.

À União dos brasileiros, que por meio de seus impostos proporciona a existência e manutenção da UFG e de tantas outras universidades públicas que proporcionam um ensino de qualidade e de acesso gratuito para grande parte das pessoas deste país. Pelo menos àquelas que vêm na educação e no conhecimento um caminho para uma vida melhor.

À Universidade Federal de Goiás, em especial ao corpo docente do Instituto de Estudos Socioambientais, pela aprendizagem de qualidade a mim proporcionada.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior pela concessão da bolsa durante três anos do doutorado.

A todo o corpo docente do IESA, professores Eguimar Felício pela alegria; João de Deus pela diplomacia; Luciana Lopes pelo entusiasmo, amor e prazer em aprender e ensinar; à Cláudia Valéria pelos risos; ao Nilson Clementino pelas valiosas dicas; à Noely Ribeiro pela paciência; ao Romualdo Pessoa pela geopolítica; à Lana Cavalcanti pelas revanches e voltas por cima; ao Ivanilton Oliveira pela amizade; à Gislaine Cristina pela amizade.

Agradecimento especial à Professora Selma Simões de Castro pela orientação, pelos valiosos ensinamentos, tolerância e as inúmeras oportunidades que tem me concedido de seguir nos estudos percebendo cada vez mais o mundo.

A todos os amigos e colegas do LABOGEF, professores Marcio Zancopé pela paciência, Maximiliano Bayer, Karla Faria, Lucas Espíndola e Luis Cherem pela amizade, conquistas e por compartilhar no ambiente acadêmico esse longo tempo de nossas vidas.

MODELAGEM DE PROCESSOS EROSIVOS HÍDRICOS LINEARES NO MUNICÍPIO DE MINEIROS - GO

RESUMO

Esta tese trata dos condicionantes dos processos erosivos hídricos lineares no município de Mineiros-GO, tomados como variáveis de modelo explicativo causal. São enfatizados em solos de elevada suscetibilidade submetidos a desmatamento intensivo e indiscriminado ao longo da década de 1970 e principalmente 1980, seguidos do uso por pastagens, hoje apresentando extensas áreas com solo exposto. Para o desenvolvimento do modelo buscou-se correlacionar os focos erosivos lineares, sua concentração e área de contribuição em 2012 com os compartimentos morfopedológicos (CMP) e sistemas pedológicos (SP) associados, de modo a identificar os mais suscetíveis e neles os segmentos de vertentes mais críticos quanto ao risco de ocorrência do fenômeno. A metodologia fundamentou-se na análise integrada multiescalar da paisagem, valorizando inicialmente a escala 1:100.000 para a compartimentação morfopedológica seguida de escalas progressivamente maiores, ou seja, de detalhe, para avaliação do escoamento superficial com base no método racional modificado adaptado da estimativa da distribuição da vazão nas sub-bacias associado à variação da amplitude altimétrica intraclasse ao longo da vertente e do levantamento e morfologia dos sistemas pedológicos representativos dos compartimentos onde se detectou maior magnitude do fenômeno erosivo. Foram localizados e mapeados cerca de 5678 focos erosivos lineares, em que a concentração pode chegar a 2,46 focos a cada km², por vezes resultando em ambientes com até 36% da área totalmente comprometidos. Dentre os sete CMP delimitados, destacaram-se (i) o CMP Norte formado por arenitos e siltitos com o predomínio de Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média e declividades variando de 5 a 8% que concentra 33,35% dos focos, além de Argissolo Vermelho sucedido por Neossolo Flúvico ambos de textura média; (ii) CMP Oeste formado por arenitos eólicos de declividades variando de 3 a 5% onde se concentram 19,60% dos focos, portanto, comparativamente de baixa incidência erosiva, marcado pela presença de sistemas pedológicos constituídos por Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelo seguidos de Neossolos Quartzarênicos em vertentes convexas longas com terminação côncava; (iii) o CMP Sudeste também sustentado por arenitos eólicos e predomínio de Neossolo Quartzarênico de textura arenosa onde se concentram 37,81% dos focos, vertentes mais curtas, maior dissecação do relevo devido ao maior aprofundamento dos canais de drenagem. A retirada da cobertura vegetal quando atinge sistemas pedológicos frágeis como os dois primeiros, conduz à deflagração e evolução acelerada de focos erosivos, sobretudo nas cabeceiras de drenagem e nos médios e baixos segmentos de vertentes para onde a energia cinética tende a aumentar exponencialmente em razão da convergência espacial e temporal dos fluxos superficiais e freáticos. A dinâmica desses sistemas foi corroborada e melhor entendida por meio da análise de variáveis morfométricas, morfográficas, pedológicas e de uso do solo, resultando assim em um modelo que permite representar segmentos críticos ao longo da vertente. O modelo revelou-se eficiente ao representar a convergência espacial e temporal da estimativa do escoamento superficial confirmando assim o conceito de distribuição de energia em um sistema e como essa se manifesta na realização de trabalho morfogenético. A metodologia adotada ao associar a compartimentação morfopedológica e respectivos sistemas pedológicos no sentido de desenvolvimento de um modelo quadrimensional de erosão hídrica linear também foi eficiente por permitir a integração de fatores, cuja intensidade resultante converge para o surgimento e evolução de processos erosivos e pode servir de indicador de áreas de risco à instalação do fenômeno.

Palavras-chave: Compartimentação Morfopedológica. Cobertura e Uso do Solo. Sistemas Geomorfológicos. Modelagem de Processos Erosivos.

EROSIVE WATER LINEAR PROCESS MODELING IN THE MUNICIPALITY OF MINEIROS - GO

ABSTRACT

This thesis deals with the constraints of linear water erosion in the municipality of Mineiros-GO, taken as causal explanatory model variables. It is emphasized in soils of high susceptibility which underwent extensive and indiscriminate deforestation along the 1970s and especially 1980, followed by the use of pastures; today they present extensive areas with exposed soil. To develop the model it was sought to correlate the linear erosion focuses, their concentration and contribution area in 2012 with the morphopedological compartments (CMP) and associated pedological systems (SP), in order to identify the most susceptible and in them the most critical segments of studies concerning the risk of occurrence of the phenomenon. The methodology is based on multi-scale integrated analysis of the landscape, initially valuing the scale of 1: 100,000 for the morphopedological partitioning followed by progressively larger scales, that is, detailed to assess the superficial runoff based on the modified rational method adapted from estimated distribution of the flow in the sub-basins associated with the variation of the altimetry amplitude interclass along the studies, the survey and morphology of representative pedological partitions where it was detected a higher magnitude of the erosive phenomenon. It were located and mapped approximately 5678 linear erosion focuses, wherein the concentration can reach 2,46 focuses every Km², sometimes resulting in environments with up to 36% of the area totally compromised. Among the seven CMP set out, it was stood out (i) the North CPM formed by sandstones and siltstones with the predominance of red-yellowish Oxisol with medium texture and slopes ranging from 5 to 8% that concentrates 33.35% of the outbreaks, and the red Paleudult succeeded by Fluvisol, both with medium texture; (ii) the west CMP formed by windy slope of sandstone ranging from 3-5% where it concentrates 19.60% of the focuses, therefore, comparatively with low incidence of erosion, marked by the presence of pedological systems consisting of red and red-yellowish Oxisols followed by Quartzipsamments in long convex slopes with concave ending; (iii) the Southeast CMP also supported by windy slope of sandstone and it has the predominance of Quartzipsamment with sandy texture where it concentrates 37.81% of outbreaks, shorter slopes, greater dissection of the soil due to the further deepening of the draining channels. The removal of vegetation cover when it reaches fragile pedological systems as the first two, leads to the generation and accelerated evolution of erosion focuses, particularly in drainage headwaters and the middle and lower segments of slopes where the kinetic energy tends to increase exponentially because of spatial and temporal allegiance of surface and groundwater flows. The dynamics of these systems is confirmed and better understood through the analysis of morphometric, morphographic, pedological variables and soil use, resulting in a model that allows representation of critical segments along the slope. The model proved to be efficient to represent the spatial and temporal allegiance of the superficial runoff, thus confirming the concept of power distribution in a system and how this manifests itself in the execution of morphogenetic work. The methodology adopted to associate the morphopedological partitioning and their respective pedological systems in order to develop a four-dimensional linear erosion model was also efficient for allowing the integration of factors, which the resulting intensity converges to the emergence and evolution of erosive processes and can serve as an indicator of risk areas to the phenomenon of installation.

Keywords: Morphopedological Partitioning. Soil Cover and Use. Geomorphological Systems. Modeling of Erosive Processes.

Sumário	Pág.
LISTA DE FIGURAS.....	11
LISTA DE QUADROS.....	15
LISTA DE TABELAS.....	15
LISTA DE SIGLAS.....	17
1. INTRODUÇÃO.....	18
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS DA PESQUISA.....	28
2.1 Os níveis de abordagem em geomorfologia.....	28
2.1.1 Compartimentação morfopedológica.....	29
2.2 Conceito de erosão.....	30
2.2.1 Erosão hídrica, seus estágios e formas.....	33
2.3 Sistema - conceito e definição.....	39
2.3.1 Sistema bacia hidrográfica.....	42
2.3.2 Sistema vertente.....	43
2.3.3 Sistema pedológico.....	46
2.4 O conceito de evolução de sistemas.....	46
2.4.1 Abordagem na termodinâmica.....	47
2.4.2 Abordagem na teoria da informação.....	48
2.4.3 Abordagem no relevo.....	49
2.5 Conceito de modelagem.....	52
2.5.1 Modelos de previsão de processos erosivos.....	59
2.6 O problema da erosão e da degradação dos solos em escala global.....	63
2.7 O problema da erosão e da degradação dos solos no Brasil.....	65
2.8 A problemática erosiva na região Centro-Oeste do Brasil.....	66
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	69
3.1 Localização.....	69
3.2 Arcabouço geológico.....	70
3.3 Clima.....	73
3.4 Geomorfologia.....	79
3.5 Solos.....	84

3.5.1 Distribuição das principais classes de solo.....	84
3.5.2 Índice Relativo de Erodibilidade (I R E) das principais classes de solo.....	88
3.5.3 Suscetibilidade a erosão laminar.....	90
3.5.4 Vegetação remanescente e classes de uso do solo.....	92
3.5.5 Potencialidade a erosão laminar.....	97
4 METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS.....	99
4.1 A propósito do método.....	99
4.2 Compilação dos documentos cartográficos.....	101
4.2.1 Geologia - formações e litologias predominantes.....	101
4.2.2 Superfícies geomórficas.....	101
4.2.3 Elaboração do mapa de solos.....	101
4.2.4 Clima.....	107
4.3 Aquisição dos Modelos Digitais de Elevação e elaboração dos mapas morfográficos e morfométricos.....	109
4.3.1 Hipsometria.....	112
4.3.2 Declividade.....	113
4.3.3 Comprimento de vertente ou fluxos.....	114
4.3.4 Curvatura das vertentes.....	115
4.4 Identificação e mapeamento das classes de fitofisionomias e uso do solo.....	119
4.5 Interpretação e mapeamento dos focos erosivos lineares.....	121
4.6 Compartimentação morfopedológica.....	124
4.7 Levantamento dos sistemas pedológicos.....	127
4.8 Concepção e desenvolvimento do modelo de erosão hídrica linear.....	128
4.8.1 Preparação da estimativa de vazão com base no método racional modificado.....	130
5 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOPEDEOLÓGICA, PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E MORFOGRÁFICOS, SISTEMAS PEDOLÓGICOS E MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS.....	135
5.1 Compartimentos morfopedológicos e suas características.....	135
5.2 Erosão nos compartimentos morfopedológicos.....	144
5.3 Distribuição da densidade e da área de contribuição dos focos erosivos lineares	153

em cada CMP.....	
5.4 Parâmetros morfométricos e morfográficos e sua relação com os processos erosivos em cada compartimento morfopedológico.....	166
5.4.1 Compartimento Morfopedológico Norte.....	165
5.4.2 Compartimento Morfopedológico Oeste.....	169
5.4.3 Compartimento Morfopedológico Sudeste.....	174
5.5 Sistemas pedológicos e comportamento face aos processos erosivos.....	178
5.5.1 Sistema pedológico do CMP Norte.....	178
5.5.2 Sistema pedológico do CMP Oeste.....	178
5.5.3 Sistema pedológico do CMP Sudeste.....	183
5.6 Aplicação e avaliação do modelo de previsão de ocorrência de processos erosivos hídricos lineares.....	185
5.6.1 Aplicação e desempenho do modelo no CMP Norte.....	186
5.6.2 Aplicação e desempenho do modelo no CMP Oeste.....	197
5.6.3 Aplicação e desempenho do modelo no CMP Sudeste.....	208
6 SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS INDICADORES CONDICIONANTES E DA MODELAGEM DA OCORRÊNCIA DE PROCESSOS EROSIVOS.....	219
REFERÊNCIAS.....	225

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.3.2.1: Um sistema vertente com a sequência de formas convexo-retilínea-côncava.....	44
Figura 2.3.2.2: As formas que uma vertente pode exibir no sentido do perfil e no sentido plano.....	45
Figura 3.1.1: Mapa de localização da área de estudos na microrregião Sudoeste do estado de Goiás.....	69
Figura 3.2.1: Mapa de geologia - unidades geológicas e respectivas litologias predominantes na área.....	72
Figura 3.3.1: Principais massas de ar que atuam no Brasil, atingindo a região Centro-Oeste, no verão e no inverno.....	74
Figura 3.3.2: Comportamento da precipitação pluviométrica durante os meses de maio (a) e julho (b).....	76
Figura 3.3.3: Comportamento da precipitação pluviométrica durante os meses de janeiro (a), e dezembro (b).....	78
Figura 3.4.1: Sistemas geomorfológicos, unidades de relevo e respectivas dissecções em Mineiros e municípios limítrofes.....	83
Figura 3.5.1.1: Principais classes de solo e respectivas texturas que ocorrem na área.....	87
Figura 3.5.4.1: Fotografia aérea de 1966 representando a ausência de erosões (a), e imagem do sensor TM Landsat 5 de 1985 representando a mesma área após ter passado por queimada (b).....	93
Figura 3.5.4.2: Imagem do sensor AVNIR-2 de 2010 com resolução espacial de 10 m (a), e imagem SPOT 5 com resolução espacial de 2,5 m de 2011 (b), ambas com os focos erosivos.....	94
Figura 3.5.4.3: Classes de formações vegetais, respectivas fisionomias e cobertura e uso do solo em 2011.....	95
Figura 3.5.5.1: Distribuição das classes de potencialidade a erosão laminar da área de pesquisa.....	98
Figura 4.2.3.1: Modelo de sombra a e modelo de declividade b com transparência sobreposto ao modelo de sombra.....	104
Figura 4.2.3.2: Modelo de curvatura do perfil das vertentes a e modelo de curvatura das vertentes com transparência sobreposto ao modelo de declividade b	104
Figura 4.2.3.3: Imagem ALOS-AVNIR-2, composição R3 G2 B1 a e curvas de reflectância nas respectivas bandas b	105
Figura 4.2.3.4: Limites das classes de Latossolo Vermelho (cor sépia) e Gleissolo (cor azul) (a) e os novos limites das respectivas classes (b).....	105
Figura 4.2.3.5: Detalhe do modelo de hipsometria a e do modelo de declividade b utilizados para o processo de refinamento das associações dos Latossolos Vermelhos e de Neossolos e Cambissolos.....	106
Figura 4.2.3.6: Detalhe do mapeamento de solos antes do processo de refinamento a e depois de passar pelo processo de refinamento b	106
Figura 4.3.1: Ajuste da imagem OLI (Landsat 8) com resolução de 30 m ao Modelo Digital de Elevação (TOPODATA-INPE) de 30m.....	110
Figura 4.3.2: procedimento de correção da anomalia de valores de pixels. Na parte	111

a pixel com valor ligeiramente inferior e em b com valor ligeiramente superior à sua vizinhança.....	
Figura 4.3.1.1: Modelo Digital de Elevação parte a e mapa hipsométrico resultante parte b	112
Figura 4.3.2.1: Modelo Digital de Elevação - parte a - modelo de declividade resultante - parte b	113
Figura 4.3.3.1: Procedimento adotado para a definição da direção de fluxo. Em a os valores do MDE, em b o número de células encadeadas e em c a direção dos fluxos formados.....	114
Figura 4.3.3.2: Representação das direções de fluxo em a e representação dos fluxos detectados em b	115
Figura 4.3.4.1: Formas que uma vertente pode exibir desde o ponto mais elevado no interflúvio até o canal de drenagem.....	116
Figura 4.3.4.2: Curvatura no sentido plano ou horizontal e no sentido do perfil ou vertical das vertentes.....	117
Figura 4.3.4.3. Comprimento (parte a) e formas das vertentes (parte b).....	118
Figura 4.4.1: Processo de ajuste de imagem TM/Landsat 5 com resolução espacial de 30 m (esquerda) à imagem PRISM/ALOS com resolução de 2,5 m (direita).....	120
Figura 4.4.2: Processo de mapeamento das classes de fitofisionomias e uso do solo com base em imagens TM Landsat com resolução espacial de 30 m.....	121
Figura 4.5.1: Identificação de uma feição erosiva por meio de imagem Geoeye, colorida e com resolução espacial de 0,5 metros em Mineiros (GO).....	122
Figura 4.5.2: Feições erosivas observadas em imagens Geoeye de 0,5 m de 2012 (parte a) e permanência comprovada em 2014 com base em imagens Landsat de 15 m (parte b).....	123
Figura 4.5.3: Feições erosivas mapeadas em uma imagem de 0,5 metros (parte a) e comprovação da continuidade das mesmas feições erosivas em imagem de 15 metros (parte b).....	124
Figura 4.6.1: Classes de litologias (parte a) e sua correspondência espacial com a hipsometria, (parte b).....	125
Figura 4.6.2: Classes de declividade, parte a , e sua correspondência espacial com as classes de solo, parte b	125
Figura 4.6.3: Compartimentos morfopedológicos, parte a , e sua correspondência espacial com as classes de cobertura e uso do solo, parte b	126
Figura 5.1.1: Mapa da região de Mineiros e seus compartimentos morfopedológicos.....	136
Figura 5.1.2: Relação (%) entre a área de cada classe de cobertura e uso em 2005 e respectivo % de focos erosivos em 2012 para cada CMP.....	141
Figura 5.2.1: Relação (%) entre o número de focos e a área de contribuição por classe de foco erosivo.....	144
Figura 5.2.2: Relação (%) entre a área de cada compartimento morfopedológico, a quantidade de focos erosivos e a área de contribuição erosiva.....	146
Figura 5.2.3. Voçoroca de grande porte formada pelo processo de ramificação e encontro de várias erosões.....	152

Figura 5.2.4: Síntese da distribuição relativa do número de focos, bem como da área de contribuição específica nas classes de erosão para cada CMP.....	153
Figura 5.3.1: Mapa de focos erosivos em ponto associados aos compartimentos morfoopedológicos.....	154
Figura 5.3.2: Mapa de focos erosivos em polígono associados aos compartimentos morfoopedológicos.....	154
Figura 5.3.3: Mapa da distribuição da concentração de focos erosivos em ponto em 2012.....	157
Figura 5.3.4: Mapa da distribuição da densidade de focos erosivos em polígono em 2012.....	157
Figura 5.3.5: Mapa de geologia - unidades e respectivas litologias.....	159
Figura 5.3.6: Mapa de hipsometria.....	159
Figura 5.3.7: Mapa de declividade.....	160
Figura 5.3.8: Mapa de solos.....	160
Figura 5.3.9: Mapa de CMPs associados aos focos erosivos.....	161
Figura 5.3.10: Mapa de fitofisionomias e uso do solo em 1985.....	161
Figura 5.3.11: Mapa de fitofisionomias e uso do solo em 2014.....	162
Figura 5.3.12: Mapa da distribuição da densidade em ponto dos focos erosivos.....	162
Figura 5.4.1.1: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável declividade do CMP Norte.....	165
Figura 5.4.1.2: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável comprimento de fluxo do CMP Norte.....	166
Figura 5.4.1.3: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável curvatura da vertente do CMP Norte.....	167
Figura 5.4.1.4: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, nas classes de solo do CMP Norte.....	168
Figura 5.4.1.5: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável cobertura e uso do solo do CMP Norte.....	168
Figura 5.4.2.1: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável declividade do CMP Oeste.....	169
Figura 5.4.2.2: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável comprimento de fluxo do CMP Oeste.....	170
Figura 5.4.2.3: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável curvatura da vertente do CMP Oeste.....	171
Figura 5.4.2.4: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável solo do CMP Oeste.....	172
Figura 5.4.2.5: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável cobertura e uso do solo do CMP Oeste.....	173
Figura 5.4.3.1: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável declividade do CMP Sudeste.....	174
Figura 5.4.3.2: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável comprimento de fluxo do CMP Sudeste.....	175

Figura 5.4.3.3: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, na variável curvatura da vertente do CMP Sudeste.....	176
Figura 5.4.3.4: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, nas classes de solo do CMP Sudeste.....	176
Figura 5.4.3.5: Relação entre a quantidade de focos e a área erodida, em classes de erosão, nas classes de cobertura e uso do solo do CMP Sudeste.....	177
Figura 5.5.2.1: Sistema pedológico representativo do compartimento morfopedológico Oeste.....	180
Figura 5.5.2.2: Segundo sistema pedológico representativo do compartimento morfopedológico Oeste.....	182
Figura 5.5.3.1: Sistema pedológico representativo do compartimento morfopedológico Sudeste.....	184
Figura 5.6.1.1: Mapa de cobertura e uso do solo (parte a) e respectivo mapa de coeficientes de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Norte.....	187
Figura 5.6.1.2: Mapa de declividade elevada ao expoente 0,5 (parte a) e mapa de velocidade de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Norte.....	189
Figura 5.6.1.3: Mapa de comprimento de fluxo (parte a) e mapa de tempo de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Norte.....	191
Figura 5.6.1.4: Mapa de distribuição do escoamento superficial (parte a) e mapa de distribuição da amplitude intraclasse (parte b) da bacia teste do CMP Norte.....	194
Figura 5.6.1.5: Mapa de distribuição de energia (parte a) e mapa de distribuição das médias (parte b) da bacia teste do CMP Norte.....	196
Figura 5.6.2.1: Mapa de cobertura e uso do solo (parte a) e respectivo mapa de coeficientes de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Oeste.....	199
Figura 5.6.2.2: Mapa de declividade elevada ao expoente 0,5 (parte a) e mapa de velocidade de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Oeste.....	201
Figura 5.6.2.3: Mapa de comprimento de fluxo (parte a) e mapa de tempo de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Oeste.....	203
Figura 5.6.2.4: Mapa de distribuição do escoamento superficial (parte a) e mapa de distribuição da amplitude intraclasse (parte b) da bacia teste do CMP Oeste.....	205
Figura 5.6.2.5: Mapa de distribuição de energia (parte a) e mapa de distribuição das médias (parte b) da bacia teste do CMP Oeste.....	207
Figura 5.6.3.1: Mapa de cobertura e uso do solo (parte a) e respectivo mapa de coeficientes de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Sudeste.....	209
Figura 5.6.3.2: Mapa de declividade elevada ao expoente 0,5 (parte a) e mapa de velocidade de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Sudeste.....	211
Figura 5.6.3.3: Mapa de comprimento de fluxo (parte a) e mapa de tempo de escoamento superficial (parte b) da bacia teste do CMP Sudeste.....	213
Figura 5.6.3.4: Mapa de distribuição do escoamento superficial (parte a) e mapa de distribuição da amplitude intraclasse (parte b) da bacia teste do CMP Sudeste.....	216
Figura 5.6.3.5: Mapa de distribuição de energia (parte a) e mapa de distribuição das médias (parte b) da bacia teste do CMP Sudeste.....	218

LISTA DE QUADROS	Pág.
Quadro 2.5.1.1: Tipos de modelos, alguns exemplos e principais variáveis envolvidas no processo.....	61
Quadro 4.3.1: Principais regras do Padrão de Exatidão Cartográfico para as escalas 1:50000 e 1:100000.....	110
Quadro 5.1.1: Compartimentos Morfopedológicos e síntese de suas respectivas características geológicas, geomorfológicas, pedológicas, cobertura e uso do solo e processos erosivos.....	142

LISTA DE TABELAS	Pág.
Tabela 3.4.1: Classes de declividade e respectivas áreas de ocorrência.....	82
Tabela 3.5.1.1: Classes de solos, texturas e respectivas áreas de ocorrência.....	84
Tabela 3.5.2.1: Classes de solos, Índices de Erodibilidade Relativa e respectivas áreas de ocorrência.....	89
Tabela 3.5.3.1: Classes de suscetibilidade a erosão laminar e respectivas áreas de ocorrência.....	91
Tabela 3.5.4.1: Classes de cobertura e uso e respectivos percentuais de ocorrência na área de pesquisa.....	92
Tabela 3.5.5.1: Classes de uso e ocupação do solo e respectivos índices de proteção ou sujeição a erosão laminar.....	96
Tabela 3.5.5.2: Classes de potencialidade a erosão laminar e respectivas áreas de ocorrência.....	97
Tabela 4.3.1.1: Classes de hipsometria da área, amplitudes e respectivas áreas de abrangência.....	113
Tabela 4.8.1: Classes hipsométricas, amplitude intraclasse e respectivas áreas de abrangência em uma dada bacia.....	130
Tabela 4.8.1.1: Classes de fitofisionomias e respectivos coeficientes de escoamento superficial.....	131
Tabela 5.2.1: Classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	143
Tabela 5.2.2: Compartimentos Morfopedológicos, áreas de abrangência, quantidade de focos e respectivas áreas de contribuição erosiva.....	145
Tabela 5.2.3: CMP Centro-Leste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	146
Tabela 5.2.4: CMP Sul, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	147
Tabela 5.2.5: CMP Leste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	148
Tabela 5.2.6: CMP Escarpa, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	148
Tabela 5.2.7: CMP Norte, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	149

Tabela 5.2.8: CMP Oeste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	150
Tabela 5.2.9: CMP Sudeste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.....	151
Tabela 5.6.1.1: Classes de fitofisionomias e uso do solo, coeficientes de escoamento superficial estimados e respectivos percentuais de ocorrência nas bacias-teste do CMP Norte.....	186
Tabela 5.6.1.2: Média e desvio padrão do coeficiente de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Norte.....	188
Tabela 5.6.1.3: Média e desvio padrão da declividade e da velocidade de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Norte.....	190
Tabela 5.6.1.4: Média e desvio padrão do comprimento de fluxo e do tempo de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Norte.....	192
Tabela 5.6.1.5: Média e desvio padrão da vazão do escoamento superficial e da amplitude intraclasse para a área de bacia e de erosão no CMP Norte.....	195
Tabela 5.6.2.1: Classes de fitofisionomias e uso do solo, coeficientes de escoamento superficial estimados e respectivos percentuais de ocorrência na bacia-teste do CMP Oeste.....	197
Tabela 5.6.2.2: Média e desvio padrão do coeficiente de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Oeste.....	199
Tabela 5.6.2.3: Média e desvio padrão da declividade e da velocidade de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Oeste.....	201
Tabela 5.6.2.4: Média e desvio padrão do comprimento de fluxo e do tempo de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Oeste.....	203
Tabela 5.6.2.5: Média e desvio padrão da vazão do escoamento superficial e da amplitude intraclasse para a área de bacia e de erosão no CMP Oeste.....	205
Tabela 5.6.3.1: Classes de fitofisionomias e uso do solo, coeficientes de escoamento superficial estimados e respectivos percentuais de ocorrência na bacia-teste do CMP Sudeste.....	208
Tabela 5.6.3.2: Média e desvio padrão do coeficiente de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Sudeste.....	209
Tabela 5.6.3.3: Média e desvio padrão da declividade e da velocidade de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Sudeste.....	211
Tabela 5.6.3.4: Média e desvio padrão do comprimento de fluxo e do tempo de escoamento superficial para a área de bacia e de erosão no CMP Sudeste.....	213
Tabela 5.6.3.5: Média e desvio padrão da vazão do escoamento superficial e da amplitude intraclasse para a área de bacia e de erosão no CMP Sudeste.....	216

LISTA SIGLAS

AVNIR = Advanced Visible and Near Infrared Radiometer

ALOS = Advanced Land Observing Satellite

CMP = Compartimento Morfopedológico

CXd = Cambissolo Háplico Distrófico

EMBRAPA = Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

GXd = Gleissolo Háplico Distrófico

INMET = Instituto Nacional de Meteorologia

INPE = Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LANDSAT = Land Remote Sensing Satellite

LVAd = Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico

LVa = Latossolo Vermelho Álico

LVd = Latossolo Vermelho Distrófico

MDE = Modelo Digital de Elevação

MDT = Modelo Digital de Terreno

OLI = Operational Land Imager

PVa = Argissolo Vermelho Alítico

PVd = Argissolo Vermelho Distrófico

PVe = Argissolo Vermelho Eutrófico

PRISM = Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping

RYd = Neossolo Flúvico Distrófico

RLd = Neossolo Litólico Distrófico

RQg = Neossolo Quartzarênico Hidromórfico

RQo = Neossolo Quartzarênico Órtico

SP = Sistema Pedológico

SRTM = Shuttle Radar Topography Mission

SiBCS = Sistema Brasileiro de Classificação de Solos

TM = Thematic Mapper

UTM = Universal Transversa de Mercator

1. INTRODUÇÃO

Em novembro de 2011 vários veículos de comunicação no estado de Goiás reportavam histórias de ocorrência de grandes buracos no solo nas proximidades de plantações de milho em algumas propriedades rurais da microrregião Sudoeste de Goiás. Especialmente, na divisa de Mineiros com Perolândia as imensas crateras despertavam a atenção daqueles que se aproximavam. Isso porque esses buracos levavam ladeira abaixo imensos volumes de terra, causando prejuízos para as plantações, além de impressionar pelo tamanho. E essa não foi a primeira vez que tal evento foi constatado. Em 1997 caso semelhante já havia sido noticiado e a cada ano essa situação vem se repetindo. Esses processos, além de terem provocado danos diversos às propriedades, cresceram assustadoramente, ameaçando cercas e consequentemente a fuga do gado. Os acontecimentos, ainda que temporariamente, ganharam projeção, com as notícias chegando a ser veiculadas inclusive em rede nacional.

Essa sequência de acontecimentos levou o Ministério Público Estadual, juntamente com a Delegacia de Crimes Contra o Meio Ambiente (DEMA), a uma ação de investigação dos culpados, a fim de que os danos pudessem ser reparados. Após a passagem do período chuvoso daquele ano (2011), como em outros anos anteriores, pouco ou nada se sabe sobre os desdobramentos das ações de investigação e as medidas de contenção propostas. A estabilização, quase sempre temporária, principalmente dos focos que mais ameaçavam plantações, contribuiu para que o problema caísse no esquecimento, mas não deixasse de ocorrer em uma dimensão bem maior do que aquela aparente e que era destacada.

Em verdade os proprietários rurais da microrregião Sudoeste de Goiás não estavam diante somente de fatos pontuais e recentes. Esses faziam parte de um fenômeno envolvendo processos erosivos que vem sendo cada vez mais comuns naquela região. Pelo que algumas imagens de satélite indicam, passaram a se agravar após a década de 1980 em tamanhos cada vez maiores. Esses processos também não ocorrem somente nas proximidades de algumas residências rurais. Predominam, em menor ou maior magnitude, em toda a microrregião Sudoeste, a qual perfaz cerca de 5% da área do Estado. Além de ameaçar divisas e a agricultura, esses processos com frequência sucedem a retirada da cobertura vegetal em ambientes inapropriados para atividades agrícolas, degradam os solos, empobrecem o ambiente como um todo e geram enormes passivos ambientais.

Devido à frequência de ocorrência, por vezes de grande magnitude, resultam em prejuízos socioambientais diversos, causando o desinteresse socioeconômico pela região em médio a longo prazo e a desvalorização das terras.

Os processos erosivos, ao proporcionarem a desagregação e transporte de enormes volumes de materiais, causam sua deposição a jusante em volumes acima do suportado e sobretudo o consequente assoreamento de canais fluviais em segmentos onde estes possuem baixo gradiente fluvial, induzindo a migração lateral de vários cursos d'água e até mesmo de grandes rios. Esse processo também pode provocar mais erosão ao longo dos canais pelo processo de solapamento de bordas especialmente em áreas com a ocorrência de Neossolo Flúvico. Esse efeito sinérgico evidencia que os processos erosivos causam danos para além das áreas onde ocorrem e por constituírem um dos mais evidentes sinais de degradação da paisagem merecem especial atenção no sentido de se compreender suas causas e formas de controle.

Os focos erosivos obedecem a um padrão espacial e temporal de distribuição que evidencia uma estreita relação com aspectos da geologia (sobretudo formações e litoestrutura), da geomorfologia (formas e dissecação, dentre outros aspectos), dos solos (tipos, arranjos entre os horizontes e principalmente textura e erodibilidade), do clima (sazonalidade e intensidade instantânea das chuvas); dinâmica hidrogeológica (principalmente a convergência de fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais e o gradiente hidráulico) e principalmente a forma como cada ambiente passou a ser ocupado nas últimas décadas (desmatamento intensivo, muitas vezes indiscriminado, conversão em pastagens extensivas sem práticas conservacionistas).

Assim, as ações de combate não devem se concentrar somente na procura pelos culpados, ou em um determinado fator, como o uso do solo, pois se trata de um problema complexo, e desafortunadamente de abrangência regional no Estado, o qual requer observações mais sistematizadas na busca de um entendimento, o mais completo possível, preferencialmente quanto à obtenção de indicadores seguros, para fins de controle, sobretudo preventivo.

Fenômenos envolvendo processos erosivos sempre foram e continuam sendo muito comuns na superfície da Terra, especialmente durante os últimos 2,6 milhões de anos. Entretanto, desde o momento em que passaram a modificar o ambiente natural na busca de melhores condições de sobrevivência, a ação antrópica sobre o mesmo vem merecendo estudos mais específicos. Isso por ser responsável por mudanças de uso e manejo do solo que podem implicar no desencadeamento e aceleração desses processos, sobretudo, morfodinâmicos, como os erosivos hídricos. Considerando apenas o meio físico, estes apresentam como principais consequências a dissecação e subsequente rebaixamento da topografia, a degradação dos solos e o assoreamento de fundos de vale e dos canais fluviais.

Pela forma como se deu sua ocupação mais recente, a microrregião Sudoeste de Goiás é representativa desse problema, especialmente na segunda metade do século XX, quando se deu uma ocupação mais efetiva dos imensos vazios populacionais que caracterizavam a região. Os solos, por vezes de elevada erodibilidade, passaram a ficar mais expostos à ação mecânica do pisoteio do gado e da energia potencial da chuva (erosividade), bem como da energia cinética do escoamento superficial resultante da retirada da cobertura vegetal e por vezes compactação em áreas destinadas ao plantio. A soma dessas energias resulta de declives, desnível altimétrico e formas das vertentes e, no caso de voçorocas, também da profundidade do nível freático e até de lençóis suspensos sazonais, ocasionando processos de erosão remontante em cabeceiras (sobretudo desmatadas), de aprofundamento e de assoreamento em segmentos de elevado e baixo gradiente altimétrico, respectivamente, junto aos os canais fluviais. Portanto, pode-se destacar, como consequência do fenômeno, a aceleração da morfogênese, especialmente dos segmentos médios das vertentes até as partes mais côncavas próximas aos fundos de vale.

Apesar disso, práticas inadequadas de uso e manejo ainda persistem e vêm deixando esses ambientes cada vez mais expostos à ação erosiva das chuvas intensas e por vezes concentradas e, por isso, susceptíveis aos processos morfogenéticos acelerados, como os erosivos hídricos lineares (ravinas e voçorocas), associados a desequilíbrios hidropedológicos das vertentes, potencializando a instabilidade das coberturas e perdas de

solos em grandes quantidades e assoreamento dos canais fluviais, o que acarreta grandes prejuízos econômicos e ambientais diversos.

Assim, a busca pela compreensão de como cada ambiente reage às modificações impostas e o possível desencadeamento de processos e fenômenos associados é de suma importância para a tomada de decisões quanto à proposição de usos e ocupações mais harmoniosas apoiadas em práticas de manejo que minimizem os desequilíbrios e as consequências decorrentes. Essa compreensão passa necessariamente pelo entendimento da dinâmica natural da superfície terrestre e como esta pode se comportar diante das possíveis modificações impostas pelas diversas formas de intervenções humanas.

Considerando-se que fenômenos erosivos em sistemas não isolados e abertos, como as bacias hidrográficas, não ocorrem de forma isolada e sim dependem de um entorno condicionante, entende-se que os mesmos são passíveis de modelagem do surgimento e evolução tendo como referência indicadores ambientais. Tais indicadores devem resultar da análise de variáveis pluviométricas que representam a entrada de energia potencial, variáveis do relevo as quais indicam o arranjo e a distribuição espacial da energia cinética resultante, variáveis pedológicas que indicam a capacidade ou não do solo em suportar e, principalmente, dissipar energia, e de variáveis envolvendo a cobertura e uso do solo a fim de evidenciar como a ação antrópica altera o equilíbrio até então predominante na paisagem.

Nesse sentido, o problema investigado nesta pesquisa refere-se às variáveis que integram um modelo explicativo quanto ao desencadeamento e à evolução de processos erosivos lineares de origem hídrica em ritmo acelerado em sistemas pedológicos considerados frágeis, de modo a obter os indicadores naturais e/ou antrópicos, os quais foram submetidos a mudanças de cobertura e uso nas últimas quatro décadas sob diferentes tipos de manejo do solo no município de Mineiros, em Goiás.

No recorte do problema aqui adotado para entendimento do fenômeno, a de seus fatores condicionantes, buscou-se respostas para os seguintes questionamentos: Qual é a situação de ocorrências erosivas mais atual possível? Qual o padrão de distribuição espacial desses focos erosivos e seus condicionantes? Há uma relação entre a ocorrência

desses processos e a compartimentação morfopedológica, respectivos sistemas pedológicos e as mudanças na cobertura e uso do solo dos últimos 30 anos? Qual é o compartimento mais degradado e como demonstrar o estágio dessa degradação? É possível, para cada compartimento morfopedológico, em face do tipo de cobertura e uso do solo, selecionar indicadores de condicionantes de surgimento e evolução desses focos erosivos? Sabendo das variáveis e respectivos parâmetros mais importantes é possível propor, operacionalizar e avaliar um modelo que resulte da relação entre variáveis pluviométricas, geomorfológicas, pedológicas e das mudanças na cobertura e uso do solo, que, consequentemente, possa identificar as áreas de maior probabilidade de surgimento e evolução dos processos erosivos?

Todo ambiente natural possui uma predisposição à ocorrência de processos erosivos, que pode ser denominada de suscetibilidade à erosão, a qual faz parte dos processos geomorfológicos. Entretanto, as características naturais associadas à retirada da cobertura vegetal e à ocupação por atividades diversas, sem práticas conservacionistas adequadas, especialmente por longo tempo, podem potencializar a ocorrência desses processos em distintos padrões de formas e distribuição e assim acelerar a morfogênese, em detrimento da pedogênese.

Nesse sentido, compartimentos morfopedológicos são produto da convergência da litologia, relevo e solos, portanto reúnem em sua fisionomia, constituição e duração, os fatores que controlam seu funcionamento, seja em estado de equilíbrio quanto de desequilíbrio, esta geomorfologicamente considerada como de dissecação. A principal hipótese nesta pesquisa é de que determinados compartimentos morfopedológicos em fases distintas de dissecação resultaram em superfícies com o predomínio de Argissolo Vermelho e principalmente Neossolo Quartzarênico, de textura arenosa/média e arenosa, respectivamente, que associados ao desmatamento seguido do uso por pastagens resultaram em uma maior concentração de focos erosivos lineares, bem como maior área de contribuição erosiva, configurando áreas críticas com grandes passivos ambientais.

A retirada da cobertura vegetal quando atinge sistemas pedológicos frágeis, como os constituídos por esses solos, tem conduzido à deflagração e evolução acelerada de processos erosivos hídricos lineares, sobretudo nas cabeceiras de drenagem (por reativação

erosiva) e nos médios e baixos segmentos de vertentes para onde a energia cinética resultante tende a entrar em convergência espacial e temporal, como por exemplo a gerada pela convergência de fluxos laterais superficiais e subsuperficiais. Consequentemente a dinâmica da erosão hídrica linear nesses sistemas pode ser melhor entendida por meio da análise de variáveis morfométricas, morfográficas, pedológicas e de uso e manejo do solo, que podem ser calibradas de acordo com as características de cada compartimento.

Em média escala, as áreas preferenciais de ocorrência desses processos, tidas como críticas, podem ser correlacionadas com as formações superficiais ditas mais suscetíveis. Em grande escala um entendimento mais ajustado da ocorrência desses processos pode ser proporcionado pela associação de variáveis morfométricas, morfográficas, associadas a sucessão lateral de tipos de solos ao longo da vertente e à dinâmica hidráulica, podendo ou não serem potencializadas pela intervenção antrópica.

Dessa forma, tendo em vista os questionamentos propostos e a hipótese levantada, a presente pesquisa tem como objetivo geral avaliar a relação entre a compartimentação morfopedológica, seus atributos morfométricos e morfográficos, seus sistemas pedológicos representativos, sob diferentes formas de uso e manejo do solo e os padrões de distribuição espacial dos processos erosivos lineares.

Em específico a presente tese objetiva:

- √ Interpretar aspectos geológicos, geomorfológicos, pedológicos e propor a compartimentação morfopedológica de modo a delimitar áreas com distintas fisionomias e comportamentos face às condições de cobertura e uso do solo;
- √ Correlacionar a compartimentação morfopedológica e as mudanças de cobertura e uso do solo com os padrões de distribuição espacial da densidade de focos, bem como da densidade de área de contribuição erosiva de modo a obter uma matriz de correlação;
- √ Relacionar as áreas consideradas críticas com os focos erosivos, quanto à sua forma e área de contribuição erosiva com as variáveis morfométricas, morfográficas, pedológicas potencializadas pelas mudanças na cobertura e de uso do solo;

- ✓ Avaliar o impacto da conversão de cada fitofisionomia de Cerrado em classes de uso em solos considerados frágeis e o surgimento de focos erosivos em cada compartimento morfopedológico;
- ✓ Selecionar e avaliar o desempenho de indicadores morfométricos, morfográficos e pedológicos sob a ação de cada tipo de cobertura e uso do solo, para o entendimento da ocorrência de focos erosivos em cada compartimento morfopedológico;
- ✓ Identificar e caracterizar sub-bacias críticas quanto ao desenvolvimento e concentração de focos erosivos e identificar as variáveis morfométricas e morfográficas da sua distribuição espacial ao longo das vertentes;
- ✓ Definir setores e segmentos críticos das vertentes e sistemas pedológicos relacionados, com base nas correlações espaciais entre as variáveis que indicam aumento de velocidade de escoamento, de concentração de fluxo e vazão (aumento da energia cinética) e sua relação com a condutividade hidráulica do solo;
- ✓ Refletir como a ação antrópica, por meio de uso e práticas de manejo inadequadas, influencia no equilíbrio existente em um sistema como a bacia hidrográfica podendo resultar em incisões erosivas aceleradas.

A área selecionada para a pesquisa abrange o município de Mineiros acrescida da área dos municípios de Santa Rita do Araguaia, Perolândia e Portelândia, ambos na microrregião Sudoeste de Goiás. A inclusão desses municípios foi necessária devido à proximidade e relação de quase continuidade entre seus limites administrativos para com aqueles do município central e maior, Mineiros. Isso se aplica principalmente para os municípios de Perolândia e, mais precisamente, Portelândia que está localizado no interior de Mineiros, totalmente envolvido por terras deste. Sob o aspecto geológico e geomorfológico compreende uma área muito diversificada, com a ocorrência de diversas formações geológicas de distintas litologias e por conseguinte diversas formas de relevo variando desde arenitos que sustentam planaltos com a ocorrência de chapadões de até 1009 metros de altitude e em processo de desgaste erosivo natural, passando para zonas de erosão recuante que atravessam diversas formações e que resultam em superfícies

escalonadas em um gradiente total de 334 metros, até superfícies já muito rebaixadas em 509 metros e de baixo gradiente altimétrico. Do contrário, os limites da área de estudo resultariam em um recorte espacial fragmentado, dificultando o entendimento no contexto do relevo regional e principalmente a abordagem da área em que o fenômeno mais se destaca.

Para o mapeamento da dinâmica da cobertura vegetal e das formas de uso do solo escolheu-se o intervalo que vai de 1985 a 2014, período este dividido em quatro recortes temporais 1985, 1995, 2005 e 2014. Esse intervalo se justifica pelo fato de ter ocorrido muitas transformações especialmente por meio da conversão de áreas de fitofisionomias de Cerrado em pastagens para bovinocultura de corte e manejo extensivo. Compreende também um recorte temporal que passou a ser contemplado com a existência de materiais, principalmente imagens de sensores diversos e de média resolução, por meio dos quais é possível o mapeamento da cobertura e evolução das formas de uso do solo e fazer correlação com o material textual disponível.

Para o mapeamento das feições erosivas lineares e seus padrões de distribuição escolheu-se o ano de 2012 por contar com imagens de satélite com resolução espacial compatível com a escala de detalhe, permitindo a visualização e mapeamento de focos erosivos lineares.

Em suma, o recorte espacial e temporal escolhido compreende intervalos nos quais é possível o acompanhamento das transformações impostas principalmente pelas mudanças da cobertura e do uso do solo em decorrência, especialmente, do avanço da fronteira agrícola do século passado e atualmente da nova expansão da cana-de-açúcar, e os possíveis impactos que podem estar associados, sobretudo na forma de processos erosivos hídricos lineares. Levando em conta a especificidade da finalidade de cada um, esses materiais cartográficos, ao serem trabalhados, principalmente com tratamentos supervisionados e associados aos levantamentos de campo, permitem uma análise integrada da paisagem em média escala (1:100.000 a 1:50.000), podendo chegar a grande escala (maior que 1:50.000).

Dos impactos ambientais que ocorrem no estado de Goiás os processos erosivos, especialmente os hídricos lineares, estão entre aqueles que despertam maior preocupação. Da sociedade como um todo, eles chamam a atenção pelas imensas crateras que surgem em meio a paisagem, provocando a degradação dos solos e, portanto, comprometendo boa parte da área das propriedades rurais. Já da sociedade mais especializada no assunto eles chamam a atenção por surgirem, na maior parte das vezes, após a retirada da cobertura vegetal original, desagregando os solos, deixando-os empobrecidos, especialmente de matéria orgânica e consequentemente constituírem em um estágio mais avançado de degradação ambiental. Em especial a conversão em pastagens sem prática s conservacionistas submete solos e topografia aos trilheiros de gado, às cercas de divisa perpendiculares às curvas de nível, a caminhos e estradas vicinais sem manutenção, dentre outras ações práticas que promovem o escoamento concentrado das águas pluviais e facilitam a instalação de sulcos, ravinas e voçorocas, dependendo da suscetibilidade ao processo.

Dessa forma, os problemas relacionados a esses impactos ambientais advindos do mau uso das terras passaram a ser objeto de pesquisas nos últimos anos e tem sido destaque também nos principais meios de comunicação do estado de Goiás todos os anos, especialmente na estação chuvosa. Isso levou, em 2011, o Ministério Público Estadual a uma ação de identificação dos culpados pelo agravamento desses problemas. Esse quadro coloca um desafio necessário que é o desenvolvimento de estudos com abordagens em média e grande escala e que possam apresentar indicadores seguros para a elaboração de prováveis cenários aos proprietários rurais, urbanos e órgãos públicos, quanto às respostas que o ambiente físico pode dar quando das ocupações e respectivas práticas de manejo e também os efeitos sinérgicos desses processos.

Apesar dos vários trabalhos feitos sobre a alta bacia do rio Araguaia, especificamente para os municípios de Mineiros, Santa Rita do Araguaia, Perolândia e Portelândia onde o problema relacionado aos processos erosivos configura situação crítica, ainda não se conhece trabalhos que buscassem a sistematização dos indicadores do meio físico associados a indicadores de uso do solo em média e grande escala que permitissem a concepção de um modelo explicativo de base física da distribuição espacial desses processos com base na compartimentação morfopedológica em escala de detalhe. Também

não se conhece trabalhos sobre parâmetros espaço-temporais do processo erosivo e a elaboração de um modelo evolutivo que possa subsidiar a elaboração de cenários, com vistas a orientar políticas de uso e práticas de manejo do solo. A maior ênfase foi dada frequentemente aos serviços ambientais das matas ciliares, à fragmentação da cobertura e temas correlatos.

Considerando o exposto, há necessidade de estudos que levem em conta uma visão integrada dos aspectos físicos constituintes da natureza, da dinâmica do inter-relacionamento entre eles e da forma como a sociedade vem desenvolvendo suas ações, podendo alterar especialmente os fluxos de matéria e energia nos diversos sistemas e subsistemas ambientais. A visão conjunta destas duas partes é especialmente fundamental para a compreensão do surgimento e evolução dos processos erosivos e principalmente para a determinação de formas de viabilidade de recuperação. Com isso, entende-se que há necessidade de desenvolvimento de estudos integrados e monitoramento destes processos a fim de conhecer a sua dinâmica e sua modelagem construída cientificamente, de modo a promover a eficácia das medidas mitigadoras adotadas, bem como evitar o surgimento de novos processos no decorrer deste tempo.

É recomendável que tais medidas devam ser de baixo custo, de maneira a incentivar a recuperação de áreas já degradadas, tendo em vista os frequentes elevados custos necessários à recuperação. Por outro lado, as ações preventivas devem ser orientadas de maneira a evitar a deflagração em áreas com elevada potencialidade a deflagração de novos processos. Com isso entende-se que há a necessidade de desenvolvimento de estudos integrados e monitoramento destes processos a fim de prevenir a ocorrência e de corrigir os efeitos dos processos já deflagrados.

Tendo como referência esses conhecimentos e no sentido de prosseguir em busca da compreensão desses fenômenos, torna-se imprescindível a modelagem dinâmica (espacial e temporal) e explicativa das relações existentes entre os indicadores e seus parâmetros, para melhor representar as mudanças e compreender os fenômenos que ocorrem no ambiente e assim poder elaborar políticas de planejamento e práticas de manejo levando em conta as potencialidades e limitações de cada ambiente.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS DA PESQUISA

2.1 Os níveis de abordagem em geomorfologia

A paisagem geomorfológica, revelada por uma dada fisiografia num determinado intervalo de tempo, e sua evolução, dependem de diversos fatores e eventos que se inter-relacionam e se manifestam em diferentes escalas de espaço e tempo. Dessa forma, as características geológicas, climáticas (atuais e passadas), geomorfológicas, pedológicas, hidrológicas, biológicas e as intervenções humanas devem ser analisadas de forma individual, mas também em conjunto, considerando um determinado recorte espacial e intervalo no tempo, quando se pretende entender seu tipo de relevo e principalmente a dinâmica dos processos e formas a ele inerentes (MARQUES, 1994). As formações geológicas e as condições climáticas associadas assumem maior relevância, sob o ponto de vista natural, por formarem o conjunto de forças antagônicas responsáveis pelos processos de estruturação e esculturação do relevo terrestre, respectivamente. O entendimento das relações pretéritas e atuais desses dois agentes formadores da paisagem natural é de fundamental importância para o desenvolvimento de estudos mais específicos visando estabelecer diretrizes para ocupações humanas mais harmoniosas.

Uma importante contribuição ao estudo da Geomorfologia e dos demais processos que ocorrem associados ao relevo foi proposta por Ab' Saber (1969). Desde então essa proposta tornou-se referência para uma abordagem mais sistematizada do relevo, contemplando diversas escalas, e que permite compreender o comportamento da paisagem. O primeiro nível diz respeito à compartimentação topográfica, a qual pode ser expressa pela influência dos tipos de rocha nas elevações que, portanto, são de expressão mais regional. Nesse nível deve-se obter a descrição e a caracterização dos conjuntos de modelados. O segundo nível refere-se à análise da estrutura superficial da paisagem, a qual resulta do comportamento (e do intemperismo) dos diversos tipos e estruturas de rocha face à ação climática sobre a topografia. Trata-se de um nível de abordagem no qual a ação climática pretérita e atual ganha importância em virtude de proporcionar a compreensão da cinemática ou da sua dinâmica evolutiva. Nesse nível deve-se obter a descrição e a caracterização das feições pretéritas do relevo, tais como as formas residuais, as superfícies regionais de aplainamento, as zonas de erosão recuante, às feições recentes tais como terraços, pedimentos, vertentes, bem como outras formações mais recentes. O terceiro nível refere-se à abordagem da fisiologia da paisagem, a qual envolve a identificação dos

processos morfoclimáticos e pedogenéticos em plena atuação, e, quando presente, em suas relações com a ação antrópica. (adaptado de MAGALHÃES, 2013; MAMEDE, 2000; RIBEIRO; SALOMÃO, 2003; SALOMÃO, 1994).

2.1.1 Compartimentação morfopedológica

Compartimentos morfopedológicos consistem em unidades ambientais distinguíveis na paisagem na forma de áreas homogêneas intrínsecas e integradas do seu meio físico, manifestos como conjuntos fisionômicos individualizados, que resultam em características fisiográficas e funcionais distintas dos seus vizinhos. Essas unidades podem ser reconhecidas na paisagem por meio de visadas em campo, ou através de representações obtidas a partir da correlação espacial dos componentes físicos por meio de correlação de produtos cartográficos temáticos (geologia, geomorfologia e pedologia). As relações entre formas e processos resultam do comportamento do tipo de rocha predominante, bem como de sua litologia e litoestrutura, que, sob a ação das condições climáticas pretéritas e atuais condicionam os padrões de formas do relevo e os tipos de solo associados, às características da rede de drenagem e da vegetação nativa que os recobre ou recobria (CASTRO; SALOMÃO, 2000).

A compartimentação morfopedológica está fundamenta nos estudos de Ab' Saber (1969), já exposta, uma vez que contempla o nível da abordagem da estrutura superficial da paisagem. Essa abordagem foi desenvolvida por Tricart e Killian (1978), nos estudos de ecodinâmica e destacadas por Castro e Salomão (2000), ao apresentarem a metodologia para sua identificação e delimitação, e aplicada em diversos trabalhos, como por Salomão (1994) e Salomão (1999) em São Paulo; Ribeiro e Salomão (2003) no Mato Grosso; Barbalho e Castro (2010) em Goiás, dentre outros.

Em termos metodológicos, tais padrões homogêneos na paisagem podem ser definidos em escala de médio (regional, sub-regional) e grande detalhe (local) por meio da sobreposição ou a correlação espacial entre os mapas de geologia, geomorfologia (superfícies, hipsometria e declividade) e pedologia (distribuição de classes de solos), seguidos da interpretação, definição e delimitação dos compartimentos que expressem geoformas, bem como aspectos pedológicos próprios e que, por sua vez, possuem profunda relação com a litologia em consequência da ação climática pretérita e atual. A delimitação

dos seus contornos pode ser realizada utilizando-se de produtos cartográficos de grande escala, como a hipsometria associada à declividade do terreno, ambas derivadas de um Modelo Digital de Elevação, uma vez que nem sempre é possível encontrar mapas geológicos, geomorfológicos e pedológicos em escala de médio e principalmente de grande detalhe (SALOMÃO, 1999). Nesse sentido, se os mapas de geologia, geomorfologia e pedologia proporcionam informações importantes das características físicas de uma dada área, os mapas de hipsometria e de declividade derivados de um MDE de média resolução podem proporcionar mais precisão na definição dos limites dos compartimentos, uma vez que a partir da interpretação dos mesmos pode-se obter uma expressão espacial da topografia.

Acrescente-se que o reconhecimento, a definição e o mapeamento de compartimentos morfopedológicos deve ser realizado por meio de aproximações sucessivas, considerando preferencialmente os divisores ou cumeeiras e canais de drenagem como as linhas a serem avaliadas para o traçado dos seus limites (CASTRO; SALOMÃO, 2000). Em um primeiro momento, o objetivo é o reconhecimento e a definição de áreas homogêneas que devem estar fundamentados no comportamento do substrato geológico sob a ação climática e sua influência no relevo e no solo. Já em um segundo, a definição, o mais precisa possível dos seus limites e características de seus componentes principais (substrato geológico, formas, declives, altitudes e solos). Cada área assim delimitada e caracterizada é chamada de compartimento morfopedológico (CM ou CMP), o qual, do ponto mais alto dos seus interflúvios até o canal de drenagem, tende a apresentar uma sucessão lateral ou vertical padrão de solos em estreita relação com cada setor da vertente, denominada de sistema pedológico (FERREIRA, 2009).

2.2 Conceito de erosão

No processo de evolução da paisagem a erosão é um dos principais processos de esculturação do relevo, conhecida como dissecação erosiva, podendo ser causada por vários agentes quanto à sua origem. No que se refere ao agente erosivo, em cada região predomina uma ou mais formas de erosão, marcada(s) principalmente pelo regime climático em contato com as características geológicas. Uma forma de classificação abrangente foi proposta por Zachar (1982) enfatizando o caráter combinado do agente erosivo com a ação gravitacional terrestre ou não, uma vez que o vento nem sempre

deposita os sedimentos em locais mais rebaixados. No que se refere ao agente erosivo, as erosões podem ainda ser classificadas em erosão hídrica, eólica, glacial, organogênica e também geoquímica (BACELLAR, 2000).

A erosão hídrica possui como agente a água em suas diferentes manifestações, tais como chuva, fluxo superficial e subsuperficial, fluxo concentrado, rios, lagos ou reservatórios e o mar. Nos trópicos úmidos e subúmidos a erosão hídrica promovida pelas chuvas e subsequentes fluxos hídricos nos terrenos (de escoamento ou escoamento das águas pluviais) devido à elevada e constante precipitação (climas tropicais úmidos como os equatoriais), ou marcada pela sazonalidade das chuvas (climas tropicais subúmidos ou savânicos), como no Centro-Oeste, com estação chuvosa na primavera-verão e seca no outono-inverno, é a principal forma de erosão, por isso será enfatizada.

Sob o ponto de vista empírico, a erosão hídrica pluvial (ou hidropluvial para alguns) compreende um fenômeno que envolve a dinâmica de remoção, transporte e a deposição seja de materiais detríticos, como de sedimentos e ainda de compostos orgânicos provenientes da decomposição e desagregação das rochas e principalmente dos solos, situados geralmente em posições a montante (BACELLAR, 2000; ALMEIDA FILHO, 2001). Esses materiais podem ser depositados a jusante junto aos canais de drenagem ou aprisionados em espécie de armadilhas posicionadas no caminho das águas do escoamento, como por exemplo, pela vegetação arbórea densa, (OLIVEIRA; SALOMÃO, 1992; ALMEIDA, 2001; MOMOLI, 2011).

Ainda sob o ponto de vista físico ou dinâmico, a erosão hídrica consiste em um fenômeno semelhante àquele que ocorre em um sistema termodinâmico, o qual relaciona a energia disponível e a quantidade de matéria existente em um sistema como uma bacia de drenagem ou subsistema desta que pode ser uma sub-bacia ou vertente. A relação entre a energia disponível e a quantidade de matéria no referido sistema define a capacidade de realizar o trabalho geomorfológico. Assim, do ponto de vista físico, as incisões erosivas dependerão da tendência de um dado sistema em atingir um estado de equilíbrio entre a energia produzida disponível, a resistência da estrutura e a eficiência do mesmo em dissipar energia. Assim, partes das bacias como vertentes e cabeceiras de drenagem foram esculpidas por processos erosivos ao longo de milhares ou mesmo milhões de anos e com

isso tiveram evolução natural, entrando em estado de equilíbrio em termos de entrada e dissipação de energia, desenvolvendo a cobertura pedogenética (solidariamente, segundo Queiroz Neto, 2011) e vegetal. Entretanto, quando há alteração da quantidade de energia, bem como da sua distribuição e redução da resistência ou capacidade de dissipação de energia pelo sistema, o mesmo tende a buscar um novo equilíbrio (OLIVEIRA, 2007).

Tais desequilíbrios podem ter causas naturais ou induzidas pela ação antrópica. Alteração da dinâmica de matéria e energia no sistema (retirada da cobertura vegetal; uso e manejo do solo; grau de estabilidade estrutural, mudanças no fluxo, bem como na distribuição de energia potencial e cinética, mudanças nas propriedades dos solos) proporcionam alterações na resistência à energia. A entrada de energia é proporcionada pela precipitação pluviométrica, energia potencial ou de altitude e que resulta inicialmente do impacto das gotas de chuva. Ao encontrar no relevo, a diversidade altimétrica promove o movimento das águas precipitadas (quando não infiltradas) que gradativamente se transforma em energia cinética ou energia do movimento. Ainda grande parte da água precipitada pode ficar armazenada nas plantas, em corpos hídricos e principalmente no lençol freático, possibilitando assim a perenidade dos rios, evitando sobrecarga na vazão dos mesmos. Porém, uma parte pode escorrer lateralmente rumo à jusante das vertentes, promovendo a erosão hídrica. Dessa forma, considera-se que os processos e as formas que acontecem no relevo não ocorrem de forma isolada, mas dependem de fatores que se distribuem em um entorno condicionante e que atuam com maior ou menor intensidade, em diferentes tempos cronológicos.

Condicionados pela ação da gravidade, os processos erosivos hídricos são influenciados pelo regime climático que determina a frequência e intensidade das precipitações pluviométricas e que corresponde à razão entre a quantidade de precipitação pelo tempo de duração das chuvas (erosividade das chuvas) e pela capacidade dos solos em resistir ou dissipar a energia resultante (erodibilidade dos solos). Considerando a dinâmica horizontal do escoamento, esses processos são influenciados também pelo gradiente altimétrico e extensão das vertentes, bem como pelas formas destas, podendo ser potencializados por possíveis modificações impostas pela ação antrópica predominante na área, que pode ser sintetizada como uso e manejo do solo. Dessa forma, a erosão dos solos pode ser considerada normal quando ocorre um equilíbrio entre o processo de formação

dos solos e o seu desgaste natural, denominado frequentemente como equilíbrio dinâmico (BLANCO; LAL, 2008). Entretanto, quando os processos erosivos superam os processos de formação do solo, ocorre a erosão em ritmo acelerado, evidenciando um desequilíbrio entre os componentes da paisagem natural (PIMENTEL, 2006; MORGAN, 1986, MORGAN, 2005; IPT, 1986; BLANCO; LAL, 2008; GOUDIE, 2006; D'AGOSTINI 1999).

Em termos mais amplos, os processos erosivos na superfície da Terra são tão antigos quanto o processo de formação e consolidação da crosta e início dos diversos tipos de intemperismo originados a partir da interação de fluídos da atmosfera e hidrosfera com as rochas (PRUSKI, 2010). Tal fato pode ser comprovado pela datação dos sedimentos mais antigos encontrados na Austrália, cuja idade ultrapassa alguns bilhões de anos. A ação da erosão é portanto contínua na superfície da Terra, embora possa variar em termos de datas em que ocorreu e duração, magnitude do processo e extensão da área afetada. Representa assim, um dos principais agentes naturais de transformação fisiográfica do planeta, modelando o relevo na formação da paisagem natural em diferentes escalas de espaço e tempo.

Assim, é possível compreender que os processos erosivos agem em grandes áreas e em intervalos de tempo mais longos, envolvendo tanto a desagregação das rochas, especialmente as sedimentares, quanto a cobertura pedológica. Mas, agem também em pequenas áreas, envolvendo principalmente a cobertura pedológica no intervalo de tempo histórico. Nesta destaca-se a erosão antrópica (no tempo histórico) que vem gerando cada vez mais preocupações acerca da sua influência no solo em continuar desenvolvendo suas funções. Essa variação espacial e temporal da ocorrência de processos erosivos, considerados acelerados no tempo, faz com que os mesmos requeiram um método adequado para seu estudo (KIRKBY, 2000; BACCARO, 2007).

2.2.1 Erosão hídrica, seus estágios e formas

Um conflito conceitual frequente, até mesmo no meio acadêmico, é aquele que define erosão acelerada como sendo de origem exclusivamente antrópica e erosão lenta como natural ou no tempo geológico (IPT, 1996; OLIVEIRA, 2007). Com base na literatura geomorfológica, que leva em conta fatores geológicos e (paleo) climáticos, certos

processos erosivos acelerados não são exclusivos do período de manifestação antrópica na superfície terrestre. Isso porque existem registros dessas feições erosivas desde o Quaternário, que caracterizam no Brasil e outras partes do mundo através de antigos depósitos sedimentares com idade superior a 20.000 anos (BACELLAR, 2000), quando certamente não havia manifestações humanas capazes de promover a aceleração desses processos. O fato é que há uma tendência em admitir que as incisões como ravinas e voçorocas são as que mais preocupam, tanto no meio rural por causar a degradação dos solos agricultáveis, quanto no meio urbano, sobretudo por configurarem áreas de risco à ocupação humana e que resultam, com frequência, de intervenções antrópicas mal ou não planejadas (OLIVEIRA, 2007). Tais intervenções quase sempre ocorrem em desacordo com a distribuição de energia e a capacidade de cada uma das partes dos sistemas ambientais em suportar ou dissipar essa energia e evitar a realização de trabalho morfogenéticos acelerado, por dissecação erosiva.

Assim, no presente trabalho será dada ênfase à erosão hídrica causada pelas águas da chuva e suas especificidades, quando ao entrar em contato com a superfície provoca o escoamento superficial difuso, o qual devido à convergência de fluxos tende a se concentrar em linhas, nas quais podem ser observados basicamente três estágios de incisões erosivas: sulcos, ravinas e voçorocas. Destaca-se ainda que essa concepção é bastante discutível e deve ser avaliada em cada ambiente, pois há voçorocas que surgem tão rapidamente, não raro como uma forma já definida, não sendo possível encontrar evidências que comprovem estágios evolutivos, nem mesmo se ocorreram (COELHO NETTO, 2003).

A erosão hídrica em superfície, e ligeiramente abaixo dela, tem início logo após a ação das gotas de chuva que provocam o desprendimento das partículas, a ruptura dos agregados e o espalhamento radial dos mesmos, conhecido como efeito *splash*, ou em português, de salpico, além de por vezes, selar o topo dificultando a infiltração da água, o que se denomina de selamento superficial (GUERRA, 1999). Como consequência desse processo tem-se o aumento de superfícies de menor porosidade, que facilitam o início do movimento hortoniano superficial ainda difuso que, ao encontrar na superfície a rugosidade do terreno, se desloca em rota preferencial, por onde se dará o deslocamento de partículas que tem seus movimentos aumentados em função do escoamento deflagrado.

Como resultado tem-se início os processos erosivos na forma laminar ou em lençol, os quais costumam ser de difícil percepção, embora possam ser evidenciados pela exposição de raízes de gramíneas e outros vegetais de maior porte. Essa forma é uma das maiores responsáveis pelo desgaste e remoção dos horizontes superficiais e mais férteis do solo, de forma lateral quase homogênea, mas com tendência a aumentar quando da ocorrência da concentração de fluxo em pequenos filetes. Isso ocasiona a perda de matéria orgânica e consequentemente leva os solos de extensas áreas ao empobrecimento (BACELLAR, 2000; ALMEIDA FILHO, 2001), podendo conduzir à acumulação de partículas arenosas “lavadas” na superfície dos terrenos, devido sua maior densidade, enquanto as finas (em geral matéria orgânica e argilas) podem migrar junto os fluxos hídricos.

Já na forma linear a erosão compreende o processo causado pela gradativa concentração do escoamento superficial, ao formar fluxos de maior energia que ocorrem na superfície dos terrenos durante os eventos chuvosos. Esse processo pode ser realimentado ao encontrar, nessa superfície, solos ou materiais inconsolidados com propriedades estruturais e granulométricas com predisposição ao desarranjo estrutural e consequente desprendimento e movimentação. Esse processo pode compreender duas fases: na primeira ocorre a remoção ou desprendimento das partículas; na segunda ocorre o transporte desse material pelos agentes erosivos, segundo as condições hidráulicas desse escoamento. Quando não houver mais energia suficiente para o transporte, acontece a fase de deposição do material transportado, o que na maioria das vezes acontece nas partes côncavas das vertentes e nas porções preferencialmente mais baixas do que a área fonte dos sedimentos, em geral por decantação e/ou evaporação das águas dos fluxos com energia diminuída ou quando param de se deslocar e se acumulam em pequenos lagos ou lagoas, ditos de decantação, como são conhecidas.

No que se refere à evolução das feições erosivas lineares ou de fluxos concentrados podem ser classificadas como sulcos, ravinas e voçorocas, tendo como primeira referência de distinção, o parâmetro profundidade (GUERRA, 1994), mas diferindo quanto aos processos e mecanismos envolvidos (IPT, 1986), sendo as duas primeiras oriundas apenas do escoamento superficial e a terceira além do superficial também do escoamento subsuperficial formador de *piping* (processo que gera a formação de *pipes*, em português,

tubos ou dutos naturais de concentração de fluxos e retirada de partículas) e envolvendo outros processos (SALOMÃO,1999).

A erosão em sulcos tende a suceder a erosão laminar na medida em que volumes de água precipitados em superfícies maiores convergem para áreas menores com aumento de velocidade, formando fluxos concentrados. A mesma pode decorrer de precipitações muito intensas associadas a pouca capacidade de infiltração dos solos ou da saturação destes e consequente tendência de concentração de fluxo (BIGARELLA; MAZUCHOWSKI, 1985). Em áreas desprovidas de vegetação e com limitada capacidade de infiltração é frequente que o escoamento, até então distribuído por toda uma área, passe a convergir para uma área menor que consequentemente passa a estar exposta a uma maior energia cinética da água juntamente com os sedimentos. Assim, entende-se que o fenômeno da erosão insere-se no contexto dos sistemas nos quais pode existir o processo de retroalimentação, pois quanto mais o escoamento se concentra mais ele tende a desprender e carrear sedimentos de uma área levando-a ao desgaste de forma difusa ou concentrada. Segundo Almeida Filho e Ridente Junior (2001), no Brasil há uma tendência de utilizar a denominação sulco quando a profundidade da incisão erosiva não ultrapassar 50 cm de profundidade. São facilmente corrigíveis por máquinas como grades leves principalmente quando do preparo da terra para o plantio.

A erosão em ravinas corresponde a uma forma de sulco, porém mais aprofundada que se deve ao aumento da velocidade e de volume fluxo do escoamento superficial concentrado, denominado de enxurrada. Segundo Almeida Filho e Ridente Junior (2001), há, no Brasil, uma tendência de utilizar a denominação ravina quando a profundidade da incisão erosiva ultrapassar 50 cm de profundidade. Esse processo envolve um maior movimento de massa do solo, bem como o alargamento da feição erosiva e o seu avanço descendente, manifestando uma forma alongada e com tendência a verticalização das paredes laterais (também denominadas taludes), caso o solo seja arenoso. Em geral termina em uma forma de leque deposicional, quando nessa posição ocorrerem condições favoráveis à sedimentação. Já não são facilmente corrigíveis por máquinas.

Já quando atinge o estágio de voçoroca (termo derivado do tupi - guarani *ibi çoroc* que significa terra rasgada), as erosões tendem a apresentar paredes laterais (ou taludes)

íngremes no seu segmento montante e mesmo médio e, em geral, forma de “U” devido taludes mais baixos e mais suavizados, já com fundo chato no segmento inferior, com a ocorrência de água no seu interior durante os eventos chuvosos ou em fluxo contínuo de água exfiltrada dos taludes, denominados de surgências (onde terminam os *pipes* associados ao nível freático ou por vezes a lençóis suspensos) (SALOMÃO, 1999). Compreende processos erosivos muito frequentes nas encostas tropicais, e quando em ambientes que não são encostas correspondem a uma forma de erosão em estágio mais degradante, devido ao grande volume de solo retirado, podendo inclusive o seu fundo atingir e assim interceptar o lençol freático (GUERRA, 1994). Dessa forma, a tendência das voçorocas é sempre ao aprofundamento e ao alongamento devido ao mecanismo de retroalimentação que ocorre quando a mesma intercepta o lençol freático, qual passa a promover um fluxo, promovendo o crescimento remontante da feição erosiva (IPT, 1986; SALOMÃO, 1999).

Entretanto, devido ao aprofundamento da voçoroca, começam também os movimentos de massa como os desabamentos e deslizamentos dos taludes laterais formando degraus e proporcionando também o alargamento da feição erosiva. Nos taludes outras feições aparecem, como alcovas de regressão, e outras, que indicam se a erosão está ativa ou não e seu estágio de desenvolvimento, sendo que várias formas de voçorocas podem se desenvolver, com um só ramo ou vários (TEIXEIRA, 1999). Portanto, não é possível o seu desaparecimento por completo quando da aragem do solo. Normalmente, quando consideradas de grande porte e se situam em áreas urbanas, peri-urbanas onde afetam a população, comprometendo ruas e edificações em geral, e nas áreas de influência direta de reservatórios, aumentando a produção de sedimentos, ou grandes estradas, interrompendo-as, já exigem obras de contenção. Estas podem ser caracterizadas por *retaludagem* (diminuição do declive dos taludes) e disciplinamento das águas do escoamento subsuperficial, através de drenos ou rede de drenos, capazes de conduzir adequadamente as águas exfiltradas, de modo que não possam mais promover a erosão dos taludes e por fim, a diminuição da energia dos fluxos através de barramentos internos, promovendo a sedimentação atrás deles e assim, o preenchimento da voçoroca. Além dessas medidas recomenda-se também outras na área de contribuição da voçoroca, ou seja, na área de captação de águas superficiais, que em geral constituem áreas côncavas muito suaves, onde práticas conservacionistas de solos são indicadas, como terraceamentos, entre

outras. Nas margens das estradas recomenda-se a instalação de caixas de dissipação de energia. Tais práticas devem promover a infiltração das águas pluviais e assim evitar que formem linhas de escoamento concentrado (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990; SALOMÃO, 1999).

Para as regiões tropicais úmidas e subúmidas, a erosão hídrica causada pela água da chuva e suas implicações energéticas na superfície terrestre tem sido a forma de erosão de maior interesse de estudos, como exposto, sobretudo para a obtenção de formas de controle. Isso porque a sazonalidade marcante que ocorre principalmente nas regiões tropicais subúmidas associada ao maior manto de intemperismo químico e físico configura um ambiente com grandes volumes de materiais intemperizados e passíveis de serem desagregados, transportados e depositados quando dos eventos pluviométricos (PORTO, 1998).

Nesse sentido, os problemas relacionados aos impactos ambientais advindos do mau uso das terras passaram a ser mais debatidos nos últimos anos em termos de mudanças de cobertura e uso. Entre estes impactos destacam-se os processos erosivos, os quais quando localizados na parte mais alta das grandes bacias atingem todo o curso d'água e passam a ameaçar reservatórios, colocando em risco o fornecimento de energia hidrelétrica, e mesmo de abastecimento de água, uma vez que a matriz energética e de fornecimento de água brasileiras ainda dependem muito dos grandes reservatórios artificiais.

Cabe ainda destacar que a erosão consiste em um processo de desagregação e transporte de matéria (solos, sedimentos, rochas) irreversível no tempo histórico, que além de proporcionar o rebaixamento contínuo da superfície, leva os solos ao desarranjo natural e conseqüentemente ao empobrecimento, devastando extensas áreas agricultáveis. Pode provocar também o alargamento dos canais de drenagem, devido ao mecanismo de migração sazonal do curso d'água proporcionado pelas elevadas deposições laterais em segmentos convexos e de baixo gradiente altimétrico associadas aos períodos de baixa e alta vazão. Além disso, os processos, quando localizados na parte mais alta das grandes bacias, atingem todo o curso d'água e passam a ameaçar outros ambientes, mesmo estes estando fisicamente distantes das áreas erodidas. Destaca-se ainda que a erosão acelerada ainda promove desequilíbrios na paisagem como um todo, degradando-a. As paisagens

degradadas levam a prejuízos que podem ser de grande magnitude, gerando passivos ambientais consideráveis e quando irrecuperáveis podem levar ao abandono das terras (BOTELHO, 2007; D'AGOSTINI 1999; GUERRA, 2007; IPT, 1986; PIMENTEL, 2006; SALOMÃO, 1999; dentre outros).

2.3 Sistema - conceito e definição

O conceito de sistema se aplica ao conjunto dos elementos, das relações entre os mesmos e entre os atributos de cada um. Segundo Chorley e Kennedy (1971) apud Christofolletti (1979), um sistema consiste em um conjunto estruturado de objetos e/ou atributos que possuem componentes e variáveis que exibem relações discerníveis uns com os outros e operam conjuntamente como um todo complexo. Com base nessa afirmação, Christofolletti (1999), reitera que um sistema pode ser definido como sendo composto por grande quantidade de componentes interatuantes, capazes de intercambiar informações com seu entorno condicionante e capazes também de adaptar sua estrutura interna como sendo consequências ligadas a tais interações.

Com base nessa definição entende-se que um sistema não se limita somente às suas partes, bem como o somatório das mesmas. A ideia de sistema só ganha sentido quando se leva em conta o movimento de cada parte, bem como a relação entre as mesmas, pois estes aspectos podem proporcionar o surgimento de novas propriedades denominadas de emergentes (MATTOS; PEREZ FILHO, 2004).

Ainda segundo Christofolletti (1979), quando se opta por trabalhar com sistemas uma das principais atribuições e certamente dificuldades está em identificar os elementos, os atributos dos mesmos e as relações existentes querem sejam qualitativas ou quantitativas, e para melhor esclarecer as unidades bem como a correspondência entre as mesmas. Nesse sentido o processo de identificação das partes de um sistema, bem como da relação entre as mesmas, depende dos objetivos da pesquisa e, sobretudo da concepção de mundo do pesquisador.

No caso da Geomorfologia a abordagem com o conceito de sistema se mostra grandemente complexa, pois o próprio sistema geomorfológico encontra-se inserido em um universo maior, no qual não se observa somente o embate das clássicas forças

antagônicas - processos endógenos versus processos exógenos - mas recebe também a influência de outros sistemas que devido a sua evolução acabam por se tornar importantes para a esculturação e sustentação do relevo como é o caso da vegetação e do solo.

Os Sistemas Dinâmicos Simples ou *Lineares* podem ser caracterizados pela pouca quantidade de variáveis envolvidas na composição e pela fácil possibilidade de discernimento das relações entre os mesmos. Consequentemente, há pouca ou nenhuma possibilidade do surgimento de novas propriedades quando das relações entre as partes constituintes do sistema, conferindo ao funcionamento do mesmo o caráter de linearidade (CHRISTOFOLETTI, 2004).

Os Sistemas Dinâmicos Complexos ou *Não Lineares* podem ser descritos como aqueles constituídos por múltiplas variáveis e nos quais ocorrem fenômenos multifatoriais. Embora na Física Clássica o termo dinâmico já fosse bem conhecido (indicando movimento) na abordagem sistêmica o mesmo recebeu uma mudança de significado. Tal mudança se deve ao fato de que em um sistema se os seus elementos encontram-se em movimento, as relações entre os mesmos podem gerar novas propriedades e consequentemente aumentar a sua complexidade. Assim, os sistemas dinâmicos complexos podem ser definidos como um conjunto de grande quantidade de elementos interligados, com capacidade de trocar informações com seu entorno condicionante, possuindo também a capacidade de adaptar sua estrutura interna como sendo consequência relacionada a tais interações. Tais inter-relações estão ligadas à noção de dinamismo que é entendida como a possibilidade de haver fluxo de energia e matéria em uma estrutura na qual ocorrem inúmeras variáveis envolvidas na composição do sistema, havendo entre elas interação, interdependência e mecanismos de retroalimentação. Além da grande diversidade de elementos, existem vários graus de liberdade na relação entre os constituintes e na relação entre as partes dos mesmos (VILLATE, 2006).

É importante ressaltar que no estudo de sistemas compostos algumas características são importantes. A primeira característica refere-se ao processo de realimentação ou o *feedback* que pode ser alcançado por meio das interações do movimento dos diversos elementos que o compõem. Considerando que o movimento e a relação entre as partes tendem a levar o sistema a um equilíbrio em um determinado intervalo de tempo, outra

característica importante é a existência de níveis críticos. São níveis a partir dos quais o sistema se desequilibra e pode tomar outra direção na sua evolução (CHRISTOFOLETTI, 2004).

É levando em conta os aspectos acima citados que os atuais modelos de predição do surgimento e evolução de processos erosivos possuem limitação. No caso específico de erosão, eles não permitem modelar a evolução de uma voçoroca, pois, como destacado por COELHO-NETTO (2003), nem todas as erosões obedecem os estágios evolutivos crescentes de sulcos, ravinas e voçorocas. Por outro lado, as variáveis envolvidas no modelo não contemplam ou lidam com o aparente caos que caracteriza o surgimento e evolução concomitante dessa feição.

A introdução de novas tecnologias na ciência nos últimos anos tem proporcionado o surgimento de novas discussões em vários campos do conhecimento. Nesse contexto, as décadas de 1960 e 1970 marcaram o renascimento do estudo dos Sistemas Dinâmicos como uma nova área de pesquisa com caráter próprio que, por ser inovador, deu origem a agitadas polêmicas em várias áreas do conhecimento. Esse impulso inovador foi proporcionado pelo desenvolvimento acelerado dos meios computacionais associados à maior facilidade de comunicação. Por envolver a quantificação, a relação de variáveis e as condições operacionais (softwares), os sistemas dinâmicos estão colocados nas fronteiras da Matemática, da Física e da Computação. Tal envolvimento tem permitido abordagens tanto teóricas como práticas, além de ter possibilitado um diálogo maior entre as várias áreas do conhecimento (CHRISTOFOLETTI, 1999).

A aplicação da Teoria Geral dos Sistemas aos estudos Geográficos, principalmente desde a década de 60 do século passado, tem contribuído para melhorar o foco das pesquisas e para delinear com maior exatidão o setor de estudo dessa ciência. Introduzida inicialmente na Geomorfologia pelos trabalhos de Arthur N. Strahler (1950, 1952), recebeu importantes contribuições de Hack (1960), Chorley (1962) e Howard (1965) apud Christofolletti (1979). Nesse sentido, Christofolletti (1999), advogando acerca do objeto de estudo da Geografia, o define como sendo o conjunto em funcionamento das relações espaciais. Com base nesta afirmação entende-se que a estrutura espacial, seja ela natural ou antropizada, ao longo do tempo consiste em um sistema, o qual é formado por subsistemas.

Estes, embora evoluam naturalmente podem estar expostos a agentes modificadores e consequentemente passar por desequilíbrios, assumindo cada vez mais um caráter não linear.

2.3.1 Sistema bacia hidrográfica

Nos últimos 40 anos a bacia hidrográfica vem sendo reconhecida como unidade espacial de estudo no âmbito da Geografia Física. Entretanto, verifica-se que grande parte dos estudos envolvendo essa feição geomorfológica ainda é fortemente baseada em uma concepção estática do espaço e do tempo e não raro na dissociação das partes que compõem esse sistema. A maior parte dos estudos não leva em conta, por exemplo, que uma dada bacia de ordem 2 ou maior, é formada por um encadeamento sistematizado de bacias menores, nas quais as áreas de contribuição convergem por meio da associação de vertentes e canais para áreas menores que resultam em canais de maior porte ou que tendem a receber maior volume. Nas bacias de ordem 1 essa convergência se dá por meio do sistema vertente, que por sua vez é formado por segmentos ou partes menores representadas por formas que expressam os processos envolvidos na esculturação. Neste sentido, enquanto sistema formado naturalmente, a mesma é entendida como célula básica na análise ambiental e permite conhecer e avaliar seus diversos componentes e os processos de interação que nela ocorrem (BOTELHO; SILVA, 2004). Para evidenciar essa visão sistêmica, Chorley (1962) e Coelho Netto (1995) caracterizam-na como um sistema não-isolado e aberto clássico, no qual ocorre a entrada e saída de energia. Tais inter-relações estão ligadas à noção de dinamismo que é entendida como a possibilidade de haver fluxo de energia e matéria em uma estrutura na qual ocorrem inúmeras variáveis envolvidas na composição do sistema, havendo entre elas interação, interdependência e mecanismos de retroalimentação.

Assim, tendo a bacia como um sistema, a precipitação em suas variações espaciais e temporais é considerada como a entrada de energia na forma potencial. O relevo em suas variações de altitude é considerado como condicionante da distribuição espacial da energia cinética. Os solos, bem como a cobertura vegetal como condicionantes da resistência ou capacidade de dissipação dessa energia. Destaca-se ainda que o relevo associado aos solos e vegetais formam um conjunto que, ao armazenar água por um certo período, garante a perenidade dos rios, evitando assim sobrecarga quando dos eventos pluviométricos. Já as

ações antrópicas são consideradas como agentes modificadores dessas relações. Dessa forma, entende-se que os processos erosivos são passíveis de modelagem dinâmica (espacial e temporal), isto é, explicativa da evolução até o estágio atual e da previsão de cenários. Isso se esse fenômeno for devidamente avaliado por meio de variáveis e respectivos parâmetros relevantes que indicam a atuação e a distribuição de energia em face da resistência ou capacidade, sobretudo do sistema pedológico em dissipar essa energia.

2.3.2 Sistema vertente

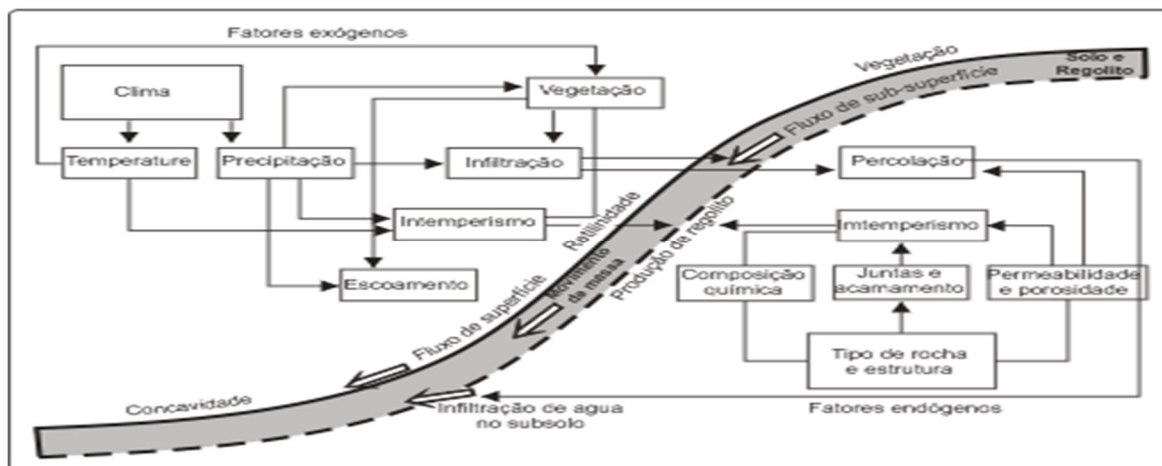
Conceitualmente uma vertente consiste em um sistema dinâmico, aberto e não isolado (CRUZ, 1982). No que se refere ao primeiro aspecto, o mesmo permite entender que os processos variam no espaço e no tempo e dependem de um entorno condicionante. Consequentemente estão sujeitos a ajustes decorrentes da variação, bem como na distribuição de matéria e energia. Esse ajuste é necessário, uma vez que a vertente é um elemento geomorfológico que nasce e evolui em função da diversidade altimétrica, bem como da necessidade de troca de matéria e energia. Considerando a entrada de energia, a superfície na medida em que evolui ganha gradativamente uma terceira dimensão, aumentando seu gradiente, perfazendo assim um volume. Trata-se de um elemento que, ao fazer a conexão entre uma superfície mais elevada e uma mais rebaixada, está em constante ajuste em decorrência do balanço energético que ocorre nesse sistema. Consiste em um sistema aberto porque recebe matéria, principalmente na forma de precipitação atmosférica, e que implica na geração de energia a qual resulta do movimento da água e demais compostos, condicionado pela ação da gravidade. Já o fato de não ser isolado resulta da possibilidade de conexão com os sistemas adjacentes representados pela atmosfera e pelo sistema fluvial. Este se destaca pela sua forma linear e, portanto, de menor área. Funciona como sistema receptor do fluxo de matéria e energia formado ao longo da vertente e portanto encontra-se mais trabalhado.

O conceito de vertente foi consagrado por Dylic (1968), sendo genericamente entendida como toda superfície terrestre inclinada, pouco ou muito extensa, distintamente limitada e que está subordinada as leis gerais da gravidade. Consiste em uma forma tridimensional que foi e continua sendo modelada pelo processo de denudação. Em se tratando da gênese uma vertente pode resultar de fatores endógenos e de fatores exógenos.

Os primeiros são representados pelos movimentos tectônicos e seus reflexos na mudança da topografia. Já os segundos são representados pela ação do clima com os fluídos da atmosfera e hidrosfera. Ainda da interface do clima com os tipos de rocha e respectivos minerais destaca-se os diversos tipos de intemperismo, bem como a velocidade em que atuam na alteração das rochas.

No que se refere a forma, o perfil típico de uma vertente tende a apresentar uma convexidade no topo e nas bordas dos interflúvios, a qual resulta da tendência de aumento da declividade em direção a porções mais rebaixadas. Nas porções intermediárias tende a apresentar um segmento retilíneo, que marca a passagem da forma convexa para a forma côncava. Nesse segmento encontram-se as maiores declividades, uma vez que a maior inclinação marca o limite entre os segmentos doadores e aqueles receptores de matéria. Já as porções finais são marcadas pela concavidade que resulta da redução da declividade na base da vertente. Os processos, bem como as formas que uma vertente pode exibir encontram-se sintetizados na Figura 2.3.2.1.

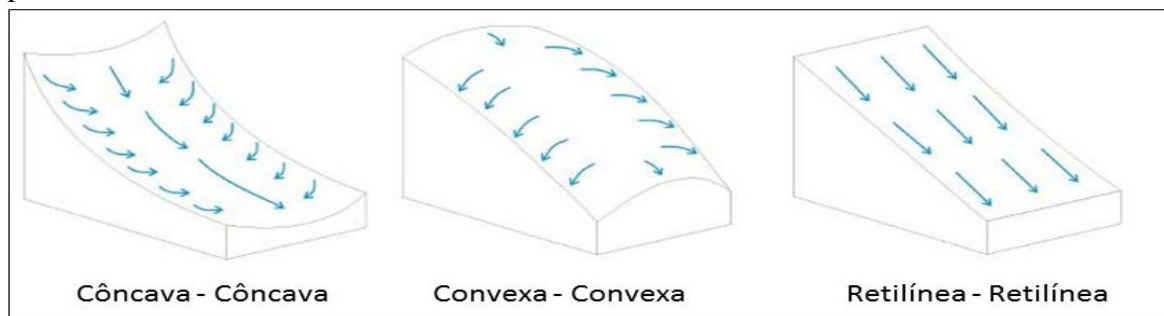
Figura 2.3.2.1: Um sistema vertente com a sequência de formas convexo-retilínea-côncava.



Fonte: Clark; Smal, (1982).

Considerando que a relação entre uma superfície mais elevada e o seu entorno mais rebaixado se dá de forma radial, entende-se que as vertentes podem estar orientadas para diversos lados. Isso permite que a curvatura seja avaliada no sentido do perfil e também no sentido plano, tendo como referência a orientação da vertente. Consequentemente podem ocorrer situações de convergência e divergência de fluxo, conforme ilustrado na figura 2.3.2.2.

Figura 2.3.2.2: As formas que uma vertente pode exibir no sentido do perfil e no sentido plano.



Fonte: adaptado de PAULA (2010).

Além do aspecto litológico e das condições climáticas atuantes, Tricart (1957) demonstra que o balanço morfogenético em uma vertente pode ser entendido pelo ângulo do declive. Considerando a vertente como um todo tem-se uma variação da distribuição das diferentes declividades. Neste caso, o maior declive se localiza entre a forma convexa e a forma côncava, perfazendo um segmento retilíneo onde se localiza a maior inclinação, que por sua vez marca o ambiente em que o recuo se mostra mais pronunciado, conforme destacado por Gilbert (1914), acerca da influência da inclinação das encostas na formação das taxas de erosão ao longo das mesmas.

De porte destas colocações entende-se que em condições de estabilidade tectônica e climática a associação da variação das formas que a vertente pode exibir ao longo do perfil e transversal a este é um importante indicador da sua evolução e principalmente da sua sensibilidade no que se refere as incisões erosivas. Isso porque as bacias hidrográficas tendem a evoluir de situações em que suas vertentes apresentam baixo gradiente e maior convexidade, com os maiores declives se localizando próximos aos canais de drenagem, para situações em que apresentam maior gradiente e maior concavidade em que os maiores declives tendem a se localizar mais próximos dos interflúvios (BLOON, 1972). No que se refere a distribuição de energia ao longo das vertentes e consequentemente em toda a bacia, entende-se que as bacias partem de um estado de mínima disponibilidade e máxima concentração de energia, evoluem para uma situação intermediária em que o predomínio de áreas convexas tende a se equiparar as áreas côncavas com máxima disponibilidade de energia, até que as áreas coletoras e dinamizadoras encontrem-se em menor disponibilidade que aquelas receptoras e dissipadoras. A relação quantitativa entre as áreas coletoras e dinamizadoras de fluxos e as áreas receptoras consiste em um dos maiores

desafios da geomorfologia. Tal relação permitiria inclusive avançar na comprovação e mensuração do conceito de equilíbrio dinâmico, tema muito discutido no âmbito dos sistemas geomorfológicos (BERTOLINI, 2012).

Portanto, a vertente consiste em uma das unidades mais básicas do relevo e assume significado especial para a geografia física. Esse significado pode ser compreendido por dois aspectos, sendo um o natural e o outro o ambiente das manifestações humanas. Quanto ao primeiro, permite o entendimento da evolução do modelado. Sabendo que a intervenção antrópica pode alterar os processos que ocorrem na vertente e assim comprometer o seu equilíbrio, o segundo aspecto permite entender as potencialidades e as fragilidades em face a ocupação humana (HAMELIM, 1964).

2.3.3 Sistema pedológico

Sistemas pedológicos correspondem à sucessão lateral e vertical de diferentes horizontes do solo que se superpõem, justapõem ou superimpõem em contínuo, das porções mais elevadas à as mais rebaixadas dos interflúvios, portanto nas vertentes (RUELLAN; DOSSO, 1993). Os mesmos ocorrem em estreita relação com a vertente característica de um dado compartimento morfopedológico ou de outra unidade de paisagem considerada (SOUBIÈS; LEPRUN, 1983). Essa relação com a vertente pode ser observada por meio de topossequências que representam a seção longitudinal dos solos assim organizados. Estas podem ser analisadas por meio de perfis verticais de solos alinhados em eixos topográficos em continuum orientados de forma perpendicular as curvas de nível (BOULET et al., 1982, 1988). Tal forma de estudo do solo é imprescindível para que se conheça a dinâmica do fluxo vertical e horizontal de matéria ao longo de uma vertente e o seu arranjo de forma interdependente. Consequentemente permite entender a influência exercida pelo fator relevo no processo de formação do solo. Dessa forma o comportamento da vertente além de influenciar na maior ou menor permanência da água em um dado lugar, influencia no fluxo lateral de materiais, sua acumulação e consequentemente sua contribuição na formação dos solos.

2.4 O conceito de evolução de sistemas

Uma das medidas clássicas aplicadas para medir a evolução de um sistema tem sido o conceito de entropia, o qual está relacionado a distribuição de matéria e energia nas

partes componentes. Originário de estudos da termodinâmica, este conceito foi descrito no início da década de 1850 e introduzido na ciência em 1860 por Rudolf Clausius. Referia-se à razão entre a quantidade de calor trocado e a temperatura em um sistema formado por dois corpos. Entretanto, em 1824 em ensaio publicado, Nicolas Sadi Carnot já havia apresentado os conceitos de um ciclo térmico ideal, os quais se tornariam as bases da Segunda Lei da Termodinâmica. Esta define que um sistema, ao passar por algum processo e evoluir em direção ao estado de equilíbrio, tende a aumentar sua entropia (MATTOS; VEIGA, 2002; MOREIRA et al., 2003; PASSOS, 2004). Por se inserir em uma temática mais abrangente - Teoria Geral dos Sistemas - suas aplicações se difundiram por diversas áreas do conhecimento (ZDENKOVIC; SCHEIDEGGER, 1989).

2.4.1 Abordagem na Termodinâmica

Na Termodinâmica o conceito de evolução de um sistema foi definido estatisticamente por Boltzmann em 1895. Tinha o objetivo de caracterizar o estado de expansão de um gás ideal, contido inicialmente em um compartimento *i* de um espaço-fase fechado, cujas moléculas, após a abertura desse espaço, possuíam em um dado momento uma probabilidade *w* de serem encontradas. A fórmula idealizada e desenvolvida para esse cálculo é apresentada em seguida (Eq. 01).

$$S = K \times \ln p \quad \text{Equação 01.}$$

Em que: *S* é a entropia; *K* é a constante de Boltzmann; *ln* é o logaritmo natural e *p* corresponde às diferentes probabilidades de estado de expansão em que o gás pode ser encontrado.

Nesse sentido, considerando o tempo inicial, $T = 0$, a energia utilizada para manter as partículas em sua maior proximidade, bem como a velocidade inicial - $V = 0$ - de expansão, seria máxima. Quando da abertura do compartimento do espaço e do início do tempo e da velocidade, essa energia decresceria logaritmicamente, aumentando exponencialmente a probabilidade do gás ser encontrado nos estados sucessivos de menor concentração. Assim, considerando a expansão inicial de um gás após $T = 0$, as moléculas ao se movimentarem, passariam a procurar uma melhor disposição, isto é, um melhor arranjo espacial, no qual o afastamento, bem como o crescente grau de liberdade entre as mesmas, proporcionaria uma gradativa redução no gasto de energia para manter essas

moléculas a determinadas distâncias umas das outras. Consequentemente corresponderia a uma maior probabilidade de o gás ser encontrado naquele determinado estado de expansão caracterizado pela distância e velocidade de afastamento entre as suas moléculas. Este raciocínio tem levado muitos pesquisadores a entenderem o conceito de entropia como sendo uma maneira de caracterizar o estado de ordem ou desordem em um sistema de partículas. Quanto maior for a probabilidade p de que o sistema esteja naquele estado particular, maior será o estado de desordem nas posições e velocidades de deslocamento das partículas nesse sistema, no qual a baixa energia disponível levaria ao aumento de sua entropia (OREAR, 1983; ZDENKOVIC; SCHEIDEGGER, 1989). Vale ressaltar que aplicações desse conceito são muito comuns também na economia, no planejamento urbano, bem como em outro sistema no qual é possível avaliar a relação entre a matéria e energia na evolução do mesmo.

2.4.2 Abordagem na teoria da informação

Em relação à teoria da informação, o conceito de entropia foi introduzido em 1948 por Claude Shannon que propôs uma medida para quantificá-la (Eq. 02). Segundo esse autor, uma fonte de informação pode ser considerada como um conjunto de elementos - signos - e está diretamente associada ao grau de similaridade entre as probabilidades de uma distribuição dos mesmos quando de uma comunicação. Essas probabilidades definem a entropia do conjunto, na medida em que determinados elementos aparecem com maior frequência enquanto outros aparecem com uma menor frequência (MATTOS; VEIGA, 2002; ZDENKOVIC; SCHEIDEGGER, 1989).

$$H = - \sum_{i=1}^n p_i \ln p_i \quad \text{Equação 02.}$$

Em que: H é a entropia calculada a partir do somatório - Σ - dos produtos das diferentes probabilidades de ocorrência p dos valores de i variando de 1 a n , pelos seus respectivos logaritmos de base natural $\ln$.

Dessa forma a entropia tende a ser alta para os sinais, bem como as mensagens que ocorrem com maior frequência e, consequentemente, possuem maior probabilidade de ocorrência, ao passo que tende a ser baixa caso a probabilidade de ocorrência de cada signo ou arranjo de signos seja menor. Na prática e considerando um canal de comunicação, um

dos desdobramentos da aplicação dessa fórmula é que a ausência de fatos novos implica na repetição de signos ou mensagens, conferindo homogeneidade ao sistema.

No que se refere a abordagem no relevo e considerando uma vertente, o resultado da aplicação dessa fórmula é que quanto maior a probabilidade de ocorrência de determinadas altitudes mais uniforme ou mais plano tende a ser o terreno. O produto das probabilidades pelos seus respectivos logaritmos de base natural implica que aquelas menores resultem em valores menores. Caso as probabilidades continuem aumentando os respectivos logaritmos de base natural aumentarão também produzindo um efeito cumulativo devido ao somatório das probabilidades. Esse comportamento confere ao terreno baixa energia, o que implica em baixa capacidade de realizar trabalho geomorfológico.

2.4.3 Abordagem no relevo

A aplicação da teoria da entropia no estudo do relevo terrestre repousa também sobre o conceito de energia na forma potencial e que influencia na forma cinética, enquanto capacidade de realizar trabalho geomorfológico. Dessa forma, fazendo comparação com a Física Clássica, a distribuição de energia no modelado terrestre pode ser representada por meio da probabilidade de ocorrência de determinada altitude em relação ao conjunto formado pelas diferentes cotas altimétricas do entorno (CHRISTOFOLLETTI, 1979). Segundo esse mesmo autor, Luna B. Leopold e W. B. Langbein (1962) foram os primeiros a utilizar o conceito de entropia no estudo das paisagens como um todo, empregando analogias com a termodinâmica. Assim, a amplitude altimétrica no relevo, a qual pode ser representada por um Modelo Digital de Terreno no sistema vertente, é análoga à temperatura que corresponde ao grau de agitação de partículas em um sistema termodinâmico. Já a massa representada pela água, solo e detritos rochosos, corresponde à energia térmica disponível no mesmo sistema (Eq. 03).

$$dS = dQ/t < == > dS = dM/h \quad \text{Equação 03.}$$

Em que: dS corresponde a variação de energia para ambos os lados; dQ é variação da quantidade de calor e t corresponde a temperatura no sistema termodinâmico; dM é a variação da quantidade de massa e h é a amplitude altimétrica no relevo.

Dessa forma, enquanto a temperatura influencia na quantidade de energia no sistema termodinâmico, a amplitude altimétrica influencia na energia potencial e cinética no relevo. Esse desnível é fundamental para que haja troca de matéria das partes mais elevadas para aquelas mais rebaixadas. É o que permite a produção de energia devido a ação da gravidade terrestre. Ao apontar os rumos da ciência geomorfológica Marques (1994), afirma que o conceito de entropia encontra-se entre aqueles de maior interesse para esta ciência. Afirma também que a distribuição de energia ao longo da vertente ou bacia hidrográfica é mais importante do que a existência maior ou menor dessa energia. Isso porque os sistemas, independente de seu tamanho ou capacidade, tendem a evoluir na busca de um equilíbrio dinâmico. Consequentemente as alterações antrópicas em locais de grande concentração de energia pode desencadear processos necessários para que o sistema alcance um novo equilíbrio. Em se tratando de uma vertente ou bacia hidrográfica, esse novo equilíbrio pode ser alcançado mediante o deslocamento de detritos provenientes das rochas e principalmente dos solos na forma de incisões erosivas.

Assim, as gotas de água e as partículas de solos e rochas localizadas em determinadas posições altimétricas são atraídas pela ação da gravidade - energia potencial - para posições de menor altitude na paisagem, passando gradativamente para a forma de energia cinética - energia em movimento. Dessa forma, cada cota altimétrica possui uma determinada quantidade de energia em função da amplitude entre a mesma e o nível de base local ou global, da forma das vertentes, bem como do comprimento das mesmas. Portanto, enquanto na termodinâmica a temperatura em zero absoluto de um sistema isobárico corresponde ao estado de máxima entropia, no relevo esse estado aconteceria quando do aplainamento por completo da paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1979). Destaca-se ainda que as medidas de entropia da paisagem permitem a inferência de medidas de similaridade ou diversidade do relevo, tendo em vista a sua relação com a distribuição de frequência de altitudes em determinada área. Por conseguinte, essas medidas podem auxiliar na delimitação de compartimentos morfológicos por refletirem uma homogeneidade ou diversidade quanto às amplitudes altimétricas e, consequentemente, quanto às feições do relevo.

Por meio da fórmula proposta, Equação 03, pode-se entender que a energia é diretamente proporcional a quantidade de calor ou de massa no sistema. Na prática

equivale a massa do volume resultante do escoamento superficial. Isso porque, em situações de mesma densidade, quanto maior é o volume produzido, maior será seu poder de desagregação e transporte de materiais provenientes principalmente do solo.

Já em relação a amplitude altimétrica a fórmula proposta apresenta uma aparente contradição. O desnível altimétrico, na função de denominador, tende a ser inversamente proporcional a energia disponível. Isso contradiz ao conceito de que a energia produzida tende a ser diretamente proporcional ao desnível. Isso porque, com base na Física Clássica, uma forma de se calcular a energia quando em situações de desnível altimétrico se dá por meio da seguinte relação (Eq. 04):

$$Epg = m \times g \times \Delta h \quad \text{Equação 04.}$$

Em que: *Epg* corresponde a energia potencial gravitacional; *m* corresponde a massa; *g* corresponde a aceleração da gravidade e Δh corresponde a amplitude altimétrica.

Soma-se a isso o fato de que a variável desnível altimétrico é um dos critérios utilizados para a escolha de segmentos, especialmente de grandes rios, para a instalação de dutos no processo de geração de energia elétrica a partir da força proporcionada pela água em queda. A saída para a aceitação da Equação 03 pode ser encontrada por meio de uma melhor avaliação do fluxo ao longo da vertente. A energia potencial gravitacional varia necessariamente em função da massa pelo gradiente altimétrico. Entretanto, essa energia só pode ser convertida em outra forma de energia ou ainda realizar trabalho quando encontra alguma resistência em continuar o seu fluxo. Em um sistema transformador de energia mecânica em energia elétrica essa resistência é representada pelo encontro do fluxo de água com as hélices ao redor de um eixo, o que resulta no movimento de rotação do mesmo e que permite o acionamento de um dínamo. No terreno essa resistência pode ser representada pelo aumento do atrito ou pela redução do ângulo de inclinação da superfície receptora em relação ao ângulo de incidência do fluxo, o qual é condicionado ao ângulo de inclinação da superfície geradora. Dessa forma, a energia gerada pelo fluxo adquirido em superfícies elevadas e mais inclinadas poderá realizar trabalho ao encontrar resistência nas superfícies rebaixadas e menos inclinadas. O aumento dessa resistência decorre da tendência da superfície receptora ter sua declividade reduzida, formando uma curva ou concavidade voltada para cima, e ser gradativamente interceptada pelos fluxos, que pela

ação da gravidade possuem tendência de acentuar a inclinação formando uma curva contrária ou convexa. Neste sentido, uma menor amplitude altimétrica ao final de uma vertente é correlata ao aumento da resistência, pois a mesma se deve a redução da declividade. Os fluxos ao serem gerados desde posições mais elevadas, tendem a ser dinamizados na medida em que a vertente mantém ou aumenta a inclinação. Entretanto, quando do encontro entre o fluxo acumulado e a redução do ângulo de inclinação, tem-se um aumento do trabalho e, por conseguinte, da probabilidade de incisões erosivas. Não levando em conta a erodibilidade dos solos, esta análise permite compreender porque os segmentos côncavos de uma vertente apresentam maior suscetibilidade a processos erosivos. Permite compreender também como se dá a convergência vertical dos fluxos para com a superfície do solo. Disso conclui-se que um maior gradiente, que implica em uma maior inclinação, contribui para o aumento de energia, mas não necessariamente na realização de trabalho erosivo. Esse ocorrerá caso a energia produzida seja suficiente ao passo de quebrar a resistência e consequentemente proporcionar a desagregação e transporte de materiais no solo, conforme destacado por Guerra (1994).

Sob o aspecto natural a inclinação de uma vertente é resultado da atuação da componente peso que tende a se reduzir conforme a vertente vai ficando mais inclinada. De porte dessas considerações e aplicando metodologia semelhante para uma bacia hidrográfica, Moreira et al., (2003) destacaram que foi verificado tendência a uma maior degradação por processos erosivos para sub-bacias hidrográficas que ainda não tinham passado por um processo mais avançado de concavização e que consequentemente não haviam chegado a uma situação mais próxima do equilíbrio dinâmico, conforme preconizado por Gilbert (1877).

2.5 Conceito de modelagem

Um dos grandes desafios no campo das geociências é a modelagem de fenômenos ambientais multifatoriais que ocorrem em diferentes escalas espaço-temporais, com eficiência e precisão suficientes para representações mais fidedignas de processos o mais próximo possível da realidade. Essas representações mais completas permitem tomadas de decisões mais adequadas (MITASOVA et al., 2006). Nesse contexto destaca-se a modelagem de processos erosivos que se coloca na interface da abordagem climatológica, geomorfológica, pedológica e das influências antrópicas. Essa abordagem mais holística

tem se tornado cada vez mais possível nos últimos anos graças a possibilidade de processamento de dados espaciais georreferenciados de boa precisão e acurácia.

Com isso, o entendimento desses fenômenos, que são inerentes ao processo de evolução do relevo, requer uma estreita colaboração com os demais campos do conhecimento, tais como a matemática, a física, a agronomia, a computação e as ciências sociais aplicadas, e nelas a geografia, dentre outras. Isto a fim de compreender como as manifestações humanas alteram as propriedades das porções mais superficiais dos solos e como estes, em interação com o relevo, implicam na dinâmica dos sistemas ambientais. Estes podem ser considerados como unidades espaço-temporais, logo geográficas, sobretudo como paisagens, territórios e bacias hidrográficas, que determinam os recortes espaciais para estudo desse fenômeno.

Os modelos consistem em representações aproximadas do mundo real. Isso se dá por meio da seleção, organização e observação sistematizadas de dados, mais especificamente na composição de variáveis com seus respectivos parâmetros. A modelagem é possível por meio de observações, medidas associadas, informações a serem levadas em conta e das inter-relações existentes entre as variáveis de um dado sistema. Assim, os modelos são valiosos por obscurecerem detalhes acidentais e assim permitir o realce e aparecimento de aspectos considerados fundamentais da realidade. Portanto, constituem meios de relação entre o teórico e o empírico. Uma de suas principais funções é psicológica, ou seja, permitem que um determinado evento ou fenômeno seja modelado e assim possa ser visualizado e compreendido. De outra forma isso não seria possível devido à magnitude ou a grandeza e a complexidade da maioria dos sistemas, especialmente os ambientais (CHORLEY; HAGGETT, 1975). A sua complexidade se deve basicamente a dois fatores: a questão das variáveis envolvidas e a correspondência entre seus respectivos parâmetros e a questão da escala, tendo em vista que a representação do mundo real em meio computacional implica em uma escala de redução dos objetos e dos fenômenos (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Com base numa concepção estática do espaço, entre os modelos mais simples e possíveis de representação pode-se citar as imagens e os mapas. As primeiras são tidas como se fossem fotografias de um dado recorte espacial, na medida em que representam

elementos da planimetria e/ou da altimetria em um determinado recorte no tempo. Já os mapas utilizam abstrações de forma simbólica de aspectos julgados fundamentais da realidade do espaço, na medida em que trazem na sua representação apenas elementos previamente selecionados (GEORGE, 1975). Neste sentido, as imagens possuem duas funções básicas que são localizar e identificar objetos e fenômenos. Já os mapas, além de localizar possuem a função de atribuir. Entretanto, tanto a localização e identificação, quanto a atribuição, possuem limitações impostas pela escala e principalmente pela qualidade, ou seja, a exatidão dos materiais utilizados no processo cartográfico. Daí uma das razões, pelas quais alguns mapas guardam sentido apenas topológico e não topográfico. Isso implica em afirmar que um dado fenômeno, para ser modelado por meio de imagens e mapas, precisa de uma representação fidedigna, principalmente no que se refere às formas e medidas que o mesmo possui no espaço, pois estas são a expressão espacial dos processos (CHRISTOFOLETTI, 1979).

Acerca do processo de representação de fenômenos espaço-temporais cabe ressaltar alguns aspectos importantes. Um primeiro diz respeito aos conceitos utilizados nas representações. Dessa forma, o conceito de mapa aparece mais relacionado à representação de objetos e fenômenos, não necessariamente se atendo à relação entre as variáveis que ajudam a compreender tais fenômenos. Já o conceito de modelo ocorre mais quando a representação resulta da análise qualitativa ou quantitativa das relações entre variáveis necessárias à representação de fenômenos multifatoriais. Observação semelhante pode ser feita em relação à aplicação dos conceitos de simulação e modelagem. A simulação visa reproduzir o processo e assim ela é momentânea. Já a modelagem busca reproduzir o resultado do processo ao longo de um determinado intervalo de tempo que é maior do que aquele no qual ocorreu a simulação. Portanto, o foco da simulação é o processo, ao passo que o do modelo é o resultado (MITASOVA; MITAS, 1999).

Outro aspecto a ser destacado no processo de modelagem é a gradação, isto é, a classificação de forma ordenada que permite a representação da intensidade resultante da convergência de variáveis que culminam com a ocorrência de um dado fenômeno. Isso se deve, em grande parte, a precisão proporcionada nos dias atuais pelo uso de materiais e de novas geotecnologias que permitem um tratamento metodológico mais preciso. Neste

aspecto podem ser destacados os produtos cartográficos básicos e os softwares para processamento de dados espaciais georreferenciados.

Destaca-se ainda que a modelagem da erosão hídrica é importante para um bom entendimento do processo e para a predição de taxas de escoamento superficial visando a identificação das melhores alternativas de controle. Sintetizando o já exposto, ela permite: (1) compreender os condicionantes do processo; (2) avaliar os impactos diretos e indiretos na produtividade agrícola e poluição de solo e águas em grande escala (ou seja, de detalhe); (3) identificar as estratégias de controle e (4) implementar práticas conservacionistas para redução (mitigação) dos efeitos do processo erosivo (BLANCO; LAL, 2008).

Nesse sentido, convém destacar que o desenvolvimento da tecnologia computacional associado à matemática aplicada e ao conhecimento de processos físicos vem oferecendo novas oportunidades para a compreensão de problemas ambientais extremamente complexos. A abordagem de processos ambientais com o auxílio dessa tecnologia computacional está inserida no contexto das novas metodologias desenvolvidas e testadas nas últimas décadas e, como o conhecimento científico em geral, elas têm seus sucessos e insucessos, bem como suas limitações. Trata-se aqui das modelagens (diagnósticas) e preditivas (prognósticas) do fenômeno de uma dada área, no caso o erosivo hídrico, pois que a modelagem da erosão dos solos é uma forma de descrever matematicamente o processo de desprendimento, transporte e deposição de partículas. Para o planejamento torna-se uma ferramenta eficaz para avaliar as estratégias de ação a serem adotadas visando o controle da degradação dos solos. Para a pesquisa torna-se uma base inicial para aprimoramentos futuros. Dessa forma a função dos modelos é tornar contínuo um processo que até então só era visto de forma pontual no espaço e momentâneo no tempo.

Em algumas regiões do mundo a preocupação em conhecer de forma mais profunda e sistematizada os processos erosivos tem despertado a atenção de pesquisadores, instituições de pesquisa e governantes que tomaram iniciativas com o objetivo de entender o fenômeno relacionado aos processos erosivos para além das causas em si. Tal preocupação levou o Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) a anunciar uma política de proteção da terra em 1907. A partir de 1915 uma série de agências

intensificaram as pesquisas acerca do efeito proporcionado por diferentes manejos aplicados ao solo no desencadeamento do escoamento superficial em parcelas cultivadas nas quais os valores das taxas de erosão do solo passaram a ser conhecidos. O grande volume de dados coletados e sua análise sistematizada por diversos pesquisadores resultou em uma equação empírica, a Equação Universal de Perda de Solo/ EUPS (em inglês *USLE-Universal Soil Loss Equation*) (SANDER et al., 2002).

Entretanto, para alguns países a pesquisa sobre a erosão do solo é recente e se mostra concentrada no tempo e no espaço (BOARDMAN, 2006), como no caso do Brasil, em que pesquisas bibliométricas (BARRETO et al., 2008 e 2009) indicaram que o maior destaque à pesquisa no tema deu-se a partir da década de 1980, de modo concentrado em poucas instituições, situadas basicamente na região Sul-Sudeste do país. Indicaram também que o principal enfoque foi e continua sendo essencialmente voltado para a atividade agrícola, dando grande ênfase ao fator relevo e respectivos parâmetros necessários, da Equação Universal de Perda de Solos. Porém, em se tratando de realidade edafoclimática bem diferente do país onde foi formulada (EUA) e insuficiência de bancos de dados, os indicadores e respectivos parâmetros proporcionam muitas incertezas entre o fenômeno representado e a realidade apresentada. Persistem dificuldades como, por exemplo, de parâmetros de erodibilidade, ainda que Lombardi Neto & Bertoni (1975) tenham sido relativamente pioneiros nessa sistematização para solos paulistas, mas que serve de referência no país para solos similares. Para os Latossolos, dominantes no país e de maior aptidão e prática agrícola, o conhecimento é mais adensado, sendo que já existe sistematização disponível (SILVA et al., 1999). Contribuição similar foi proporcionada para a erosividade, especialmente na estimativa do potencial erosivo (LOMBARDI NETO; MOLDENHAUER, 1992).

Os estudos que abordam os processos erosivos no Brasil geralmente têm se desdobrado sobre duas vertentes, no que se refere à percepção desses fenômenos: uma com forte enfoque no tipo e manejo do solo, estando fortemente baseado nas diversas propriedades pedológicas e práticas agrícolas associadas; e outra baseada em fatores condicionantes alicerçados nos cálculos e estimativas de variáveis da Equação Universal de Perda de Solos (originalmente USLE). Cada qual tem suas limitações, mas como forma de contemplar as duas tem-se recorrido à união de diferentes pontos de vista (BARRETO

et al., 2009) e representações dinâmicas, as quais envolvem a seleção, a organização e a análise de indicadores pontuais, como as propriedades pedológicas, associados às variáveis espaciais contínuas como as formas das vertentes, no estudo do processo de modelagem das relações espaciais.

Um problema frequente na aplicação desses últimos modelos, no entanto, é o custo, o qual se soma ao tempo de monitoramento hidráulico-hidrológico que costuma ser longo para ser confiável (MINELLA, 2008). Assim, o uso de SIG aplicado e imagens satelitárias de alta resolução podem reduzir custos e acelerar a elaboração dos modelos diagnósticos e mesmo preditivos, a depender de bancos de dados disponíveis ou indicadores de referência, além de auxiliar na redução de incertezas quanto às melhores variáveis e escalas a serem adotadas.

Apesar das dificuldades, o estudo sobre erosão hídrica pluvial em todo o mundo avançou bastante e permitiu consolidar um modelo conceitual de abrangência universal do processo, baseado nos seus fatores condicionantes. Dessa forma tem-se os fatores passivos e os ativos. Os primeiros são representados pelo substrato geológico (formações, estruturas e litologias), pelo relevo (declividade, desnível altimétrico, curvaturas, formas e comprimento das encostas, também conhecidas como rampas). Resultam também do clima, especialmente no que diz respeito à distribuição espaço-temporal da intensidade dos eventos meteorológicos. Por fim, sob o aspecto natural, deve-se considerar o tipo e comportamento dos solos, os quais podem proporcionar resistência ou capacidade de dissipação energética. Já os ativos estão associados as manifestações antrópicas representados pela alteração da cobertura, pelo uso e manejo dos solos (LAL 1990). Constata-se também um considerável avanço sobre a questão do escoamento das águas (HOOG, 1982; LAL, 1990; NISHYIAMA, 1995), apoiados em modelos hidrológicos, mas menos quanto à geometria das encostas, como formas, curvaturas e outros aspectos (CASTRO; ZOBECK, 1986; PENNOCK; JONG, 1987). O avanço de geotecnologias tem favorecido bastante a pesquisa e a modelagem dos processos erosivos através, sobretudo, das ferramentas disponíveis nos diversos Sistemas de Informações Geográficas, as quais podem ser aplicadas na avaliação espacial diagnóstica e prognóstica.

No Brasil, a par dos trabalhos acadêmicos, merecem destaque algumas instituições de pesquisa sobre erosão laminar como o Instituto Agronômico de Campinas (IAC), o Instituto Agronômico do Paraná (IAPAR), dentre outros. Já sobre a erosão linear e seus estágios tanto para áreas rurais como também urbanas, merece destaque o Instituto de Pesquisa Tecnológicas do estado de São Paulo (IPT), onde os pesquisadores, capacitados em trabalhar com modelos geológico-geotécnicos e hidropedológicos, tanto conceituais como empíricos, apoiados em ideias de Ecodinâmica de Tricart & Killian (1978), realizaram numerosos estudos de caso em diferentes escalas e com diversas finalidades práticas, incluindo grandes obras de engenharia e governança. Adotando o método da análise integrada dos condicionantes do meio físico (também conhecido como análise sistêmica), cujo produto é o que hoje se denomina de modelo de base física, enfatizaram bastante o fenômeno de *piping*, valorizaram o cadastro diagnóstico das ocorrências (focos), as relações entre capacidade de uso das terras e os conflitos com o uso e divulgaram amplamente as medidas mitigadoras e preventivas de controle (IPT, 1986), sobretudo da década de 1980 em diante.

Dessa forma, o desenvolvimento da tecnologia computacional associado à matemática aplicada (LIMA, 2003) e ao conhecimento de processos físicos está inserida no contexto das novas metodologias desenvolvidas e testadas nas últimas décadas. Vem oferecendo novas oportunidades para a compreensão de problemas ambientais extremamente complexos, em termos do seu contexto multiescalar no tempo e no espaço (VELDCAMP et al, 2001) e multivariado em termos das variáveis envolvidas (NARDIN & PEDROSA, 2014), nem sempre quantificáveis.

Convém observar que o controle do processo erosivo, além dos modelos representativos que permitem a compreensão dos condicionantes, das tipologias e dos parâmetros, demandam também técnicas de levantamento de dados e mapeamento de áreas suscetíveis (espacialização) a fim de contribuir para identificar os graus de criticidade (hierarquia da intensidade do fenômeno). Isso permite discriminar áreas prioritárias de ações de controle e fazer prognósticos, sobretudo quanto ao potencial ou risco à ocorrência do fenômeno (SALOMÃO, 1999), e dos limites de tolerância de perda de solos (LOMBARDI NETO BERTONI, 1975; SPAROVECK; VAN LIER, 1997). Isso para

diferentes ambientes e usos/manejos das terras, de modo a dar suporte a gestão e governança.

Assim, o entendimento desse fenômeno, inerente ao processo de evolução do relevo, portanto natural, mesmo se induzidos pelo uso e manejo das terras, requer uma postura multidisciplinar, isto é, estreita colaboração entre as geociências e outros campos do conhecimento, como a matemática, a física, a agronomia, a ecologia, a economia, as ciências sociais aplicadas e a geografia, dentre outras, a fim de compreender como as manifestações humanas alteram as propriedades dos solos podendo implicar em desequilíbrios.

2.5.1 Modelos de previsão de processos erosivos

O papel dos algoritmos, das estruturas de dados e dos procedimentos operacionais por meio de computador têm tornado eficientes e avançados os processos de visualização e análise de dados que são de fundamental importância para novos avanços na pesquisa ambiental. Nesse contexto, o processamento de dados espaciais georreferenciados (geoprocessamento) não constitui o início e nem o fim da pesquisa. Consiste em um dos recursos tecnológicos por meio do qual é possível fazer o tratamento de dados espaciais georreferenciados e estabelecer relações entre variáveis. Permite aprimorar, bem como testar novas metodologias e assim compreender a distribuição de processos que implicam no surgimento e evolução de fenômenos multifatoriais que ocorrem na superfície da Terra, como a erosão (MITASOVA et al., 2002). Nesse sentido, a aplicação de procedimentos computacionais na análise de processos e fenômenos ambientais deve necessariamente levar em conta o conhecimento teórico acumulado, a melhor combinação possível de modelos físicos, as evidências empíricas e dados confiáveis disponíveis, com o objetivo, cada vez maior, de aproximar a representação estabelecida com a apresentação do mundo real.

Atualmente existe uma grande variedade de modelos que possuem como objetivo a representação de processos como a desagregação, transporte e deposição de sedimentos e fenômenos como a ocorrência de erosões, bem como os seus resultados no espaço e no tempo. Os modelos diferem levando em conta a complexidade do fenômeno, os critérios ou relação entre as variáveis utilizadas e os dados necessários ao funcionamento de cada

um. Com isso, destaca-se que não existe um modelo mais adequado e que possa apresentar alto desempenho em qualquer situação. O que existem são modelos previamente idealizados, cuja estruturação e desempenho vêm sendo aprimorados de acordo com os objetivos almejados. Dessa forma, a escolha do melhor modelo deve levar em conta os objetivos a serem alcançados, as características do local de estudo e a disponibilidade de dados (MINELLA et al., 2008).

Acerca da classificação dos modelos, os mesmos podem ser categorizados sob diferentes critérios, tais como os objetivos a serem alcançados, a base conceitual utilizada e a escala espacial e temporal. Considerando a base conceitual, que leva em conta os processos envolvidos e os algoritmos utilizados, os modelos podem ser classificados em conceituais, empíricos ou estatísticos e aqueles baseados em processos físicos (MINELLA et al., 2008; SCHMIDT et al., 2000; BLANCO; LAL, 2010; MORGAN, 2005).

Os modelos conceituais são baseados em um conjunto de relações expressas por fórmulas com a intenção de representar o funcionamento das partes, bem como de um sistema ainda que de forma simplificada. Incluem em sua estrutura e funcionamento mecanismos de geração e transferência de matéria em função da energia. São modelos abrangentes no que se refere aos fatores que influenciam um dado fenômeno, mas são simples por não incluir detalhes específicos da interação entre os processos. Esses modelos, mesmo sendo abrangentes, permitem inserir dados que representam a variabilidade espacial e temporal mesmo com pouco detalhamento (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Os modelos empíricos são aqueles baseados em relações estatísticas entre os dados, os parâmetros e as variáveis consideradas importantes para a compreensão do fenômeno. Os dados são obtidos por meio de monitoramento de partes menores, portanto passíveis de observação, e que são consideradas representativas do sistema como um todo. Nessas situações de grande controle experimental se estabelecem relações entre os fatores controladores e as variáveis que irão estabelecer relações de interesse para a compreensão do fenômeno. Consequentemente as evidências, bem como as tendências estabelecidas de comportamento do fenômeno podem ser alcançadas com poucas variáveis e dados.

Entretanto, não garantem precisão e acurácia entre o que foi predito e aquilo que é observado na realidade (MORGAN, 2005).

Já os modelos de base física são aqueles que se baseiam no fluxo de energia para que um dado fenômeno possa ocorrer. Para tanto precisam de equações que descrevam processos físicos como a variação da entrada de matéria e energia, como a precipitação que implica em energia potencial. Precisam também de equações que descrevam a interação da precipitação com os processos hidrológicos, tais como infiltração, escoamento superficial, evapotranspiração ou mais precisamente os coeficientes de escoamento superficial e sua interação com o processo erosivo (desagregação, transporte de deposição de sedimentos). O uso dessas equações envolve variáveis que necessitam de dados, bem como o discernimento das relações entre as variáveis envolvidas (BLANCO; LAL, 2010; SCHMIDT et al., 2000). Consequentemente, trata-se dos modelos mais exigentes em termos de dados, bem como correta avaliação entre as variáveis. O Quadro 2.5.1.1 traz alguns dos principais modelos desenvolvidos e difundidos no âmbito da modelagem de erosão.

Quadro 2.5.1.1: Tipos de modelos, alguns exemplos e principais variáveis envolvidas no processo.

Tipos de modelos	Exemplos	Descrição sucinta das variáveis e relações
Modelos Conceituais	AGNPS	Predição do escoamento com base no Método Cinemático (CM), do Soil Conservation Service (SCS). A predição da perda de solo se dá por meio dos fatores da RUSLE. Posteriormente se baseia na tensão de cisalhamento, velocidade de queda e distribuição granulométrica dos sedimentos.
	SWAT	Predição do escoamento com base no CM do SCS. Predição da perda do solo por meio dos fatores da MUSLE. Posteriormente a erosão é baseada na tensão de cisalhamento, velocidade de queda e distribuição granulométrica do sedimento.
Modelos Empíricos	USLE, RUSLE e MUSLE	Baseiam-se na erosividade da chuva (R); erodibilidade do solo (K); declividade e comprimento da vertente (LS); na cobertura e manejo do solo (C) e nas práticas conservacionistas (P).
Modelos de Base Física	EUROSEM	O escoamento é calculado por meio do balanço hídrico e taxa de infiltração (coeficiente de escoamento superficial). A desagregação, mobilização e transporte de sedimentos é calculada

		em função da energia cinética da chuva, potência do escoamento, capacidade de transporte, tensão de cisalhamento e velocidade de queda.
	WEPP	A predição do escoamento é feita com base no método do SCS. A desagregação, mobilização e transporte de sedimentos calculados com base na declividade, remanescente de vegetação, tensão de cisalhamento, rugosidade, matéria orgânica e massa de raízes.

Fonte: Adaptado de Merrit (2003); Vente & Poesen (2005); Morgan (2005).

Entre os modelos de base física pode-se destacar o LISEM (Limburg Soil Erosion Model), que embora ainda pouco utilizado para experimentos no Brasil, tem permitido bons resultados no que se refere aos valores preditos e aos valores observados. O modelo LISEM não se mostra muito adequado para o emprego em grandes bacias, pois comporta bacias com área de até 300 ha. Esse valor é muito baixo se comparado às bacias desenvolvidas em áreas de ocorrência de Argissolos e principalmente Latossolos. Outro aspecto considerado importante é a necessidade de calibração do modelo na busca de uma adequação às características de cada ambiente (MINELLA, 2008).

Outro modelo que foi bastante difundido desde a sua primeira versão é a chamada *Universal Soil Loss Equation* (USLE), proposta por Wischmeier e Smith (1962, 1965 e 1978). Desde o seu lançamento esse modelo empírico de modelagem da perda de solos passou por diversas fases de melhoramento, como a sua versão revisada *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) proposta por Renard et al., (1994) e sua versão modificada *Modified Universal Soil Loss Equation* (MUSLE), proposta por Williams (1975). Entretanto, ainda é um modelo que merece atenção ao ser aplicado em cada ambiente. Como melhorias mais recentes podem ser citadas a preocupação de pesquisadores da Universidade da Carolina do Norte - EUA, em levar em conta bacias e sub-bacias hidrográficas como sistemas interdependentes nas escalas de abordagem. Outro incremento refere-se à adequação da resolução do Modelo Digital de Elevação com a escala de abordagem, onde em escala regional tem-se adotado uma resolução espacial de 30 metros. Já em escala de sub-bacias de ordem 1, 2 e 3 tem-se recorrido a resoluções maiores, como a de 10 metros (MITASSOVA et al., 2008).

2.6 O problema da erosão e da degradação do solo em escala global

Segundo Kissinger *et al.*, (2011) e Polasky *et al.*, (2011), dentre outros, as mudanças de uso das terras estão entre os principais fatores de mudança global, que envolve a degradação de terras (solo e água), a perda de biodiversidade, a crescente urbanização e crescimento populacional. As ações humanas correspondem as mais importantes indutoras dessas mudanças e também responsáveis pela tomada de decisões visando controle de impactos decorrentes (COUTINHO *et al.*, 2014, no prelo).

Nas últimas décadas tem aumentado a preocupação com a degradação dos solos em várias partes do mundo, especialmente nas regiões tropicais úmidas e subúmidas, onde a erosão hídrica é a principal causa da degradação de terras. Tal processo geralmente sucede o desmatamento intensivo associado à expansão das fronteiras agrícolas, seguido de usos e manejos intensivos dos solos e sem práticas conservacionistas e sustentáveis (BLANCO; LAL, 2008). Essa preocupação tem estimulado as pesquisas no tema erosão dos solos, visando compreender tanto os processos quanto os fatores condicionantes em termos tanto diagnósticos como preditivos.

Tal preocupação levou a Comissão Internacional sobre Erosão Continental da Associação Internacional de Ciências Hidrológicas a organizar um simpósio em 1998 em Viena - Áustria com o tema Modelagem de Erosão no Solo, Transporte de Sedimentos e Processos Hidrológicos Relacionados (UNESCO, 2002). A organização do evento, com a referida temática em escala internacional, revela a preocupação com as funções de cobertura e uso do solo e fenômenos relacionados, tais como desmatamento, erosão e transporte de sedimentos em especial nos trópicos úmidos e subúmidos. Iniciativa nacional congênere é o Simpósio Nacional de Controle de Erosão, cuja realização é bi ou tri-anual, e reúne pesquisadores de diversas áreas envolvidas no assunto, o que tem promovido a divulgação de novos métodos de investigação, de monitoramento e de novas estratégias para o controle e prevenção de erosões nas diversas regiões do território nacional (ABGE, 2009).

Algumas tentativas de balanço das áreas degradadas e a participação dos processos erosivos, bem como das áreas de risco ao desenvolvimento do fenômeno na escala global foram feitas. Contudo, a primeira tentativa de realizar uma espécie de balanço da

degradação dos solos na escala global data da década de 1980, quando a *International Soil Reference and Information Centre* (ISRIC), em conjunto com a *United Nations Environment Programme* (UNEP), empreendeu um inventário global na escala 1:10.000.000 sobre o estado da degradação do solo induzida pela ação humana denominado de *Global Assessment of Soil Degradation* (GLASOD) (UNEP, 1992). Oldeman, Hakkening and Sombroek, (1991) indicavam que a área degradada total correspondia a cerca de 1.964,4 milhões de ha no mundo, dos quais a erosão hídrica respondia por 55,6% do total. Na América do Sul cerca de 243 milhões de ha estavam degradados dos quais quase 51% também resultavam de erosão hídrica. A degradação global foi estimada em 33% das áreas cultivadas (LAL, 2010). As causas, segundo aqueles autores, relacionavam-se pela ordem de importância, ao superpastoreio (679 milhões), desmatamento (579 milhões) e manejo agrícola inadequado (552 milhões de ha) que junto somavam cerca de 1.810 milhões de ha, representando cerca de 92% do total. Segundo ainda os mesmos autores os desmatamentos respondiam por quase 70% das causas da degradação dos solos, sendo na Ásia (50%) e América do Sul (17%).

A degradação total de terras em escala global foi atualizada recentemente por Lal (2010) estimando em 33% das áreas cultivadas. Pode-se afirmar que, em escala global, a erosão é o mais significativo processo de degradação de solos em área, seguido pela desertificação, e sua principal causa segue sendo o desmatamento acelerado e intensivo para conversão agropecuária relacionada a manejos inadequados das terras. Convém assinalar que a redução de áreas agricultáveis devido à erosão dos solos é inversamente proporcional ao aumento da demanda mundial de alimentos (WOLF et al., 2003). Assim, a erosão, especialmente dos solos agricultáveis, tem se tornado um problema mundial cada vez mais preocupante, como alerta Morgan (1986, 2005), Banco & Lal (2008) e Lal (2010), dentre outros autores. Em geral o que se tem observado é a prevalência do paradigma de que para aumentar a produção é necessário incorporar novas áreas à custa de desmatamento à medida que a população mundial vai aumentando e demandando mais alimentos. Tal aumento implica no desmatamento de novas áreas, o que pode resultar em mais impactos, redução de solos agricultáveis, contrariando a demanda mundial de alimentos. Um dos resultados é o encarecimento dos gêneros alimentícios com uma tendência crescente ao processo de exclusão alimentar, pois existe o risco da falta de acesso da maior parte da população a uma alimentação satisfatória devido ao

encarecimento dos produtos. Com isso, o que pode se vislumbrar é uma situação em que as crises proporcionadas pela escassez de alimentos serão mais frequentes. Vale destacar que os países localizados nas regiões tropicais úmidas e subúmidas formam o grupo de países maiores produtores mundiais de alimentos. É nessas regiões também que se concentram as preocupações acerca da erosão dos solos.

Cabe ainda lembrar que nas regiões tropicais úmidas e subúmidas as características climáticas pretéritas e atuais associadas às características geológicas configuram um ambiente que requer atenção especial do ponto de vista dos processos erosivos hídricos. Os espessos mantos de materiais inconsolidados, proporcionados especialmente pelo intemperismo físico e químico, quando dispostos em ambientes de elevada diversidade altimétrica e sob condições de clima úmido configuram ambientes propícios à deflagração e evolução de processos erosivos em grandes dimensões (PORTO, 1998).

Destaca-se ainda que a prática histórica que mais se observa nos países tropicais, como no Brasil, é o de que para aumentar a produção é necessário incorporar novas áreas ao cultivo ou aos pastos, à custa de desmatamento de remanescentes das coberturas. Esses desmatamentos têm acontecido sobretudo nas formações florestais, e mais recentemente as savânicas, à medida que aumenta a demanda por alimentos, fibras e, atualmente, de biocombustíveis. Em consequência, a agropecuária se expandiu e continua se expandindo em ritmo acelerado sobre novas áreas e no Brasil. Como exemplo, ocupa a maior parte das terras incorporadas ao sistema produtivo (MANZATTO 2009), onde é predominantemente extensiva e reconhecida como causa de erosão (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990).

2.7 O problema da erosão e da degradação dos solos no Brasil

No Brasil, os problemas socioambientais decorrentes da atuação de processos erosivos já eram destacados em 1949. Marques (1949), já apontava que naquela época o Brasil perdia cerca de 500 milhões de toneladas de terra por ano somente por erosão laminar. Atualmente supõe-se que esse valor seja bem superior em decorrência da ocupação de novas áreas, fazendo com que em muitos estados brasileiros a situação seja muito grave. Essa situação pode ser presenciada no noroeste do estado do Paraná, onde os solos formados na maioria das vezes por arenitos e associados ao regime climático, se mostram muito suscetíveis a ocorrência de processos erosivos e que se representam um

sério problema no que se refere à preservação dos recursos naturais (PRUSKY, 2010). Dados não atualizados indicam que a perda anual para aquele estado variava de 15 a 20 toneladas por hectare ao ano em áreas intensamente mecanizadas (PARANÁ, 1994). Em termos de reposição por nutrientes essa perda representava por ano cerca de 250 milhões de dólares. Para o estado do Rio Grande do Sul as estimativas de perdas médias são da ordem de 40 toneladas por hectare ao ano, sendo que esse valor predomina em cerca de 6 milhões de hectares de terras cultivadas. Para o estado de São Paulo o problema relacionado aos processos erosivos, além de comprometer os recursos naturais, ameaça seriamente a rentabilidade das atividades agrícolas (BERTOLINI; LOMBARDI NETO, 1993). Assim, destaca-se, ainda que se tenha concentrado esforços no sentido de compreensão do fenômeno, a erosão ainda constitui um sério problema a ser controlado.

2.8 A problemática erosiva na região Centro-Oeste do Brasil

Nas últimas quatro décadas os ambientes tropicais subúmidos na região Centro-Oeste do Brasil vêm passando por consideráveis transformações devido à conversão da cobertura natural e intensificação do uso especialmente do solo (BARBOSA et al., 2004; dentre outros). Tais mudanças se intensificaram a partir da implantação de programas governamentais principalmente no contexto do II Plano Nacional de Desenvolvimento lançado em 1974. Este foi válido para 1975-79, como o POLOCENTRO, com o intuito de promover o desenvolvimento econômico da região. Tais programas foram implementados à custa de desmatamentos intensos e indiscriminados de extensas áreas, sobretudo nos planaltos cobertos por solos argilosos e profundos, conhecidos como Latossolos. Em geral foram Latossolos Vermelhos ou Vermelho-Amarelos, neste caso, de textura média que passaram a ser destinados às diversas atividades agrícolas, tais como agricultura e pecuária. Se iniciou com a produção de lenha, principalmente na fase do desmatamento, para aproveitamento destinado a produção de carvão vegetal, cercas de divisa e outros, e posteriormente pela prática da agricultura extensiva além de abertura de rodovias para o escoamento da produção (CASTRO, 2005).

Esse processo implicou em uma notável remoção da cobertura vegetal que antes cobria e protegia um espesso manto de materiais latossolizados (CASTRO, 2005; SANO et al., 2007; CASTRO; QUEIROZ NETO, 2007), proporcionando consequente exposição do solo aos agentes erosivos. Esses ambientes apropriados e manejados foram sendo expostos

à ação da energia potencial da chuva e da energia cinética do escoamento superficial e dissecação pelos canais fluviais. Também foram degradados pela compactação do solo, associada ao pisoteio animal e maquinaria agrícola, sobretudo dos topos planálticos recobertos por Latossolos argilosos ou de textura média. A compactação impossibilita ou dificulta a infiltração das águas pluviais e de irrigação, o que conseqüentemente favorece a dissecação erosiva hídrica acelerada, ou seja, a intensificação da morfogênese, que de outro modo ocorreria no tempo geológico bem mais longo.

É importante ressaltar que grande parte dessa transformação aconteceu sem estudos específicos de aptidão agrícola das terras em nível municipal ou microrregional, de modo a subsidiar a elaboração de planos de ocupação e de manejo do solo de modo a garantirem a sua conservação e a continuidade do desempenho de suas funções (CASTRO, 2005). Como consequência, o que se verifica, inclusive até os dias atuais, é a ocorrência de alta discrepância entre o uso e a aptidão agrícola das terras, sobretudo em setores mais sensíveis associados a solos mais frágeis, como os arenosos, resultando, na maioria das vezes, em processos erosivos lineares de origem hídrica (BARBALHO; CASTRO, 2010).

Estudos anteriores relatados por Castro (2005) revelaram que a maioria dos grandes focos erosivos na alta bacia do rio Araguaia, inclusive no lado goiano em Mineiros-GO, do tipo voçorocas, foi deflagrada ainda no início dos anos de 1980, no começo da estação chuvosa, em ambientes que já haviam recentemente passado por desmatamento intensivo e indiscriminado para conversão ao plantio de arroz, soja/milho e pastagens. Indicaram ainda que grandes volumes de solo foram retirados dos focos erosivos, diminuindo áreas agricultáveis e causando o assoreamento de planícies de inundação de vários rios em segmentos onde o canal apresenta baixo gradiente altimétrico. A mesma autora, Marinho e Campos (2006) indicam que sistemas pedológicos (sucessão lateral de solos do topo à base dos interflúvios) dominantes na área, constituídos predominantemente por Neossolos Quartzarênicos Órtico dos topos até os terços médios que passam a Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos nos terços inferiores e estes aos Gleissolos nos fundos de vale são mais suscetíveis. Apresentam fluxos hídricos superficiais que se juntam aos subsuperficiais e ao nível freático raso ou aflorante no sopé das encostas, potencializando a instalação de voçorocas que se desenvolvem a partir desta posição e remontam nas vertentes. Podem atingir grandes dimensões, como relatado por Boulet (2001); Barbalho e

Castro (2002); Barbalho, et al., (2003), Rezende (2003), Marinho e Castro (2003), Castro (2005), dentre outros. Incluem-se nessa lista o Atlas Geoambiental das Nascentes dos rios Araguaia e Araguainha (CASTRO, et al., 2004) e o Plano de controle de erosão linear das nascentes dos rios Araguaia e Araguainha (CASTRO et al., 2004).

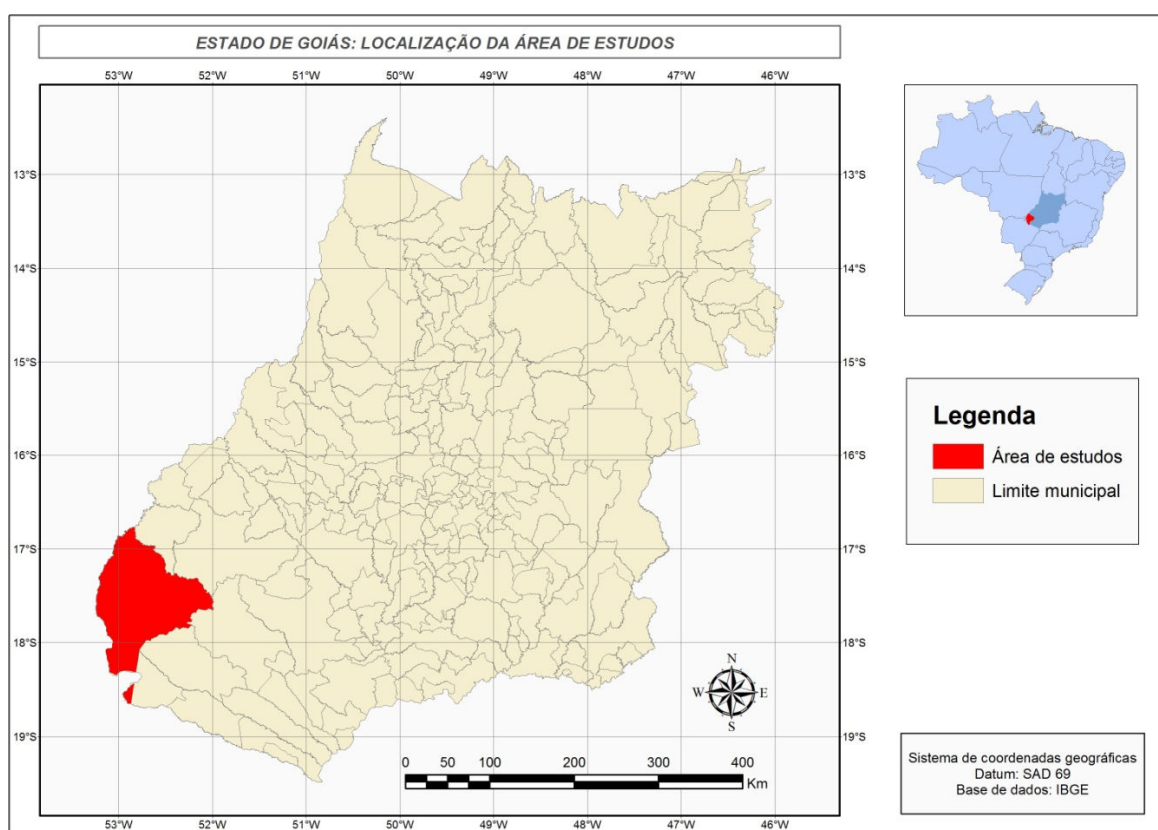
Trata-se de ambientes com espessa cobertura pedológica predominantemente arenosa associada a substratos areníticos (Formação Botucatu) que se desenvolveram, sobretudo, a partir da ação de índices pluviométricos cada vez mais elevados. Estes estão associados à umidificação crescente do clima tropical sobre relevos em processo de arrasamento (aplainamento) e de dissecação (dos relevos aplainados pela rede de canais de drenagem) e em um contexto tectônico relativamente estável. Originam as denominadas Chapadas, configurando relevos tabulares ou de cuesta, ambos com bordas ou *fronts* na forma de escarpas erosivas e contornadas por relevos rebaixados (até 100 m de desnível), colinosos, arenosos e com baixa densidade de drenagem (CASTRO, 2005), configurando colinas amplas e médias (IPT, 1986; SALOMÃO, 1999).

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A área de estudos compreende o município de Mineiros, acrescida das áreas dos municípios de Santa Rita do Araguaia, Perolândia e Portelândia, ambos localizados na microrregião Sudoeste de Goiás, conforme ilustrado na Figura 3.1.1. Somam cerca de 12002,35 km², o que corresponde a 4% da área do estado. Na porção noroeste se distribui nas sub-bacias dos rios Babilônia, Diamantino e do Salto, afluentes do rio Araguaia, além de áreas das próprias nascentes deste rio em Goiás. Já na porção Sudeste compreende áreas das sub-bacias do Ribeirão Bonfim, que é um dos afluentes do rio Claro, córrego Água Emendada, que é afluente do rio Verde, e ainda o rio Jacuba. Todos são tributários do rio Paranaíba.

Figura 3.1.1: Mapa de localização da área de estudos na microrregião Sudoeste do estado de Goiás.



A abrangência desses municípios foi necessária devido à extensão latitudinal e a discordância dos limites do município de Mineiros com os grandes interflúvios e principais canais de drenagem da área. Do contrário os limites da área de estudo resultariam em um

recorte espacial fragmentado, dificultando o entendimento no contexto do relevo regional. Optou-se por uma delimitação com contornos mais regulares e que abrangesse com mais precisão os problemas relacionados aos tipos de solos, mudanças na cobertura e no uso e, principalmente, a ocorrência de processos erosivos.

3.2 Arcabouço geológico

A área localiza-se totalmente na unidade geotectônica Bacia Sedimentar do Paraná, sendo que nas porções mais elevadas ocorrem as formações superficiais relativamente recentes. A geologia é composta por rochas sedimentares diversas, sobretudo areníticas, de suscetibilidades erosivas variáveis, dependendo do tipo e graus de cimentação, e por rochas intrusivas básicas intercaladas a eles, onde o processo de erosão diferenciada resultou em diversos níveis altimétricos relativamente escalonados. O mais elevado (1009 m de altitude) é sustentado por formações Terço-Quaternárias detrítico-lateríticas (TQdl) (DRAGO et al., 1983), correspondente a Superfície Regional de Aplainamento (SRA), a qual é separada dos pedimentos rebaixados por escarpas erosivas que a contornam, às vezes com grandes desníveis altimétricos, que podem chegar a 100 m. Tais escarpas erosivas correspondentes a zonas de transição denominadas de Zonas de Erosão Recuante (ZER) (LATRUBESSE; CARVALHO, 2006). O conjunto configura-se como relevo do tipo cuesta (MAMEDE et al., 1983). As escarpas expõem a sucessão arenito-basalto, quando aflorantes, e os pedimentos são sustentados apenas pelos arenitos, que pertencem à Formação Botucatu, do Jura-Triássico.

Embora pertença a uma mesma unidade geotectônica a área apresenta duas distintas partes no que se refere ao comportamento da topografia. Uma parte corresponde àquela mais ao sul e que possui caimento topográfico e litológico no sentido N-S. Compreende as bacias hidrográficas de rios tributários da bacia do Paranaíba. Com isso, tem-se os canais drenando na mesma direção conferindo elevado gradiente fluvial. A outra corresponde àquela com caimento topográfico não orientado e com os principais canais drenando para a direção norte e, portanto, tributários do rio Araguaia. Essa situação proporciona baixo gradiente altimétrico aos principais canais de drenagem e conseqüentemente baixa capacidade de transporte de sedimentos, fazendo com que as planícies fluviais se apresentem mais largas. Na porção central, mais elevada, conhecido como cumeeira (FEMAS, 1998), e que se apresenta mais preservada, posiciona-se a Serra de Caiapó, que

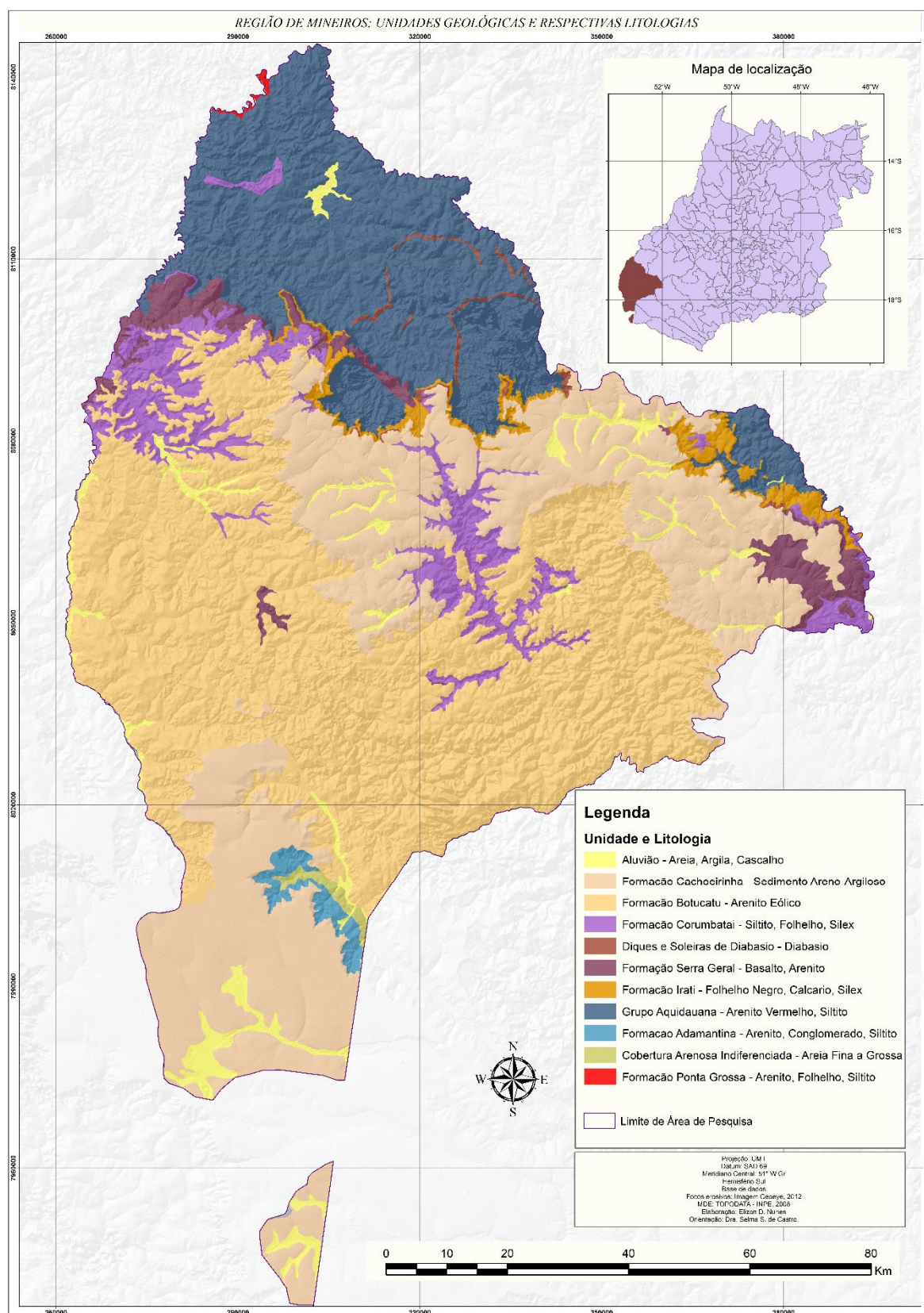
corresponde ao grande divisor de águas entre a bacia do rio Araguaia e a bacia do rio Paranaíba (Paraná).

No extremo norte da área predominam coberturas sedimentares fanerozóicas formadas por arenitos, folhelhos e siltitos pertencentes ao grupo Itararé - Formação Aquidauana. Tais litologias aparecem sustentando altitudes de até 590 metros com a ocorrência de poucos canais de grande porte, separados por interflúvios mais dissecados, e consequentemente bem rebaixados (IANHEZ et al., 1983; NOVAES et al., 1983; LACERDA FILHO; FRASCA, 2008; MOREIRA, et al., 2008). Ainda na porção norte, mais precisamente na sub-bacia do rio do Peixe, predominam arenitos vermelhos e siltitos em altitudes de até 607 metros e declividades que pouco ultrapassam 16%, e predomínio de Argissolos de textura média, e Cambissolos de textura arenosa a cascalhenta.

Na porção oeste, na sub-bacia do rio Babilônia e na porção sudeste predominam arenitos eólicos pertencentes ao grupo São Bento - Formação Botucatu, em altitudes que em geral não ultrapassam os 850 metros e declividades variando entre 4 e 26% com o predomínio de Latossolos Vermelhos de textura média nas porções mais elevadas; Argissolos de textura média a arenosa em áreas mais rebaixadas e Neossolos Quartzarênicos nas porções mais baixas e de baixas declividades. Segundo a revisão de CASTRO et al., (1999), o substrato geológico apresenta-se predominantemente por Unidades Jurássicas que pertencem à Formação Botucatu da Bacia Sedimentar do Paraná, constituídas por arenitos eólicos róseos e avermelhados, finos a muito finos, com estratificações planas e cruzadas curtas a longas, silicatados, os quais dão origem a solos arenosos igualmente finos, maciços, portanto potencialmente instáveis, ácidos e não raro álicos, isto é de baixa fertilidade natural.

Na porção central da área e no extremo leste da mesma ocorrem coberturas sedimentares fanerozóicas composta por argilitos, arenitos e depósitos de areia, ambos pertencentes à formação Cachoeirinha, onde ocorrem extensas áreas com o predomínio de Latossolo Vermelho de textura argilosa. Estas mesmas características geológicas estão presentes no extremo sul da área onde o relevo se apresenta plano e com baixa densidade de drenagem (LACERDA FILHO; FRASCA, 2008; MOREIRA, et al., 2008). Uma síntese da litologia predominante é apresentada no mapa de litologias (Figura 3.2.1).

Figura 3.2.1 Mapa de geologia - unidades geológicas e respectivas litologias predominantes na área.



Fonte: Moreira, et al., 2008.

3.3 Clima

Segundo Monteiro (1968), levando em conta a posição e a distribuição latitudinal da América do Sul, a dinâmica atmosférica desta parte do continente pode ser explicada com base na atuação dos centros de ação positivos associados aos centros de ação negativos, sendo que seus locais de origem e sentido de deslocamento tendem a acompanhar a posição do Sol ao longo do ano.

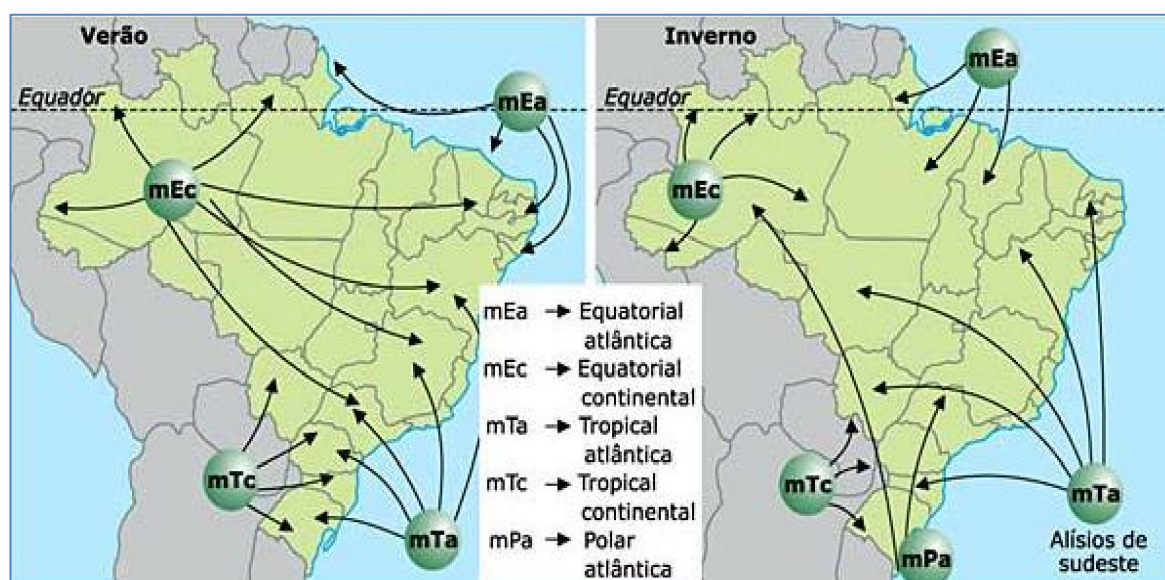
Os primeiros são responsáveis pelas altas pressões subtropicais do Atlântico Norte, representadas pelo anticiclone dos Açores, que avançam quando o Sol tende a incidir perpendicularmente nas baixas latitudes no Hemisfério Sul. São responsáveis também pelas altas pressões que ocorrem no Atlântico Sul, formando o anticiclone tropical do Atlântico Sul; pelas altas pressões do Pacífico Sul, formando o anticiclone do Pacífico Sul e pelas altas pressões polares, que formam o anticiclone Migratório Polar que atua na região quando o Sol, nesta época do ano, se encontra nas baixas latitudes do Hemisfério Norte.

Já os centros de ação negativos que operam na região são responsáveis pelas depressões que ocorrem na região Amazônica e na região da planície do Chaco paraguaio. Estão associados a duas massas de ar ciclônicas que tendem a atuar com máxima intensidade no período de primavera-verão. Uma corresponde à massa Equatorial Continental, que por ser quente e úmida tende a trazer instabilidade ao tempo e atua em decorrência do recuo do anticiclone Migratório Polar nesse período do ano, formando o sistema de circulação perturbado de Norte. A outra corresponde à massa de ar Tropical Continental que por ser quente e seca e confere estabilidade ao tempo causando às vezes os chamados veranicos que ocorrem em alguns dias do verão (ASSAD et al., 1994).

Nimer (1989) destaca também a ação de um sistema de circulação perturbada de Oeste, que tende a acompanhar a passagem de linhas de instabilidade tropical induzidas por depressões barométricas durante o verão. Embora os demais autores voltem suas atenções para os ventos alísios de NE, a ação desse sistema encontra correspondência nos eventos pluviométricos, pois a porção noroeste do estado de Goiás é a que mais chove, principalmente durante o verão.

Consequentemente, o estado de Goiás, pelo fato de ocupar a porção central do continente, sofre influências da dinâmica atmosférica que afeta grande parte da América do Sul. Assim, a associação da sua localização com a atuação das massas de ar confere ao mesmo um padrão climático do tipo Aw - Clima tropical quente subúmido, segundo a classificação de Köppen, com dois períodos bem distintos. Um com temperaturas quentes e chuvas concentradas na primavera-verão e outro marcado pela estiagem durante o outono-inverno, com a predominância de temperaturas amenas (MONTEIRO, 1951). Nesse sentido, levando em conta a posição do Sol e a dinâmica atmosférica regional, ao longo do ano os centros de ação positivos com elevadas pressões individualizam-se formando massas de ar de origem marítima. Devido às baixas pressões predominantes, os centros de ação negativos de origem continental deslocam-se sobre o continente, ora avançando e formando ambientes de baixa pressão, ora recuando dos locais de alta pressão em um movimento que acompanha aproximadamente a posição do Sol durante o ano. Isso se deve ao fato de que a incidência dos raios solares associada às características da superfície e do ar determina a temperatura e consequentemente influencia na distribuição da pressão e suas respectivas frequências ao longo do ano. A atuação dos centros de alta e de baixa pressão influencia no deslocamento das principais massas de ar que atuam na região, conforme ilustrado na Figura 3.3.1.

Figura 3.3.1. Principais massas de ar que atuam no Brasil, atingindo a região Centro-Oeste, no verão e no inverno, respectivamente.



Fonte: Adaptado de Mendonça e Oliveira, 2007.

Assim, tendo como referência a atuação dos centros de ação positivos e negativos, suas respectivas massas de ar e características associadas ao longo do ano no estado e, utilizando os dados pluviométricos de uma série temporal de dez anos das estações localizadas na área de pesquisa, bem como o seu entorno, em seguida será apresentado o comportamento dos eventos meteorológicos, em especial os pluviométricos para a microrregião Sudoeste de Goiás e que caracterizam dois períodos distintos: primavera-verão quente e chuvoso e outono-inverno com baixas precipitações e com temperaturas menos elevadas. Estes dois períodos são condicionados pela atuação das massas de ar durante o verão e o inverno.

O centro de ação positivo associado ao anticiclone Atlântico Sul é responsável pela atuação preponderante da massa de ar Tropical Atlântica no interior do continente. Essa massa, embora seja quente e úmida, possui a tendência a conferir estabilidade às condições do tempo na porção central do Brasil, principalmente no estado de Goiás. Em função do movimento de rotação da Terra, essa massa tende a desviar-se no sentido anti-horário resultando na formação dos ventos alísios de Sudeste, que favorecem o deslocamento da mesma no sentido Leste-Oeste (MENDONÇA; OLIVEIRA, 2007).

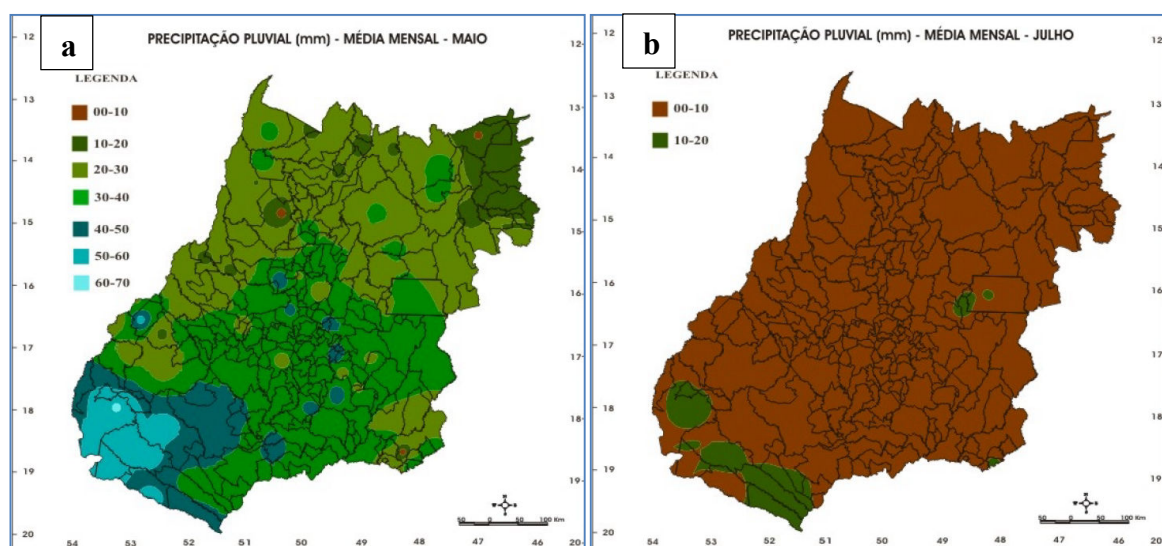
Partindo do litoral atlântico ela tende a perder grande parte da sua umidade até sua chegada ao interior, quando confere estabilidade ao tempo e consequentemente proporcionar pouca chuva acumulada, principalmente na porção centro-norte do estado de Goiás. Essa massa começa a atuar neste estado no final do outono, durante o inverno e principalmente no início da primavera, quanto já permite um considerável aumento na temperatura em função da volta da tendência da incidência perpendicular dos raios solares e do ar seco possuir baixa capacidade térmica (DE-CAMPOS et al., 2002).

Entretanto, para o mesmo período tem-se a atuação do centro relacionado ao anticiclone Migratório Polar, o qual é resultante do acúmulo de ar polar nas elevadas latitudes e proporciona a formação de uma massa de ar fria denominada Polar Atlântica. Essa massa tende a atuar na região Centro-Oeste na maior parte do ano, embora com maior frequência durante o outono e início de inverno, quando esse anticiclone está mais potente e em função do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical para as baixas latitudes do Hemisfério Norte (MONTEIRO, 1968). A atuação dessa massa na região

Centro-Oeste é facilitada pela configuração do relevo por meio de grandes vales no sentido SW-NE, especialmente alguns afluentes da bacia do rio Paranaíba que possuem suas nascentes próximas às superfícies mais elevadas da microrregião Sudoeste, especialmente o município de Mineiros. O avanço desta massa para NE provoca a ocorrência de chuvas frontais nesse período do ano, que geralmente tendem a durar de 1 a 3 dias (NIMER, 1989).

Isso faz com que a microrregião Sudoeste de Goiás, mais especificamente os quatro municípios em estudo, se diferencie grandemente das demais regiões de Goiás. Na área *core* a precipitação acumulada varia de 40 a 60 mm, podendo chegar até 70 mm, mesmo para o mês de maio. Os valores dos acumulados mensais ficam entre 10 e 30 mm para o mês de junho e entre 10 e 20 mm para o mês de julho, votando a subir para 20 a 30 mm para o mês de agosto. Corresponde assim à região mais bem servida por chuva durante o período de inverno seco no estado de Goiás. A espacialização desse comportamento é ilustrada na Figura 3.3.2.

Figura 3.3.2: Comportamento da precipitação pluviométrica durante os meses de maio (a) e julho (b).



Fonte: Silva et al., (2006).

O final do mês de setembro marca a volta da incidência perpendicular dos raios solares no Hemisfério Sul. Consequentemente, provoca o recuo da massa Polar Atlântica da porção centro-norte do estado e o avanço da massa Equatorial Continental que tende a acompanhar a zona de baixa pressão provocada pelo aumento da temperatura. Esse período

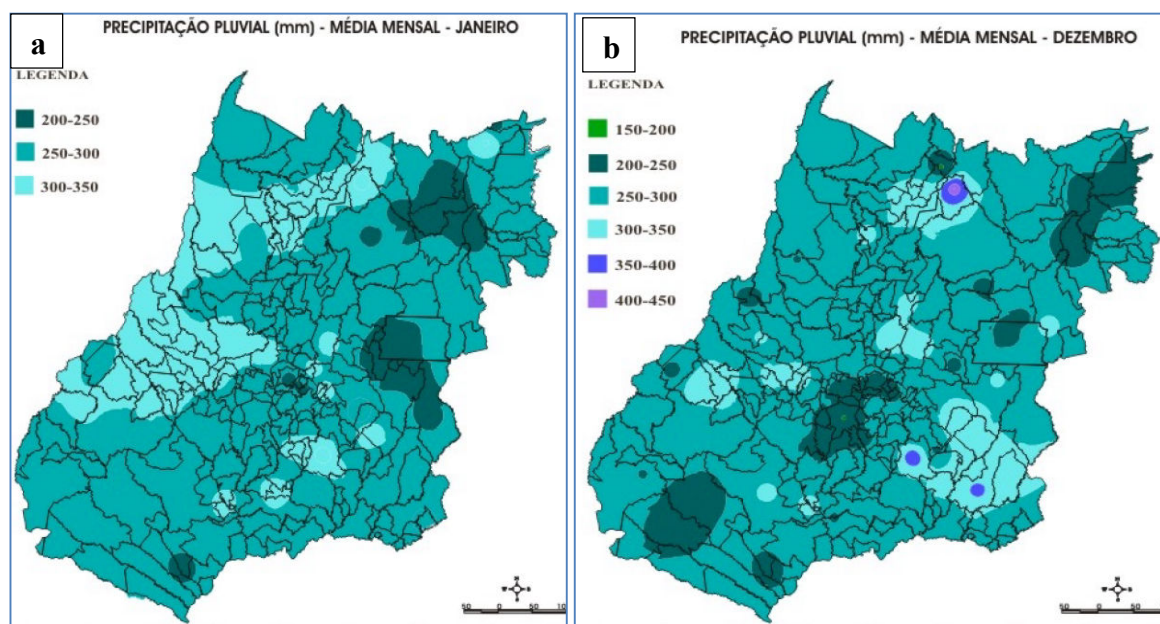
marca também o recuo da massa Tropical Atlântica, sobretudo na porção centro-norte do estado (NIMER, 1989; TUBELES, 1980). Essa dinâmica provoca um aumento generalizado da precipitação em todo o estado, especialmente nas áreas de grandes planaltos. Em decorrência da ainda permanência da massa Polar Atlântica, na microrregião Sudoeste, as precipitações tendem a ficar entre 50 e 80 mm, podendo chegar a 90 mm no município de Mineiros.

A partir do mês de outubro e especialmente ao longo do verão tem-se uma maior incidência perpendicular dos raios solares no Hemisfério Sul, o que permite o deslocamento do centro de baixa pressão equatorial e que permite a atuação da massa de ar Equatorial Continental quente e úmida. Sua atuação na região Centro - Oeste se dá especialmente durante o período de primavera-verão, quando temos sua atração para o interior do continente no sentido NW-SE ou ainda no sentido N-S, em decorrência dos recuos sofridos pelas massas Tropical Atlântica e Polar Atlântica, respectivamente (MONTEIRO, 1968). Por ser quente e úmida, advinda da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da elevada umidade que predomina na região amazônica, é responsável pela quase totalidade dos eventos pluviométricos que ocorrem na região, especialmente, durante a primavera e o verão. Com a preponderância da atuação dessa massa de ar de encontro (frontal) com a Polar Atlântica e com a Tropical Atlântica, tem-se um aumento generalizado do volume de precipitações no mês de outubro para todo o estado, de forma que em pouquíssimas áreas o volume acumulado fica abaixo de 100 mm no mês. Entretanto, ao contrário do que acontece durante os meses de outono e inverno o maior aumento de precipitação se dá na porção centro-norte do estado onde os valores podem chegar até 175 mm acumulados no mês. Na microrregião Sudoeste esse volume fica restrito a poucas áreas, sendo que predominam mais valores que chegam 150 mm no mês.

No mês de novembro a precipitação tende a se intensificar no estado como um todo, com um aumento da ordem de 100 mm mensais em relação ao mês de outubro, sendo que na microrregião Sudoeste ocorre uma forte homogeneidade com a predominância de valores de até 250 mm. O ápice da pluviometria acontece no mês de dezembro, considerando o estado como um todo, e no mês de janeiro, considerando a porção mais oeste do estado em que especificamente a microrregião Sudoeste pode atingir até 350 mm acumulados no referido mês. Esse aumento da precipitação nessa porção do estado já

reflete a maior intensidade do sistema perturbado de oeste na ocorrência dos eventos pluviométricos para a região, conforme destacou Nimer (1989). O comportamento da precipitação para os meses de janeiro e dezembro é ilustrado na Figura 3.3.3.

Figura 3.3.3: Comportamento da precipitação pluviométrica durante os meses de janeiro(a), e dezembro (b).



Fonte: Silva et al., (2006).

O período de fevereiro a março, mais especificamente a passagem de março para abril, é marcado pela tendência de recuo da atuação mais intensa da massa Equatorial Continental. Nesse período os eventos pluviométricos mais expressivos advindos da perturbação dessa massa ficam restritos as porções mais ao norte do estado. Nas demais porções, incluindo a microrregião Sudoeste o que predomina são acumulados na casa dos 250 mm mensais, como uma distribuição mais homogênea em todo o estado.

A massa de ar Tropical Continental é originária de uma área plana com baixa altitude, entretanto com baixas pressões. Trata-se da mesma parte da região do Chaco Paraguai e é resultante da localização com as condições do relevo e principalmente do aquecimento que ocorre no interior do continente principalmente nos meses de verão (NIMER, 1989). Caracteriza-se como uma massa de ar seca e quente, que quando presente é responsável por longos períodos de estiagem no verão, ou os chamados veranicos, aos quais são bastante frequentes na região Centro-Oeste nos meses de janeiro e fevereiro

(ASSAD et al., 1994). Dessa forma, ressalta-se que embora o mês de dezembro possa ser marcado por frequentes e intensos eventos pluviométricos, no mesmo é possível a ocorrência de até 7 dias sem chuva.

Ainda em relação ao verão, dados os rigorosos invernos que ocorrem com frequência no Hemisfério Norte, associados aos ventos contra-alísios provenientes daquele hemisfério, ocorre a dinamização e favorecimento da atuação da massa equatorial continental. Esta atua ainda no outono e até mesmo no inverno na América do Sul através dos sistemas Perturbadores de Norte, proporcionando avanços de ventos quentes nas direções sul e sudeste (NIMER, 1989). Os encontros da massa Equatorial Continental com a Polar Atlântica são responsáveis pelas chuvas frontais na região Centro-Oeste, principalmente no final da primavera e início de verão. Entretanto, o predomínio da massa Equatorial Continental durante um período de tempo mais longo na região ocorre no verão e é a responsável pelas chuvas convectivas que proporcionam elevados índices pluviométricos para a região.

Com base na avaliação dos vários condicionantes do clima conclui-se que o mesmo é fortemente influenciado pelas propriedades das massas de ar atuantes em seus respectivos períodos do ano, atribuindo-lhe forte sazonalidade. Estas, associadas à latitude do lugar e as características ambientais, respondem pela marcante sazonalidade que caracteriza o clima da região - período correspondente ao inverno seco e verão quente e chuvoso. Assim, embora o tempo atmosférico tenha um comportamento momentâneo o condicionamento da variação do mesmo pode ser entendido através de recortes espaciais e temporais mais amplos, como o comportamento das massas de ar durante o ano e as grandes estruturas do relevo - extensos vales e serras - que influenciam no deslocamento das mesmas ao longo dos seus respectivos percursos. Assim, convém acrescentar que embora a erosividade da chuva resulte da intensidade, a mesma é influenciada pela sazonalidade climática que pode marcar um dado recorte espacial.

3.4 Geomorfologia

Acerca da Geomorfologia da área Latrubesse e Carvalho (2006), tendo como base uma classificação genética, definiram unidades associadas a sistemas agradacionais e denudacionais. Associadas aos primeiros ocorrem as faixas aluviais que tendem a incidir

sobre as superfícies mais elevadas ao longo dos canais de drenagem de baixo gradiente, mas principalmente em ambientes mais rebaixados, geralmente em torno de 509 metros, onde ocorrem as planícies meandriformes em ambientes nos quais o relevo encontra-se mais dissecado e rebaixado. Já o sistema denudacional é formado por unidades de relevo, tais como Morros e Colinas, Superfícies Regionais de Aplainamento e Zonas de Erosão Recuante.

Quanto aos sistemas agradacionais e seguindo das unidades mais baixas às mais elevadas, as primeiras unidades ocorrem em ambientes de baixa altitude, se sobressaindo em meio a Superfície Regional de Aplainamento IV (a mais baixa das SRA) com cotas variando de 250 a 400 metros, dissecção média, e desenvolvida sobre rochas pré-cambrianas. Associada a essa superfície e com tendência a elevação tem-se a Zona de Erosão Recuante IV com dissecção muito forte, erosionando predominantemente outra superfície mais elevada, denominada Superfície Regional de Aplainamento II B. Esta apresenta-se com cotas variando de 800 a 1000 metros com dissecção fraca associada a relevos tabulares da Bacia do Paraná. Devido ao caimento topográfico e litológico na direção Sul essa superfície tem continuidade na porção mais ao sul da área, com cotas variando de 750 a 820 metros e dissecção muito fraca. Essa superfície ainda aparece no extremo leste da área, de forma mais desgastada pela rede de drenagem e, portanto, com dissecção média. Abaixo dessa superfície e também no extremo leste da área ocorre a Superfície Regional de Aplainamento III B, com cotas variando de 650 a 750 metros, dissecção média e associada também ao arrasamento do relevo tabular da Bacia do Paraná. Abaixo desta ocorre ainda a Superfície Regional de Aplainamento III C com cotas variando de 550 a 750 metros, dissecção média, desenvolvida sobre rochas paleozoicas da Bacia do Paraná e por vezes associada a relevo de morros e colinas.

Acerca dos sistemas denudacionais merecem amplo destaque duas superfícies geomórficas. Uma corresponde a Zona de Erosão Recuante que se coloca entre a Superfície Regional de Aplainamento IV e II B. Caracteriza-se por ser responsável pelo processo de desgaste mais avançado, possuindo dissecção média e resulta em suas porções mais elevadas do processo de erosão da Superfície Regional de Aplainamento II B. Já em sua porção mais rebaixada ocorre associada a geração da Superfície Regional de Aplainamento IV. Essa unidade desperta a atenção devido ao fato da mesma ocorrer entre

duas superfícies extremas, com desnível de até 402 metros. Esse processo de dissecação mais acelerado ocorre em boa parte sobre arenitos eólicos da Formação Botucatu, gerando por vezes Latossolos Vermelhos de textura média em relevos ainda planos ou ainda Neossolos Quartzarênicos de textura arenosa quando em porções mais rebaixadas e mais dissecadas. A média dissecação resulta por vezes do fato da mesma evoluir no sentido contrário ao caimento topográfico e litológico, o que proporciona canais de drenagem com baixo gradiente e consequentemente baixo poder de transporte de sedimentos.

A outra superfície geomórfica que merece destaque é a Zona de Erosão Recuante que se coloca entre a Superfície Regional de Aplainamento II B e a Superfície Regional de Aplainamento III B. Essa superfície, de dissecação forte, em sua porção mais superior erosiona predominantemente a Superfície Regional de Aplainamento II B, ao passo que em suas porções mais rebaixadas diseca a Superfície Regional de Aplainamento III B. Pelo fato dessa zona ocorrer no sentido do caimento topográfico e litológico, os canais de drenagem, especialmente os principais canais, possuem maior incisão, conferindo maior dissecação ao relevo da área. Este, em suas porções mais elevadas, desenvolve-se sobre siltito, folhelho e sílex da Formação Corumbataí, enquanto em sua porção mais rebaixada e de maior domínio, ocorre sobre arenitos eólicos da Formação Botucatu. Nessa unidade predominam Argissolos Vermelhos de textura média e principalmente Neossolos Quartzarênicos de textura arenosa.

Essa caracterização mostra que, embora a área de estudo apresente uma grande amplitude altimétrica, por vezes configurando elevados gradientes, os mesmos não necessariamente se refletem em classes de elevadas declividades. As maiores inclinações, por vezes configurando escarpas erosivos, tendem a ocorrer na passagem de uma superfície de aplainamento para outra. Portanto, são áreas isoladas, se comparadas aos extensos chapadões que predominam em grande parte da área. Dessa forma se avaliado o potencial erosivo da área pelo aspecto somente da declividade, observa-se que parte da topografia é pouco propícia ao desenvolvimento e evolução de focos erosivos, pois quase 90% da mesma possuem declives menores do que 12%, conforme ilustrado na Tabela 3.4.1. No geral esse caráter aplainado do terreno é garantido pelos extensos planaltos que predominam na área. Outro fator que contribui é a relação do caimento topográfico e litológico no sentido N-S e o desenvolvimento e drenagem de boa parte dos rios no sentido

contrário (S-N). Essa relação faz com que boa parte dos canais de drenagem possua baixo gradiente altimétrico e, por vezes também, baixas declividades ao longo das vertentes. Esse evidente contraste entre o elevado gradiente altimétrico de toda a área e a distribuição preponderante da mesma em classes de baixa declividade evidencia que para que se tenha uma caracterização geomorfológica mais precisa da área, esta precisa ser dividida em compartimentos. Estes por sua vez precisam analisados em seus pormenores.

Tabela 3.4.1: Classes de declividade e respectivas áreas de ocorrência.

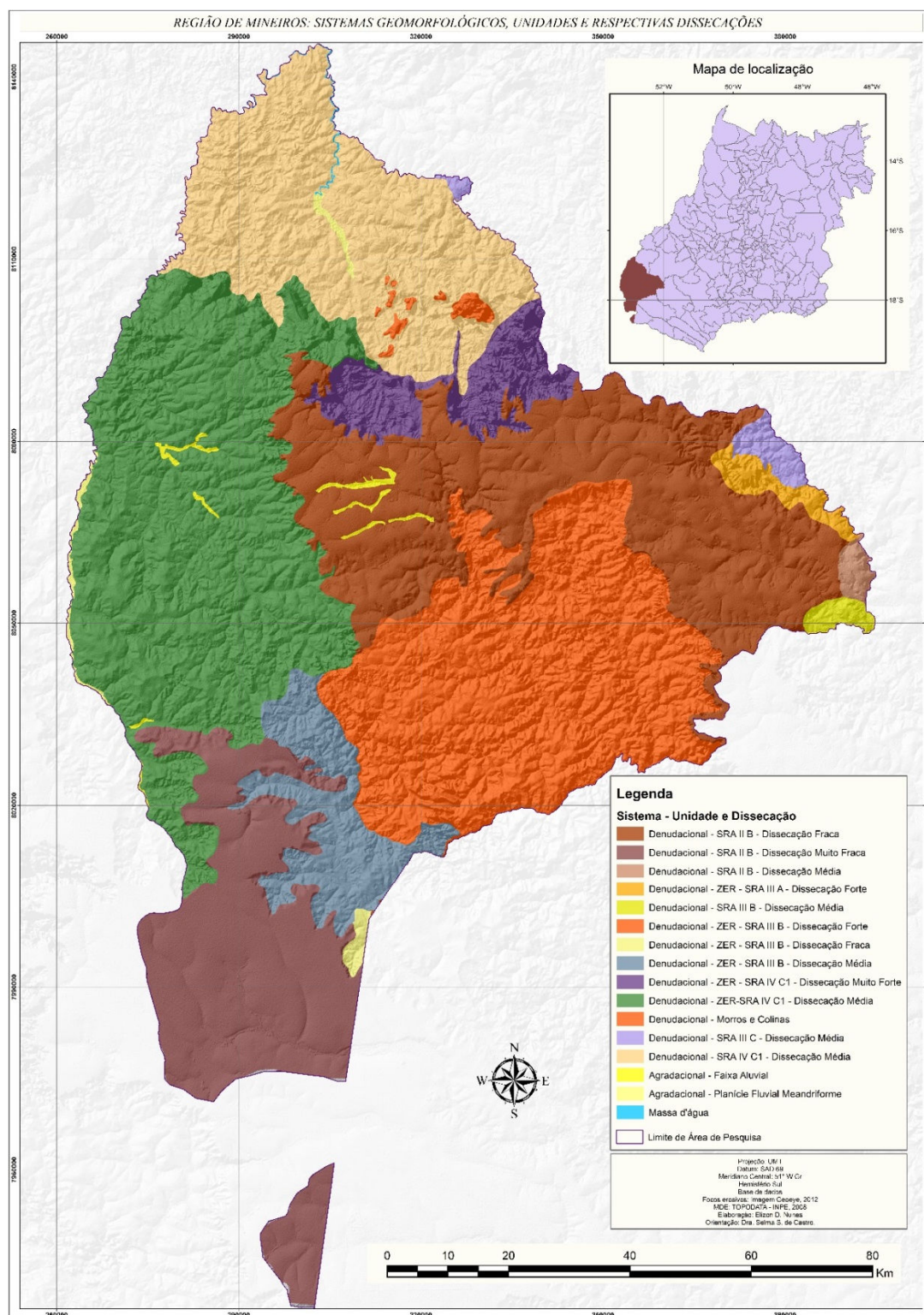
Classe de declividade	Área ha	Área relativa
0 - 3	341400,00	28.44
3 - 5	246983,00	20.58
5 - 8	288407,00	24.03
8 - 12	186072,00	15.50
12 - 16	65435,00	5.45
16 - 20	27828,00	2.32
20 - 45	38848,00	3.24
> 45	5262,00	0.44
Área total	12002.36	100.00

Deve-se destacar também que o desenvolvimento e a evolução de processos erosivos não são condicionados somente pela inclinação do terreno. Outros fatores contribuem, tais como a frequência e a distribuição dos eventos pluviométricos, a configuração das vertentes, o tipo de solo e principalmente as alterações advindas das mudanças na cobertura e no uso.

Dessa forma, os elevados gradientes altimétricos que ocorrem na área se devem mais à erosão diferencial que escultura as diversas formações geológicas do que a declividade propriamente dita. Os maiores gradientes ocorrem, sobretudo, em zonas de erosão recuante e escarpas erosivas, o que reflete os poucos mais de 3% de área com declives superior a 20%. Entretanto, levando em conta as características dos solos e a sucessão dos mesmos na topografia, entende-se que os processos erosivos da área não devem ser entendidos somente sob a ótica do fator declividade. Assim, deve-se levar em conta o funcionamento hídrico superficial e subsuperficial dos sistemas pedológicos ao longo da paisagem, que condicionam direções de fluxos superficiais e subsuperficiais, a fim de evidenciar os processos hídricos em cada um e as possíveis implicações quando das intervenções antrópicas. A Figura 3.4.1 traz o mapa de sistemas, unidades geomorfológicas e

respectivos graus de dissecação, a partir do qual é possível associar as maiores declividades e dissecações às zonas de erosão recuante.

Figura 3.4.1: Sistemas geomorfológicos, unidades de relevo e respectivas dissecações em Mineiros e municípios limítrofes.



Fonte: Latrubesse e Carvalho (2006).

3.5 Solos

3.5.1 Distribuição das principais classes de solo

Os quatro municípios - Mineiros, Portelândia, Perolândia e Santa Rita do Araguaia - cobrem uma área de 12002,36 km². Em termos de área predominam três grandes classes de solos, Latossolos, Argissolos e Neossolos Quartzarênicos, e três classes de menor abrangência sendo os Neossolos Litólicos, os Cambissolos e os Gleissolos (Tabela 3.5.1.1).

Tabela 3.5.1.1: Classes de solos, texturas e respectivas áreas de ocorrência.

Classe de solo	Textura	Área ha	Área relativa
Argissolo Vermelho	Argilosa a Muito Argilosa	17121,45	1,42
Argissolo Vermelho	Média, Arenosa a Cascalhenta	253041,69	21,12
Cambissolo	Cascalhenta	25559,59	2,13
Gleissolo	Argilosa	48628,66	4,05
Latossolo Vermelho	Argilosa a Muito Argilosa	335994,94	28,04
Latossolo Vermelho	Média	244379,76	20,21
Latossolo Vermelho-Amarelo	Média	33312,29	2,78
Neossolo Litólico	Cascalhenta	62777,01	5,24
Neossolo Quartzarênico	Média a Arenosa	179420,61	14,97
Área total		1200236,00	100,00

A classe dos Latossolos Vermelhos de textura argilosa a muito argilosa ocorre em relevo plano, com declividades que em geral não ultrapassam 7%, e mais elevado, podendo chegar até 1009 metros no topo da chapada (Serra de Caiapó) que corresponde ao divisor de águas da microrregião Sudoeste de Goiás. Trata-se de uma paisagem marcada por relevo de baixíssima dissecação, com amplos interflúvios de bordas escarpadas e baixa densidade de drenagem, o qual permite o uso por agricultura extensiva e altamente mecanizada, onde predomina o milho, a soja e mais recentemente a cana-de-açúcar em processo de expansão.

Nas zonas rebaixadas conhecidas como colinas amplas/médias domina a sucessão lateral de solos do topo à base das encostas composta de Neossolo Quartzarênico órtico (RQo) / Neossolo Quartzarênico hidromórfico (RQg)/ Gleissolo Háptico (GM). Marinho et al., (2007) em área próxima (bacia do córrego Queixada), monitoraram esse sistema pedológico, com estação pluviométrica/pluviográfica, piezometria e medidas geofísicas como GPR - Radar de Penetração no Solo e SEV - Eletroresistividade. O resultado revelou

que tal sistema pedológico apresenta elevado potencial erosivo linear devido à elevada erodibilidade de seus solos (arenosos), presença de rampas longas (que aumentam a energia cinética), ocorrência de episódios pluviométricos de elevada intensidade, pastos sem manejo adequado (pastos degradados e trilheiros por pisoteio animal) e ocorrência de numerosas voçorocas que se iniciam a jusante das encostas e as remontam quando desmatadas. Os autores identificaram convergência dos fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais nos fundos de vale com freático aflorante ou raso no sopé, onde ocorre a exfiltração intensa do freático e a remoção de material de forma muito rápida sob chuvas com precipitação efetiva instantânea $\geq 50\text{mm/h}$. Por ser utilizado principalmente por pastos degradados, onde ocorrem trilheiros por pisoteio animal, é frequente a ocorrência de numerosas voçorocas que se iniciam a jusante das encostas e as remontam quando desmatadas. Pelo exposto, caracterizam esse setor como de alto risco erosivo hídrico linear (MARINHO et al., 2007; CASTRO, 2005).

Ocorrem ainda Latossolos Vermelhos de textura média em áreas mais dissecadas em altitudes imediatamente abaixo daquelas dos Latossolos Vermelhos argilosos, com declividades variando de 0 a 4% no topo dos interflúvios; 4 a 9% nas médias vertentes e 9 a 16% já próximo aos canais de drenagem. Para esses solos a paisagem é marcada pela ocorrência de interflúvios de bordas convexas (mais arredondados) com as declividades mais elevadas se concentrando já próximo aos canais de drenagem. Esse aspecto menos dissecado se deve a drenagem dos rios com seus tributários no sentido S-N e, portanto, oposto ao caimento topográfico e litológico da área que se dá no sentido N-S. Tal distribuição proporciona um maior equilíbrio entre as áreas mais elevadas e aquelas menos elevadas, o que resulta também em planícies fluviais mais largas mesmo na porção da alta bacia do rio Araguaia, ainda que bem menores do que as da média bacia desse mesmo rio em sua porção mais ao norte. Embora ocorram em relevos mais planos, esses solos, são pouco utilizados pela agricultura, predominando o uso por pastagens, na maioria das vezes degradadas, deixando o solo na maior parte do ano em condições expostas. O uso por agricultura é menos extensivo e intensivo, tendo um predomínio maior de pastagem e solo exposto, principalmente no período de menor disponibilidade hídrica. Consequentemente quando analisados na escala da vertente, onde se verificam maiores declividades e que foram submetidos ao processo de desmatamento, costumam apresentar sérios problemas

relacionados aos processos erosivos, especialmente no que se refere à facilidade de surgimento e a velocidade de evolução dos focos.

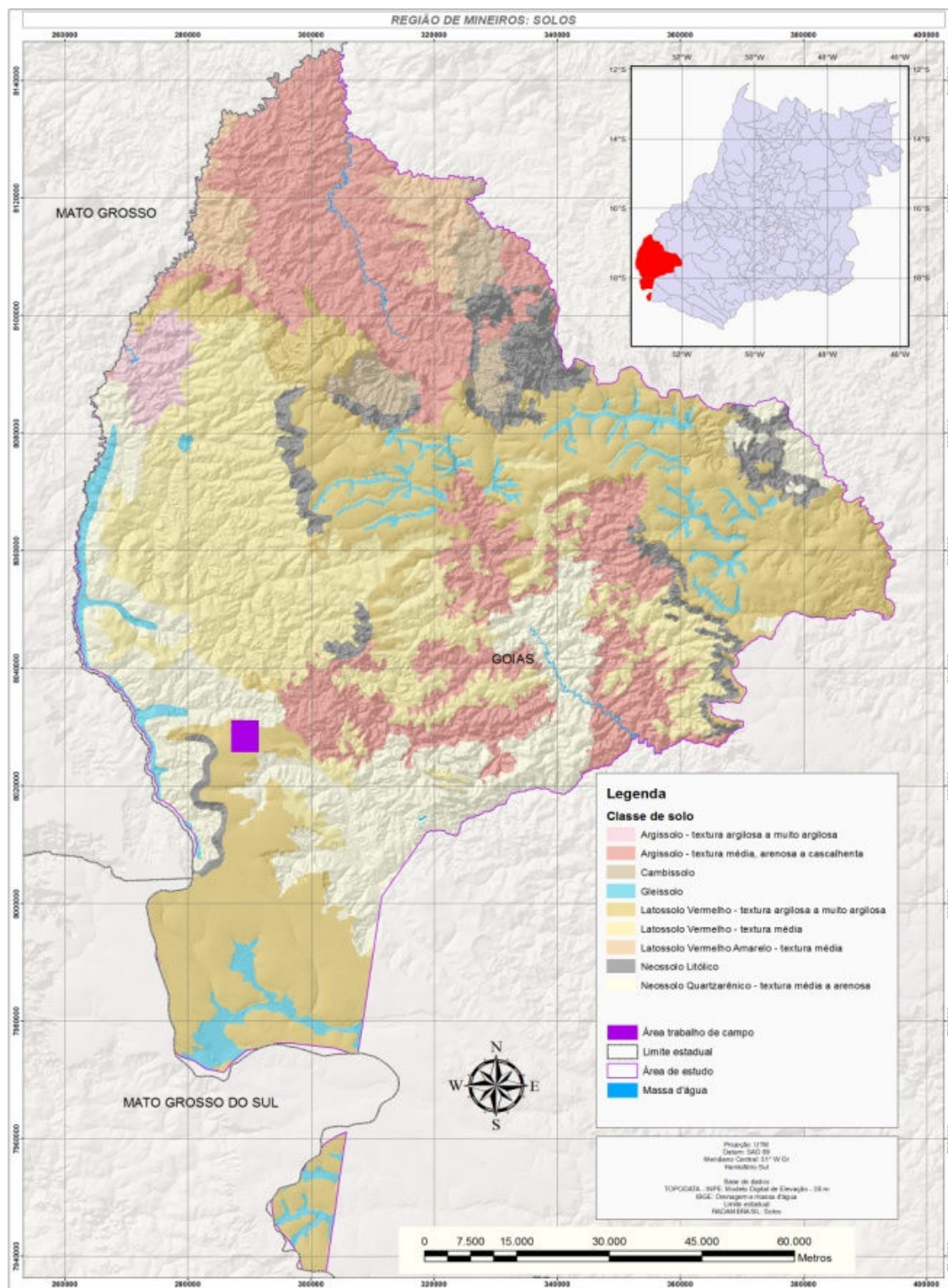
A segunda grande classe é a dos Argissolos de textura média, arenosa e cascalhenta em áreas mais dissecadas e em altitudes imediatamente abaixo daquelas dos Latossolos, com declividades variando de 0 a 26% e em áreas de maior gradiente altimétrico do que aquelas dos Latossolos de textura média. Embora ocorram em altitudes semelhantes, uma diferença marcante entre esses Latossolos e os Argissolos é que esses últimos não costumam ocorrer no topo dos interflúvios, especialmente aqueles mais amplos. Distribuem-se principalmente a partir das médias vertentes, com declividades já mais acentuadas, podendo chegar até os canais de drenagem. Consequentemente a paisagem é marcada por um aspecto mais dissecado, com interflúvios de topos menores e menos suaves devido às declividades mais elevadas nos segmentos médios das vertentes. Devido a essas condições, o uso por agricultura é pouco expressivo e predominam pastagens, especialmente degradadas que proporcionam ao solo pouca proteção, principalmente no período de estiagem.

A terceira grande classe é a dos Neossolos Quartzarênicos de textura média a arenosa que ocorrem em áreas, por vezes de média dissecção, e logo após a classe dos Argissolos em posições topográficas menos elevadas e com maiores declividades. Ocorrem também logo após a classe dos Latossolos se em posições topográficas mais elevadas e declividades mais suaves, predominando, em todas essas situações, considerável gradiente altimétrico. Consequentemente são solos que tendem a se distribuir desde os interflúvios até próximo das planícies fluviais. Importante notar que essa classe de solo tende a ocorrer em áreas marcadas pelo caimento topográfico e litológico no sentido N-S e drenagem dos rios no mesmo sentido. Assim, o caimento proporcionado pela geologia, o crescente rebaixamento da topografia proporcionado pela dissecção do relevo associados a ocorrência de solos arenosos configura uma área de grande abrangência e com elevada predisposição a ocorrência de processos erosivos, especialmente de grandes dimensões.

As classes de Cambissolos ocorrem de forma isolada em áreas com elevada dissecção, em altitudes intermediárias e na maioria das vezes em topografia posicionada abaixo dos Neossolos Litólicos. Estes também são de pouca ocorrência na área e se distribuem de forma contínua, com tendência a acompanhar as escarpas erosivas e em

posições topográficas logo abaixo dos Latossolos Vermelhos. Para essas duas classes de solo a principal característica da paisagem é a transição em forma de escarpas do planalto mais elevado de topografia extremamente plana para o planalto rebaixado e de topografia mais dissecada, conforme ilustrado na Figura 3.5.1.1.

Figura 3.5.1.1: Principais classes de solo e respectivas texturas que ocorrem na área.



Fonte: Adaptado de UFV-RURALMINAS (2004); Oliveira, (2010).

Para a classe dos Gleissolos, embora a mesma seja de pouca ocorrência na área, está distribuída em dois distintos patamares altimétricos. Nas áreas de planalto esses solos ocorrem em topografias logo abaixo da classe dos Latossolos argilosos ao longo dos canais em segmentos de baixo gradiente altimétrico e que permanecem úmidos ao longo do ano. Nas áreas de relevo mais baixo os mesmos ocorrem associados aos fundos de vale e em topografias logo abaixo dos Neossolos Quartzarênicos, com baixo gradiente altimétrico e propícios também a estagnação de água. As outras duas classes, Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média e Argissolo de textura argilosa a muito argilosa, ocorrem em superfícies mais rebaixadas e também são de pouca ocorrência na área, não possuindo dessa forma uma paisagem característica.

3.5.2 Índice Relativo de Erodibilidade (I R E) das principais classes de solos

A preponderância de classes de Latossolos Vermelhos com textura variando de média a argilosa e muito argilosa e Argissolos e Neossolos Quartzarênicos, ambos de textura média a arenosa, faz com que a área se apresente bastante dividida com baixos e também com elevados Índices de Erodibilidade Relativa. Estes se encontram também relacionados com o relevo da área, de forma que os baixos índices ocorrem em relevos mais elevados e de topografia plana. Por outro lado, os elevados índices tendem a ocorrer em relevos mais rebaixados, mais precisamente nas altitudes intermediárias que representam as zonas de transição entre os topos elevados e os níveis de base local dos principais canais drenagem. Dessa forma destaca-se que em escala regional o fator declividade não se torna tão relevante quanto em escala local e pode ser mais bem avaliado quando se leva em conta os diversos patamares e gradientes altimétricos e respectivos solos que possam estar associados.

Os Latossolos Vermelhos de textura argilosa a muito argilosa conferem aos ambientes de ocorrência baixa erodibilidade (0 a 2, em uma escala de 0 a 10), uma vez que a fração argila permite maior ajustamento e coesão entre as partículas (agregação), dificultando a desagregação dos mesmos quando da circulação da água e reduzindo o atrito com os fluxos, especialmente os subsuperficiais. Esses solos se distribuem em áreas de topografia plana e no início das vertentes, onde os fatores comprimento e concentração de fluxo ainda são pouco acentuados. Já os Latossolos Vermelhos de textura média conferem à área maior erodibilidade, pois a granulometria dos mesmos já se mostra maior e mais

irregular, não proporcionando coesão expressiva, sendo de mais fácil desagregação devido à maior facilidade de circulação da água e o maior atrito com os fluxos hídricos. Destaca-se ainda que os mesmos tendem a se distribuir em posições mais intermediárias das vertentes, com tendência a uma maior concentração de fluxo, tendo em vista que esses solos se distribuem em topografia logo abaixo dos Latossolos Vermelhos de textura argilosa. A Tabela 3.5.2.1 traz a as classes de solo, respectivos Índices Relativos de Erodibilidade e a área de abrangência de cada um.

Tabela 3.5.2.1: Classes de solos, Índices de Erodibilidade Relativa e respectivas áreas de ocorrência.

Classe de solo	I R E	Área ha	Área relativa
Argissolo Vermelho Alítico	4,1 a 6	17121,45	1,42
Argissolo Vermelho Distrófico	8,1 a 10	253041,69	21,12
Cambissolo Háplico Distrófico	8,1 a 10	25559,59	2,13
Gleissolo Háplico Distrófico	0 a 2	48628,66	4,05
Latossolo Vermelho Distrófico	0 a 2	335994,94	28,04
Latossolo Vermelho Álico	2,1 a 4	244379,72	20,21
Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico	2,1 a 4	33312,29	2,78
Neossolo Litólico Distrófico	8,1 a 10	62777,01	5,24
Neossolo Quartzarênico Órtico	8,1 a 10	179420,61	14,97
Área total		1200235,96	100,00

Fonte: Adaptado de UFV-RURALMINAS (2004); Oliveira, (2010).

A segunda maior classe, dos Argissolos com textura variando de média a arenosa, faz com que a área de ocorrência possua maior erodibilidade (8,1 a 10). Nesses ambientes, além da heterogeneidade da granulometria que facilita o processo de circulação da água, de desagregação e transporte, existe o fator da posição intermediária na vertente com fluxos mais concentrados e desenvolvidos, que em contato com a textura arenosa provocam maior atrito e consequentemente maior erodibilidade. A terceira maior classe de solos, Neossolos Quartzarênicos, com fração variando de média a arenosa também confere erodibilidade de 8,1 a 10 à área. Esses solos se localizam na topografia logo abaixo dos Latossolos Vermelhos ou dos Argissolos, em posições de maior concentração de fluxo. Embora os mesmos possam ocorrer também associados a baixas declividades, o fluxo hídrico associado à fração média ou arenosa faz com que pequenas cicatrizes iniciadas pelo pisoteio de animais, entrem em processo de retroalimentação e evoluam rapidamente para grandes voçorocas, tendo em vista que esses solos ocorrem em extensas áreas.

As classes de Cambissolos e Neossolos Litólicos caracterizam índices de erodibilidade relativa de 8,1 a 10, uma vez que, além da granulometria maior, esses solos tendem a se distribuir em relevos com elevada dissecação e escarpados respectivamente. Nesses ambientes a granulometria associada ao maior gradiente implica em maior poder de desagregação e transporte. Já a classe dos Gleissolos confere aos ambientes de ocorrência baixa erodibilidade (0 a 2), tendo em vista que ocorrem em ambientes propícios a estagnação de água devido ao baixo gradiente altimétrico e a consequente baixa energia cinética para o escoamento associada à fração argilosa, dificultando assim a ocorrência de erosão nesses solos. Exceção se faz a erosão por solapamento de bordas em bordas côncavas de canais.

3.5.3 Suscetibilidade a erosão laminar

Define-se como suscetibilidade a erosão laminar a predisposição natural que o terreno possui para a ocorrência da erosão em que a desagregação e o transporte de materiais provenientes do solo se dão de forma quase homogênea (IPT, 1990; SALOMÃO, 1994; 1999). Nessa avaliação são levados em consideração duas importantes variáveis. Uma corresponde à declividade do terreno, sendo que quanto mais inclinado maior a predisposição à desagregação e principalmente o transporte de materiais. A outra corresponde ao tipo de solo e sua respectiva textura. Solos de textura siltosa a arenosa e em terrenos de elevada declividade tendem a ser mais suscetíveis aos processos erosivos laminares. Já solos de textura argilosa em terrenos planos apresentam menor suscetibilidade à erosão laminar.

A elaboração das classes de suscetibilidade a erosão laminar permite observar que a pouca ocorrência de Neossolos Litólicos e Cambissolos associados a elevadas declividades refletiram na pouca ocorrência de áreas extremamente suscetíveis a processos erosivos. Correspondem a áreas de escarpa, de zonas de erosão recuante, nas quais o relevo é extremamente íngreme e muito dissecado, respectivamente. Nesses ambientes é pouco comum a retirada da vegetação, pois em geral são áreas de difícil ocupação.

Por outro lado, as extensas áreas com a predominância de Argissolos e Neossolos Quartzarênicos, ambos com textura média e associados a declividades variando de 6 a 12%, predominantemente, resultaram também em extensas áreas classificadas como muito

suscetíveis a processos erosivos. Essas áreas, embora apresentem declividade ainda baixa, possuem problemas quanto à conservação devido a textura dos solos e o fato de se localizarem nas médias vertentes. Se desmatadas devem ser ocupadas com pastagens de boa qualidade ou com culturas perenes. Atualmente observa-se franca expansão de cana-de-açúcar.

A pouca ocorrência da associação de Latossolo Vermelho com textura argilosa a muito argilosa com declividades variando de 6 a 12% resultou em poucas áreas caracterizadas como pouco suscetível a processos erosivos. Em áreas mais rebaixadas, como a bacia do rio Babilônia, essa classe de suscetibilidade resultou da associação dos Latossolos Vermelhos de textura média e classes de declividade variando de 6 a 20%. Entretanto, é importante destacar que essas áreas estão distribuídas predominantemente nas baixas vertentes, o que pode incorporar-se aí o fator comprimento e concentração de fluxo e aumentar a suscetibilidade a processos erosivos. Já a predominância da classe pouco a não suscetível na área resultou da associação das extensas áreas com a ocorrência de Latossolos Vermelhos com textura argilosa a muito argilosa com declividades que chegam no máximo a 6% nos extensos planaltos. Outra parte significativa dessa classe se distribui nas áreas com predomínio de Latossolo Vermelho de textura média com baixas declividades nos topos de interflúvios principalmente na sub-bacia do rio Babilônia.

A Tabela 3.5.3.1 traz a relação das classes de suscetibilidade a erosão linear e seus respectivos percentuais de abrangência para a área. Nela é possível observar que as classes definidas como muito suscetível e pouco a não suscetível são aquelas de maior abrangência.

Tabela 3.5.3.1: Classes de suscetibilidade a erosão laminar e respectivas áreas de ocorrência.

Classes de suscetibilidade	Área ha	Área relativa
I - Extremamente Suscetível	104880,39	8,75
II - Muito Suscetível	433039,98	36,14
III - Moderadamente Suscetível	11313,87	0,75
IV - Pouco Suscetível	181405,90	15,14
V - Pouco a Não Suscetível	469595,80	39,19
Área total	1200235,96	100,00

A primeira corresponde em grande parte as zonas de erosão recuante com declividade média de 12% associadas a Argissolos de textura média. Já a pouco a não suscetível é reflexo dos extensos planaltos com declividade variando de 3 a 5% associadas a Latossolos Vermelhos de textura argilosa a muito argilosa.

3.5.4 Vegetação remanescente e classes de uso do solo

Do mapeamento das classes de fitofisionomias e de uso do solo em julho de 2014, observa-se que a vegetação ainda predomina em pouco mais de 27% da área. No entanto, o maior uso se dá por pastagem, seguido por solo exposto. O uso por agricultura perfaz pouco mais de 8%, conforme ilustrado na Tabela 3.5.4.1. Entretanto é importante ressaltar que a maior parte da vegetação remanescente é garantida pela existência do Parque Nacional das Emas que se distribui por todo o extremo sul da área de estudos. Outra parte significativa desses remanescentes encontra-se nos depósitos de talus e nas zonas de erosão recuante, nos quais o relevo extremamente dissecado com a ocorrência de Neossolo Litólico e Cambissolo dificulta muitos tipos de uso. Em relação à classe de agricultura destaca-se que a mesma encontra-se predominantemente sobre os extensos planaltos que ocorrem na região, com a predominância de Latossolos Vermelhos e zonas mais rebaixadas com a predominância de Argissolos envolvidos pela plantação de soja, milho e mais recentemente com cana-de-açúcar.

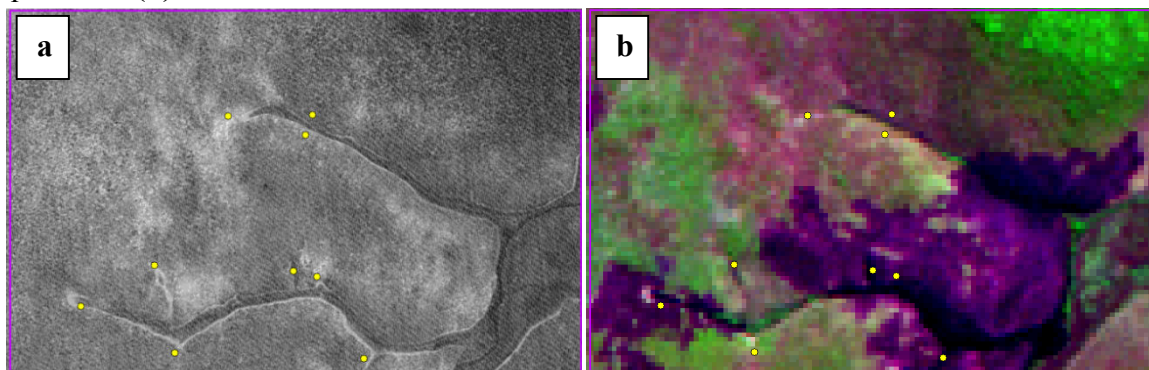
Tabela 3.5.4.1: Classes de cobertura e uso e respectivos percentuais de ocorrência na área de pesquisa.

Classes de Cobertura e Uso	Área ha	Área relativa
Agricultura	98903,85	8,22
Pastagem	497570.13	41.35
Solo Exposto	275436.47	22,89
Cerrado Denso	67185.66	5,58
Cerradão	11953.05	0,99
Mata de Galeria	46679.93	3,88
Cerrado Ralo	12047.21	1,00
Cerrado Típico	58902.67	4,89
Campo Limpo	22402,73	1,86
Campo Sujo	64522,97	5,36
Campo Úmido	47790.43	3,97
Área total	1200235,61	100,00

Em relação à classe de solo exposto, é importante destacar que a mesma encontra-se predominantemente sobre áreas com a ocorrência de Latossolos Vermelhos com textura média, Argissolos de textura média a arenosa e Neossolos Quartzarênicos com textura média a arenosa. Para as áreas de Latossolo, especialmente de textura argilosa, ressalta-se que o solo tende a permanecer exposto no período de estiagem e coberto em períodos de chuva. Daí é possível afirmar que existe uma alternância entre boa parte do solo exposto e o uso por agricultura, fazendo com que no período de estiagem as áreas descobertas sejam maiores, ao passo que no período chuvoso as áreas cobertas por agricultura são de maior abrangência. Já em relação aos Argissolos e principalmente Neossolos Quartzarênicos boa parte dos mesmos permanece exposta na maior parte do ano devido ao fato de não serem utilizados por agricultura. No período de estiagem a pastagem desaparece o que aumenta ainda mais as áreas expostas. Corresponde a uma das áreas em que o desmatamento ocorreu e não há aproveitamento para agricultura e nem para pastagem plantada, reduzindo assim as possibilidades da aplicação de alguma prática conservacionista. Consequentemente são os solos em que se observa a maior ocorrência de problemas relacionados a erosão.

Dessa forma, observando um pequeno recorte da área por meio de fotografias aéreas em nível de cinza e resolução espacial de 10 m, é possível constatar que em 1966 não existiam evidências de grandes focos erosivos lineares na área, conforme pode ser observado na parte **a** da Figura 3.5.4.1.

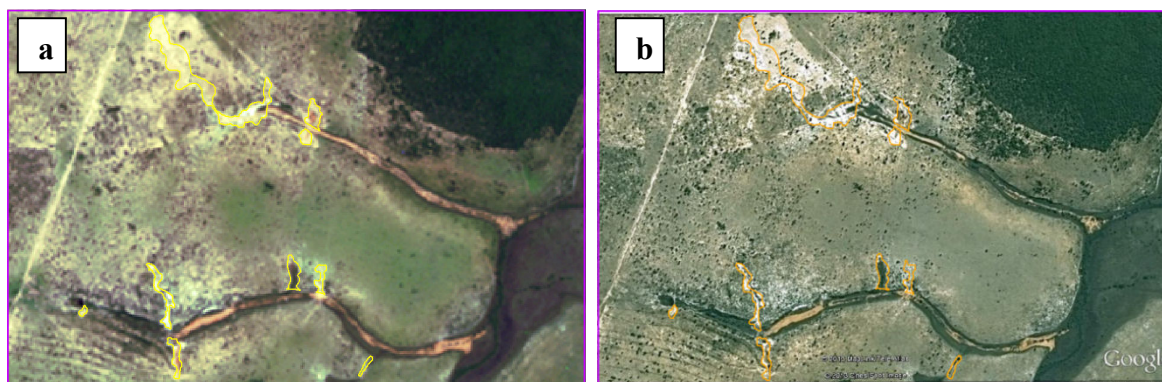
Figura 3.5.4.1: Fotografia aérea de 1966 representando a ausência de erosões (**a**), e imagem do sensor TM Landsat 5 de 1985 representando a mesma área após ter passado por queimada (**b**).



Pode-se observar também que essa área ainda não estava desmatada, tendo em vista a homogeneidade da imagem e a ausência de contornos retos, os quais são característicos de processo de desmatamento. A constatação de que as maiores mudanças ocorreram já na década de 1980 pode ser complementada por meio da observação de uma imagem colorida com resolução espacial de 30 m do sensor TM Landsat 5 de 1985. Dessa forma, percebe-se que a área, embora com boa parte preservada, tinha passado recentemente por processo de queimada, conforme pode ser observado na parte **b**.

Já observando o mesmo recorte espacial por meio de uma imagem do sensor AVNIR 2 do satélite ALOS colorida e com resolução espacial de 10 m, percebe-se que no ano de 2010 já ocorriam erosões na área. Assim, observando a parte **a** da Figura 3.5.4.2 é possível observar nove focos erosivos e principalmente processos de assoreamento ao longo dos canais de drenagem. Observando a parte **b** da mesma figura, já no ano de 2011, é possível confirmar a existência desses focos erosivos, sendo que no intervalo de tempo das duas imagens não há grande diferença nos limites destas feições.

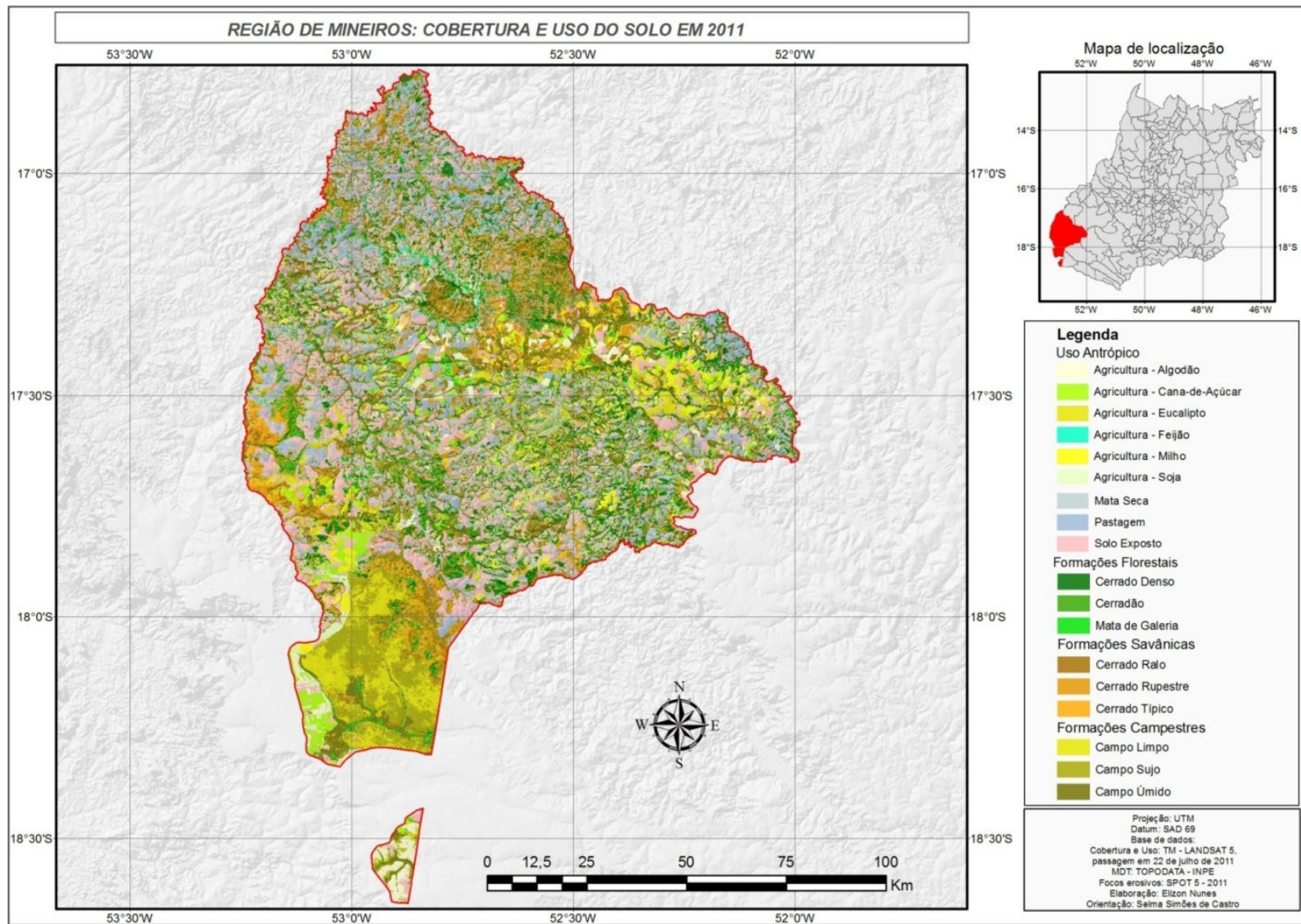
Figura 3.5.4.2: Imagem do sensor AVNIR-2 de 2010 com resolução espacial de 10 m (**a**), e imagem SPOT 5 com resolução espacial de 2,5 m de 2011 (**b**), ambas com os focos erosivos.



Com base na análise prévia de fotografias aéreas da USAF de 1966 pode-se observar que até existiam movimentos de massas nas escarpas erosivas. Entretanto, no que se refere à ocorrência de focos erosivos os mesmos passaram a ser mais percebidos já na década de 1980. Nessa década destaca-se ainda que as nascentes e bordas dos canais de drenagem ainda se mostravam muito preservadas. As imagens de satélites da mesma área, datadas de 1980 e 1985, mostram ser muito comum a ocorrência de queimadas, sobretudo em áreas de cerrado ralo, o que indica que o processo de ocupação teria se intensificado a partir dessa

década, ocorrendo principalmente nos topos de planalto, com as áreas sendo convertidas em agricultura e pecuária. Atualmente grande parte dessas áreas submetidas ao processo de queimada encontram-se desprovidas de qualquer tipo de vegetal, indicando a ocorrência de areas, sobretudo em áreas com a ocorrência de Neossolos Quartzarênicos (SILVA; CASTRO, 2006). Esses ambientes, quando da ocorrência de eventos pluviométricos maior do que 50 mm/h, ficam sujeitos a ocorrência ou até mesmo o crescimento de focos erosivos já deflagrados. Com base em uma revisão bibliográfica, outras fontes tais como imagens de diversos satélites e, sobretudo, fotografias da paisagem disponibilizadas no aplicativo Google Earth foi possível fazer um apanhado das diversas culturas que ocorriam em 2011, obter sua correspondência em termos de assinatura espectral nas imagens do sensor TM do satélite Landsat 5, e realizar um mapeamento mais completo, cujo resultado é apresentado na Figura 3.5.4.3.

Figura 3.5.4.3: Classes de formações vegetais, respectivas fisionomias e cobertura e uso do solo em 2011.



Elaboração: Nunes, 2011.

3.5.5 Potencialidade a erosão laminar

Define-se como potencialidade a erosão laminar a predisposição natural de uma dada área a ocorrência de erosões sendo potencializada pelas modificações especialmente no uso do solo proporcionados pela ação antrópica. Para tanto a potencialidade a erosão laminar resulta da interseção do mapa de suscetibilidade com o mapa de cobertura e uso do solo a partir do qual são extraídos índices de proteção ou sujeição a erosão laminar, conforme especificado na Tabela 3.5.5.1. O mapa de uso e ocupação do solo baseou-se em imagens do sensor OLI do Satélite Landsat 8, com resolução espacial de 30 metros e espectral de 11 bandas referentes ao mês de julho de 2014. Essas imagens foram avaliadas, segmentadas e classificadas no ambiente SPRING (INPE) e posteriormente importadas para o ambiente Arc Map, no qual foram interpretadas, adotando-se o índice de proteção ou sujeição do solo a erosão laminar.

Tabela 3.5.5.1: Classes de uso e ocupação do solo e respectivos índices de proteção ou sujeição a erosão laminar.

Índice de Proteção ou Sujeição a Erosão Laminar	Classes de uso e ocupação do solo
I	Áreas com intensa atividade antrópica com culturas anuais, estradas e áreas urbanizadas.
II	Cobertura vegetal de baixo porte, culturas perenes, cana-de-açúcar e pastagens.
III	Cobertura vegetal de baixo a médio porte, pasto sujo e campo cerrado.
IV	Cobertura vegetal de porte alto a médio, com atividade antrópica reduzida.
V	Espelhos d'água e várzeas, cujo potencial erosivo pode ser considerado nulo.

Fonte: adaptado de Salomão (1999).

Dessa forma, pelo cruzamento em estrutura vetorial das classes de suscetibilidade a erosão laminar com as classes de uso e ocupação do solo, resultando no mapa de potencialidade a erosão laminar, observa-se que menos de 10 % da área encontra-se com alto potencial a processos erosivos laminares (Tabela 3.5.5.2). Grande parte dessa classe resulta da combinação de Neossolo Litólico de textura cascalhenta em escarpas erosivas e Cambissolo de textura média a cascalhenta em áreas mais dissecadas e zonas de erosão recuante, nas quais o uso se dá principalmente por pastagem.

Tabela 3.5.5.2: Classes de potencialidade a erosão laminar e respectivas áreas de ocorrência.

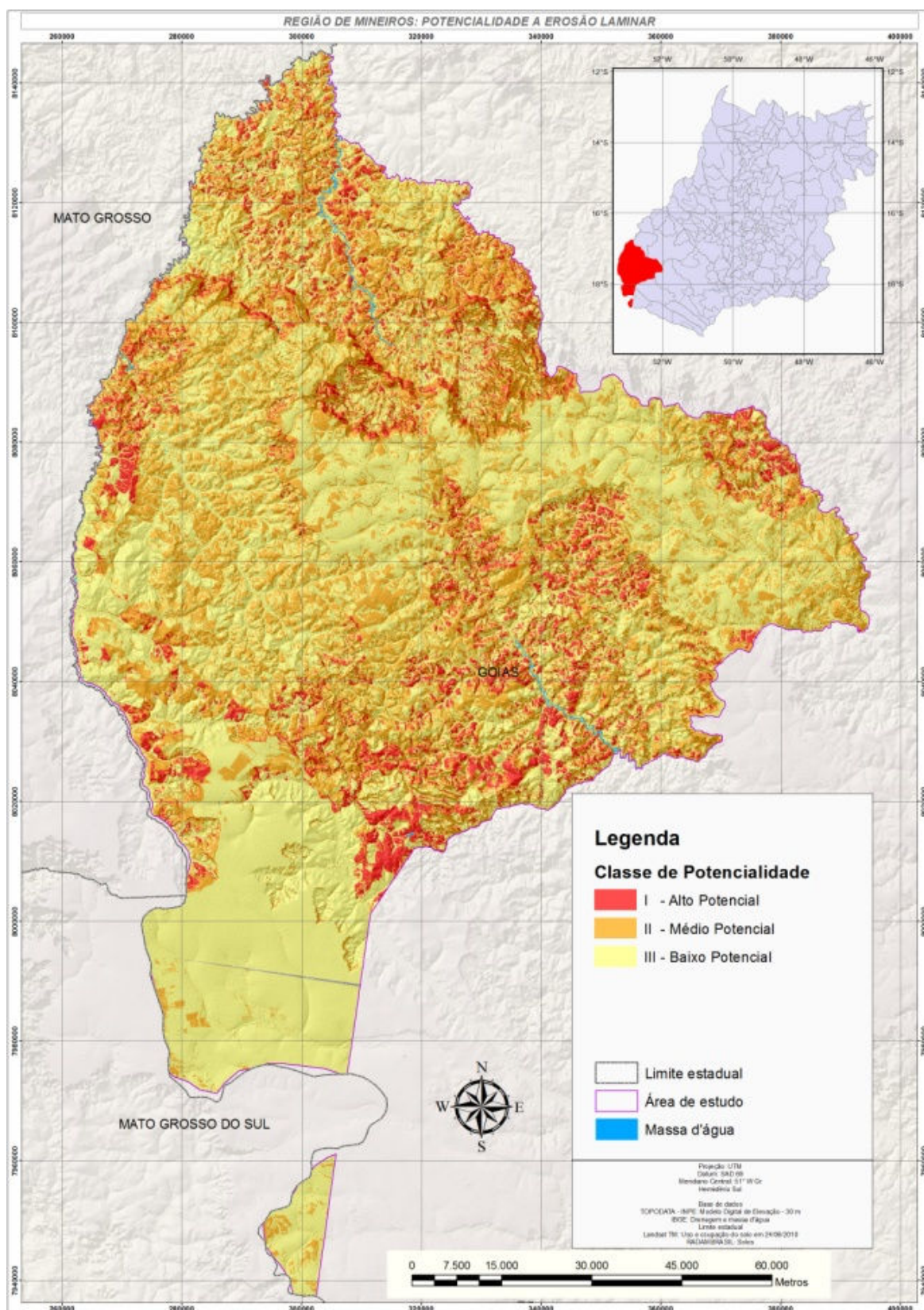
Classes de potencialidade	Área ha	Área relativa
I - Alto Potencial	117775,43	9,83
II - Médio Potencial	406077,15	33,89
III - Baixo Potencial	674154,45	56,27
Área total	1198007,04	100,00

Uma outra parte significativa da mesma classe de potencialidade advêm da combinação de Neossolo Quartzarênico em áreas com declividade de 12 a 20 % com o predomínio de pastagens abandonadas ou solo exposto. Quando se faz a leitura sequencial das imagens desde a década de 1980 a conclusão que se chega é que essas áreas foram desmatadas desde a década de 1980 e embora abandonadas sem cultivo, a vegetação não se recuperou e permanece o uso como área de pastagem degradada.

Para a classe de médio potencial a mesma resulta da associação de Latossolo Vermelho de textura média e Argissolo de textura média a arenosa em áreas rebaixadas com declividades variando entre 6 e 20% com o uso por agricultura. Essas áreas requerem uso e manejo mais adequado, tais como culturas anuais e em curva de nível, uma vez que distribuídas nas posições intermediária das vertentes com declividades mais elevadas facilitam os fluxos hídricos podendo resultar na incisão de algum processo erosivo devido ao mau uso do solo.

Já em relação à classe de baixo potencial, a mesma resulta de extensas áreas com a associação de Latossolos Vermelhos com textura argilosa a muito argilosa com declividades chegando no máximo a 6% com o uso por agricultura. Nesses ambientes a estrutura e a textura dos solos associadas às baixas declividades faz com que o uso agrícola resulte em poucos ou nenhum problema relacionado aos processos erosivos. Outra grande parte da área dessa classe resulta da associação de Argissolos de textura média a arenosa e Neossolos Quartzarênicos de textura arenosa em declives de até 6%, mas que ainda permanecem com a vegetação original. A Figura 3.5.5.1 representa a distribuição das classes de potencialidade a erosão laminar.

Figura 3.5.5.1: Distribuição das classes de potencialidade a erosão laminar da área de pesquisa.



Elaboração: Nunes, 2014.

4. METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS

4.1 A propósito do método

O desenvolvimento da presente pesquisa baseou-se no método sistêmico ou de análise integrada e numa abordagem multiescalar (VELDCAMP et al., 2001). A análise integrada permite que se selecione as variáveis e respectivos parâmetros que sejam mais correlatas à ocorrência de um dado fenômeno, permitindo o seu entendimento. Um trabalho em duas escalas, uma mais geral e outra detalhada, permite que, naquela de menor detalhamento, se conheça os padrões de distribuição espacial e temporal do fenômeno em face dos condicionantes naturais e a provável potencialização, no presente caso, a erosão induzida por atividade antrópica, identificando áreas que requeiram maior atenção. Complementando, a escala de maior detalhe permite que, em um dado recorte espacial e por meio da inter-relação dos parâmetros das variáveis selecionadas (correspondentes a atributos do fenômeno e seus condicionantes ou fatores), se conheça o princípio ativo da deflagração e provável evolução do processo.

Portanto, como o fenômeno em foco é a erosão hídrica, essa aproximação gradativa permite que, em um primeiro momento, se selecione áreas a serem contempladas com uma provável intervenção conservacionista, preventiva ou corretiva. Já em um segundo momento permite o delineamento de ações e práticas a serem adotadas para tal. Nesse sentido, neste trabalho foram destacadas as correlações espaciais e temporais da distribuição dos fatores condicionantes, bem como da ocorrência dos processos erosivos, uma vez que ambos foram mapeados e confrontados com os parâmetros de cada variável analisada. Essas correlações espaciais foram acompanhadas de correlações matemáticas a fim de expressar também quantitativamente a ocorrência do fenômeno e seus fatores condicionantes. No geral a metodologia buscou contemplar os níveis de abordagem sistematizados por Ab' Saber (1969), aos quais foram associados etapas e procedimentos complementares, inerentes à operacionalização da metodologia proposta, como a seguir.

Na primeira etapa trabalhou-se na escala de semidetalhe (1:100.000), não fazendo distinção ainda acerca de sistemas, tais como bacias hidrográficas e vertentes. Nesta escala buscou-se o entendimento dos padrões de distribuição espacial dos focos erosivos e seus condicionantes na conformação de áreas homogêneas, quanto as formações geológicas e respectivas litologias, o relevo e seus padrões de dissecação e a ocorrência das diversas

classes de solos e seus atributos texturais (TRICART; KILIAN, 1978; SALOMÃO, 1994; CASTRO; SALOMÃO, 2000; RIBEIRO; SALOMÃO, 2003; BARBALHO; CASTRO, 2010). No entanto, nessa escala de abordagem entende-se que as diversas bacias componentes de um dado compartimento possuem características semelhantes quanto ao ambiente de ocorrência caracterizado pelos atributos geológicos, geomorfológicos, pedológicos e, por conseguinte, do seu comportamento.

Já na escala de detalhe ($\geq 1:50.000$) buscou-se contemplar o conceito de sistema aberto e não isolado - o da bacia hidrográfica (CHORLEY, 1962; COELHO NETTO, 1995; BOTELHO; SILVA, 2004), e seu subsistema - a vertente - (CHORLEY; KENNEDY, 1971; CHRISTOFOLETTI, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1999; MATTOS; PEREZ FILHO, 2004; CHRISTOFOLETTI, 2004). Estes sistemas foram escolhidos no intuito de representar cada compartimento morfopedológico escolhido para análise em escala de detalhe. Nesta escala de abordagem, buscou-se identificar os limites do sistema, suas partes constituintes, bem como suas características, a estrutura na qual o mesmo se encontra e a estimativa de distribuição da massa (vazão de pico do escoamento superficial). Tal estimativa baseou-se no método racional modificado (PINTO et al., 1973; TUCCI, 1993; 2004; PORTO et al., 2004). Este método foi apresentado pela primeira vez em 1851 nos Estados Unidos, por Mulvaney, utilizado em 1889 por Emil Kuichling, os quais estabelecem uma relação entre a chuva e o escoamento superficial resultante. Um método semelhante foi apresentado também em 1850 na Inglaterra por Lloyd-Davies, o qual relaciona a vazão de pico com a intensidade e duração da precipitação, com o escoamento superficial e a área da bacia (TOMAZ, 2013). A variação da altitude ou ainda a amplitude altimétrica na qual a vazão ocorre foi realizada com base nas quebras naturais, com o objetivo de tornar operacional e representável o conceito de distribuição de energia enquanto capacidade de realizar trabalho ao longo de um sistema como a vertente, que por sua vez faz parte da bacia hidrográfica.

Operacionalmente, procedeu-se tanto à compilação de documentos existentes a respeito das variáveis como as geológicas, geomorfológicas, pedológicas e suas derivações, bem como à elaboração de documentos inéditos e à integração de todos ou de parte deles, dependendo da meta a ser alcançada e do produto a ser elaborado. A seguir são explicados os passos, materiais e procedimentos adotados.

4.2 Compilação dos documentos cartográficos

4.2.1 Geologia - formações e litologias predominantes

Para avaliação dos atributos geológicos da área utilizou-se dos dados reconhecidos e levantados no âmbito do projeto RADAMBRASIL, disponibilizados em recortes cartográficos na escala 1:250.000, mas compatíveis com a escala 1:1000.000 (IANHEZ et al., 1983; NOVAES et al., 1983). Adicionalmente, associou-se esse levantamento àquele realizado por Moreira et al., (2008), com algumas modificações em relação ao anterior, compatível com a escala 1:500.000. Com a finalidade de melhorar o detalhamento e os limites entre as unidades geológicas procedeu-se ao refinamento dos dados até então existentes com o uso do Modelo Digital de Elevação (MDE) com resolução espacial de 30 metros, a fim de reduzir as distorções do mapeamento causadas pelo menor detalhamento das imagens de radar disponíveis na década de 1980. Adicionalmente, utilizou-se dos dados levantados por Martins (2000) sobre a geologia; Marinho (2003) sobre comportamento físico hídrico dos solos e Resende (2003) sobre atributos de um foco erosivo (voçoroca) representativo de uma bacia fortemente concentradora do fenômeno, os quais trabalharam em nível de bacia hidrográfica.

4.2.2 Superfícies geomórficas

Para avaliação das superfícies geomórficas utilizou-se do mapeamento realizado no âmbito do projeto RADAMBRASIL disponibilizados também em recortes cartográficos na escala 1:250.000, compatíveis com a escala 1:1000.000 (MAMEDE et al., 1983), como já exposto. Além desses utilizou-se também do mapeamento realizado por Latrubesse e Carvalho (2006), que, com base em uma classificação genética do relevo, realizaram o mapeamento geomorfológico do estado de Goiás na escala 1:500.000. Esses dados também foram ajustados à área de estudos, utilizando para tanto o MDE com resolução espacial de 30 metros. Estes resultam da interpolação por krigagem de dados do projeto Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), no âmbito do projeto TOPODATA produzido no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

4.2.3. Elaboração do mapa de solos

Para a obtenção de um mapa de solos com melhor nível de detalhamento, especialmente quanto ao número e limites das classes levantadas, o primeiro passo foi reunir os materiais cartográficos e respectivos relatórios já existentes em diversas escalas e

atualizar a nomenclatura das classes mapeadas de acordo com o mais recente Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (EMBRAPA, 2013). Entre os mapeamentos existentes destaca-se aquele referente ao Plano Diretor da Bacia do Rio Paranaíba em Goiás elaborado pela Universidade Federal de Viçosa - UFV; (RURALMINAS, 2004) originalmente na escala 1:250.000, que abrange toda a porção sul da área de estudos. Destacam-se, também, Barbalho e Xavier (2002), Marinho e Castro (2003) e Resende e Castro (2003), os quais abrangem a parte da alta bacia do rio Araguaia, conhecido como Setor Sul da alta bacia do rio Araguaia, na escala 1:100.000, cujas classes de solos contemplam até o terceiro nível categórico.

O outro documento cartográfico que contempla toda a região em estudo é aquele realizado na década de 1980 na escala 1:1.000.000 no âmbito do projeto RADAMBRASIL e caracterizados também até o terceiro nível categórico. Esse produto, embora venha acompanhado de uma tabela com análises químicas e físicas das diversas classes de solos, possui grandes distorções no que se refere à localização das classes e poucos pontos na formação dos polígonos, o que causou um deslocamento dos limites dos Neossolos Litólicos em até 320 metros das escarpas erosivas. Também é muito comum a existência de segmentos de até 6 km de extensão, conferindo aos limites de classes um aspecto retilíneo em desacordo com as formas do relevo, típico de produto cartográfico de pequena escala. Essas imprecisões associadas ao não acompanhamento das feições do terreno tornam inviável uma boa precisão em qualquer procedimento de tabulação cruzada entre áreas e principalmente tratamentos estatísticos.

Posteriormente, esses dados foram correlacionados ao recente mapa de solos do estado de Goiás na escala 1:500.000 (OLIVEIRA, 2013) e sobrepostos aos mapas de hipsometria, de declividade e de curvatura plana e do perfil das vertentes elaborados com base no MDE com resolução espacial de 30 metros. Esse processo resultou em um reajuste dos limites das classes de solos constantes no mapa original, por meio da observação das classes de declividade estabelecidas no SiBCS (Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, 2013) e principalmente na segunda edição do Manual Técnico de Pedologia do IBGE (2007). Nesse processo deve-se ressaltar que, até então, o processo de refinamento proposto não trouxe ganho de informação em relação aos mapas até então disponíveis, mas um considerável ajuste dos limites de cada classe de solo identificada no mapeamento

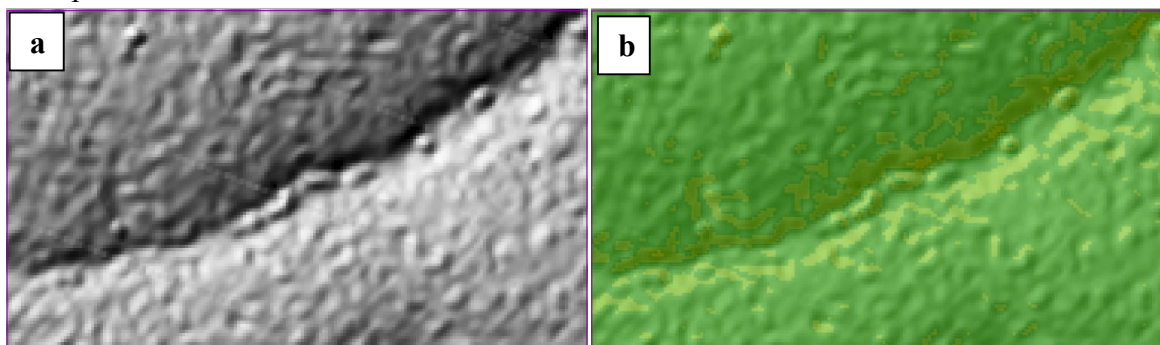
anterior com as variáveis morfométricas e morfográficas derivadas do referido MDE e dentro dos limites aceitáveis adaptados da EMBRAPA (1989), Santos et al., (1995) e Lacerda et., al (2005 e 2008). O uso de produtos para observação indireta, como aqueles derivados de MDE e imagens diversas para essa finalidade é bastante conhecido (LACERDA et al., 1995) e atualmente com o uso de geotecnologia tornou-se mais rápido e razoavelmente preciso como consideraram Caten et., al (2009) e demonstraram Caten et., al (2011). Mais especificamente, a metodologia foi testada por Silveira (2010), que obteve bons resultados especialmente quando comparou a classificação supervisionada - interpretação conjunta das variáveis morfométricas e morfográficas e validação em campo - com a classificação automática proporcionada por redes neurais artificiais (RNA).

Assim, tendo a necessidade de obtenção de um produto cartográfico mais preciso e de melhor acurácia com o terreno procedeu-se ao refinamento das classes de solos utilizando para tanto variáveis morfométricas e morfográficas elaboradas a partir do modelo digital de elevação - TOPODATA - INPE - com resolução espacial de 30 metros (VALERIANO; ROSSETTI, 2008). A redefinição dos limites das classes da associação de Gleissolo com Neossolo Flúvico se deu pela análise do gradiente altimétrico ao longo do canal de drenagem associado à curvatura do perfil e à declividade das vertentes. Neste processo a ocorrência de Gleissolo e Neossolo Flúvico tende a acontecer em locais de elevada concavidade, associada a declividades de no máximo 3%, e ao longo de canais com baixo gradiente altimétrico que permitem a permanência de boa parte da água precipitada, conferindo umidade na maior parte do tempo, o que provoca a redução dos compostos de ferro (EMBRAPA, 2013). Para definição entre as áreas de Neossolo Flúvico e Gleissolo o critério adotado foi a característica geológica e dos demais solos que os envolvem. Em geral, a montante das áreas de Neossolos Flúvicos tem-se áreas produtoras de sedimentos mais ativas. Já para as áreas de Gleissolo a adição de sedimentos em geral é menos pronunciada. Tal condição se deve a baixa capacidade de transporte a montante da área, a ausência de áreas produtoras de sedimentos ou ainda o fato do canal se localizar em meio as partes mais elevadas, como ocorre nos extensos planaltos.

A aplicação de uma transparência à variável declividade e associando-a a um modelo de sombra do terreno permitiu delimitar com precisão de até três células ou pixels os

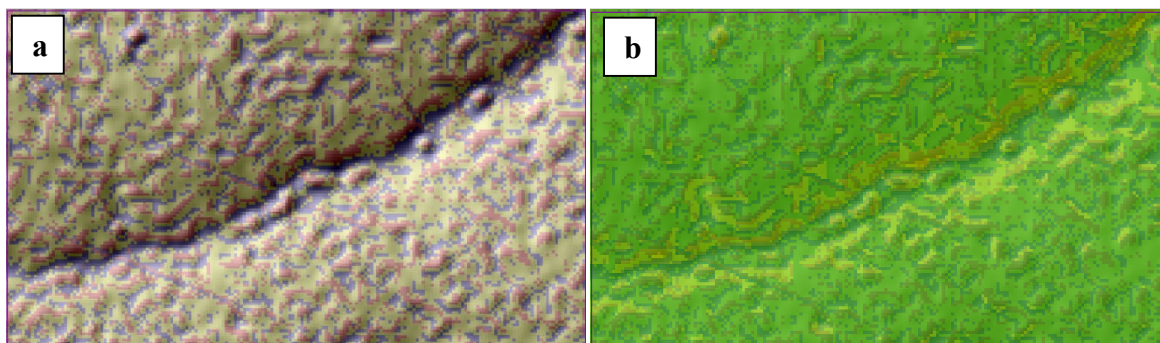
limites dos ambientes favoráveis à ocorrência da classe de solo em mapeamento (Figura 4.2.3.1).

Figura 4.2.3.1: Modelo de sombra **a** e modelo de declividade **b** com transparência sobreposto ao modelo de sombra.



Utilizando variáveis visuais adequadas, tais como cores escuras para a concavidade da variável curvatura do perfil parte **a** e para a classe de declividade de até 3% parte **b** obtêm-se maior fidedignidade na representação e consequentemente maior facilidade na interpretação do ambiente de Gleissolos e Neossolos Flúvicos (Figura 4.2.3.2).

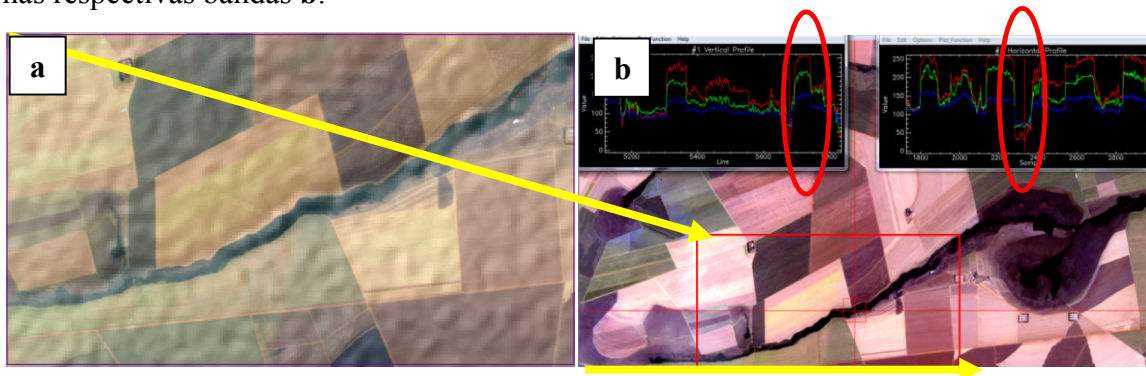
Figura 4.2.3.2: Modelo de curvatura do perfil das vertentes **a** e modelo de curvatura das vertentes com transparência sobreposto ao modelo de declividade **b**.



Como complementação do processo de refinamento recorreu-se à assinatura espectral desses ambientes nas imagens do sensor AVNIR-2 do satélite ALOS com resolução espacial de 10 metros e resolução espectral de 4 bandas equivalentes ao Azul, Verde, Vermelho e Infravermelho Próximo. Nestes intervalos espectrais as áreas úmidas tendem a apresentar coloração escura, indicando alta absorção de ondas no vermelho e infravermelho e alta refletância no intervalo, especialmente, do azul. Esta análise é ilustrada na Figura 4.2.3.3, em que na parte **a** é representado o fundo de vale com a predominância de Mata de

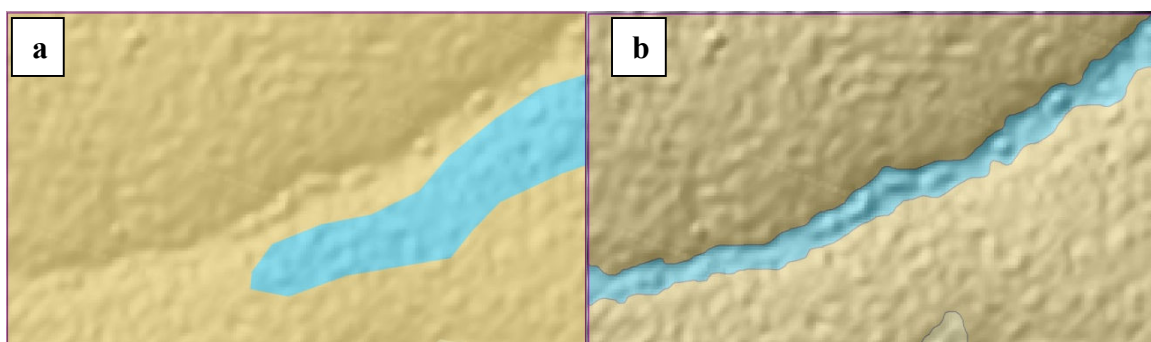
Galeria na porção mais profunda. Já na parte **b** estão representados os perfis vertical e horizontal do comportamento espectral dos ambientes nas faixas Azul, Verde e Vermelha, em que os locais de maior refletância no Azul representam ambientes úmidos.

Figura 4.2.3.3: Imagem ALOS-AVNIR-2, composição R3 G2 B1 **a** e curvas de reflectância nas respectivas bandas **b**.



O resultado da aplicação desses procedimentos operacionais pode ser conferido na Figura 4.2.3.4, onde na parte **a** é apresentado um retângulo com os limites anteriores ao processo de refinamento. Já na parte **b** são apresentados os limites após o refinamento e, portanto, mais precisos das classes de Gleissolo e Latossolo Vermelho.

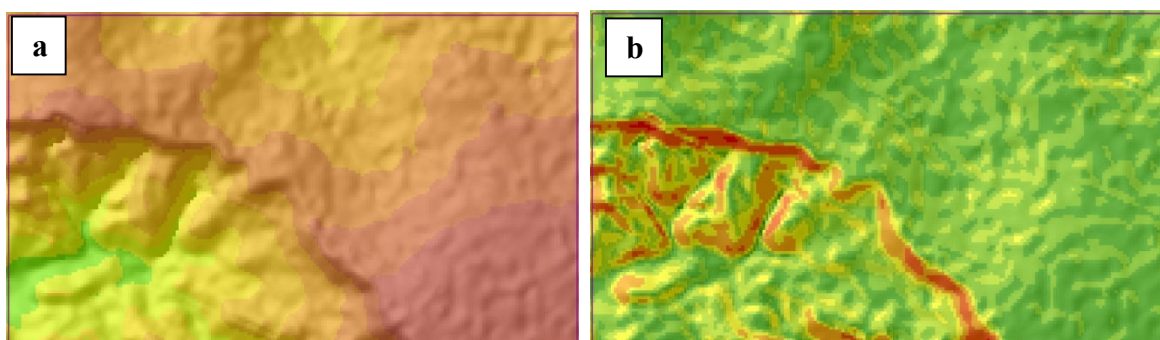
Figura 4.2.3.4: Limites das classes de Latossolo Vermelho (cor sépia) e Gleissolo (cor azul) (**a**) e os novos limites das respectivas classes (**b**).



Procedimento semelhante foi adotado para o reconhecimento mais preciso dos limites da classe de associação de Neossolo Litólico e Cambissolo, Latossolo Vermelho e Neossolo Quartzarênico. Neste caso, o gradiente altimétrico do terreno associado ao modelo de declividades mostrou-se mais adequado por permitir a delimitação mais precisa das rupturas de declive (Figura 4.2.3.5). Na parte **a** da figura tem-se o modelo de hipsometria associado ao modelo de sombra, onde pode ser observado a continuidade do

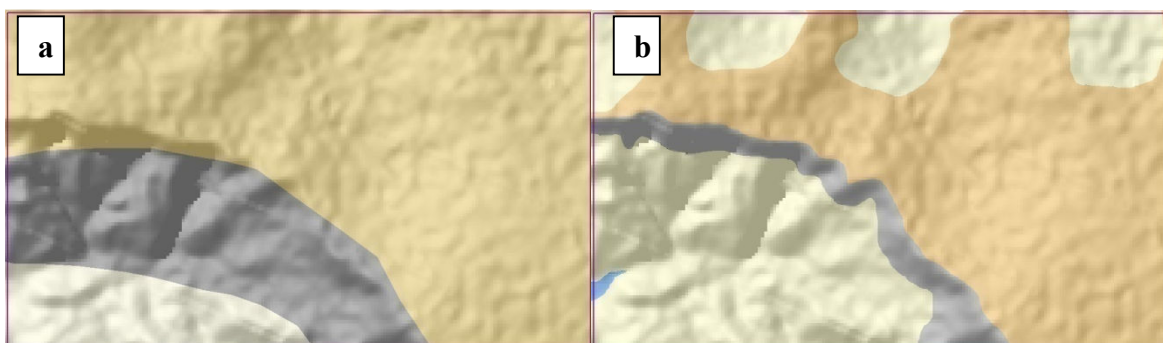
relevo tabular e as discontinuidades altimétricas. Já na parte **b** é representado o modelo de declividade em que a classe da associação de Latossolo Vermelho tende a ocorrer em terrenos com no máximo 7% de declive (EMBRAPA, 2009). Ao longo da escarpa ocorre a associação de Neossolo Litólico e Cambissolo e logo abaixo e em declividades menores ocorrem os Neossolos Quartzarênicos.

Figura 4.2.3.5: Detalhe do modelo de hipsometria **a** e do modelo de declividade **b** utilizados para o processo de refinamento das associações dos Latossolos Vermelhos e de Neossolos e Cambissolos.



O resultado deste procedimento pode ser verificado na Figura 4.2.3.6, onde na imagem **a** é representado um recorte com os limites das classes anterior ao procedimento. Já na imagem **b** é representado o mesmo recorte espacial com os novos limites os quais tendem a obedecer as condições impostas pelo relevo para a ocorrência dos respectivos tipos de solo.

Figura 4.2.3.6: Detalhe do mapeamento de solos antes do processo de refinamento **a** e depois de passar pelo processo de refinamento **b**.



Procedimento semelhante foi adotado para a identificação mais precisa dos limites de áreas de Latossolo Vermelho de textura argilosa a muito argilosa, Latossolo Vermelho de

textura média, Argissolo Vermelho de textura média a arenosa e Neossolo Quartzarênico com textura arenosa. Para essas classes de solo os modelos de hipsometria e de declividade associados ao modelo de sombra se mostraram mais eficientes, uma vez que distribuindo as classes de hipsometria com base nas quebras naturais do terreno foi possível individualizar áreas com maior ou menor similaridade de altitudes. Para a declividade a formação das classes se deu também com base nas quebras naturais, mas buscou-se, também, uma compatibilização com as classes indicadas na literatura.

Dessa forma, para os Latossolos Vermelhos seguiu-se os interflúvios mais amplos e com declividades de até 7%. Para os Argissolos Vermelhos seguiu-se as posições mais intermediárias das vertentes com declividades variando de 7 a 25%. Já para os Neossolos Quartzarênicos adotou-se como indicador os segmentos finais das vertentes, já com declividades baixas variando de 0 a 5%. Nesta sequência e em altitudes mais elevadas pode haver a passagem de Latossolo Vermelho para Argissolo Vermelho no final ou a passagem de Latossolo Vermelho para Neossolo Quartzarênico em altitudes menos elevadas. No que se refere o uso das imagens do sensor AVNIR-2 para auxílio no reconhecimento dos limites utilizou-se a composição R4, G3, B2, em que o caráter arenoso faz com que a absorção maior se dê no intervalo de ondas curtas, especialmente do azul, e a refletância no intervalo de ondas do Vermelho e Infravermelho Próximo. O resultado é que os solos arenosos aparecem com um caráter esbranquiçado, devido à sua alta refletância no Infravermelho Próximo.

4.2.4 Clima

Para a análise do comportamento do clima, bem como da frequência e intensidade dos eventos meteorológicos, optou-se pela análise conjunta da atuação das massas de ar com suas respectivas propriedades, que atuam na microrregião Sudoeste de Goiás ao longo do ano e os dados dos eventos pluviométricos registrados pelas estações do INMET localizadas nos municípios de Santa Rita do Araguaia, Portelândia, Jataí, Caiapônia, Doverlândia, Mineiros e Serranópolis. Por se tratar de um trabalho exaustivo de compilação, preenchimento de falhas, bem como de organização, no presente trabalho optou-se por utilizar o trabalho desenvolvido por Silva et al., (2006). Esse trabalho compreende uma série de dados coletados ao longo de pelo menos 10 anos para cada estação climatológica e permite uma boa caracterização da distribuição espacial e temporal

da chuva para todo o estado. Dessa forma, buscou-se analisar a área, bem como o período de atuação de cada massa de ar com o valor de chuva acumulado no dia e no mês em cada estação a fim de se obter uma primeira aproximação da distribuição espacial e temporal da pluviometria ao longo do ano.

Os dados mensais de pluviometria foram georreferenciados e espacializados na forma de isolinhas pelo método de vizinho mais próximo ou definição de uma determinada classe com base no valor do ponto mais próximo. Tal procedimento, ainda que consista numa interpolação estatística e com uma baixa densidade de pontos de amostragem, permite a visualização instantânea da distribuição espaço-temporal do conjunto de dados meteorológicos sistematizados e permitem a compreensão do clima, bem como da precipitação para a área.

Já para a estimativa da média das máximas precipitações para cada bacia hidrográfica selecionada seguiu-se a orientação de Vilella e Mattos (1975). Para estes autores o trabalho envolvendo a drenagem de superfícies faz-se necessário conhecer a intensidade, duração e frequência (IDF) dos eventos pluviométricos, considerando um dado período de retorno. Dessa forma, a equação de chuva intensa resulta de uma série de dados de chuvas intensas, suficientemente longa e representativa do local do projeto ou pesquisa, e objetivam estimar as precipitações mais intensas que possam ocorrer para uma dada área. A equação geral para essa estimativa é apresentada a seguir (Equação 4.2.4.1).

$$i = \frac{K \times TR^a}{(t + b)^c}$$

Equação 4.2.4.1.

Em que: i = intensidade máxima média (mm/h); Tr = tempo de retorno previsto para o evento (anos); t = tempo de duração da chuva, o qual deve ser no mínimo igual ao tempo de concentração do escoamento superficial (min); K , a , b e c são coeficientes de ajustes de cada estação.

No que se refere ao tempo de retorno Vilella e Mattos (1975) e Oliveira e Prusky (1996) orientam que a definição do período de retorno deve levar em conta os custos envolvidos, o grau de risco, a vida útil do projeto e a facilidade de reparo, quando for o caso. Nesse sentido para projetos envolvendo elevados custos, riscos altos e com vida útil

longa, faz-se necessário considerar um período maior. Para projetos envolvendo a drenagem em ambientes agrícolas Prusky (1993) recomenda um tempo de retorno de 10 anos.

4.3 Aquisição dos Modelos Digitais de Elevação e elaboração dos mapas morfométricos e morfográficos

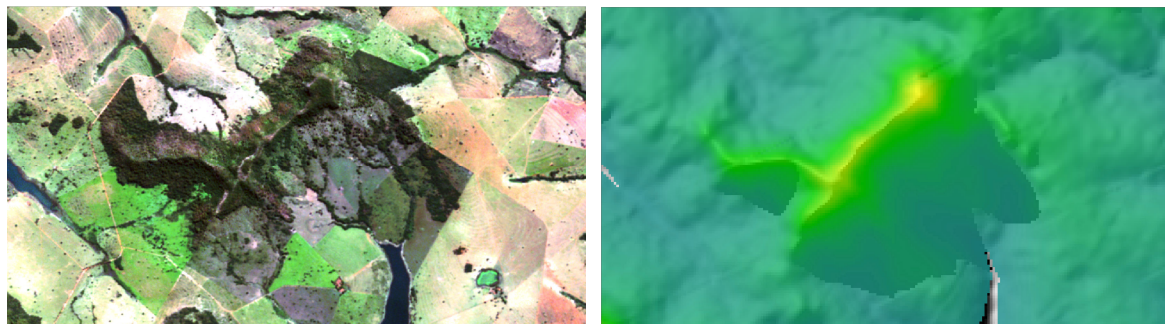
Para a elaboração dos mapas de hipsometria, declividade, comprimento de fluxo e curvatura das vertentes, bem como o georreferenciamento das imagens dos satélites Landsat 5 e 8 utilizou-se dados provenientes do projeto TOPODATA - INPE (VALERIANO; ROSSETTI, 2008), já exposto. Esses dados resultam da avaliação e aplicação de um único conjunto de coeficientes geoestatísticos por krigagem no refinamento de dados SRTM com resolução espacial original de 90 metros para todo o território brasileiro. A krigagem consiste em um método de interpolação, em que a criação de três células, no presente caso com resolução de 30 m a partir de uma célula com resolução de 90 m, está condicionada aos valores adjacentes e suas respectivas distâncias em uma matriz $n \times n$ células.

Originalmente, os dados SRTM foram projetados para atender especificações entre as escalas 1:250.000 e 1:100.000 (MILIARENIS, 2007, apud VALERIANO, 2008). Acerca dos mesmos Medeiros et al., (2008) ao fazer comparações com cartas topográficas na escala 1:100.000, ressaltam que os dados SRTM com resolução de 90 metros apresentaram melhores resultados altimétricos se comparados com as curvas de nível com equidistância de 40 metros disponíveis nas cartas do Mapeamento Sistemático Brasileiro. Valeriano e Rossetti (2008), ressaltam que, embora o processo de refinamento para a resolução de 30 metros não implique evidentemente em ganho de informações, o mesmo pode viabilizar análises mais detalhadas do relevo.

O uso do modelo TOPODATA-INPE no processo de georreferenciamento de outras imagens se deve ao fato destas não possuírem boa precisão e acurácia, mesmo quando do processo de georreferenciamento. Com isso, se faz necessário que as mesmas passem por um processo de pós-georreferenciamento que consiste na aplicação dos padrões de georreferenciamento do MDE, o qual possui boa precisão e acurácia em relação às imagens pré-georreferenciadas. Estas características, associadas à resolução espacial de 30 m, fazem

do mesmo uma boa referência espacial para outros produtos com resolução semelhante, conforme se pode observar na Figura 4.3.1.

Figura 4.3.1: Ajuste da imagem OLI (Landsat 8) com resolução de 30 m ao Modelo Digital de Elevação (TOPODATA-INPE) de 30m.



No que se refere à escala de aceitação dos dados SRTM, alguns experimentos apontam que os mesmos possuem precisão vertical compatível com a escala 1:100000, mantendo-se na classe A do PEC (Padrão de Exatidão Cartográfica) (SANTOS, 2005; BARROS, 2006). No caso do modelo derivado, o TOPODATA-INPE possui Erro Médio Quadrático variando de 6,05, em áreas mais movimentadas, a 7,6 metros, em áreas mais aplainadas, (para a escala 1:50000 aceita-se até 6,6 metros para a classe A e até 8 metros para a classe B), conforme demonstrado no Quadro 4.3.1.

Quadro 4.3.1: Principais regras do Padrão de Exatidão Cartográfica para as escalas 1:50000 e 1:100000.

	Escala Vertical			
	1:50000		1:100000	
Classe	Tolerância	EMQ	Tolerância	EMQ
A	90 % dos pontos < 10 m	6,6 m	90 % dos pontos < 25 m	16,6 m
B	90% dos pontos < 12 m	8 m	90 % dos pontos < 30 m	20 m
C	90% dos pontos < 15 m	10 m	90 % dos pontos < 36,6 m	25 m

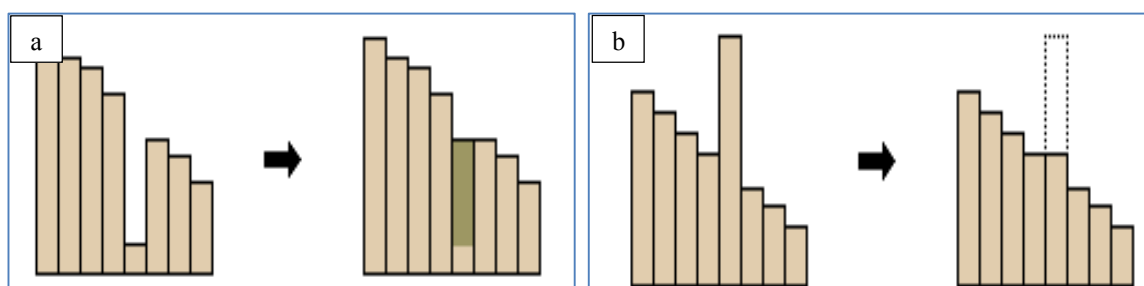
Em relação à tolerância vertical, o modelo TOPODATA apresenta 93,18 % dos pontos com erro menor que 12 metros, o que lhe confere classe B na escala 1:50000 (SOUZA; DUARTE, 2012). No geral, situa-se entre os modelos com menor Erro Médio Quadrático, tanto na escala 1:50000, quanto na escala 1:100000. Entre os modelos

distribuídos gratuitamente é o único que se enquadra na classe B do PEC da escala 1:50000, apresentando precisão e acurácia tanto na vertical como na horizontal amplamente aceitas para trabalhos na escala 1:50000. Consequentemente todos os produtos gerados a partir do MDE TOPODATA-INPE contemplam a escala 1:50.000, especialmente para áreas do bioma Cerrado, onde o dossel das árvores não imprime grande influência nos resultados de altimetria.

O MDE TOPODATA foi adquirido no sitio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais no endereço <http://www.dsr.inpe.br/topodata> em estrutura matricial e a princípio sem referência espacial - Datum. Posteriormente esse modelo foi projetado em Universal Transversa de Mercator, tendo como referência espacial do Datum SAD 69. Todas as ferramentas necessárias aos procedimentos técnico-operacionais adotados foram viabilizadas no software Arc Map, versão 10.2, com licença adquirida pelo Laboratório de Pedologia, Geomorfologia e Geografia Física.

É importante destacar que os Modelos Digitais de Elevação estão sujeitos a influência do dossel, especialmente das Matas de Galeria e Ciliares, na representação das superfícies. Com isso, antes de proceder à elaboração modelos de morfometria e morfografia da área, e com a finalidade de alcançar um resultado mais satisfatório, procedeu-se a passagem do MDE por um filtro. Este consiste na correção de pixels com valores inconsistentes ou que encontram-se com valores superestimados ou subestimados em relação ao entorno mais próximo, conforme ilustrado na Figura 4.3.2.

Figura 4.3.2: procedimento de correção da anomalia de valores de pixels. Na parte **a** pixel com valor ligeiramente inferior e em **b** com valor ligeiramente superior a sua vizinhança.



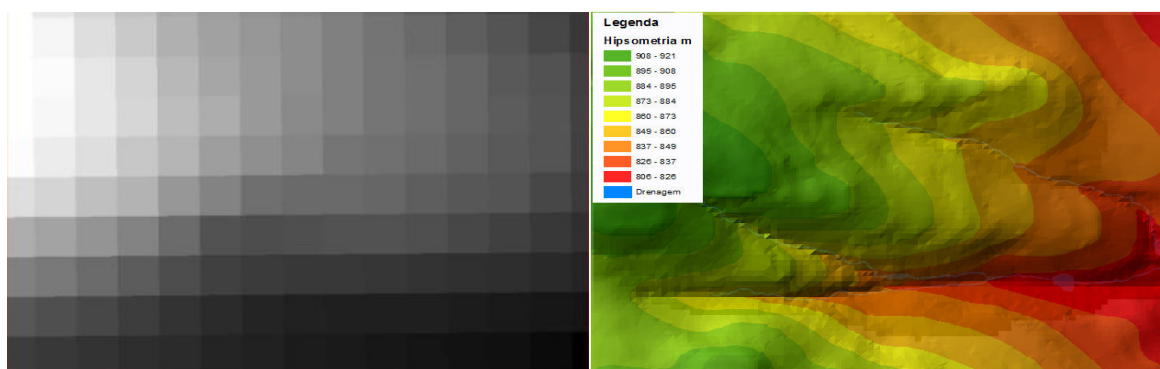
Este procedimento elimina um problema comum nos MDEs que é existência à jusante de pixels com valores mais elevados do que aqueles à montante. Este erro do MDE

implica, principalmente, na representação de supostas interrupções de fluxos, algo que é incompatível com a realidade. Trata-se de um importante procedimento por meio do qual é possível melhorar a fidedignidade na representação da superfície.

4.3.1 Hipsometria

O mapa de hipsometria foi elaborado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) TOPODATA. Esse modelo possui resolução espacial de 30 metros, ou seja, por meio do mesmo é possível ter informações das altitudes a cada 30 metros lineares ou ainda que a menor unidade mapeada possui 900 m², conforme pode-se observar na Figura 4.3.1.1.

Figura 4.3.1.1: Modelo Digital de Elevação parte **a** e mapa hipsométrico resultante parte **b**.



O agrupamento das diferentes altitudes em classes hipsométricas foi realizado com base nas quebras naturais do terreno. Este consiste em um método de agrupamento que leva em conta a mínima variância entre os valores e a máxima área abrangida por cada classe. Significa que as classes são formadas por um conjunto de dados com valores muito próximos e que predominam em grande parte do recorte espacial considerado. Significa ainda que a área abrangida e a amplitude das classes formadas são inversamente proporcionais.

O resultado desse método de agrupamento é que os valores de altitudes mais frequentes são agrupados em classes de amplitudes menores. Nessas classes predominam superfícies mais planas de considerável ocorrência espacial. Por outro lado as superfícies, cujos valores não são tão frequentes, tais como fundos de vale e topos mais elevados, são agrupadas em classes com amplitudes maiores. Outro resultado importante para o mapa de hipsometria é que as classes formadas tendem a coincidir com superfícies mais

homogêneas e assim auxiliam na individualização de áreas que possuem considerável similitude quanto as altitudes, conforme pode-se observar na Tabela 4.3.1.1.

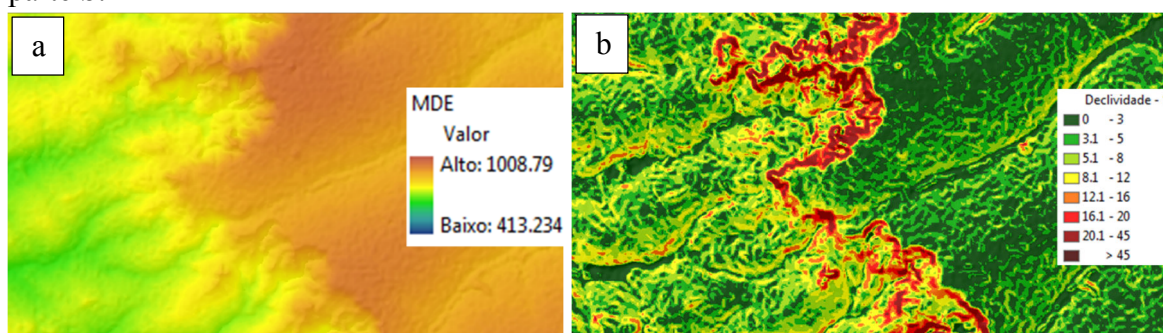
Tabela 4.3.1.1: Classes de hipsometria da área, amplitudes e respectivas áreas de abrangência.

Classe de hipsometria m	Amplitude m	Área ha	Área relativa %
414 - 509	95	79005.95	6.58
509 - 577	68	86763.01	7.23
577 - 649	72	65638.09	5.47
649 - 710	61	115506.33	9.62
710 - 761	51	187573.34	15.63
761 - 810	49	218829.95	18.23
810 - 857	47	204880.86	17.07
857 - 910	53	164000.79	13.66
910 - 1009	99	78037.29	6.50
Área total	595	1200235.61	100.00

4.3.2 Declividade

Para a elaboração do mapa de declividade utilizou-se do Modelo Digital de Elevação TOPODATA com resolução espacial de 30 metros. Para tanto, adotou-se a unidade porcentagem ou ainda a tangente multiplicada por 100 (DE BIASI, 1992). No presente trabalho a declividade foi calculada a partir da diferença de altitude entre dois pixels e a distância entre os mesmos, cujo valor é de 30 metros. O cálculo foi realizado por meio da função *slope* disponível no módulo Análise em 3D, disponível no SIG Arc Map. No que se refere ao agrupamento de valores, optou-se por utilizar as classes propostas pela EMBRAPA 1979, com a subdivisão dos intervalos de 3 a 8 e de 8 a 20 e a supressão da classe maior que 75%, perfazendo assim oito classes, conforme ilustrado na Figura 4.3.2.1.

Figura 4.3.2.1: Modelo Digital de Elevação - parte a - modelo de declividade resultante - parte b.



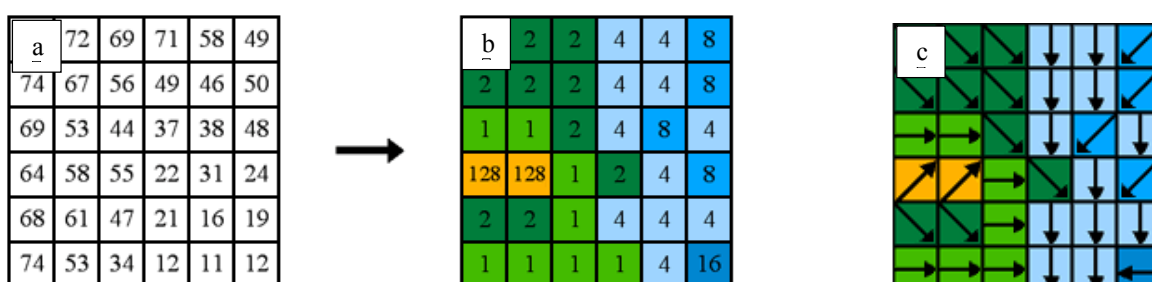
Essa adaptação se mostrou necessária, uma vez que os intervalos propostos pela EMBRAPA se mostraram muito amplos, não permitindo uma avaliação mais detalhada das classes nas quais os focos erosivos mais ocorrem.

4.3.3 Comprimento das vertentes ou fluxos

Define-se como comprimento da vertente o segmento em linha reta ou curva que vai do ponto mais elevado do interflúvio, ou divisor de águas, até o canal de drenagem. Por indicar o segmento a ser percorrido pelo escoamento superficial desde a sua formação até o canal de drenagem, o comprimento da vertente por vezes é denominado de comprimento de fluxo. Na prática e no presente trabalho toda a linha de fluxo desde o seu início até o exutório será dividida em duas partes. Uma corresponde ao comprimento das vertentes, isto é, sem levar em conta os canais de drenagem. A outra parte corresponde ao comprimento de fluxo que leva em conta o canal de drenagem.

Na definição dos comprimentos de fluxo o primeiro passo foi fazer a extração das direções de fluxos por meio da análise automática dos valores dos pixels do MDE. Com esta análise o fluxo é definido por meio do encadeamento de pixels com valores gradativamente menores ao longo da vertente, o que configura as condições necessárias para a formação e continuidade de fluxos quando do escoamento superficial, conforme ilustrado na Figura 4.3.3.1.

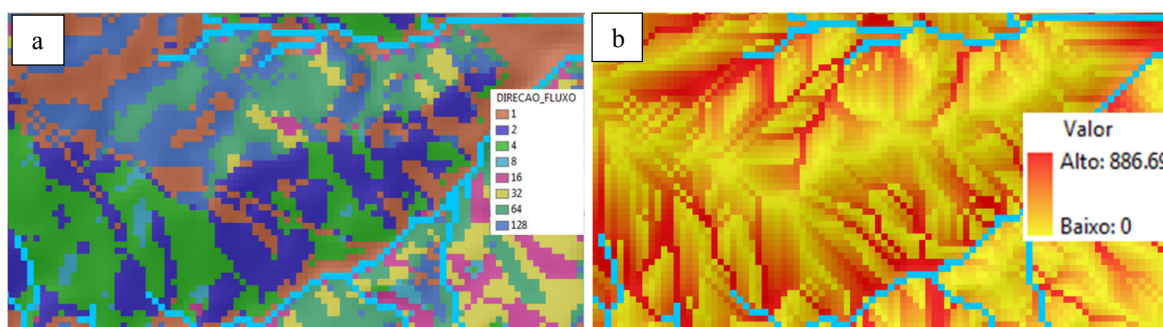
Figura 4.3.3.1: Procedimento adotado para a definição da direção de fluxo. Em **a** os valores do MDE, em **b** o número de células encadeadas e em **c** a direção dos fluxos formados.



O resultado deste procedimento pode ser conferido na Figura 4.3.3.2, onde em **a** tem-se inicialmente as direções dos fluxos detectados na forma de códigos e em **b** tem-se o encadeamento dos lineamentos de fluxos mapeados. É importante ressaltar que, embora a representação seja denominada de comprimento de vertente o de fluxo, a mesma representa

a distância medida a partir do ponto mais elevado de cada interflúvio até chegar ao canal de drenagem (comprimento de vertente) ou ao enxutório da bacia (comprimento de fluxo). Consequentemente um pequeno fluxo que tem início no topo mais elevado passará a fazer parte de um fluxo maior em uma porção mais rebaixada, bem como um fluxo maior resulta da convergência de vários fluxos menores.

Figura 4.3.3.2: Representação das direções de fluxo em **a** e representação dos fluxos detectados em **b**.



O procedimento foi realizado no módulo Ferramentas de Análise Espacial, o qual faz parte do submódulo Hidrologia utilizando para tanto e inicialmente a função direção de fluxo. Uma vez detectada a direção, utilizou-se a ferramenta comprimento de fluxo que por sua vez encontra-se disponível no SIG Arc Map (licença do Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física - LABOGEF).

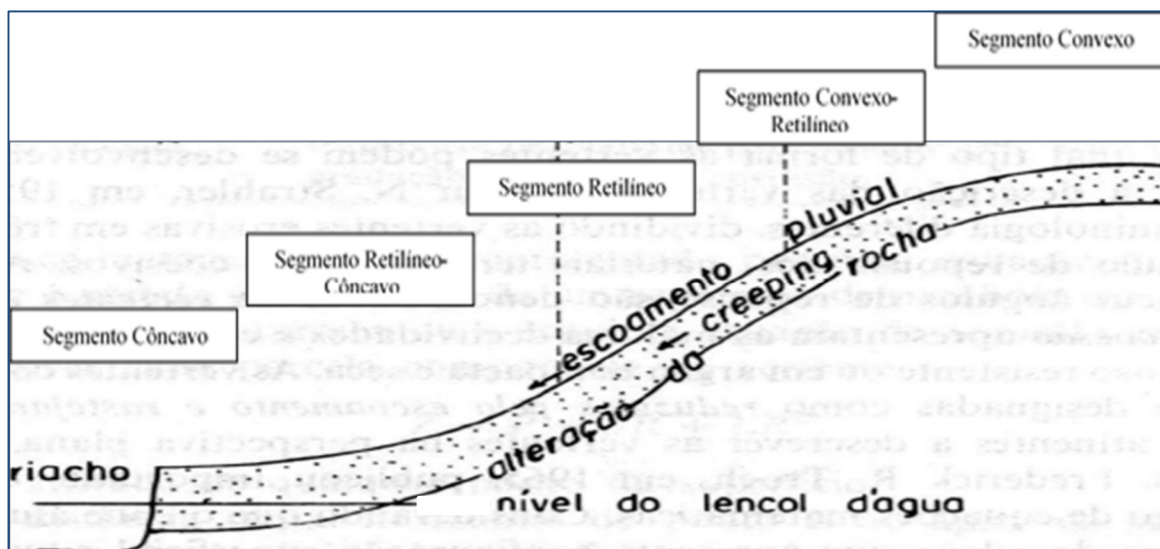
Para o agrupamento dos valores de comprimento de fluxo em classes adotou-se o método das quebras naturais. Este consiste em um método de agrupamento de valores ou de determinação de classes com base na mínima variância intraclasse. Dessa forma, existe uma tendência da área ocupada por uma determinada classe ser inversamente proporcional a amplitude na referida classe. No relevo o resultado é que os topos são separados das bordas dos interflúvios, pois os mesmos possuem pouca variação no que se refere a distância percorrida pelo escoamento superficial. Já as bordas também tendem a ser separadas das médias vertentes, que por sua vez também são separadas das porções mais rebaixadas.

4.3.4 Curvatura das vertentes

Na elaboração e avaliação das formas das vertentes adotou-se a metodologia de Troeh (1965); discutida por Dikau (1990); Torrado et., al (2002) e aplicada por Valeriano

(2008). Define-se como curvatura de vertente a forma que a mesma exhibe desde o ponto mais elevado do interflúvio até o canal de drenagem. Em verdade refere-se ao comportamento da declividade, o quanto a mesma varia ao longo da vertente, tendo como ponto de partida os topos dos interflúvios. Segmentos de vertente nos quais a declividade tende a crescer exibem a forma convexa que corresponde a uma superfície com uma curva acentuada voltada para cima. A declividade tende a se acentuar na medida em que se aproxima da porção intermediária da vertente, segmento que marca a passagem da forma convexa para a forma retilínea. Neste segmento, com máximo declive, está o ponto de inflexão que marca a passagem da forma retilínea para a forma côncava. Entretanto, antes de chegar no segmento côncavo propriamente dito, tem-se uma redução da declividade o que proporciona a forma retilínea-côncava. Após esse segmento tem-se o segmento totalmente côncavo marcado pela baixa declividade, conforme ilustrado na Figura 4.3.4.1.

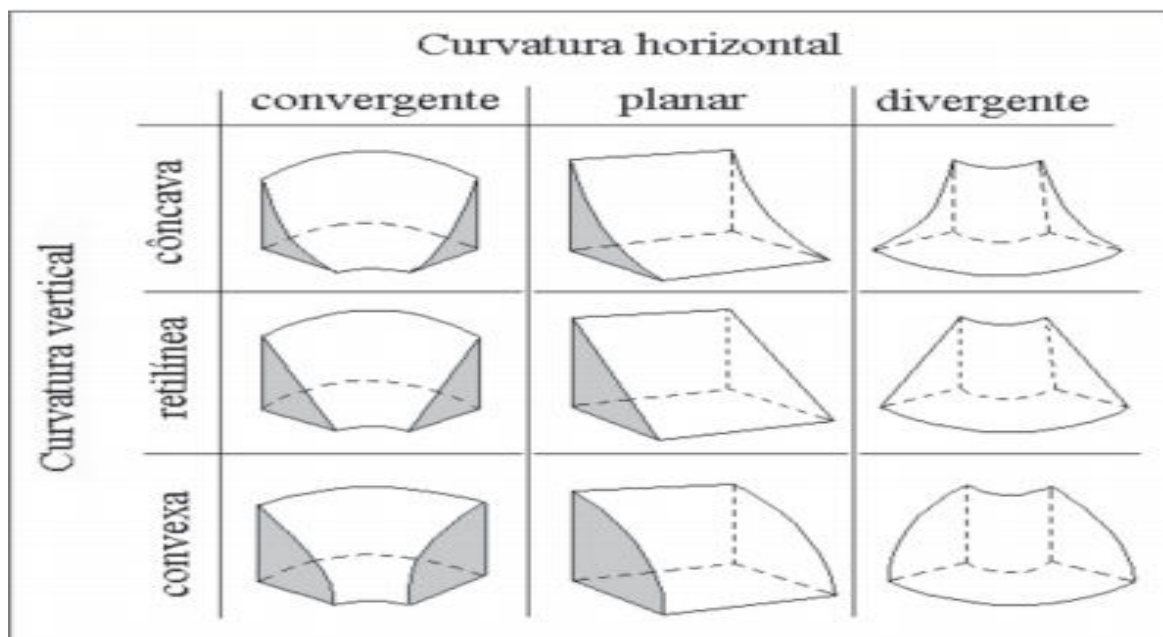
Figura 4.3.4.1: Formas que uma vertente pode exhibir desde o ponto mais elevado no interflúvio até o canal de drenagem.



Fonte: adaptado de Casseti, (2006).

Considerando que uma vertente pode estar disposta na mesma orientação e também de forma perpendicular a um canal de drenagem, a curvatura das mesmas pode ser analisada no sentido do perfil e no sentido plano ou seja, no sentido transversal. Consequentemente, quando se trabalha com a curvatura das vertentes é recorrente avaliá-las tanto no sentido do perfil ou longitudinal, quanto no sentido plano ou transversal, conforme ilustrado na Figura 4.3.4.2.

Figura 4.3.4.2: Curvatura no sentido plano ou horizontal e no sentido do perfil ou vertical das vertentes.



Fonte: adaptado de Valeriano, (2008).

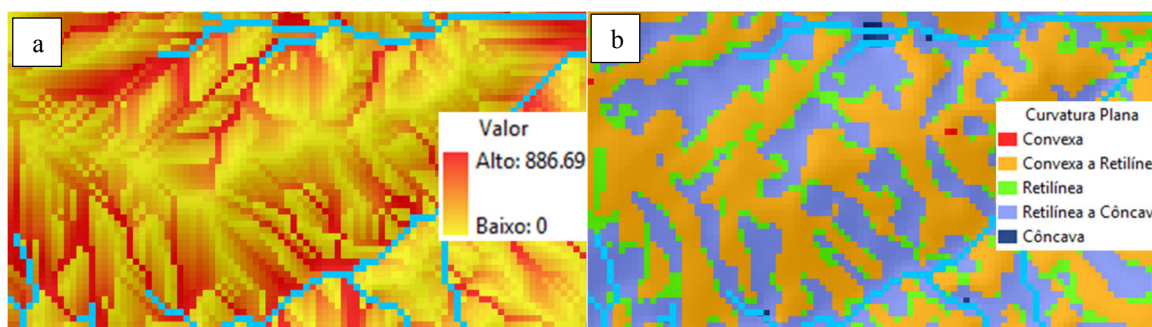
Esta forma de elaboração e organização da curvatura geral, por meio da associação da curvatura plana e da curvatura do perfil das vertentes, consiste em representar as formas do terreno considerando a orientação das vertentes e a orientação dos fundos de vale e interflúvios, respectivamente. Assim, pode-se, por meio da representação em um só mapa, fazer interpretações acerca da tendência de convergência ou divergência dos fluxos, bem como da direção dos mesmos.

Dessa forma, observando a associação da curvatura no sentido plano com a curvatura no sentido do perfil das vertentes é possível fazer as seguintes interpretações. Partindo do ponto mais elevado dos interflúvios e considerando o sentido do perfil ou vertical tem-se a tendência de aumento da declividade resultando na forma convexa. Devido a tendência de aumento da declividade, por vezes, existe também a tendência de aumento da velocidade de escoamento superficial nesse segmento de vertente. Nessa mesma posição da vertente e considerando agora o sentido plano tem-se a tendência de aumento da declividade configurando também a forma convexa, proporcionando também o aumento da velocidade do escoamento superficial. Entretanto, pelo fato das curvaturas estarem em diferentes orientações, nas bordas dos interflúvios a tendência é de divergência de fluxo.

A tendência de aumento de declividade e consequentemente de velocidade de escoamento (forma convexa ao longo do perfil) associada a tendência aumento de velocidade e de divergência (forma convexa no sentido plano) permanece até a porção intermediária das vertentes. Chegando a esses segmentos a declividade tende a alcançar o valor mais elevado em ambos os sentidos, conferindo a essa porção a forma retilínea.

Após o segmento retilíneo, onde se localiza o ponto de inflexão, e considerando o sentido do perfil, a declividade tende a se reduzir já configurando a forma côncava. Entretanto, deve-se ressaltar que embora possua tendência de redução da declividade, esse segmento está sob o efeito da elevada velocidade de escoamento superficial adquirida ao longo das porções mais elevadas da vertente considerada. Já no sentido plano a concavidade adquirida nas porções mais rebaixadas tende a configurar convergência de fluxo, uma vez que a água captada em superfícies maiores tende a ser concentrada em áreas cada vez menores. O resultado é que o aumento de velocidade do escoamento superficial adquirido nas porções mais elevadas tende a se combinar com a convergência dos fluxos podendo configurar áreas críticas nas porções mais rebaixadas das vertentes. Uma relação entre os comprimentos de vertente e a forma das mesmas pode ser observada na figura 4.3.4.3.

Figura 4.3.4.3. Comprimento (parte **a**) e formas das vertentes (parte **b**).



Na parte **a** tem-se a representação dos comprimentos de vertentes partindo dos menores nas porções mais elevadas dos interflúvios e chegando aos maiores nas porções mais rebaixadas. Já na parte **b** tem-se a forma convexa no topo dos interflúvios e que passa para a forma convexa a retilínea nas bordas. Após os segmentos retilíneos na média vertente e já nos segmentos mais rebaixados tem-se a forma retilínea a côncava. Nessa associação é importante observar que o escoamento superficial na medida em que é

dinamizado ao longo da vertente (mapa de comprimento de fluxos) tende a entrar também em processo de convergência (mapa de curvatura das vertentes) principalmente nas porções mais rebaixadas.

4.4 Identificação e mapeamento das classes de fitofisionomias e uso do solo

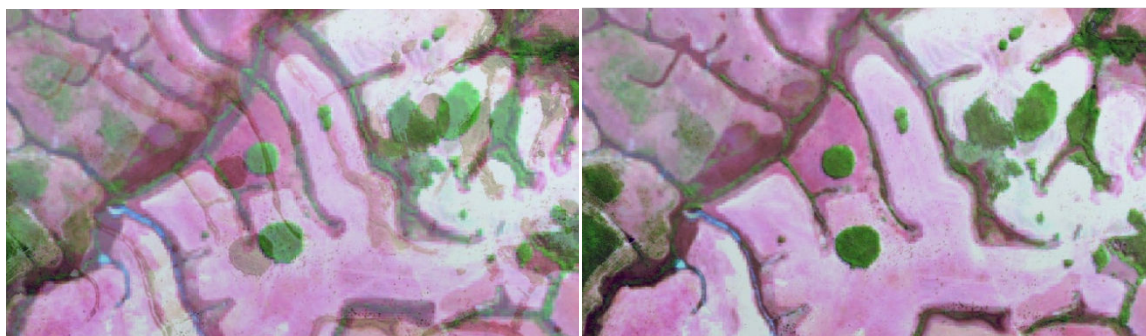
Para o mapeamento das classes de fitofisionomias aplicou-se a nomenclatura fitogeográfica proposta por Ribeiro e Walter (1998). Já para as partes de uso buscou-se identificar as classes de Agricultura, e principalmente, Pastagem e Solo Exposto. As classes de uso foram definidas tendo por base a visualização das imagens e comprovação das mesmas por meio de viagem a campo, bem como consultas a relatório técnicos referentes à área.

Para a elaboração dos mapas de classes de fitofisionomias e de uso e ocupação do solo escolheu-se trabalhar com uma análise histórica de 10 em 10 anos, sendo o ano de 1985 o primeiro avaliado. Para tanto, para os anos de 1985, 2005 e 2010 utilizou-se de imagens do sensor TM do Satélite Landsat 5 com resolução espacial de 30 metros e resolução espectral de 7 bandas, todas correspondentes aos meses de junho ou julho, na composição colorida RGB 543 e realce linear de 2%. Já para o ano de 2014 optou-se por trabalhar com as imagens do sensor OLI do satélite Landsat 8 também com resolução espacial de 30 metros e resolução espectral de 11 bandas, na composição colorida RGB 654 e realce linear de 2%.

Essas imagens foram georreferenciadas inicialmente com base no mosaico de imagens Geocover (2000), as quais são compatíveis com a escala 1:100.000, a fim de atribui-las o Datum SAD 69 e a projeção UTM. Entretanto, foi verificado que, embora se aplicasse uma quantidade razoável de pontos de controle, as mesmas ainda apresentavam um deslocamento de até 220 metros, se comparadas com imagens do sensor PRISM/ALOS com resolução espacial de 2,5 m e ortorretificadas. Para contornar esse problema e com a finalidade de se obter uma melhor exatidão a saída foi realizar um segundo procedimento no georreferenciamento, o qual consistiu no ajuste espacial das imagens TM às imagens PRISM em ambiente Arc Map 10, de forma que cada pixel ou célula da primeira passasse a corresponder a, aproximadamente, 144 células da segunda. Este procedimento permitiu também que se obtivesse um melhor ajuste das imagens Landsat 5 com o MDE

TOPODATA-INPE, conseguindo assim uma base cartográfica mais ajustada. Esse processo considerado como um pós-georreferenciamento pode ser conferido na Figura 4.4.1. No que se refere as imagens OLI do satélite Landsat 8, as mesmas não precisaram passar por georreferenciamento, uma vez que estas já vêm georreferenciadas.

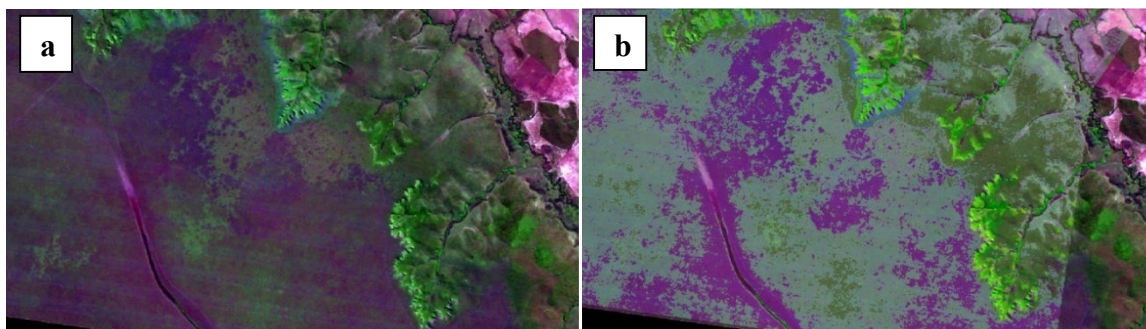
Figura 4.4.1: Processo de ajuste de imagem TM/Landsat 5 com resolução espacial de 30 m (esquerda) à imagem Prism/ALOS com resolução de 2,5 m (direita).



Após o georreferenciamento essas imagens foram avaliadas para a definição das classes de fitofisionomias e uso do solo e transferidas no formato GEOTIFF para o ambiente SPRING 5.1.6. Após aplicação de realce e identificação das classes de fitofisionomias e uso pretendidas, as imagens foram divididas em recortes espaciais menores a fim de reduzir a diversidade de comportamentos espectrais para um mesmo alvo e, conseqüentemente, reduzir as confusões espectrais que implicam em erros de classificação. Em seguida cada recorte foi classificado de forma supervisionada pixel a pixel com o tipo de classificador Maxverossimilhança com limiar de aceitação de 99,9 %. O resultado pode ser conferido Figura 4.4.2, onde na parte **a** tem-se a imagem realçada pronta para ser classificada. Já na parte **b** tem-se a mesma imagem, agora classificada.

Após a classificação aplicou-se o procedimento de pós-classificação. Esse procedimento permite que células que ocorrem em menor quantidade num determinado recorte espacial sejam deslocadas para regiões adjacentes com predominância de suas classes correspondentes e reagrupadas com as suas semelhantes garantindo assim maior homogeneidade as classes identificadas.

Figura 4.4.2: Processo de mapeamento das classes de fitofisionomias e uso do solo com base em imagens TM Landsat com resolução espacial de 30 m.



Esse procedimento, que se assemelha a uma estatística focal, é muito eficiente, pois permite a formação de classes com a representação em polígonos mais homogêneos, além de reduzir em muito o volume de arquivos. Essa forma de classificação tem se mostrado mais eficiente no que se refere ao aproveitamento máximo dos recursos proporcionados pelas imagens, uma vez que permite detectar as mudanças indicadas por cada pixel. Posteriormente as classes foram importadas para o ambiente Arc Map, no qual procedeu-se a reparação de geometria dos polígonos e edição final dos mapas de cobertura vegetal e uso do solo.

4.5 Interpretação e mapeamento das feições erosivas lineares

O processo de interpretação e mapeamento das feições erosivas lineares foi realizado em duas etapas. A primeira consistiu no processo de identificação e localização precisa dos focos erosivos lineares por meio da varredura e avaliação de imagens do satélite SPOT 5 coloridas e com resolução espacial de 2,5 m, sendo uma parte referente ao segundo semestre de 2011 e outra ao primeiro semestre de 2012. Essas imagens estão disponíveis no software Google Earth, de uso livre, que traz consigo uma coleção de imagens com diversas resoluções espaciais para diversas áreas e de diferentes datas. Com a finalidade de garantir uma padronização do processo de visualização e interpretação das observações para as diversas partes da área de pesquisa, esta foi dividida em uma malha com retângulos de dimensões de 3 x 4 km. Isso permitiu que toda a região fosse visualizada numa mesma escala e no nível de detalhamento adequado proporcionado pela resolução da imagem. Uma vez identificados e localizados os focos erosivos, o próximo passo foi o processo de inspeção visual de forma mais detalhada e comprovação da existência dos mesmos.

Quando da necessidade de melhor detalhamento em uma área específica, foram utilizadas imagens do satélite Geoeye do mesmo período, coloridas e com resolução espacial de 0,5 metros, as quais permitiram um melhor detalhamento do terreno. Em relação a interpretação e identificação das feições erosivas por meio de imagens de satélite, alguns aspectos importantes devem ser considerados, a fim de que a existência da erosão seja confirmada. Um primeiro diz respeito a projeção de sombra das laterais no fundo da feição erosiva. Um segundo refere-se as bordas íngremes, evidenciando que existe uma quebra na forma de talude separando a superfície intacta da superfície erodida. Um terceiro diz respeito a aparência linear da referida feição, uma vez que a mesma decorre do processo de convergência do escoamento superficial ou fluxo. Um quarto diz respeito ao fundo com coloração esbranquiçada, devido a presença de areia. Um quinto se refere ao fundo achatado decorrente do processo de deposição de areia. No geral, uma feição erosiva, especialmente linear, tende a apresentar aspecto contrastado, evidenciando uma rápida diferenciação com o entorno devido a degradação. Esses aspectos podem ser visualizados na Figura 4.5.1.

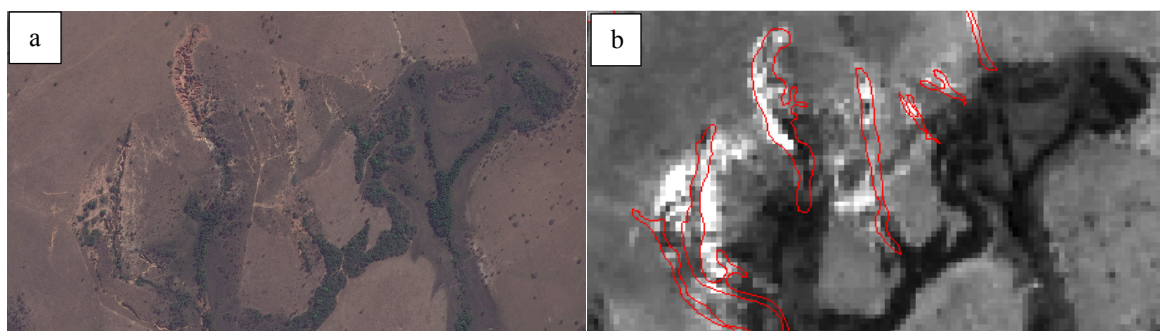
Figura 4.5.1: Identificação de uma feição erosiva por meio de imagem Geoeye, colorida e com resolução espacial de 0,5 metros em Mineiros (GO).



A segunda etapa do mapeamento das feições erosivas lineares consistiu em uma nova inspeção visual da continuidade de ocorrência das mesmas feições por meio de imagens do satélite Landsat 8 pancromáticas com resolução espacial de 15 metros referentes ao mês de julho de 2014. Nesta etapa é importante ressaltar que, embora tenha-se fortes evidências do

crescimento de muitos focos erosivos no intervalo entre 2012 e 2014, o mapeamento em polígono continuou sendo aquele realizado com base nas imagens coloridas e com resolução espacial de 2,5 metros. Isso porque o uso de imagens de resolução de 15 metros no mapeamento de algumas feições erosivas, especialmente aquelas com área inferior a 0,5 ha, ficaria prejudicado. Ainda que compreenda cerca de 22,5 pixels da imagem de 15 metros de resolução, os limites de uma feição erosiva com até 0,5 ha ficariam muito imprecisos, colocando em dúvida o aumento pelo qual essa feição passou ao longo de dois anos. Esta comparação, bem como a comprovação da permanência de várias feições erosivas pode ser comprovada na Figura 4.5.2.

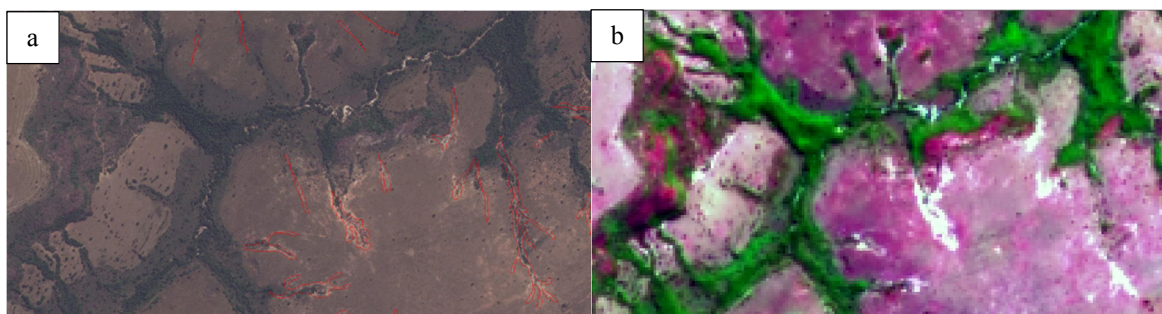
Figura 4.5.2: Feições erosivas observadas em imagens Geoeye de 0,5 m de 2012 (parte **a**) e permanência comprovada em 2014 com base em imagens Landsat de 15 m (parte **b**).



Uma outra forma de comprovar a continuidade de ocorrência das feições erosivas mapeadas em 2012 foi a sua visualização em imagens coloridas referentes ao ano de 2014. Para tanto procedeu-se a fusão da imagem pancromática e de resolução espacial de 15 metros com a composição colorida RGB 654 do satélite Landsat 8 com resolução espacial de 30 metros. O resultado foi uma imagem que agrega a coloração, proporcionada pelas três bandas, associada à resolução de 15 metros proporcionada pela imagem em nível de cinza. O resultado pode ser conferido na Figura 4.5.3.

Assim, na parte **a** têm-se as feições erosivas mapeadas por meio da imagem de 0,5 metros. Já na parte **b** tem-se a comprovação de continuidade dessas feições por meio da imagem de 15 metros. Nesta imagem é possível observar a aparência esbranquiçada das feições erosivas em solos arenosos, localizadas principalmente acima das cabeceiras de drenagem.

Figura 4.5.3: Feições erosivas mapeadas em uma imagem de 0,5 metros (parte **a**) e comprovação da continuidade das mesmas feições erosivas em imagem de 15 metros (parte **b**).

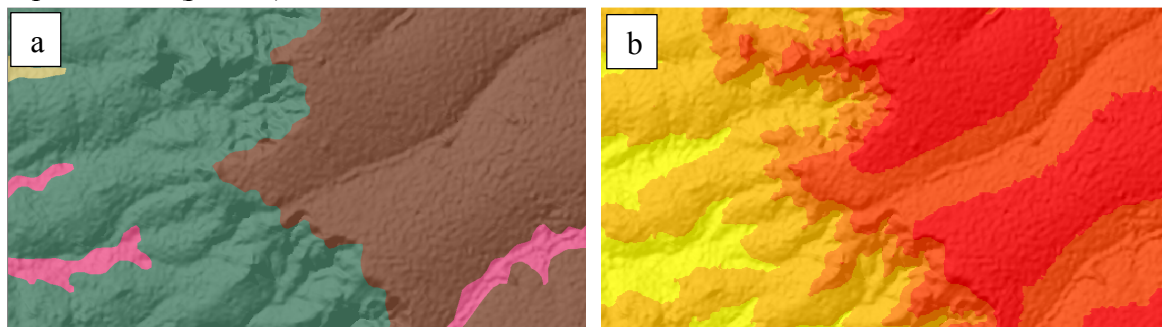


4.6 Compartimentação morfopedológica

Para a definição e delimitação dos compartimentos morfopedológicos seguiu-se a metodologia de Castro e Salomão (2000), a qual indica que a delimitação deve obedecer a aproximações sucessivas. Para tanto, inicialmente procedeu-se à análise dos aspectos da geologia e a distribuição das litologias predominantes as quais possuem diversas resistências à ação dos processos de intemperismo e consequente influência na esculturação do relevo. Posteriormente associou-se à geologia os aspectos do relevo, entre os quais destacam-se a hipsometria, a declividade, bem como a dissecação avaliada pela dimensão interfluvial e grau de entalhamento dos canais de drenagem. Prosseguiu-se com a análise dos solos levando-se em conta as diferentes classes, bem como a textura dos mesmos, obtendo assim unidades que exibem formas distintas, bem como comportamentos característicos. Este procedimento pode ser observado por meio das Figuras 4.6.1, 4.6.2 e 4.6.3.

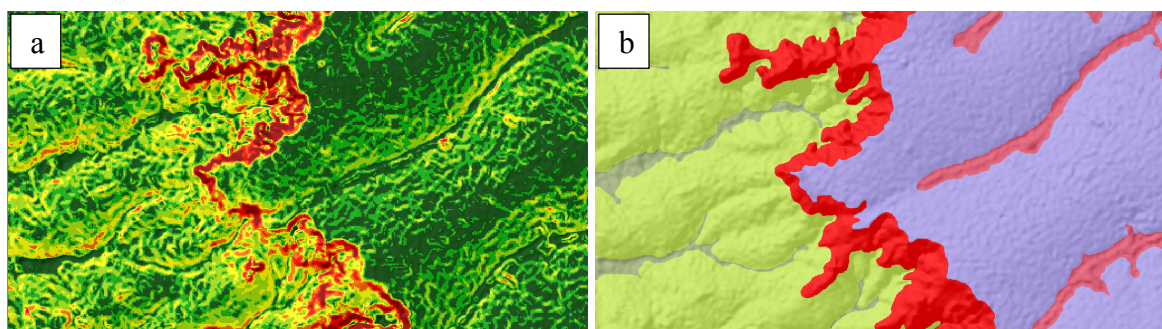
Por meio da Figura 4.6.1 é possível observar que os sedimentos areno-argilosos da Formação Cachoeirinha (na cor roxa da parte **a**) sustentam as maiores elevações (cor mais avermelhada da parte **b**). Por outro lado os arenitos eólicos da Formação Botucatu (na cor azulada da mesma parte **a**) são correlatos as zonas em processo de rebaixamento (na cor alaranjada e amarelada da parte **b**). De forma semelhante, observando a parte **a** da Figura 4.6.2 é possível perceber que os sedimentos areno-argilosos em maiores elevações são correlatos as classes de declividades menores (cores verdes da parte **a**), ao passo que os sedimentos eólicos são correlatos a superfícies mais rebaixadas e com maiores declividades (partes amareladas e alaranjadas da mesma parte **a**).

Figura 4.6.1: Classes de litologias (parte **a**) e sua correspondência espacial com a hipsometria, (parte **b**).



No que se refere à relação com os solos é possível perceber que os sedimentos areno-argilosos em porções mais elevadas, mais preservadas, menos inclinadas e com menor dissecação são correlatos a ocorrência de Latossolos Vermelhos de textura variando de argilosa a muito argilosa (cor azulada na parte **b**). Enquanto isso, os sedimentos eólicos de menor resistência e que estão em superfícies mais rebaixadas, inclinadas e mais dissecadas são correlatos a ocorrência de Neossolos Quartzarênicos de textura média a arenosa (cor amarelada na parte **b** da mesma figura). Até então é possível interpretar que a homogeneidade litológica e principalmente a textura e coesão entre os sedimentos argilosos se refletem em superfícies mais preservadas e consequentemente propícias a um maior desenvolvimento e estabilidade dos solos. Por outro lado a textura arenosa e a baixa coesão entre os sedimentos eólicos se refletem em superfícies em estágio mais avançado de dissecação, proporcionando a ocorrência de solos jovens, tais como os Neossolos Litólicos e principalmente os Neossolos Quartzarênicos.

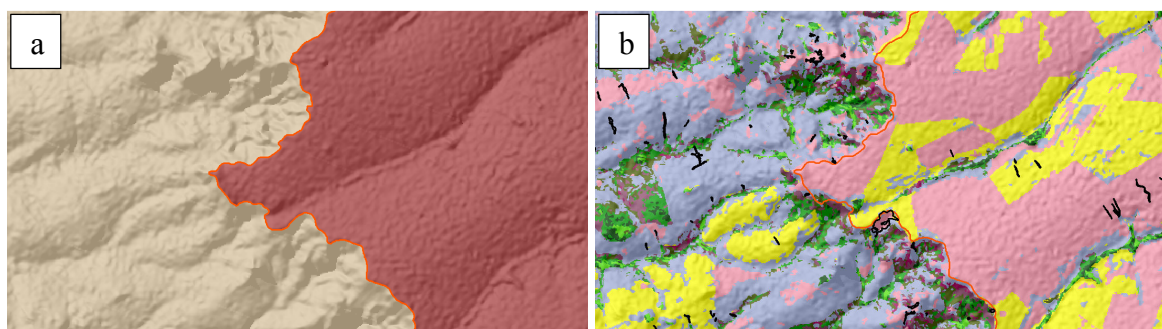
Figura 4.6.2: Classes de declividade, parte **a**, e sua correspondência espacial com as classes de solo, parte **b**.



Como resultado dessa interpretação tem-se a classificação em compartimentos morfopedológicos. Dessa forma na parte **a** da Figura 4.6.3 tem-se a divisão de uma parte

da área de pesquisa em dois compartimentos. Um corresponde àquele de aspecto mais rebaixado e mais dissecado (cor acinzentada da parte **a**). Outro corresponde àquele de aspecto mais suave e mais plano (cor roxa da mesma parte da figura). Separando os dois compartimentos existe uma zona na forma de escarpa erosiva que marca o avanço do compartimento localizado à esquerda sobre aquele localizado a direita.

Figura 4.6.3: Compartimentos morfopedológicos, parte **a**, e sua correspondência espacial com as classes de cobertura e uso do solo, parte **b**.



Ainda em relação à classificação, na parte **b** da mesma figura, é importante notar a cobertura e o uso predominante em cada um desses compartimentos morfopedológicos. Dessa forma, no compartimento mais preservado a cobertura vegetal se faz presente somente ao longo dos canais de drenagem. Na área mais plana predomina o solo exposto e o uso por agricultura, nas cores rosa e amarela, respectivamente. No entanto, as áreas de solo exposto podem ser consideradas como sendo de uso agrícola, tendo em vista que se encontram em fase de preparo para plantio. Já no compartimento mais rebaixado e dissecado predomina o uso por pastagem (cor azulada) com algumas áreas de solo exposto. Ocorrem também alguns fragmentos de agricultura, sendo que neste caso corresponde ao plantio de eucalipto.

Após essa etapa preparatória os compartimentos morfopedológicos (CMP) foram inicialmente correlacionados espacialmente com o mapa dos focos erosivos lineares e posteriormente com o mapa de cobertura e uso do solo, construindo-se a matriz de correlação espacial em que foi possível detectar os CMPs mais afetados pelos processos erosivos e respectivas variáveis condicionantes (rochas, solos, relevo) em média escala.

4.7 Levantamento dos sistemas pedológicos

Para o levantamento dos sistemas pedológicos adotou-se a metodologia de Boulet et al., (1982) que consiste na avaliação da ocorrência dos solos organizados em contínuo partindo do topo dos interflúvios até a borda dos canais de drenagem, cujos horizontes tendem a acompanhar a topografia da vertente se estiverem relacionados com a evolução desta. O levantamento foi realizado ao longo de topossequências que seguem seções longitudinais alinhados em eixos topográficos orientados de forma perpendicular às curvas de nível ligando o topo a base dos interflúvios. Ao longo destas seguiu-se a abertura de trincheiras e entre estas, sondagens a trado a fim de confirmar evidenciar a continuidade ou variação distribuição dos horizontes detectados na descrição da trincheira. Quando da detecção de mudanças uma outra trincheira foi aberta a fim de melhor descrever a nova geometria e distribuição dos horizontes dos solos e suas respectivas características. Estes horizontes foram descritos em termos de profundidade, cor, transição, cerosidade, plasticidade e principalmente estrutura e textura.

A seleção dos locais para levantamento das topossequências de solos foi feita em pequenas bacias hidrográficas e que se mostraram mais representativas dos sistemas pedológicos mais dominantes em cada compartimento morfopedológico. Preferencialmente, em termos de uso atual, optou-se pela presença de culturas anuais nos topos ou reserva legal, pastagens extensivas de gado bovino de corte na vertente e mata ciliar ou galeria nos fundos de vale, sem ou com poucas práticas conservacionistas mecânicas (curvas de nível). Uma das topossequências foi compilada de Marinho et al., (2006) posicionada numa bacia no CMP Oeste da área de estudo e duas outras foram levantadas e estudadas no contexto da presente tese e de projeto vinculado contando com o auxílio de pesquisa do CNPq. Uma delas posicionada na borda do platô (chapada) no mesmo CMP Oeste, onde antes era soja alternada com milho e hoje em dia é cana-de-açúcar, transicionando para a zona rebaixada que o envolve, com pastagem em declínio, sendo substituída por cana-de-açúcar, porém sem declive acentuado; e uma terceira posicionada no centro- leste com reserva legal no topo, pastagem extensiva na vertente e mata ciliar no fundo de vale. Todas desenvolvidas sobre arenitos da Formação Botucatu da Bacia Sedimentar do Paraná. Todas serão apresentadas e discutidas mais adiante.

Todo o levantamento pedológico foi devidamente georreferenciado, as descrições morfológicas dos perfis de solos e coleta de amostras seguiram as recomendações de Santos et al (2005) e a representação gráfica do perfil topográfico tendo abaixo os horizontes dos solos utilizou de três escalas, duas topográficas usuais (X,Y) e uma para o solo, com exageros verticais de até cinco vezes a escala horizontal para os primeiros, e de até dez vezes a escala vertical para o solo (BARROS, 1986; BARROS et al, 1982; RUELLAN; DOSSO, 1993, RUELLAN, 2005).

4.8 Concepção e desenvolvimento do modelo de erosão hídrica linear

O desenvolvimento do modelo preliminar de erosão hídrica linear teve como fundamento o conceito de distribuição de energia enquanto capacidade de realizar trabalho geomorfológico em um sistema como uma bacia hidrográfica, mas contemplando especificamente a vertente subdividida em suas partes ou segmentos. Dessa forma o ponto de partida foi a analogia feita por Leopold e Langbein (1962) sobre o conceito de entropia no estudo da evolução do relevo, comparando-a a evolução de um sistema termodinâmico, expressa pela seguinte equação (Eq. 03):

$$dS = dQ/t < == > dS = dM/h \quad \text{Equação 03.}$$

Em que: dS corresponde à variação de energia para ambos os lados; dQ é variação da quantidade de calor e t corresponde a variação de temperatura no sistema termodinâmico; dM é a variação da quantidade de massa e h é a variação da amplitude altimétrica no relevo.

Nesse sentido, para representar a variação de massa distribuída ao longo das vertentes do sistema bacia hidrográfica optou-se por trabalhar com a estimativa de vazão do escoamento superficial, tendo em vista o papel do mesmo na deflagração e evolução de feições erosivas hídricas lineares. Para estimar o escoamento superficial aplicou-se o método racional (PINTO et al., 1973; TUCCI, 1993; TUCCI, 2004; PORTO, 2004), cuja fórmula é apresentada (Eq. 05).

$$Q_{max} = CiA^{3,6} \quad \text{Equação 05.}$$

Em que: $Q_{\max}$ = vazão máxima do escoamento superficial em m^3/s ; i = intensidade máxima média da precipitação para uma duração no mínimo igual ao tempo de concentração em mm/h ; e A = área da bacia em km^2 .

Pelo fato das bacias escolhidas em cada compartimento possuírem áreas com aproximadamente 3 km^2 optou-se por trabalhar com o método racional modificado (EUCLYDES; PICCOLO, 1987). Este consiste em uma adaptação do método racional para bacias com áreas maiores por meio da multiplicação do resultado por um coeficiente de retardamento que varia em função da área da bacia, cuja equação é apresentada (Eq. 06):

$$\theta = 0,278 - 0,00034 \times S \quad \text{Equação 06.}$$

Em que: θ = coeficiente de retardamento do escoamento superficial; e S = área da bacia em km^2 .

Já para representar a variação da amplitude altimétrica no relevo optou-se por trabalhar com o método das quebras naturais das classes hipsométricas a partir do Modelo Digital de Elevação. Para tanto, inicialmente a hipsometria de cada bacia foi dividida no número máximo de 32 classes, utilizando para tanto o algoritmo de Jenks implementado no software Arc Map. Este algoritmo possui sua base no método das quebras naturais, mas utiliza o critério matemático na determinação de seus intervalos. Dessa forma ele busca minimizar a variância intraclasse e maximizar a variância interclasse (GIRARDI, 2008). Essa metodologia satisfaz perfeitamente a função de se obter a amplitude altimétrica representativa do denominador da Equação 03, proposta por Leopold e Langbein (1962). Satisfaz perfeitamente também a necessidade do fluxo encontrar resistência ao final da vertente, tal como discutido na fundamentação teórica do presente trabalho. Isso porque ao chegar nas porções inferiores das vertentes de forma côncava a amplitude tende a se reduzir proporcionando uma redução na inclinação da superfície receptora de fluxo. Na prática e exemplificando por meio de um número menor de classes hipsométricas o resultado das quebras naturais é ilustrado na Tabela 4.8.1.

Tabela 4.8.1: Classes hipsométricas, amplitude intraclasse e respectivas áreas de abrangência em uma dada bacia.

Classe de hipsometria - m	Amplitude intraclasse - m	Área - ha	Área relativa
471 - 486.4	15.4	286.7678	10.84
486.5 - 501.6	15.1	385.9399	14.59
501.7 - 516.4	14.7	420.1922	15.88
516.5 - 530	13.5	426.8531	16.13
530.1 - 543.1	13.0	399.5479	15.10
543.2 - 556.7	13.5	335.9775	12.70
556.8 - 573.7	16.9	165.0222	6.24
573.8 - 591.9	18.1	139.2088	5.26
592 - 616	24.0	86.3488	3.26
Amplitude - m / Área total - ha	145.0	2645.8582	100.00

4.8.1 Preparação da estimativa de vazão com base no método racional modificado

A implementação do método racional modificado (EUCLYDES; PICCOLO, 1987), teve início com a elaboração do mapa de fitofisionomias e uso do solo partir da fusão da imagem pancromática com resolução espacial de 15 metros com a composição colorida RGB 654 com 30 metros, ambas do satélite Landsat 8. Essa combinação de imagens foi necessária a fim de detalhar melhor ou em maior escala as condições de cobertura e uso do solo em cada bacia. Posteriormente, procedeu-se à correspondência de cada classe com seu respectivo coeficiente de escoamento superficial. Este corresponde à razão entre a estimativa do volume escoado e o total precipitado. Os coeficientes de escoamento superficial em geral são muito difíceis de serem obtidos diretamente, pois dependem de vários fatores, tais como o tipo de solo, a declividade do terreno e principalmente do tipo de cobertura e uso do solo. Destaca-se ainda que os mesmos dependem da intensidade, bem como da duração da chuva, uma vez que tendem a ser diretamente proporcional a saturação dos solos. Dessa forma, sabendo da variabilidade espacial e temporal do seu comportamento, os mesmos foram ajustados a partir de revisões bibliográficas, como ilustrado na Tabela 4.8.1.1.

De posse do mapa de coeficientes de escoamento superficial o próximo passo foi aplicar o cálculo de estimativa da velocidade do escoamento superficial, a qual resulta da seguinte fórmula (Eq. 07):

$$V = C x S^{0.5} \quad \text{Equação 07. (PORTO, 2004).}$$

Tabela 4.8.1.1: Classes de fitofisionomias e respectivos coeficientes de escoamento superficial.

Classe de fitofisionomia	Coeficiente de escoamento superficial
Cerradão	0,070
Mata de Galeria	0,075
Cerrado Denso	0,075
Cerrado Típico	0,150
Cerrado Ralo	0,200
Agricultura	0,274
Pastagem	0,300
Solo Exposto	0,350
Queimada	0,320

Fonte: adaptado de Tucci, (1995).

Em que: V= velocidade de escoamento em m/s; C = coeficiente de escoamento derivado do mapa de cobertura e uso associado ao tipo de solo; e S corresponde a declividade elevada ao expoente 0,5.

O próximo passo foi calcular o tempo de concentração ou o tempo de escoamento da porção mais elevada e distante dos interflúvios até o canal de drenagem. Esse cálculo pode ser obtido por meio da fórmula do Método Cinemático proposta pelo *Soil Conservation Service* (Eq. 08):

$$T_c = 1/60 \times \sum L_i \times V_i \quad \text{Equação 08. (PORTO, 2004).}$$

Em que: T_c = tempo de concentração em min; L_i = comprimento de vertente ou fluxo em m; e V_i = velocidade de escoamento superficial em m/s.

Uma vez que todos os fluxos devem chegar ao canal de drenagem, para o cálculo do tempo de concentração é necessário que a precipitação tenha duração igual ou maior do que o tempo que os fluxos mais distantes levam para chegar até o canal. Esta é uma condição para que se possa estimar a vazão com base na precipitação. Destaca-se ainda que o cálculo dos comprimentos de fluxos deve ser realizado ao longo das vertentes, sem levar em conta os canais de drenagem. Isso porque os mesmos já saem da abordagem da vertente e têm sua dinâmica própria, embora dependente da bacia. Portanto, obedecem a outro funcionamento. Com isso, partindo do topo dos interflúvios os fluxos tendem a se

concentrar ao longo das vertentes, com as maiores vazões ocorrendo no contato com os canais de drenagem.

O próximo passo foi calcular a intensidade máxima média que a chuva pode chegar para aquela região, tendo como referência o histórico das chuvas sistematizados em uma equação, a equação de chuva. Para tanto utilizou-se das equações de chuva desenvolvidas por Oliveira et al., (2005) para a estação mais próxima de cada bacia-teste do modelo ora proposto (Eq. 09).

$$i = \frac{K \times TR^a}{(t + b)^c} \quad \text{Equação 09.}$$

Em que: i_m = intensidade máxima média em mm/h; K = parâmetro próprio da estação climatológica; T = tempo de retorno para o evento extremo; a = parâmetro da própria estação; t = tempo de duração do evento pluviométrico = tempo de escoamento para a bacia acima determinado; b e c = parâmetros próprios da estação.

Com isso, observando o dividendo e o divisor da equação nota-se que a intensidade máxima tende a ser inversamente proporcional ao tempo de duração do evento pluviométrico, ou seja, quanto mais distribuída for a chuva menor será sua intensidade. O desdobramento dessa equação para as diversas localidades próximas as bacia-teste é apresentado em seguida. Para a bacia do CMP Oeste utilizou-se a equação elaborada a partir da estação climatológica de Alto Garças - MT; do CMP Norte, da estação de Caiapônia; e do CMP Sudeste da estação de Aporé - GO.

$$i_{\max} = \frac{873,374 * T_R^{0,1328}}{(t + 10)^{0,7418}} \quad i_{\max} = \frac{1138,151 * T_R^{0,1643}}{(t + 12)^{0,7599}} \quad i_{\max} = \frac{1265,319 * T_R^{0,1368}}{(t + 15)^{0,7853}} \quad \text{Oliveira et al., (2005).}$$

Alto Garças - MT Caiapônia - GO Aporé - GO
Equação 10. Equação 11. Equação 12.

O próximo passo foi calcular a vazão ou ainda mais corretamente a distribuição do escoamento superficial, por meio da fórmula do método racional modificado apresentado acima.

Antes de ir para o resultado vale ressaltar que a fórmula do método racional modificado aplicada manualmente gera uma incompatibilidade que é o fato de se obter apenas o resultado do deflúvio total da bacia, ou seja, não se chega a uma representação da

distribuição espacial do escoamento superficial. Trata-se de um modelo concentrado, enquanto que a melhor solução seria a possibilidade de um modelo distribuído, isto é, um modelo que representasse a distribuição espacial do escoamento superficial. No presente trabalho essa incompatibilidade deixará de existir, uma vez que, trabalhando com condicionantes espaciais georreferenciados será possível representar a variação espacial do escoamento. Entretanto, outra incompatibilidade aparece. Como observado na fórmula, a vazão consiste basicamente em se multiplicar os coeficientes de escoamento superficial, que agora serão dados distribuídos na bacia, pela intensidade máxima da precipitação, que por sua vez não possui variabilidade espacial na bacia. Isso porque os dados são somente de uma estação. Disso resulta que o mapa da distribuição espacial do escoamento superficial acaba por refletir a capacidade do solo em reter ou infiltrar a água. Enquanto isso, na realidade sabe-se que os fluxos, depois do movimento hortoniano, tendem a se acumular formando fluxos cada vez maiores.

A saída para uma melhoria foi tornar o método racional um modelo distribuído, ou seja, cumulativo conforme os fluxos vão se acumulando ao longo da vertente. Isso foi realizado mediante o cálculo da distribuição do acúmulo de fluxo ao longo da vertente, em que a célula correspondente ao exutório recebeu o maior valor. De porte da distribuição do acúmulo de fluxo o próximo passo foi a distribuição espacial da área da área de contribuição ao longo da vertente por meio da multiplicação da área de cada célula do MDE pelo valor do fluxo acumulado.

Cada célula do MDE possui resolução espacial de 30 metros, portanto possui área de 900m^2 . Para uma das sub-bacias em teste o acúmulo de fluxo foi da ordem de 377 células de 900 m^2 . Fazendo o cálculo chegamos a um acúmulo de 339300 m^2 no exutório da sub-bacia. A sub-bacia, com sua área delimitada manualmente e calculada tem 340000 m^2 ou $0,34\text{ km}^2$, portanto o procedimento de determinação da área distribuída está correto. De porte dessa área distribuída o próximo passo foi realizar o cálculo de vazão substituindo o simples valor da área da bacia pela área distribuída, chegando-se a mesma vazão de antes, só que agora distribuída.

O passo seguinte foi divisão da estimativa da vazão do escoamento superficial distribuído pela variação da amplitude altimétrica, obtendo assim a distribuição espacial da

vazão pela amplitude altimétrica ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$). Para a estimativa de vazão aplicou-se a fórmula do método racional modificado (Eq. 13).

$$Q_{max} = CiA/3,6 \times \theta = 0,278 - 0,00034 \times S \quad \text{Equação 13.}$$

Em que: Q_{max} = vazão máxima alcançada em m^3/s ; C = coeficiente de escoamento superficial adimensional; i = intensidade máxima média de precipitação em mm/h ; A = área da bacia em km^2 ; θ = *coeficiente de retardamento adimensional*; e S = *área da bacia em km^2* .

Todos os procedimentos operacionais necessários a expressão espacial das grandezas constantes em todas as fórmulas foram implementados no software Arc Map, por meio de uma ou, como foi mais recorrente, da associação de ferramentas apropriadas.

5. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOPEDOLÓGICA, PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS E MORFOGRÁFICOS, SISTEMAS PEDOLÓGICOS E MODELAGEM DOS PROCESSOS EROSIVOS.

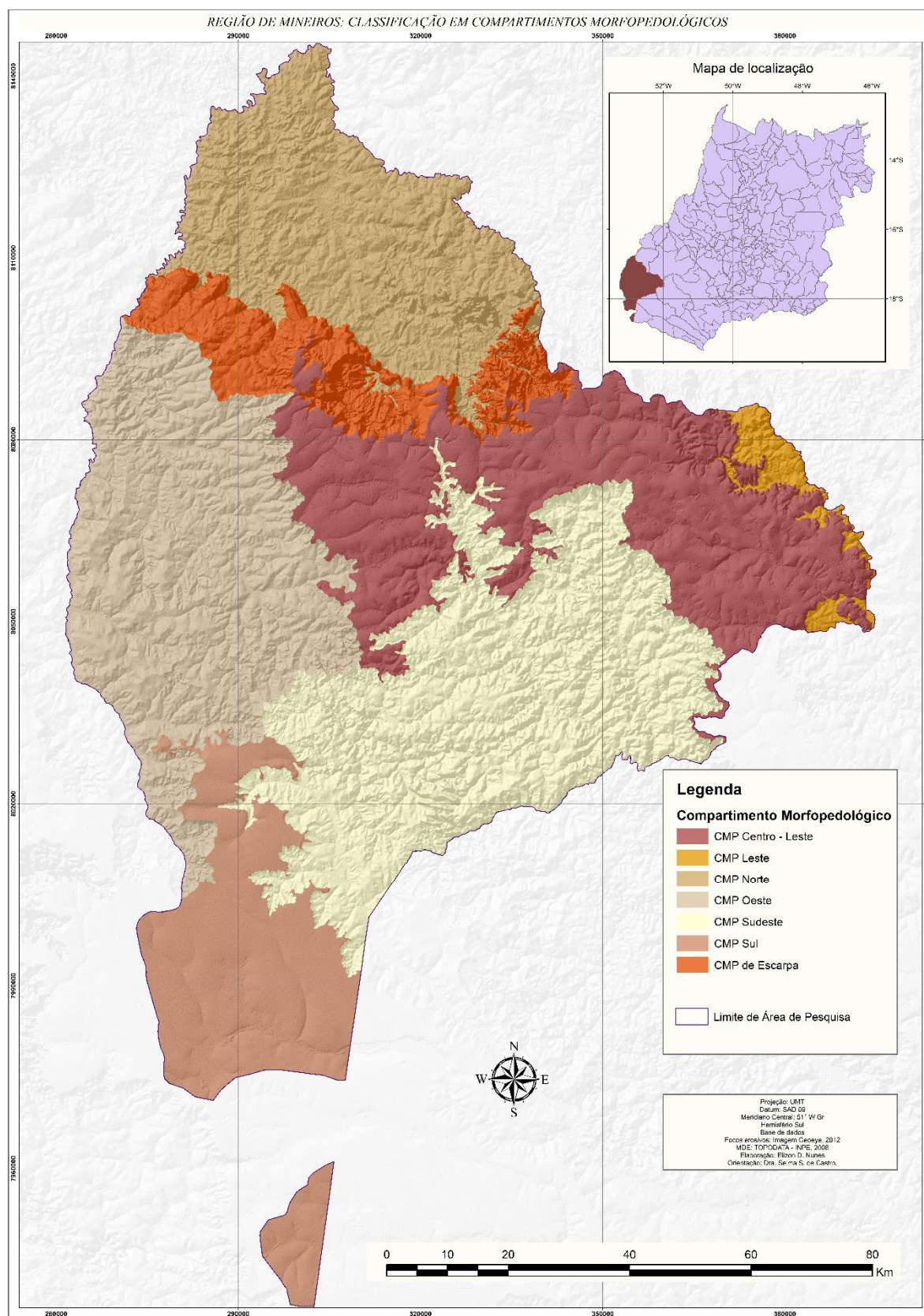
5.1 Compartimentos morfopedológicos e suas características

Foram definidos sete (7) compartimentos morfopedológicos (CMP) para a área. A nomenclatura dos mesmos foi definida levando em conta a orientação de cada um tendo como referência espacial a porção central da área de pesquisa. A seguir as características gerais de cada um.

Compartimento Morfopedológico Norte - abrange cerca de 15,12% da área e compreende coberturas sedimentares fanerozóicas pertencentes ao grupo Itararé - Formação Aquidauana, formadas por diamictito, folhelho, arenito vermelho e siltito. Corresponde ao compartimento mais rebaixado, podendo chegar aos 414 metros e com pouca variação de altitude entre os topos dos interflúvios e os canais de drenagem, bem como na área como um todo. Exceção se faz a alguns morros residuais para os quais a erosão diferenciada resultou em pequenos patamares altimétricos. Em decorrência do rebaixamento quase por igual, ao longo dos rios principais ocorrem extensas planícies de inundação, de baixo gradiente fluvial, com larguras de até 925 metros e declividades que não ultrapassam os 3%, sendo muito comum a ocorrência de Neossolo Flúvico de textura média. Para as partes mais elevadas as declividades variam de 0 a 8% associadas ao topo de interflúvios amplos de bordas convexizadas com a ocorrência de Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média. Em seguida ocorrem setores das vertentes mais alongados, com declividades que variam de 5 a 12% e voltando a 5% já quase no final da vertente com a ocorrência de Argissolo Vermelho de textura média a arenosa e que devido a tendência de convergência de fluxo já apresentam concavidades bem pronunciadas. A conversão de fitofisionomias Cerrado Denso, Cerrado Típico e Cerrado Ralo em pastagens na década de 1990 e destas para solo exposto já em 2014, faz com que esse setor da vertente seja crítico, comportando a quase totalidade dos focos erosivos. Considerando o compartimento como um todo as fitofisionomias Cerrado Denso e Cerrado Típico passaram de 33 e 30% em 1985 para atuais 8 e 4%, respectivamente, ao passo que a passagem passou de 12 para 64% no mesmo período.

A Figura 5.1.1 traz uma representação dos sete compartimentos sobrepostos ao relevo em sombra no qual é possível perceber a dissecação de cada um.

Figura 5.1.1: Mapa da região de Mineiros e seus compartimentos morfopedológicos.



Compartimento Morfopedológico de Escarpa - abrange cerca de 6,61% da área e compreende uma pronunciada zona de transição de elevado desnível altimétrico configurando um leve arco que se posiciona da porção central ao norte da área separando o CMP Norte e o CMP Centro-Leste. Envolve pelo menos quatro formações geológicas, o que resultou na erosão diferenciada compreendendo uma variação total de 400 metros de gradiente distribuídos em pelo menos cinco patamares altimétricos. Tem-se início logo após a formação Cachoeirinha, passando por arenitos eólicos do grupo Paraná - Formação Botucatu, em seguida por siltito, folhelho e sílex do grupo Passa Dois - Formação Corumbataí, seguidos por basaltos e arenitos do grupo Paraná - Formação Serra Geral, seguidos por folhelho negro, cascalho e sílex do grupo Passa Dois - Formação Irati e encerrando em arenito vermelho e siltito do grupo Itaré - Formação Aquidauana. Embora compreenda um pronunciado desnível altimétrico distribuídos em pouco mais de 8 km de extensão as maiores declividades, que chegam até 194%, estão concentradas encerramento de uma formação para outra na maioria das vezes na forma de escarpas erosivas e zonas de erosão recuante (ZER) e quase sempre com o afloramento de arenitos. Quando apoiadas em uma só formação a declividade varia de 0 a 8% nas porções mais elevadas formando vertentes de topos convexos com a ocorrência de Latossolo Vermelho de textura média ou Cambissolo Háplico de textura média em declives mais acentuados. Passando por desníveis e em posições mais rebaixadas a declividade volta a variar de 0 a 5% com a ocorrência de Argissolo Vermelho de textura argilosa a média. Finalmente quando se aproxima da superfície mais rebaixada a declividade alcança seu valor máximo para a área - 194% - com a predominância de Neossolo Litólico perfazendo uma linha de escarpa. Ainda que pareça uma área de difícil prática agrícola, já na década de 1990 passou por considerável processo de retirada da cobertura vegetal, especialmente Cerrado Denso e Cerrado Típico passando de 28 e 27% para atuais 6 e 4% respectivamente. Esse processo se deu especialmente em áreas com declividade variando de 0 a 8% o que resultou na deflagração de processos erosivos ainda que pequeno porte em áreas com o predomínio de pastagens.

Compartimento Morfopedológico Centro-Leste - compreende cerca de 19,59% da área e ocorre quase que totalmente sobre a formação Cachoeirinha composta por argilitos, arenitos e depósitos de areia. Corresponde ao compartimento mais elevado com altitudes variando de 779 a 1009 metros, com declividades variando de 0 a 8%, com interflúvios

amplos e com forma retilínea com a predominância de Latossolo Vermelho de textura argilosa a muito argilosa com elevada condutividade hidráulica. Nas bordas a declividade pode atingir 12%, com a forma convexizada até chegar a drenagem. Acompanhando os canais de baixo gradiente a declividade volta a variar de 0 a 3% proporcionando a ocorrência de Gleissolo Háptico de textura argilosa. Por fazer contato com a Formação Botucatu a erosão natural por vezes atinge os arenitos eólicos proporcionando a ocorrência de focos erosivos principalmente nas bordas. Trata-se de um compartimento intensamente utilizado por agricultura mecanizada desde a década de 1980 com o predomínio de Soja, Milho, Algodão e mais recentemente com um notável aumento do plantio de Cana-de-açúcar. As imagens do ano de 1985 evidenciam que o Cerrado Denso e o Cerrado Típico predominavam na área, ocorrendo atualmente em menos de 2,8 e 2,1% respectivamente. No entanto, no mesmo período a Mata de Galeria remanesce em aproximadamente 2% desse compartimento.

Compartimento Morfopedológico Oeste - compreende cerca de 20,51% da área. Em suas porções mais elevadas é sustentado por arenitos eólicos pertencentes ao grupo São Bento - Formação Botucatu. Uma notável característica desse compartimento é o fato de ter sua rede de drenagem desenvolvida no sentido contrário ao caimento topográfico e litológico que encontra-se orientado para o Sul. Com isso, seus canais possuem baixo gradiente fluvial, sendo muito comum a ocorrência de Neossolo Quartzarênico Hidromórfico nas amplas planícies de inundação que podem chegar até 1290 metros de largura. Predomina nessa porção mais elevada declividades variando de 0 a 8% em interflúvios amplos e de bordas convexizadas com o predomínio de Latossolo Vermelho e Neossolo Quartzarênico Órtico, ambos de textura média. Na porção intermediária das vertentes predominam declividades que variam de 8 a 12%, com comportamento retilíneo e o predomínio de Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média. Nas porções mais rebaixadas, acompanhando os canais de baixo gradiente ocorrem Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos de textura média a arenosa associados a declividades variando de 0 a 3%. Em locais de baixo gradiente altimétrico ocorrem pequenos depósitos aluvionares compostos por areia, argila e cascalho até chegar aos siltitos, folhelhos e sílex do grupo Passa Dois - Formação Corumbataí também em baixas declividades, nos quais predominam Argissolos Vermelhos de textura argilosa a média. Desde a década de 1980 já era comum a ocorrência de queimadas em extensas áreas. Já na década de 1990 as

fitofisionomias Cerrado Denso, Cerrado Ralo e Cerrado Típico já haviam sido substituídas em grande parte por Pastagens e em menor percentual Solo Exposto. Nesse compartimento a maior concentração de focos erosivos, inclusive de grandes dimensões está localizada em áreas próximas a rodovias que desde o início da década de 1980 já influenciavam a retirada da cobertura vegetal. Esse processo se deu principalmente em áreas de Latossolo Vermelho de textura média associado a vertentes longas convexizadas ou ainda com tendência de aumento da declividade associadas ao uso predominantemente por Pastagens e Solo Exposto. É um dos compartimentos com maior ocorrência de focos erosivos lineares inclusive de grande porte.

Compartimento Morfopedológico Leste - localiza-se no extremo leste, compreendendo 1,44% da área. Em sua porção mais elevada, cuja altitude varia de 861 a 705 metros, se desenvolve sobre folhelho negro, calcário e sílex pertencentes ao grupo Passa Dois - Formação Irati. Já em sua porção mais rebaixada ocorrem arenitos vermelhos, folhelhos e siltitos pertencentes ao grupo Itararé - Formação Aquidauana. Nas porções mais elevadas dos interflúvios ocorrem declividades que variam de 0 a 5%, com o predomínio de Neossolo Quartzarênico Órtico de textura média, seguidas de um aumento para 12% nas porções intermediárias com convexidades já bem acentuadas e por vezes seguidas por pequenas escarpas erosivas, nas quais predomina Neossolo Litólico de textura cascalhenta. Ao longo dos canais principais com baixo gradiente predomina Neossolo Flúvico de textura média. Até meados da década de 1990 cerca de 50% da área ainda estava coberta pelas fitofisionomias Cerradão, Cerrado Denso, Cerrado Típico e Cerrado Ralo. Nos últimos 20 anos esse percentual tem se reduzido de forma que atualmente restam cerca de 14%, sendo que a substituição aconteceu principalmente por pastagens e solo exposto nos quais ocorrem grande parte dos focos erosivos. Atualmente observa-se a expansão da plantação de eucalipto em áreas antes ocupadas por pastagem.

Compartimento Morfopedológico Sudeste - abrange 24,95% da área. Em suas porções mais elevadas e próximas da formação Cachoeirinha, em que as altitudes variam de 838 no ponto mais elevado a 616 m nas porções mais rebaixadas próximas dos canais de drenagem, ocorrem siltitos e folhelhos pertencentes ao grupo Passa Dois - Formação Corumbataí. Nesses ambientes de transição a declividade ultrapassa os 45% em segmentos escarpados e com o predomínio de Neossolo Litólico. Nas porções intermediárias das

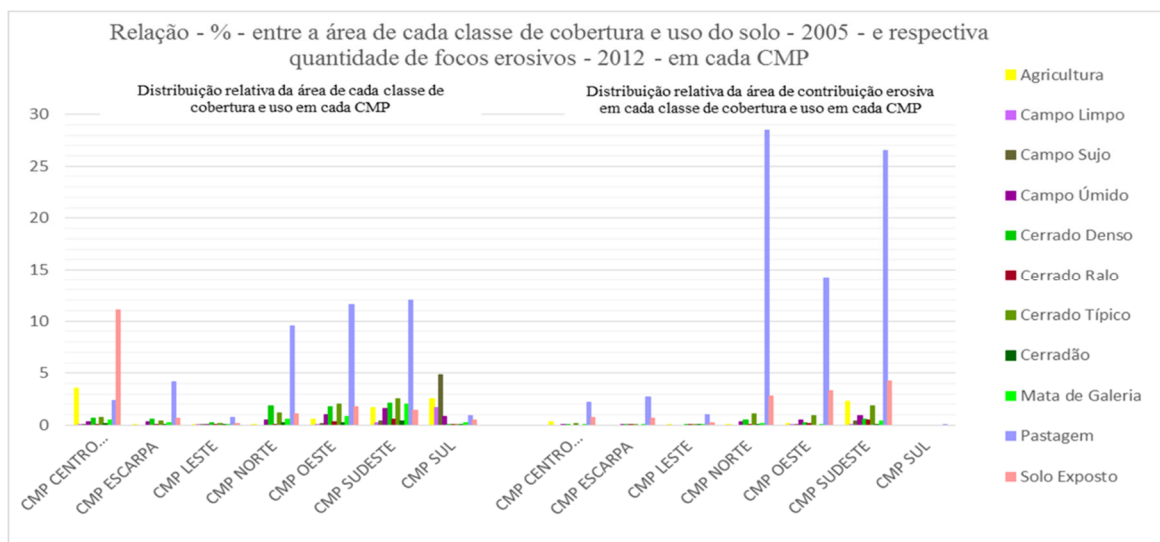
vertentes as inclinações variam de 0 a 12% configurando um patamar intermediário com o predomínio de Argissolo Vermelho de textura média a arenosa. Já na porção mais rebaixada e ao longo dos canais principais predomina o Neossolo Flúvico de textura média. Na porção mais central, e conseqüentemente maior parte desse CMP, predominam arenitos eólicos do grupo São Bento - Formação Botucatu, sendo que nas porções mais elevadas a declividade varia de 0 a 8% em interflúvios ainda amplos e poucos dissecados de bordas convexas com o predomínio de Latossolo Vermelho de textura média. Já em interflúvios mais dissecados, de declividades mais acentuadas e vertentes concavizadas ocorre Neossolo Quartzarênico Órtico de textura média a arenosa. Na porção mais rebaixada e ao longo dos principais canais de drenagem predomina o Gleissolo Háptico de textura argilosa. Considerando todo o recorte espacial da pesquisa foi um dos compartimentos que mais perdeu cobertura vegetal original, inclusive desde a década de 1980. Já na década de 1990 o Cerrado Denso e o Cerrado Típico perfaziam apenas 11 e 12% da área desse CMP, sendo que atualmente esse percentual é de 6,86 e 7,78%, respectivamente. A retirada da cobertura vegetal na porção que varia de intermediária, como predomínio de Argissolo Vermelho, ao final das vertentes com o predomínio de Neossolo Quartzarênico Órtico, de textura média e arenosa, respectivamente e associados a curvatura variando de Retilínea a Côncava encontra estreita relação com a ocorrência de focos erosivos. Estes quando em bordas convexas no início de vertentes de elevado gradiente quase sempre são de grande porte indicando que esse CMP ainda pode passar por um longo processo de degradação. Nesse CMP, em algumas áreas isoladas ainda predominam fragmentos de Cerrado Denso em áreas mais planas, Cerrado Típico em áreas de declividades chegando até 9%, locais onde não se observa a ocorrência de processos erosivos lineares.

Compartimento Morfopedológico Sul - compreende 11,78% da área, sendo sustentado por argilitos, arenitos e depósitos de areia pertencentes à Formação Cachoeirinha que volta a aparecer no extremo sul da área em altitudes menores, variando de 894 a 776 metros devido ao caimento topográfico e litológico no sentido N-S. Corresponde ao compartimento de relevo mais preservado e plano, sendo que as declividades pouco ultrapassam os 5%, de comportamento retilíneo, com o predomínio de Latossolo Vermelho de textura argilosa a muito argilosa. Nas bordas das extensas áreas úmidas a declividade pode chegar a 8% com a forma mais concavizada, sendo sucedida novamente por inclinações de no máximo 3% com a ocorrência de Gleissolo Háptico em áreas mais

rebaixadas correspondente aos poucos canais de drenagem de baixo gradiente que ocorrem em meio ao extenso planalto. Em decorrência da existência do Parque Nacional das Emas é o compartimento mais preservado com a quase totalidade da sua área coberta por Campo Limpo, Campo Sujo e por vezes Campo Úmido e Mata de Galeria. Nas áreas fora dos domínios do parque predominam culturas tais como Soja, Milho, Algodão e, mais recentemente, Cana-de-açúcar em franca expansão. No período de 1985 a 2014 não se verificou mudanças significativas em relação a cobertura e o uso do solo e a erosão linear praticamente inexistente.

Em relação as mudanças na cobertura e uso do solo em cada CMP e sua influência na ocorrência de processos erosivos, a Figura 5.1.2 permite duas importantes interpretações. A primeira parte ressalta o predomínio de Agricultura e Solo Exposto no CMP Centro-Leste, ao passo que no CMP Sul mais preservado, além de agricultura predomina o Campo Sujo. Já para os demais compartimentos, especialmente o Sudeste, predomina o uso por Pastagem e, por vezes, Solo Exposto ao passo que a Agricultura e as fitofisionomias ocorrem em uma proporção bem menor. Consequentemente, por meio da segunda parte, percebe-se que as feições erosivas se localizam, quase que totalmente, nos CMPs Norte, Oeste e Sudeste e associadas ao uso por Pastagem e em menor parte Solo Exposto. A menor ocorrência de focos no Solo Exposto do CMP Norte se deve ao fato do mesmo ser utilizado por Agricultura, ao passo que nos outros compartimentos permanecer descoberto.

Figura 5.1.2: Relação (%) entre a área de cada classe de cobertura e uso em 2005 e respectivo % de focos erosivos em 2012 para cada CMP.



O Quadro 5.1.1 traz uma síntese das características ambientais de cada um dos 7 compartimentos morfopedológicos.

Quadro 5.1.1: Compartimentos Morfopedológicos e síntese de suas respectivas características geológicas, geomorfológicas, pedológicas, cobertura e uso do solo e processos erosivos.

C. M. P. / Características	Geologia: Formação e Litologia	Altitude m	Declividade %	Solos	Cobertura e Uso	Área		Ocorrência de focos	
						ha	%	Nº	%
C. M. P. - Centro Leste	F. Cachoeirinha: argilitos, siltitos e areia.	1009 a 779	0 a 8 (predominantemen- te) e 12 no máximo.	Latossolo Vermelho e Gleissolo Háplico, ambos de textura argilosa a muito argilosa.	Soja, Milho, Algodão e Cana-de-açúcar.	235138,00	19,59	221	4,02
C. M. P. Leste	G. Passa Dois - F. Irati: arenitos, folhelhos e siltitos.	861 a 705	0 a 5 e até 12 nas porções intermediárias.	Neossolos Quartzarênicos de textura média a arenosa.	Pastagem e Solo Exposto.	17294,00	1,44	78	1,52
C. M. P. Norte	G. Itaré - F. Aquidauana: diamictitos, folhelhos, arenitos, siltitos.	414 a 570	0 (centro dos interflúvios) a 11 (bordas e médias vertentes).	Latossolo Vermelho-Amarelo e principalmente Argissolo Vermelho ambos de textura média a arenosa.	Pastagem, Solo Exposto e Remanescentes de Cerrado.	181421,00	15,12	1907	33,35
C. M. P. Oeste	G. São Bento - F. Botucatu: arenitos eólicos.	615 a 943	0 a 4 (topos dos interflúvios) 4 a 9 (bordas convexizadas).	Latossolo Vermelho textura média e Neossolo Quartzarênico textura arenosa.	Pastagens e Solo Exposto.	246146,00	20,51	1120	19,59
C. M. P. Sudeste	G. São Bento - F. Botucatu: arenitos eólicos; G. Passa Dois - F. Corumbataí: arenitos e siltitos.	614 a 892	0 a 9 (topos de interflúvios) 9 a 16 (médias vertentes)	Latossolo Vermelho e Argissolo Vermelho-Amarelo, ambos de textura média e Neossolo Quartzarênico de textura arenosa.	Pastagens e Solo Exposto e alguns remanescentes de Cerrado.	299475,00	24,95	2162	37,81
C. M. P. Sul	F. Cachoeirinha: argilitos, arenitos e areia.	902 a 772	0 a 3	Latossolo Vermelho e Gleissolo ambos de textura argilosa a muito argilosa.	Agricultura remanescentes de Cerrado.	141369,00	11,78	7	0,12
C. M. P. Escarpa	Várias formações geológicas escalonadas.	532 a 896	Ultrapassa 100 em escarpas erosivas.	Neossolo Litólico e Cambissolo Háplico.	Remanescentes de Cerrado e Pastagens.	79392,00	6,61	183	3,59
Total em área - há - e número de focos erosivos						1200235,00	100,00	5678	100,00

Qualitativamente, são apresentadas as características da Geologia, Hipsometria, Declividade, Solos e a situação da Cobertura e do Uso do Solo em cada um. Quantitativamente são apresentadas a área de abrangência e a quantidade de focos erosivos em cada CMP. Por meio deste quadro e da descrição de cada compartimento já é possível perceber que, no que se refere aos processos erosivos, três compartimentos se destacam. O CMP Oeste com cerca de 19,59% dos focos, o CMP Norte com 33,35% e principalmente o CMP Sudeste com um total de 37,81% das erosões mapeadas. Em todos eles a ocorrência de processos erosivos encontra-se associada o desmatamento em áreas com a ocorrência de solos com textura variando de média a arenosa.

5.2 Erosão nos compartimentos morfopedológicos

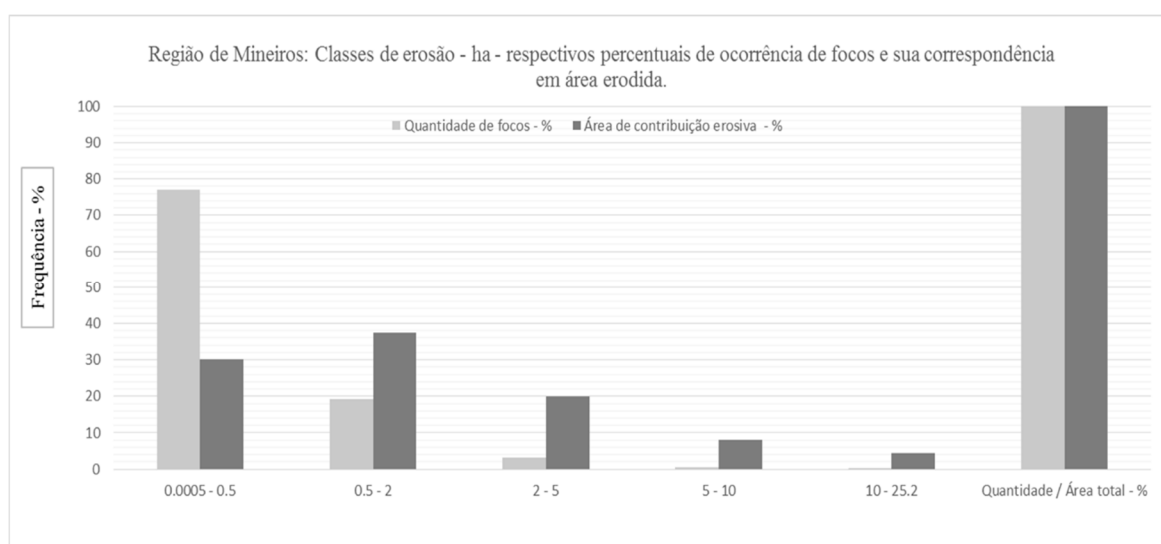
Na área de pesquisa foram identificados e mapeados 5678 focos erosivos, com área erodida ou de contribuição variando de 0,0005 a 25,2 ha, desde pequenas ravinas até voçorocas de grande porte. A dimensão do impacto causado pela erosão hídrica linear pode ser obtida pelos cerca de 2658,24 ha totais de área erodida que contribuíram diretamente na degradação dos solos e assoreamento de canais fluviais. Do total de focos cerca de 77% deles possuem área entre 0,0005 e 0,5 ha, contribuindo com cerca de 30% da superfície erodida. Partindo para erosões com porte maior do que 0,5 ha, percebe-se uma notável inversão nessa relação de forma que os focos maiores, embora em menor número, tendem a causar grande impacto, principalmente se considerada a classe de 2 a 5 ha. Nas classes maiores, o percentual de área de contribuição erosiva supera cada vez mais o percentual de focos, conforme ilustrado na Tabela 5.2.1.

Tabela 5.2.1: Classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classe de área - ha	Número de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 - 0.5	4370	76.96	801.47	30.15
0.5 - 2	1087	19.14	993.25	37.37
2 - 5	180	3.17	531.95	20.01
5 - 10	33	0.58	215.15	8.09
10 - 25.2	8	0.14	116.41	4.38
Quantidade / Área total - ha	5678	100.00	2658.24	100.00

Com base na mesma tabela e associando ao gráfico da Figura 5.2.1 entende-se que o maior percentual de área degradada por erosão se deve a focos que evoluíram e possuem agora área entre 0.5 e 2 ha. Seguindo para as classes maiores percebe-se também que a relação quantidade de focos versus área erodida aponta para um possível agravamento da situação. Isso porque cerca de 67% dos focos ainda possuem área menor ou igual a 2 ha e a área degradada advinda da contribuição dos focos de maior porte tende a se distanciar da quantidade. Dessa análise entende-se que basta que uma pequena quantidade de focos venha evoluir para que a área de contribuição erosiva tenha um crescimento exponencial. Dessa forma, caso essa combinação se confirme a área em pesquisa ainda passará por um considerável processo de degradação por erosão.

Figura 5.2.1: Relação (%) entre o número de focos e a área de contribuição por classe de foco erosivo.



Tal relação se mostra importante, pois ao obedecer padrões de distribuição espacial pode-se indicar a tendência de um dado compartimento continuar a produzir sedimentos e consequentemente evoluir para um estágio mais avançado de degradação. Essa tendência pode ser feita mediante a análise da relação entre a quantidade de focos de pequeno aos de grande porte e em que ambiente os mesmos ocorrem. Sabendo-se que cada compartimento morfoopedológico se caracteriza por determinado tipo de rocha, que sob a ação do tempo e do clima resulta em ambientes onde se verifica uma estreita relação entre o relevo e os solos, a diversidade ou não de tamanhos de focos erosivos pode indicar a possibilidade do mesmo em alcançar estágios mais avançados de degradação.

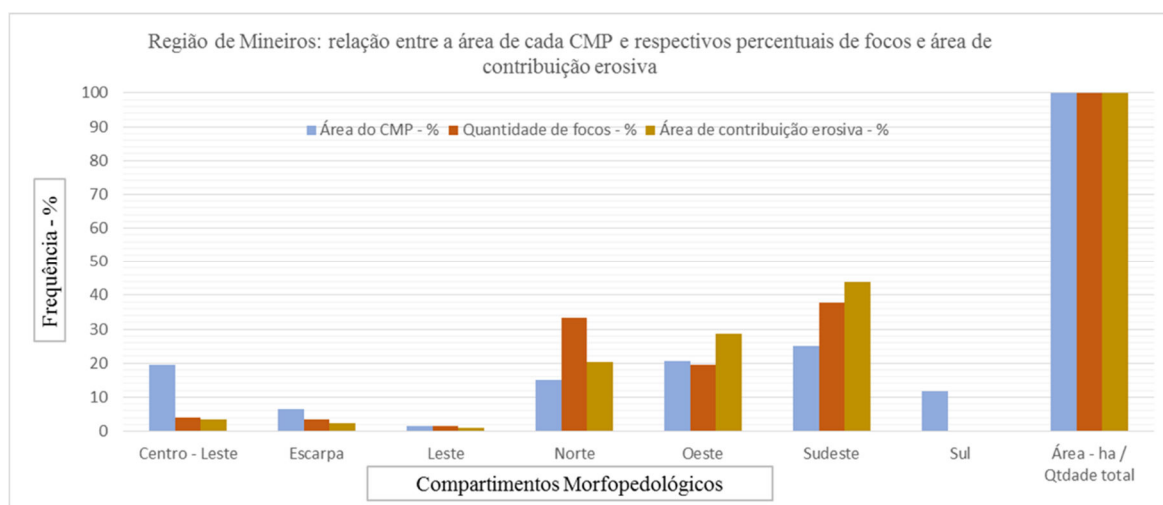
Do total de focos erosivos, os compartimentos Centro-Leste, Sul, Leste e Escarpa, ainda que juntos somem 39,4% da área da pesquisa, comportam apenas 9,25% do total de focos e 7% da área erodida ou de contribuição erosiva. Logo, considerando a área como um todo entende-se que as áreas mais ativas, tanto da ocorrência de focos como de área de contribuição, encontram-se nos CMPs Norte, Oeste e Sudeste. Considerando esta relação e observando os dados da Tabela 5.2.2 percebe-se que o CMP Norte responde mais pela quantidade de focos erosivos, compreendendo mais de 33% do total, ao passo que o CMP Oeste responde mais pela ocorrência da área de contribuição erosiva, sendo responsável por 28,69% de toda a área atingida por erosão linear. Já o CMP Sudeste é um caso que desperta mais a atenção, pois o mesmo não somente concentra grande parte dos focos, 37,81% do total, como também compreende cerca de 43,88% de toda a área de contribuição erosiva.

Tabela 5.2.2: Compartimentos Morfopedológicos, áreas de abrangência, quantidade de focos e respectivas áreas de contribuição erosiva.

CMP	Área do CMP		Quantidade de focos		Área erodida	
	Absoluta	Relativa %	Absoluta	Relativa	Absoluta	Relativa
Centro - Leste	235138	19,59	221	4,02	91.70	3,50
Escarpa	79392	6,61	183	3,59	64.37	2,42
Leste	17294	1,44	78	1,52	27.82	1,05
Norte	181421	15,12	1907	33,35	543.58	20,45
Oeste	246146	20,51	1120	19,59	763.85	28,69
Sudeste	299475	24,95	2162	37,81	1166.44	43,88
Sul	141369	11,78	7	0,12	0.43	0,02
Área - ha / Quantidade total	1200235,00	100,00	5678	100,00	2658.19	100,00

O efeito dos dados acima comentados pode ser visualizado na Figura 5.2.2, na qual é notável o impacto causado pela erosão que ocorre nos três compartimentos. Nestes o elevado percentual de ocorrência de focos, de área de contribuição ou os dois aspectos somados, relacionados ao percentual de área ocupada por cada compartimento já indica a ocorrência de áreas nas quais a densidade de focos ou ainda o percentual de área comprometida é alta. Nesse sentido, a análise do padrão de ocorrência das classes de focos erosivos em cada compartimento pode proporcionar maior precisão sobre qual compartimento se encontra mais comprometido e qual classe de erosão mais contribui para o estágio de degradação e os prováveis desdobramentos.

Figura 5.2.2: Relação (%) entre a área de cada compartimento morfopedológico, a quantidade de focos erosivos e a área de contribuição erosiva.



Em termos de degradação por erosão o compartimento Centro-Leste e principalmente o Sul são os que menos preocupam. Isso porque, ainda que ocupem 19,59 e 11,78%, respectivamente, da área de pesquisa, a distribuição da quantidade de focos nas classes de erosão, bem como a área de contribuição erosiva, associadas aos tipos de solo, cobertura e uso indicam menor suscetibilidade a ocorrência de focos erosivos. Para o CMP Centro-Leste o Latossolo Vermelho de textura variando de argilosa a muito argilosa associado ao relevo plano e com o uso por agricultura não é muito favorável à ocorrência de focos erosivos. Entretanto, como observado na Tabela 5.2.3, nesse compartimento ocorrem dois focos que, por serem muito grandes, contribuem com mais de 15% da área erodida. Tais ocorrências se devem a processos erosivos que se desenvolveram nas bordas desse CMP, sendo que um deles marca a transição para o CMP Oeste e o outro para o CMP Sudeste.

Tabela 5.2.3: CMP Centro-Leste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classe de área - ha	Quantidade de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 - 0.5	181	81.22	25.71	28.04
0.5 - 2	32	14.85	30.34	33.08
2 - 5	6	3.06	21.39	23.32
5 - 10	2	0.87	14.26	15.55
10 - 25.2	0	0.00	0.00	0.00
Quantidade / Área total ha	221	100.00	91.70	100.00

Considerando a condição natural, situação semelhante se aplica ao CMP Sul. O predomínio de Latossolo Vermelho e Gleissolo Háptico, ambos de textura argilosa, associados ao relevo plano faz desse compartimento o mais preservado da área em estudo. Ressalta-se ainda a existência do Parque Nacional das Emas que, sendo uma área restrita ao desmatamento, proporciona uma maior resistência à retirada da cobertura vegetal e consequentemente à exposição do solo à erosão hídrica. Com base na Tabela 5.2.4 percebe-se que apenas cinco focos de pequeno porte ocorrem nesse CMP, sendo que mais uma vez se destaca o fato dos mesmos ocorrerem uma zona de contato com o CMP Oeste. Da análise da erosão nos CMPs Centro-Leste e Sul é importante destacar que mesmo possuindo características ambientais pouco propícias à ocorrência de erosões, a deflagração do processo com comportamento remontante em outros compartimentos, em especial o Oeste e o Sudeste, pode acabar comprometendo a estabilidade dos mesmos.

Tabela 5.2.4: CMP Sul, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classes de área - ha	Quantidade de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 - 0.5	5	100.00	0.21	100.00
0.5 - 2	0	0.00	0.00	0.00
2 - 5	0	0.00	0.00	0.00
5 - 10	0	0.00	0.00	0.00
10 - 25.2	0	0.00	0.00	0.00
Quantidade / Área total ha	5	100.00	0.21	100.00

O CMP Leste é o primeiro compartimento a apresentar sinais de uma degradação mais avançada. Estando numa posição abaixo do CMP Centro-leste, compreende 1,44% da área e comporta cerca de 1,52 e 1,05% do total e da área de contribuição erosiva, respectivamente. Ainda que a maior parte dos focos seja da ordem de 0,0005 a 0,5 ha, nesse pequeno compartimento ocorrem dois focos da ordem de 2 a 5 ha que contribuem com cerca de 15,76% da área erodida, como demonstrado na Tabela 5.2.5. Estes dois focos e os demais 9 pertencentes a classe de 0.5 e 2 ha ocorrem em áreas de Neossolo Quartzarênico Órtico de textura arenosa com declividades variando de 5 a 12% e com o uso por pastagens.

Tabela 5.2.5: CMP Leste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classes de área - ha	Quantidade de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 - 0.5	67	82,95	13,01	47,16
0.5 - 2	9	14,77	10,39	37,08
2 - 5	2	2,27	4,42	15,76
5 - 10	0	0.00	0.00	0.00
10 - 25.2	0	0.00	0.00	0.00
Quantidade / Área total ha	78	100.00	27.82	100.00

Para o CMP de Escarpa, a relação entre a quantidade de focos e a área de contribuição erosiva indica muito bem o comportamento dos solos face às condições de cobertura e uso ali impostas. Ainda que o mesmo ocupe uma superfície bem menor, 6,61% da área, percebe-se que comporta um grande número de focos, se comparado aos dois CMPs Centro-Leste e Sul. Entretanto, a elevada ocorrência de focos não resulta em uma também elevada área de contribuição erosiva, indicando que nesse compartimento predominam focos de pequeno porte. Com base na Tabela 5.2.6, do total de focos, cerca de 82,84% possuem área entre 0,0005 e 0,5 ha. São focos erosivos típicos de área com o predomínio de Cambissolo e principalmente Neossolo Litólico, que mesmo sob declives acentuados e frequente pisoteio de animais não possuem profundidade suficiente para evoluir ao estágio de voçorocas. Entretanto a textura variando de média a cascalhenta se mostra de fácil desagregação e transporte de materiais resultando em pequenos ravinamentos.

Tabela 5.2.6: CMP Escarpa, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classes de área - ha	Quantidade de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 - 0.5	169	82.84	27.36	42.17
0.5 - 2	30	14.71	25.77	39.72
2 - 5	5	2.45	11.75	18.11
5 - 10	0	0.00	0.00	0.00
10 - 25.2	0	0.00	0.00	0.00
Quantidade / Área total ha	204	100.00	64.88	100.00

O CMP Norte é outro compartimento com forte suscetibilidade a ocorrência, mas não de evolução de focos erosivos. Isso porque do total de focos, cerca de 86% possuem área igual ou menor do que 0,5 ha. Entretanto, mais do que no CMP de Escarpa, o percentual de focos erosivos supera em dobro - 33,35% - o percentual da superfície ocupada pelo CMP, indicando uma elevada densidade da ocorrência de focos. Supera também em mais de 13% a área de contribuição erosiva que é de 20,45%, indicando que a maior parte dos focos tende a ser de pequeno porte. É o que se constata na Tabela 5.2.7, em que a quase totalidade dos focos possui dimensão inferior a 2 e principalmente 0,5 ha. Em partes com dissecação muito pronunciada predomina o Cambissolo Háplico de textura média. Nestas partes os focos erosivos tendem a ser de pequeno porte, pertencendo em sua quase totalidade a classe que varia de 0,0005 a 0,5 ha.

Tabela 5.2.7: CMP Norte, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classe de área - ha	Quantidade de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 - 0.5	1637	85.93	278.54	51.24
0.5 - 2	252	13.23	216.64	39.85
2 - 5	15	0.79	41.02	7.55
5 - 10	1	0.05	7.40	1.36
10 - 25.2	0	0.00	0.00	0.00
Quantidade / Área total ha	1905	100.00	543.60	100.00

Outra parte desse mesmo compartimento é marcada por um elevado estágio de rebaixamento da superfície, o que resultou nas porções mais elevadas em morros com interflúvios de bordas convexas e presença de Latossolo Vermelho-Amarelo ou Argissolo Vermelho, ambos de textura média. São segmentos nos quais começa a ocorrer a maior parte dos focos erosivos, inclusive aqueles com área variando de 0,5 a 2 ha. Estes tendem a se estender, mantendo aspecto alongado pelos segmentos côncavos até o final da vertente quando começa o Neossolo Flúvico. Para esse compartimento a questão da retirada da vegetação natural e sua substituição por pastagens ocorreu com maior intensidade após a década de 1990, com os focos erosivos se concentrando em de solo exposto. O fato da área ser marcada pelo desgaste de diversas superfícies erosivas escalonadas e por conseguinte solos não muito profundos impede que os focos erosivos alcancem grandes dimensões.

Entretanto, a textura dos solos variando de média a arenosa favorece o surgimento de incisões em grande quantidade, especialmente nas médias vertentes.

O Compartimento Morfopedológico Oeste marca a inversão do percentual de área de contribuição erosiva que supera o percentual de ocorrência de focos, bem como o percentual da superfície ocupada por este compartimento. Embora compreenda pouco mais de 20% da área e 19,59% do total de focos erosivos, o mesmo comporta cerca de 28,69% da área de contribuição erosiva, indicando uma tendência de ocorrência de focos de maior porte. Esse aumento relativo se deve a maior ocorrência de focos erosivos com área variando de 0,5 a 2, de 2 a 5, de 5 a 10 ha, sendo inclusive um dos únicos compartimentos a comportar focos erosivos com área variando de 10 a 25,2 ha. Ao contrário dos compartimentos até então analisados o CMP Oeste, em face de suas características ambientais e da quantidade de focos erosivos com maior área, sugere estar em um estágio mais avançado de degradação. O aumento da área de contribuição erosiva se deve ao formato mais alargado das feições, além da tendência a ramificação exibida principalmente pelos focos erosivos com área variando de 2 a 5 e de 5 a 10 há. A quantidade de focos, bem como a área de contribuição erosiva são apresentadas na Tabela 5.2.8.

Tabela 5.2.8: CMP Oeste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classes de área - ha	Quantidade de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 - 0.5	738	65.89	152.58	20.00
0.5 - 2	296	26.43	284.38	37.27
2 - 5	71	6.34	214.31	28.09
5 - 10	12	1.07	68.98	9.04
10 - 25.2	3	0.27	42.77	5.61
Quantidade / Área total ha	1120	100.00	763.02	100.00

Em relação aos grandes focos, os mesmos se desenvolvem em ambientes de desnível altimétrico mais acentuado começando pela porção intermediária das vertentes e se alargando na porção superior. Já os focos menores tendem a ocorrer nas porções mais baixas. As declividades tendem a ser acentuadas nas porções intermediárias das vertentes, mas nas porções mais superiores tendem a ser suaves com a ocorrência de Latossolo

Vermelho de textura média ou Neossolo Quartzarênico Órtico de textura arenosa. No geral são solos mais profundos fazendo com que os interflúvios apresentem formas arredondadas, ou seja, sem patamares erosivos. A maior parte desses focos, especialmente aqueles de grande porte ocorrem em áreas que desde a década de 1980 já encontravam-se com o predomínio de pastagens, sendo que atualmente predomina o solo exposto.

O CMP Sudeste corresponde ao compartimento em estágio mais avançado de degradação. Isso porque enquanto ocupa apenas 24,95% da área em estudo, no mesmo ocorrem cerca de 37,81% dos focos e 43,88% da área de contribuição erosiva. Com isso o número de focos erosivos com área variando de 0,0005 a 0,5 ha mais do que dobra em relação ao CMP Oeste. O mesmo resultado pode ser obtido se comparado o número total de focos. No entanto, a comprovação mais efetiva vem ser o elevado número de focos erosivos com área variando de 0,5 a 2 e principalmente de 5 a 10 proporcionando uma área erodida de 551 ha sob erosão linear. Isso corresponde a 47,25% da área de contribuição erosiva desse CMP, conforme ilustrado na Tabela 5.2.9. A elevada quantidade de focos de pequeno porte associada a também elevada quantidade de focos variando de 0.5 a 2 ha e ao fato de algumas feições terem atingido área superior a 5 ha permite entender que esse compartimento se encontra em avançado estágio de degradação, mas que pode piorar, caso os focos de pequeno e médio porte venham evoluir para grandes voçorocas.

Tabela 5.2.9: CMP Sudeste, classes de focos erosivos - ha - e respectivas quantidades e áreas de contribuição erosiva.

Classes de área - ha	Quantidade de focos	Quantidade relativa	Área - ha	Área relativa
0.0005 – 0.5	1598	73.91	305.35	26.17
0.5 - 2	462	21.37	426.84	36.59
2 - 5	79	3.65	236.94	20.31
5 - 10	18	0.83	124.44	10.67
10 - 25.2	5	0.23	73.05	6.26
Quantidade / Área total ha	2162	100.00	1166.62	100.00

Tal afirmação encontra suporte quando da análise do processo de retirada da cobertura vegetal e principalmente das características dos solos da área. O processo de desmatamento da área onde ocorrem os grandes focos erosivos se intensificou

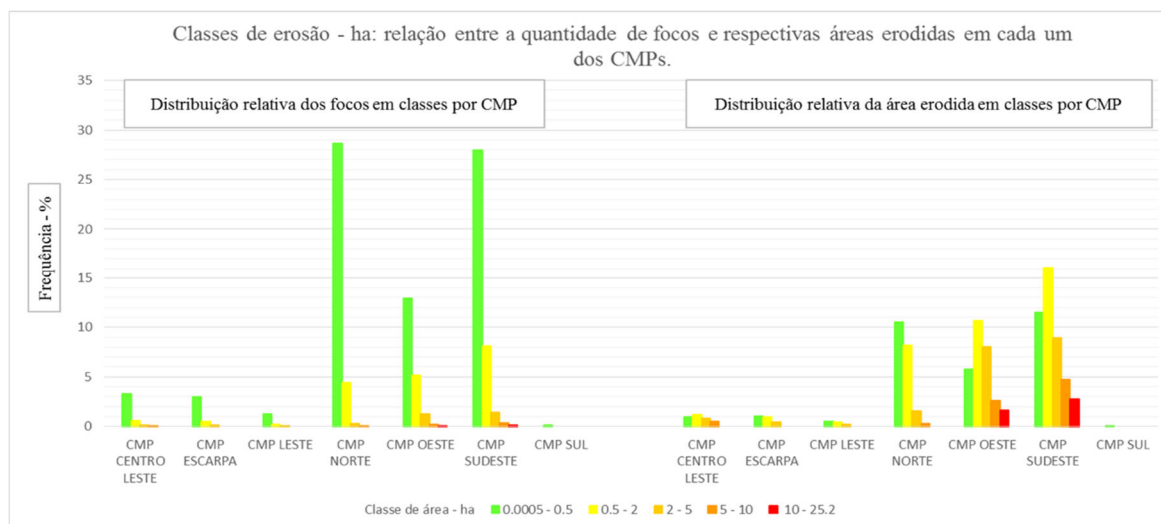
principalmente depois do ano de 1995. Esse processo se deu em áreas com o predomínio de Argissolo Vermelho de textura média e principalmente em áreas cobertas por Neossolo Quartzarênico de textura média a arenosa, ambos reconhecidamente de elevada erodibilidade. Em geral são solos de profundidade média a alta, como no caso dos Neossolos Quartzarênicos Órticos que predominam desde os topos de interflúvios até próximo ao canal de drenagem, quando da aproximação com o arenito subjacente em fase de alteração. Tal aproximação permite o afloramento do lençol freático proporcionando a ocorrência por vezes de Gleissolo pelo constante umedecimento do ambiente. Entretanto, quando em desequilíbrio, sendo este causado, na maioria das vezes, pelo pisoteio de animais em amplas áreas de pastagem, a erosão remonta as partes mais elevadas da vertente em processo de ramificação o que causa grandes voçorocas nas quais se observa o processo de esqueletização do solo. Esse processo pode ser constatado por meio da Figura 5.2.3, na qual é possível observar o frequente processo de ramificação proporcionando o encontro de várias feições erosivas que se unem na formação de uma voçoroca de grande porte. Trata-se de um processo muito comum no CMP Sudeste que tende a se agravar nas porções mais elevadas das vertentes. Nos segmentos mais rebaixados o processo de erosão tende a perder força, uma vez que nesses ambientes o arenito tende ao afloramento formando por vezes pequenos patamares até chegar aos canais de drenagem.

Figura 5.2.3. Voçoroca de grande porte formada pelo processo de ramificação e encontro de várias erosões.



Uma visão conjunta da distribuição relativa do número de focos, bem como da área de contribuição específica em cada classe de erosão e para cada compartimento morfopedológico é apresentada na Figura 5.2.4.

Figura 5.2.4: Síntese da distribuição relativa do número de focos, bem como da área de contribuição específica nas classes de erosão para cada CMP.



A mesma indica que os compartimentos Norte, Oeste e Sudeste respondem quase que totalmente pela ocorrência de focos erosivos com área variando de 0,0005 a 0,5 ha. Entretanto, os CMPs Oeste e Sudeste respondem mais ainda pela ocorrência de focos erosivos de grande porte. O resultado dessa distribuição é que o CMP Norte tende a responder menos pela área de contribuição erosiva, uma vez que os focos são de pequeno porte. Por outro lado os CMPs Oeste e Sudeste respondem em grande parte pela área de contribuição erosiva, uma vez que o impacto se deve principalmente a participação de focos com área variando de 0,5 a 2 e de 2 a 5 ha.

5.3. Distribuição da densidade e da área de contribuição dos focos erosivos lineares em cada CMP

A análise da Figura 5.3.1 permite constatar que em número de ocorrência, bem como concentração, os focos erosivos possuem estreita relação com a compartimentação morfopedológica proposta para a área. Sem ainda levar em conta as características morfométricas e morfográficas da área, e principalmente as condições de cobertura e uso do solo, percebe-se que os compartimentos Norte, Oeste e Sudeste se mostram mais suscetíveis a ocorrência de focos erosivos.

Figura 5.3.1: Mapa de focos erosivos em ponto associados aos compartimentos morfopedológicos.

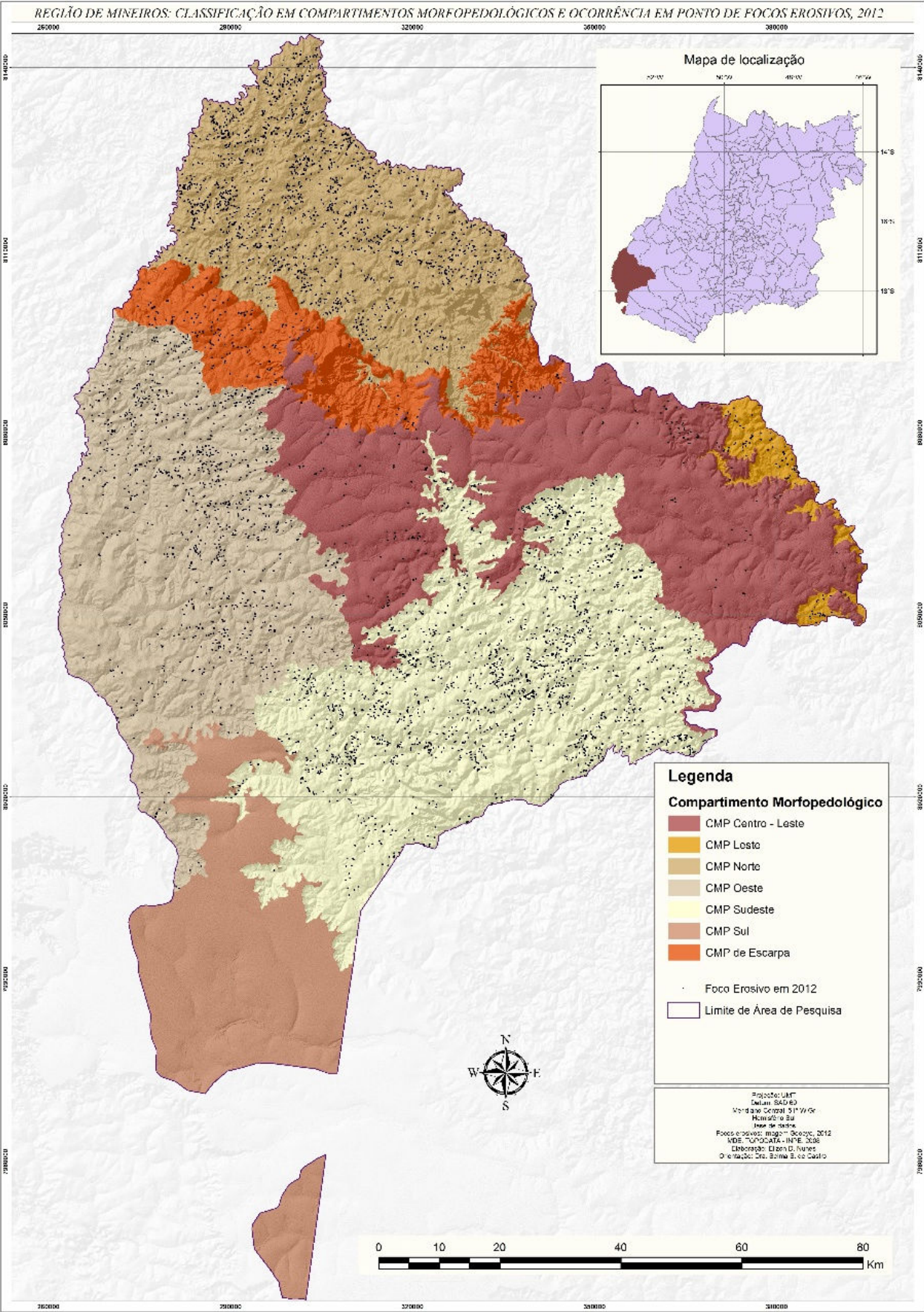
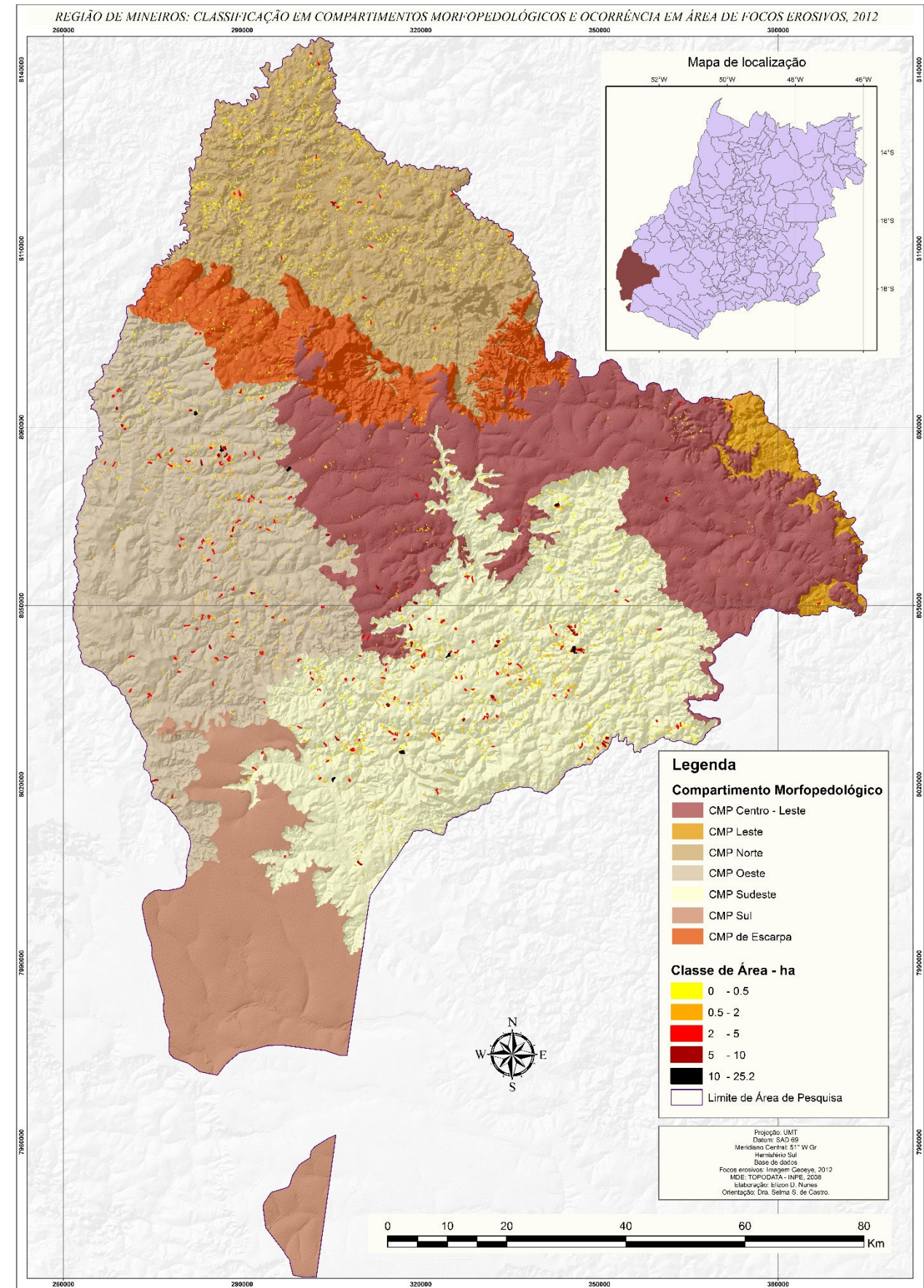


Figura 5.3.2: Mapa de focos erosivos em polígono associados aos compartimentos morfopedológicos.



Já dentro de cada CMP é possível perceber que os focos erosivos estão distribuídos em áreas preferenciais, não raro em alinhamentos condicionados por relações entre o topo dos interflúvios e as porções mais rebaixadas das vertentes. A partir destas constatações e observando o mapa percebe-se que os focos erosivos tendem a circundar o topo dos interflúvios. Com isso entende-se que uma compreensão mais completa é possível quando da análise da morfometria e da morfografia das vertentes de cada CMP em face das condições de cobertura e uso do solo. Essa análise permitirá identificar setores específicos das vertentes, em cada CMP, que são mais suscetíveis a ocorrência de feições erosivas.

Já por meio da Figura 5.3.2 é possível associar a dissecação do relevo à distribuição dos focos erosivos por tamanho. Percebe-se assim, que no CMP Norte, de relevo mais dissecado e, principalmente mais rebaixado, com todos os canais tendendo a um elevado aprofundamento, existe uma tendência da ocorrência de focos erosivos da ordem de 0 a 0.5 ha. Excepcionalmente, e de forma localizada, ocorrem focos com até 5 ha. Nesse compartimento, além do rebaixamento topográfico, os solos tendem a ser menos profundos, os gradientes altimétricos menos elevados e os rios de maior porte por vezes drenam sobre arenitos ainda intemperizados. A mesma tendência pode ser observada para o CMP de Escarpa. Este é marcado por solos pouco profundos, tais como Cambissolo Háplico e Neossolo Litólico de textura média a cascalhenta, com os focos erosivos possuem tamanho menor do que 2 ha.

Já para o CMP Oeste, com poucos canais muito aprofundados, grande parte dos interflúvios ainda elevados, mais arredondados e portanto ainda em fase de dissecação, percebe-se que existe uma tendência do aumento da ocorrência dos focos erosivos da ordem de 2 a 5 e de 5 a 10 ha. Nesse compartimento existe uma tendência da ocorrência de grandes focos desde a porção mais rebaixada e que remontam, com maior largura, as bordas dos interflúvios. Situação semelhante, entretanto, de forma mais avançada, pode ser constatada no CMP Sudeste. Este já apresenta um forte entalhamento para um grande número de canais de drenagem, interflúvios menos arredondados, o que confere um estágio de dissecação mais avançado, se comparado ao CMP Oeste. Com isso, constata-se aumento na ocorrência de focos erosivos com área variando de 5 a 10 e de 10 a 25,2 ha, sendo que os maiores também tendem a se alargar na medida em que remontam as vertentes.

De porte dessa análise destaca-se a tendência de ocorrência de focos de pequeno porte em compartimentos mais dissecados e rebaixados com solos de textura média e pouco profundos. Esses focos também ocorrem em relevos escalonados, como a Escarpa, o qual condiciona a ocorrência de solos também de textura média, pouco profundos e portanto menos propícios ao crescimento das feições erosivas. Já para compartimentos como o Oeste e Sudeste em processo de dissecação e ainda com elevados gradientes associados a solos de textura média a arenosa a tendência é da ocorrência de focos com grandes dimensões.

O impacto da elevada ocorrência de focos erosivos nos compartimentos Norte, Oeste e Sudeste pode ser constatado por meio da Figura 5.3.3. É possível perceber que no compartimento Oeste e principalmente nos compartimentos Norte e Sudeste existem áreas com a ocorrência de até 2,46 focos erosivos a cada km^2 . Para o CMP Norte essa elevada ocorrência, variando de 1,1 a 1,5 e de 1,5 a 2,46, tende a ocupar uma ampla área. Consequentemente a quase totalidade desse compartimento pode ser caracterizada por possuir pelo menos 1 foco erosivo a cada 2km^2 . Já para o compartimento Oeste a elevada ocorrência de focos tende a ser mais isolada, permanecendo em sua maior parte concentrações da ordem de 0 a 0,2 e de 0,2 a 0,5 focos a cada km^2 . Já para o compartimento Sudeste o predomínio de concentração se eleva para as classes de 0,5 a 1 e de 1 a 1,5 focos a cada km^2 .

Observando o mapa da densidade de ocorrência de focos em polígono é possível perceber que em pelo menos uma parte do CMP Oeste, e principalmente uma parte do CMP Sudeste, ocorrem situações nas quais a densidade de erosões atinge até 36. Considerando que se trata da densidade de erosão linear em polígonos isso significa que 36% da referida área já se encontram degradados pela erosão linear principalmente no estágio de voçoroca. É a forma de expressar a situação mais crítica encontrada em toda a área de pesquisa. Isso porque essa elevada densidade de erosão, além de um avançado estágio de degradação do solo, implica em um elevado volume de sedimentos desagregados e transportados para os canais fluviais. Ainda sobre o estágio de degradação desses dois compartimentos é possível perceber por meio da Figura 5.3.4 que existe um comprometimento quase que total da área por erosões variando de 4,4 a 8,5 e de 8,5 a 16% em pelo menos 6 partes do CMP Sudeste, 3 do CMP Oeste e 1 do CMP Norte.

Figura 5.3.3: Mapa da distribuição da concentração de focos erosivos em ponto em 2012.

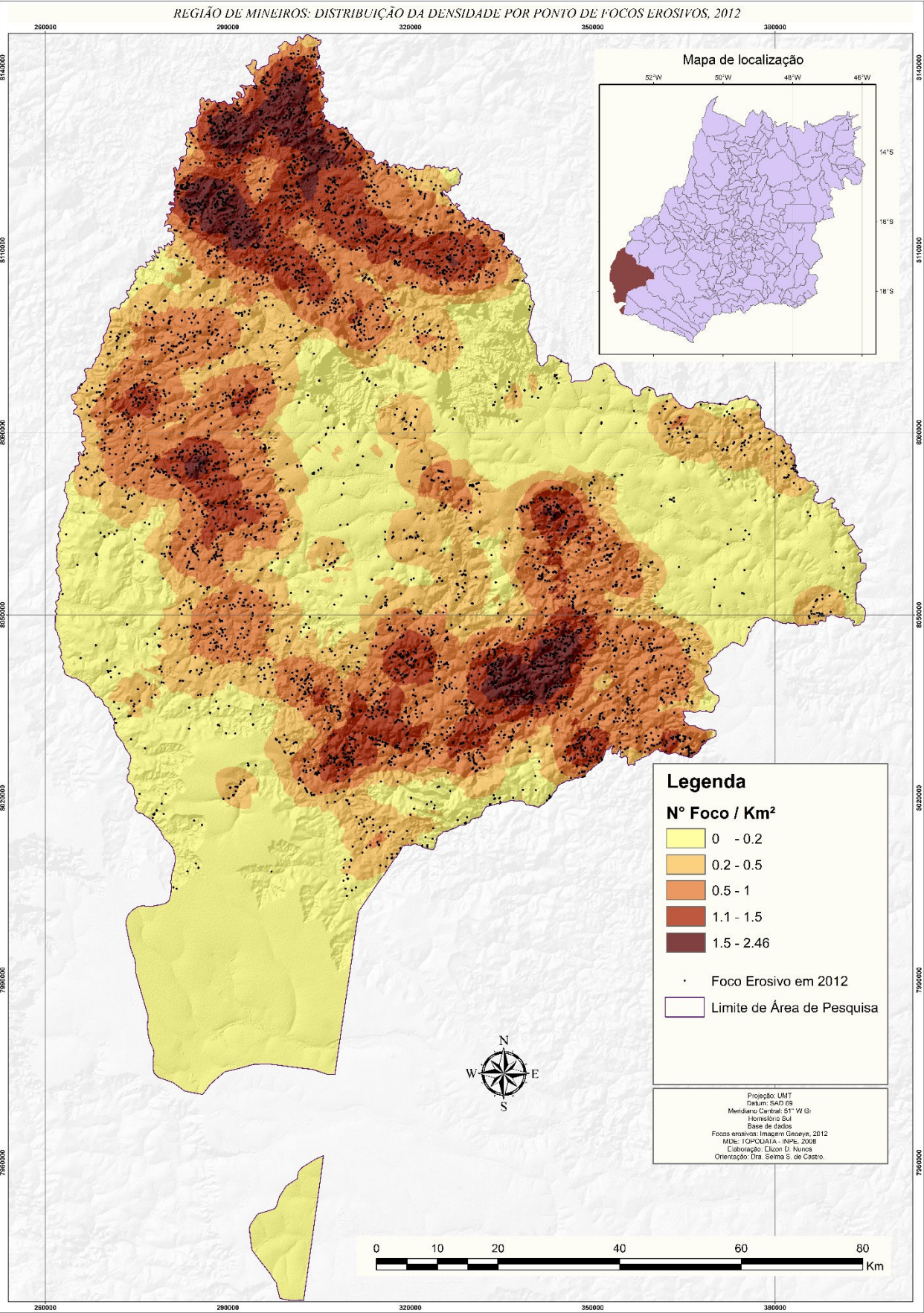
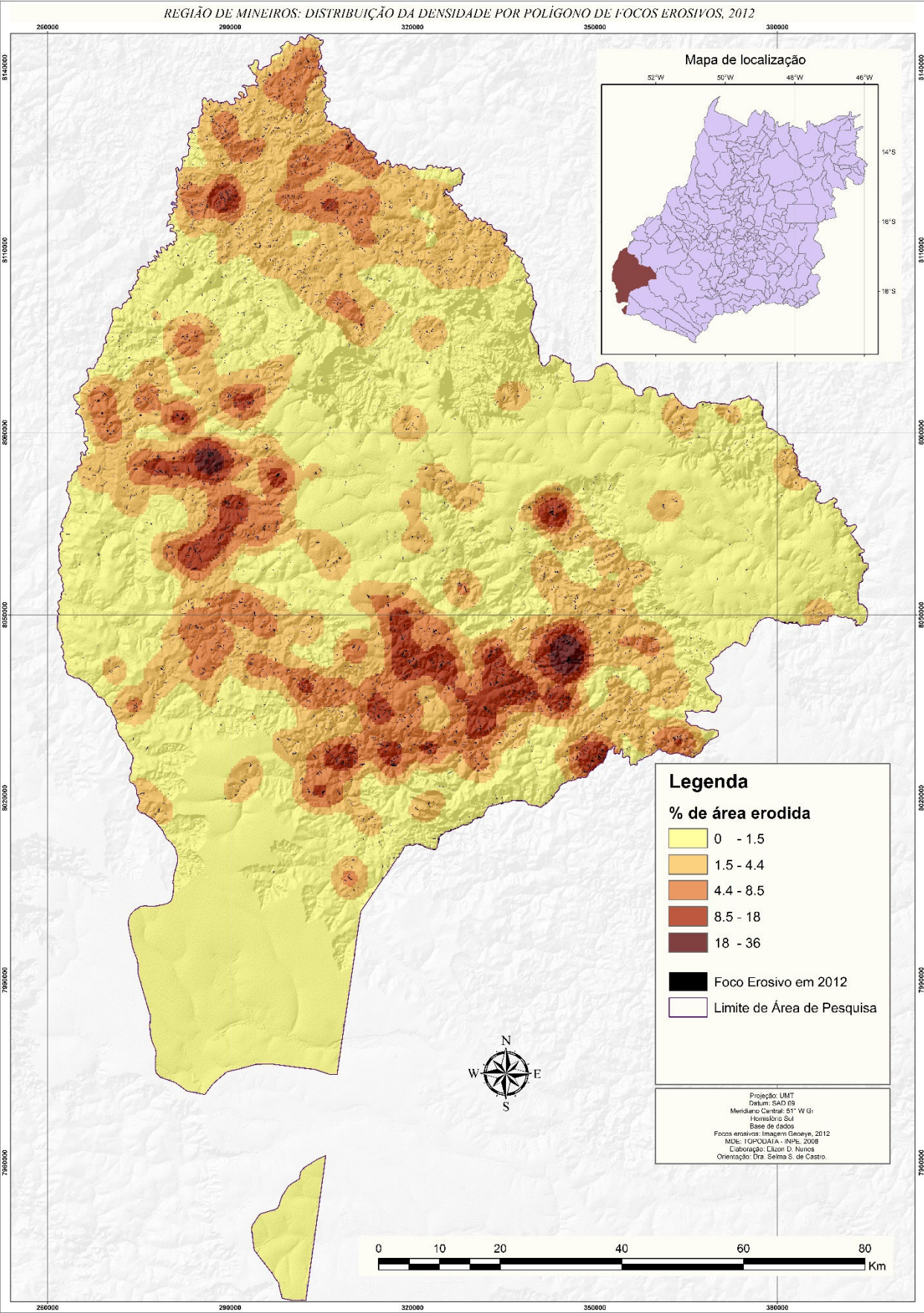


Figura 5.3.4: Mapa da distribuição da densidade de focos erosivos em polígono em 2012.



A associação dos mapas de concentração de focos em ponto e de densidade de focos em polígono permite perceber uma distribuição espacial mais completa do impacto causado pelos focos erosivos, seja eles de pequena ou grande dimensão. Dessa forma, no CMP Norte é possível perceber que existe uma elevada concentração de focos em quase todo o compartimento. Entretanto, nem toda elevada concentração de focos resulta em uma elevada degradação em área. Nesse CMP, devido a maior parte dos focos possuir área menor do que 2 ha, as áreas críticas correspondem aquelas cuja ocorrência varia de 1 a 1,5 foco a cada km². Isso porque esse padrão de concentração tende a ser correlato à densidade de até 8,5, ou ainda proporciona até 8,5% de área totalmente degradada por erosão. Existe ainda áreas, cuja concentração de focos chega a ser até 2,48 focos a cada km². Entretanto, o elevado percentual de área totalmente degradada só se confirma em três recortes muito isolados, quando o percentual de área totalmente comprometida atingindo 18%.

Para o CMP Oeste a concentração de focos da ordem de 1 a 1,5 foco por km² ocorre em três áreas e de forma mais isoladas, se comparadas àquelas do CMP Norte. Entretanto, pelo fato desse CMP possuir mais focos com área variando de 2 a 5 e de 5 a 10 ha, as áreas críticas são formadas por concentrações ainda da ordem de 0,5 a 1 foco a cada km², o que permite a ocorrência de 5 áreas, sendo duas mais alongadas e alargadas e que resultam em até 18% de comprometimento total. Destaca-se ainda que em áreas com concentração de até 2,48 focos por km², o comprometimento total atinge 36%. Portanto, destaca-se que a elevada ocorrência e concentração de focos com área superior a 2 ha se mostra determinante para um estágio de degradação bem avançado.

Já em relação ao CMP Sudeste a concentração de focos da ordem de 1 a 1,5 foco por km² ocorre em pelo menos 7 áreas que se mostram mais abrangentes, se comparadas àquelas do CMP Oeste. Com isso ocorrem pelo menos 13 áreas críticas com até 18% de comprometimento e que resultam de concentrações que variam de 1 a 1,5 foco por km². Portanto, trata-se de um compartimento marcado pela elevada ocorrência e concentração de focos com área variando de 2 a 5 e de 5 a 10 ha, o que lhe confere o mais elevado estágio de degradação encontrado em toda a área de pesquisa.

A sequência de figuras a seguir traz os mapas utilizados na compartimentação morfopedológica, os compartimentos resultantes, a dinâmica da cobertura e do uso de 1985 a 2014 e impactos decorrentes, representados pela variação na concentração de focos.

Figura 5.3.5: Mapa de geologia - unidades e respectivas litologias.

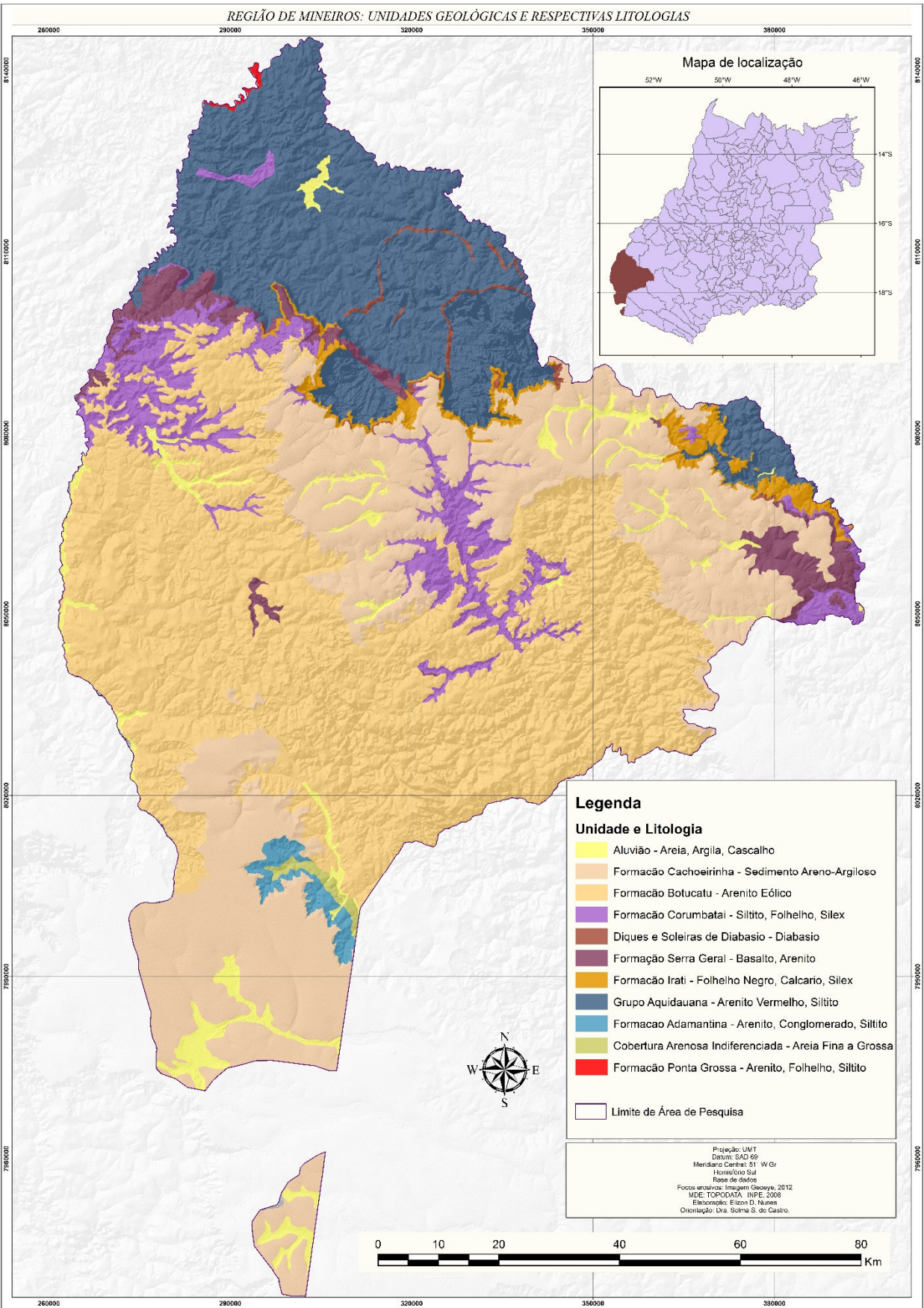


Figura 5.3.6: Mapa de hipsometria.

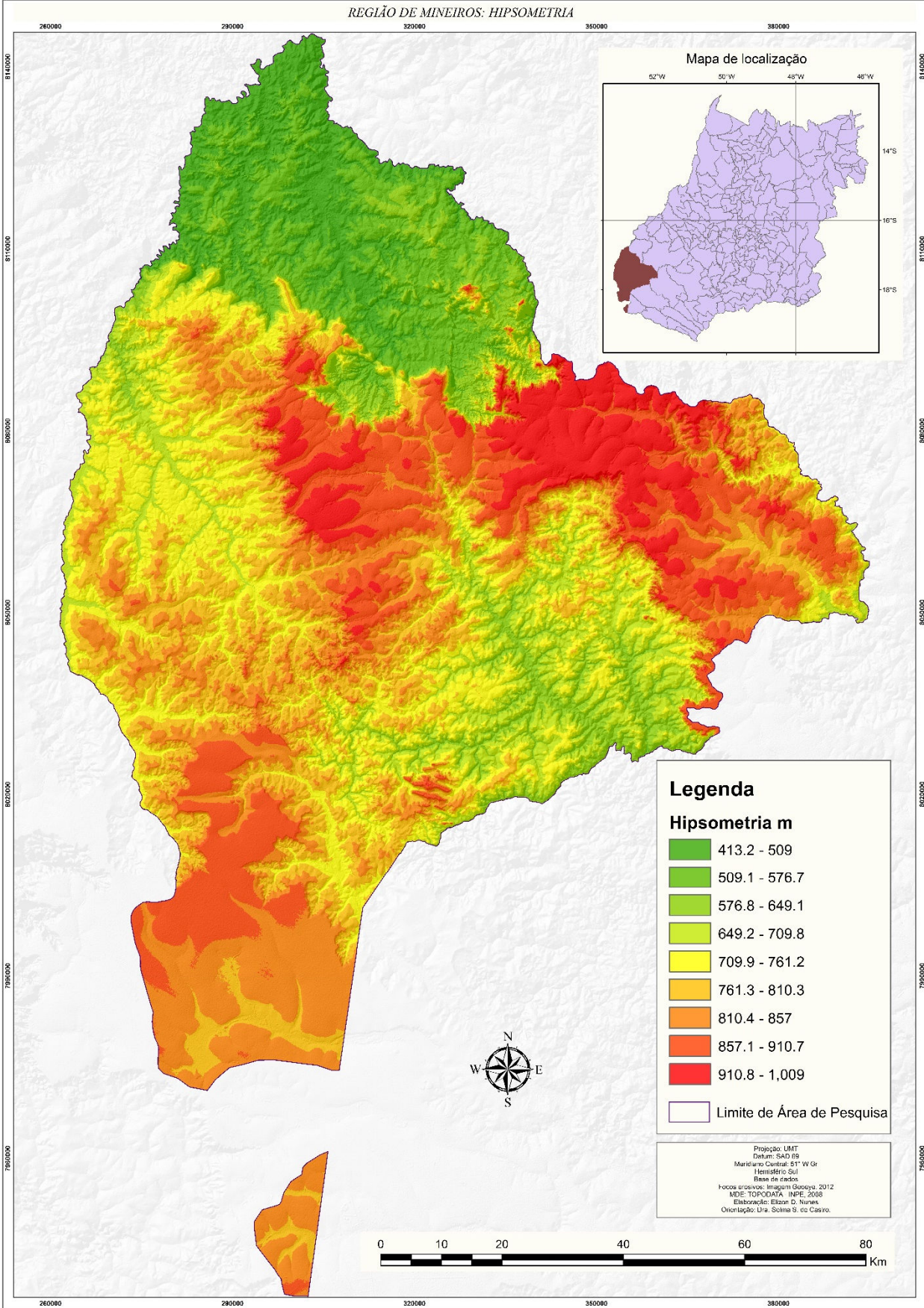


Figura 5.3.7: Mapa de declividade.

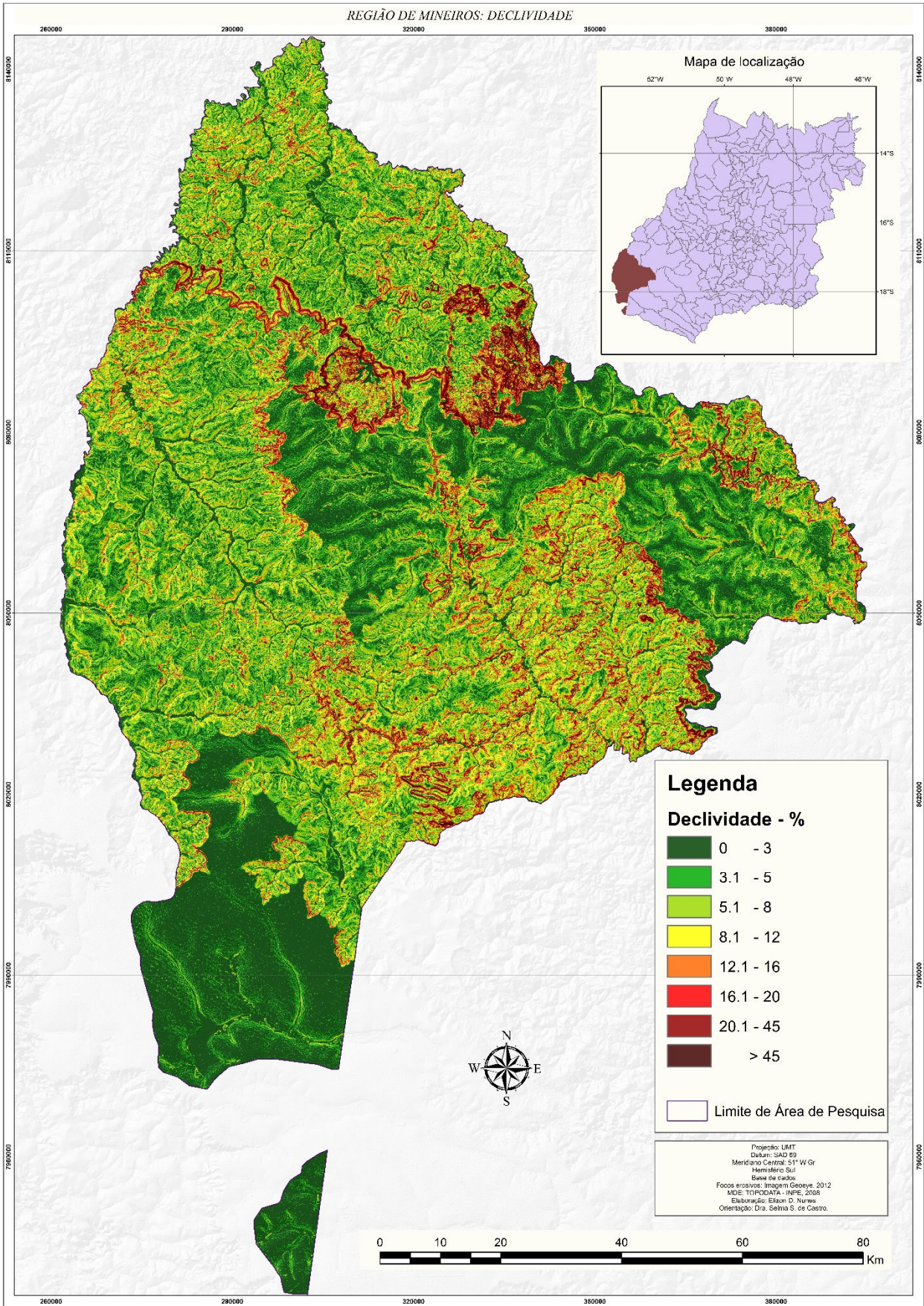


Figura 5.3.8: Mapa de solos.

