UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA

OSVALDO JOSÉ RIBEIRO PEREIRA

Distribuição dos depósitos de argilas cauliníticas brancas associados à sistemas pedológicos Latossolo/Espodossolo na região amazônica: análise de imagens orbitais e estudos de campo

Piracicaba

2011

OSVALDO JOSÉ RIBEIRO PEREIRA

Distribuição dos depósitos de argilas cauliníticas brancas associados à sistemas pedológicos Latossolo/Espodossolo na região Amazônica: análise de imagens orbitais e estudos de campo

Dissertação apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura para obtenção do título de Mestre em Ciências

Área de Concentração: Química na Agricultura e no Ambiente

Orientadora: Prof.ª Dr.ª Célia Regina Montes

Piracicaba

2011

AUTORIZO A DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Pereira, Osvaldo José Ribeiro
Distribuição dos depósitos de argilas cauliníticas brancas associados à sistemas pedológicos Latossolo/Espodossolo na região amazônica / Osvaldo José Ribeiro Pereira; orientadora Célia Regina Montes. - - Piracicaba, 2011.
155 f.: il.

Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Química na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

1. Biogeografia 2. Caulim – Rio Negro 3. Geoestatística 4. Sensoriamento remoto 5. Solo hidromórfico I. Título

CDU 679.861:528.854(282.281.31)

DEDICO

A minha mãe, Rosa Maria Ribeiro Pereira, e ao meu pai, Oliveira José Pereira, com muita alegria, admiração e gratidão ao esforço empregado à provisão das condições necessárias para que eu siga o meu próprio caminho e também pelo amor e confiança que depositaram e depositam em mim.

Às minhas queridas irmãs Gisele e Elaine, pelo carinho e conselhos.

AGRADECIMENTOS

À Prof.ª Dr.ª Célia Regina Montes (CENA/NUPEGEL - USP) pela dedicação indispensável que possibilitou a conclusão deste trabalho e pelo compartilhamento de conhecimento de grande valia para o enriquecimento dos conceitos abordados.

Ao Prof. Dr. Yves Lucas (PROTEE - Université du Sud Toulon-Var), pelos ensinamentos no campo e ao longo de todo o mestrado que contribuíram para o desenvolvimento da metodologia aqui apresentada.

Ao Prof. Dr. Adolpho José Melfi (ESALQ/NUPEGEL - USP) pelas colaborações, ensinamentos e sugestões nos trabalhos de campo e discussões na área de mineralogia e geoquímica.

Aos professores Dr.ª Nadia Regina do Nascimento (IGCE - UNESP, Rio Claro) e Dr. Guilherme Taitson Bueno (PUC/MG) pelo compartilhamento de informações a respeito da Amazônia e do sistema Latossolo/ Espodossolo.

Ao Prof. Dr. José Alexandre Melo Demattê (ESALQ/ LSO - USP), pela disponibilização do laboratório de Sensoriamento Remoto para as análises de cor do solo e pelo compartilhamento de conhecimento na área de mapeamentos pedológicos.

Aos Professores Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda (CENA – USP) e Dr. Carlos Eduardo Pellegrino Cerri (ESALQ/LSO – USP), pelos conhecimentos compartilhados relativos à Matéria Orgânica do Solo na região da alta bacia do Rio Negro.

À Prof.ª Dr.ª Maria Isabel Castreghini de Freitas (CEAPLA - UNESP) pelos ensinamentos compartilhados na área de Cartografia e Cartografia Temática.

À Prof.ª Dr.ª Ándrea Medinilha (IGCE - UNESP) pelos ensinamentos na área de sensoriamento remoto e geoprocessamento e por todo apoio durante o mestrado.

À Prof.ª Dr.ª Teresa Cristina Tarlé Pissarra (Departamento de Engenharia Rural - UNESP), pelo compartilhamento de conhecimentos sobre a área de Sensoriamento Remoto.

À amiga Drª Débora Ishida que sempre contribuiu em tudo que estava ao seu alcance, discutindo conceitos relativos à região estudada e compartilhando seu conhecimento, principalmente referente às rotinas de laboratório.

Ao grande amigo Alisson Diniz pela companhia e ajuda nos trabalhos de campo e pelas longas conversas sobre as teorias pedogenéticas da região da alta bacia do Rio Negro.

Ao grande amigo Gabriel Lavoratto que sempre realizou correções de textos redigidos em Inglês e foi uma companhia indispensável durante todo o meu trabalho.

Aos meus amigos de Piracicaba Daniel Negri, Danilo Teles, Leonardo Barros, Rafael Gudar e Thiago Machado, que sempre estiveram ao meu lado.

Aos colegas e funcionários do NUPEGEL – USP pelo convívio e apoio.

Ao programa de Pós-graduação em Ciências na área de concentração: química na agricultura do Centro de Energia Nuclear na Agricultura e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela oportunidade de concessão de bolsa de estudo.

Ao Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera da Universidade de São Paulo (NUPEGEL) pelo uso da estrutura física e laboratorial.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do projeto: Processos e Mecanismos Pedogenéticos Envolvidos na Formação dos Depósitos de Caolim de São Gabriel da Cachoeira (Processo nº 07/02543-0).

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento por meio do projeto CAPES-COFECUB: Podzolização das lateritas da alta bacia amazônica: Estudos dos mecanismos e dos fatores controladores da dinâmica evolutiva dos podzóis, das exportações de matéria nas cabeceiras da bacia do Rio Negro e dos depósitos de caolins associados (Processo nº 483/05/07).

RESUMO

OSVALDO, J. R. P. **Distribuição dos depósitos de argilas cauliníticas brancas associados à sistemas pedológicos Latossolo/Espodossolo na região Amazônica**: Análise de imagens orbitais e estudos de campo. 2011. 155 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura - Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

O presente trabalho teve como objetivo geral determinar a distribuição espacial de depósitos de argilas cauliníticas brancas na região de São Gabriel da Cachoeira, estado do Amazonas, por meio de estudos de campo e análise de imagens orbitais. Foram desenvolvidos estudos em duas escalas distintas. Um de detalhe, com coleta de amostras em uma área de 0,3km^2 e com pontos de amostragem eqüidistantes de 50m, e outo regional em área de 65km^2 com características geoambietais semelhantes àquelas observadas na zona de estudo detalhado. Buscou-se selecionar variáveis pedológicas (textura e cor do solo, concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro), topográficas e fitofisionômicas relacionadas às possíveis ocorrências de depósitos de argilas cauliníticas brancas. Para a área de detalhe determinou-se a textura, a cor e a concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro para os primeiros 100cm do solo. Os resultados obtidos foram mapeados e posteriormente associados aos dados de relevo, tipo de solo e vegetação local. A partir do estudo em escala local verificou-se que a textura do solo e a concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro variam nos primeiros 100 cm de solo, na transição dos Latossolos para os Espodossolos. Foi possível verificar, a partir da espacialização em superfície contínua dos atributos dos solos analisados e das correlações com a vegetação e com a topografia local, que os depósitos de argilas cauliníticas brancas estão limitados aos locais com condições pedológicas específicas, o que permite a identificação indireta através do estudo dos padrões espectrais da vegetação e da morfologia do terreno. Com base em técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento, efetuo-se o mapeamento regional da vegetação e da geomorfologia e realizou-se a associação destes atributos com os dados estudados em escala local para a determinação de depósitos de argilas cauliníticas brancas em escala regional. Nesta escala, os resultados mostraram que a ocorrência de tais depósitos limita-se a condições geoambientais, intimamente associadas com o regime hídrico e com a topografia da região, que permitem sua formação e provável desaparecimento com a evolução dos processos de hidromorfia, devido à erosão geoquímica e conseqüente aplainamento das colinas residuais. Concluindo, os depósitos de argilas cauliníticas brancas ocorrem em condições geoambientais específicas associadas aos topos de colinas residuais, na transição entre o sistema pedológico Latossolo/Espodossolo associados à fitofisionomias transicionais entre as formações da Floresta Ombrófila Densa e da Campinarana.

Palavras-chave: Depósito de argilas cauliníticas brancas. Sistema Latossolo/Espodossolo. Fitofisionomias. Geomorfologia. Alta bacia do Rio Negro.

ABSTRACT

OSVALDO, J. R. P. **White kaolinitic clay deposits distribution associated with the Oxisol/Spodosol pedologic systems in the Amazon region**: field studies and satellite images analysis. 2011. 155 f. Dissertação (mestrado) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura - Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

This study had the mainly objective to determine the spatial distribution of white kaolinitic clay deposits in São Gabriel da Cachoeira region, Amazonas State, in field studies and by satellite images analysis. The study was carried out in two different spatial scales. At field study (detailed area) was sampled 50 points to describe an area of 0.3 km², with equidistant sampling points of 50 m. The extrapolation was made through a regional scale study in an area of 65km², adopting vegetation and soil features similar to those observed in field study scale. The select pedologic variables (soil texture and color, concentration of iron oxides and oxidroxides), topographic and vegetation features related to the possible white kaolinitic clay deposits occurrence were selected for analyses. Through the field study area, it was determined the texture, color and iron oxides and oxidroxides concentration for the first 100 cm of soil depth. The results were spacialized and thereafter correlated to topographic aspect, soil unit and local vegetation. In the field scale study it was showed that soil texture and oxides and oxidroxides concentrations have an expressive variability in the first 100 cm of soil depth, considering the transition between Oxisols and Spodosols. It was observed, through the soil attributes maps and correlation with vegetation and the local topography features, that the white kaolinitic clay deposits are limited to sites with specific soil conditions, which allows indirect identification by studying the spectral patterns of vegetation and terrain morphology. Based on remote sensing and GIS techniques, it was made the regional vegetation and geomorphology maps, and the association of these attributes with the maps made at field scale study showed the determination of white kaolinitic clay deposits on a regional scale. On this scale, the results showed that the occurrence of such deposits is limited to geo-environmental conditions, closely associated with the water system and the topography of the region, allowing their formation and disappearance due to hydromorphic processes and geochemistry erosion, what causes the flattening of residual hills. The white kaolinitic clay deposits occur in specific geo-environmental conditions associated with residual hill tops between the boundary transition of the Oxisol/Spodosol pedologic system associated with transitional vegetation units between the Dense Rain Forest and Campinarana.

Key words: White kaolinitic clay deposits. Oxisol/Spodosol pedologic system. Phytophysionomy. Geomorfology. High Rio Negro Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Curva espectral típica da folhagem verde e sadia. 29

Figura 2 - Curva espectral de uma amostra de Floresta Ombrófila Densa obtida a partir de dados do sensor... 30

Figura 3 - Variograma representando amostragem em duas dimensões. 38

Figura 4 - Localização da área de estudos.. 39

Figura 5 - Mapa de solos em escala regional. 42

Figura 6 - Mapa de vegetação em escala regional. 44

Figura 7 - Fluxograma dos métodos aplicados no presente trabalho. 45

Figura 8 - Grande de amostragem representada sobre composição IKONOS II RGB 47

Figura 9 - A figura superior representa a hipsometria da área de sondagem. A figura inferior representa os números das formas de relevo descritas no texto. 62

Figura 10 - Histograma de freqüência dos valores altimétricos. 65

Figura 11 - Gráfico Q-Q para as cotas altimétricas, coletadas a partir do altímetro barimétrico. 66

Figura 12 - Diagrama de tendência amostral representado a orientação noroeste, sudeste e sudoeste, nordeste. 66

Figura 13 - Semivariograma amostral para cotas altimétricas 67

Figura 14 - (a): função de regressão linear para os dados cokrigados; (b): função de regressão linear para os dados krigados.. 69

Figura 15 - Validação cruzada entre os dados SRTM e os dados coletados por meio de altímetro. 71

Figura 16 - Figura ilustrando a altitude média dos dosséis vegetais. 71

Figura 17 - (a): Diagrama ternário das frações granulométricas areia, silte e argila, para o domínio dos Latossolos; (b): Diagrama ternário para o domínio dos Espossolos..... 73

Figura 18 - Semivariogramas ajustados ao modelo gaussiano para as seguintes amostras: (a) fração argila (0-20cm), krigagem; (b) Altimetria, krigagem e (c) fração argila tendo como base secundária a altimetria, com aplicação de cokrigagem. 74

Figura 19 - Mapeamento lateral da percentagem de argila para as profundidades indicadas nos mapas 76

Figura 20 - Mapeamento lateral da percentagem de areia para as profundidades indicadas nos mapas. 77

Figura 21 - Mapeamento vertical da fração argila (a) e da fração areia (b), para as trilhas estudadas (Figura 8), nos primeiros 100 cm de solo. 78

Figura 22 - Mapas qualitativos finais da textura para as profundidades indicadas. 80

Figura 23 - Mapa final resultante da aplicação de média aritmética entre as imagens qualitativas de textura (fração argila) das profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm 81

Figura 24 - Validação cruzada entre os valores reais e os estimados pela krigagem. 83

Figura 25 - Mapas do índice de avermelhamento para as profundidades de 20 a 40 cm e de 80 a 100 cm. 84

Figura 26 - Mapas qualitativos da cor para as profundidades indicadas. 85

Figura 27 - Mapa resultante da aplicação de média aritmética entre as imagens qualitativas de cor. 86

Figura 28 - Segunda Derivada da função de Kubelka Munk F(R), para amostras com matéria orgânica e sem matéria orgânica..... 88

Figura 29 - Coeficiente de correlação de Pearson e COT (MONTES et al., 2011). 89

Figura 30 - (a): Gráficos da concentração de goethita para todos os pontos de sondagem estudados; (b): mesmos gráficos para a concentração de hematita. 91

Figura 31 - Mapas da concentração de goethita e hematita para as profundidades ilustradas. 92

Figura 32 - Mapas qualitativos para a concentração de goethita para as profundidades indicadas 94

Figura 33 - Mapa resultante da aplicação de média aritmética entre os mapas qualitativos da concentração de goethita das profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm. 95

Figura 34 - Carta imagem: Composição IKONOS II RGB (Verde, Vermelho, Infravermelho, respectivamente).... 96

Figura 35 - Mapa dos domínios de solo evidenciados na área. 98

Figura 36 - (a): Mapa resultante da análise em principais componentes; (b) média aritmética entre os atributos qualitativos textura (fração argila), cor e concentração de goethita. 103

Figura 37 - (a): Mapa da distribuição lateral das acumulações de argilas cauliníticas brancas. (b): visualização em 3 dimensões com sobreposição de relevo.. 104

Figura 38 - (a): Fusão entre as imagens SRTM e Landsat ETM 7, bandas 3, 4 e 5 com os filtros (azul, verde e vermelho, respectivamente); (b): Mesma técnica de fusão explicitada na Figura 38a.. 106

Figura 39 - Mapa hipsométrico elaborado a partir de Imagem SRTM. 107

Figura 40 - (a): Mapa morfológico da região de São Gabriel da Cachoeira; (b): Mapeamento mais detalhado com base em Imagens SRTM e Landsat ETM 7. 108

Figura 41 - (a): Fusão IKONOS II das bandas infravermelho, vermelho e verde (RGB) com DEM SRTM; (b): DEM SRTM com aplicação de sombreamento; (c): Mapa hipsométrico; (d): Mapa das feições de relevo identificadas com base nas imagens (a), (b) e (c) 109

Figura 42 - Localização da cena Hyperion tomada como base para a caracterização espectral das principais formações vegetais evidenciadas na cena Landsat ETM 7. 111

Figura 43 - (a): bandas 16, 23 e 29, do sensor Hyperion, correspondentes às bandas 2, 3 e 4 respectivamente, do sensor Landsat ETM 7 com aplicação de filtro *Enhaced Lee*. (b): Mesmas bandas sem aplicação de qualquer método de correção. 112

Figura 44 - Curvas espectrais das formações vegetais evidenciadas na área para as 7 bandas do satélite Landsat ETM e as 158 bandas Hyperion calibradas..... 114

Figura 45 - Curvas espectrais dos principais alvos evidenciados na área, a partir dos dados do sensor Hyperion, com destaque para as zonas de maior diferenciação das formações vegetais. 116

Figura 46 - Curvas espectrais para as bandas ETM Landsat 7, 5, 4, 3, 2, e 1, mostrando as mesmas formações vegetais apresentadas na Figura 45. 117

Figura 47 - Diagrama de dispersão das classes de interesses visualizadas para as bandas do infravermelho próximo e médio. (a): Diagrama para as bandas Landsat ETM 4 e 7; (b): Diagrama para as bandas Landsat ETM 4 e 5. 118

Figura 48 - Diagrama de dispersão para as bandas Landsat ETM 4 e 5, destacando onde se concentram, aproximadamente, as classes de interesse para o recorte da cena estudada. 119

Figura 49 - Mapa da vegetação elaborado a partir de classificação supervisionada em composição Landsat ETM 7 das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 123

Figura 50 - (a): Resultado da classificação supervisionada com base no algoritmo *Spectral Angle Mapper;* (b): Resultado da classificação não supervisionada com base no algoritmo ISODATA.. 125

Figura 51 - Abrangência espacial (m²) das formações vegetais para a área ilustrada na Figura 50. 125

Figura 52 - Mapa final da cobertura vegetal para a área de extrapolação utilizado para o mapeamento das acumulações de argilas cauliníticas brancas. 126

Figura 53 - (a): Imagem resultante da aplicação do *Topographic Position Index TPI*®; (b): Classificação da posição topográfica do relevo. 128

Figura 54 - Mapa ilustrando as zonas estimadas de acumulação de argilas cauliníticas brancas 130

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados dos modelos ajustados aos semivariogramas para a cokrigagem; e para a krigagem. 68

Tabela 2 - Predição do erro para a cokrigagem e para a krigagem 69

Tabela 3 - Modelo de semivariograma para a textura do solo 74

Tabela 4 - Parâmetros de ajuste do modelo de semivariância para as amostras da fração argila nas diferentes profundidades. 80

Tabela 5 - Dados dos modelos ajustados aos semivariogramas para a cokrigagem do índice de avermelhamento..... 82

Tabela 6 - Parâmetros de ajuste do modelo de semivariância para os resultados do índice de avermelhamento para as diferentes profundidades..... 85

Tabela 7 - Coeficiente de correlação de Pearson para amostras com e sem MOS e relação com COT*..... 89

Tabela 8 - Modelo de ajuste do semivariograma para os dados de concentração de goethita e hematita. 93

Tabela 9 - Parâmetros de ajuste ao modelo de semivariância para as concentrações de goethita nas diferentes profundidades (cm). 95

Tabela 10 - Coeficiente de correlação de Pearson para os mapas qualitativos de cor, textura e concentração de goethita no solo..... 101

Tabela 11 - Pesos fatoriais da análise em componentes principais para as primeiras 5 componentes resultantes..... 102

Tabela 12 - Dados de entrada (MODTRAN), para as bandas Hyperion e Landsat ETM 7. 114

Tabela 13 - Distância de Jeffries-Matusita, obtida para os ROI's selecionados para a classificação supervisionada (Landsat ETM 7)..... 120

Tabela 14 - Parametrização dos alvos de acordo com a topologia estabelecida pelo IBGE (1992; 2000)..... 122

Tabela 15 - Matriz de correlação das bandas IKONOS. 124

Tabela 16 - Distância de *Jeffries-Matusita*, obtida para os ROI's apresentados na tabela (IKONOS II). 124

LISTA DE SIGLAS

ASTER: *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*
CBERS: Satélite Sino-brasileiro de Recursos Terrestres
COGO: *Coordinate Geometry*
COT: Carbono Orgânico Total
DEM: *Digital Elevation Model*
DOD: *Department of Defense*
DOS: *Dark Object Subtraction*
EGM 96: *Earth Gravitational Model, 1996.*
EMBRAPA: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENVI: *Environment for Visualizing Image*
EO-1: *Earth Observation 1*
EPT: *Electronic Pair Transition*
ERD: Espectroscopia óptica por Reflectância Difusa
FLAASH: *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*
GeoCover: *Applied Science and Technology Project Office*
GPS: *Geographic Position System*
IAF: índice de área foliar
IBGE: Institudo Brasileiro de Geografia e Estatística
IHS: *intensity, hue and saturation*
ISODATA: *Iterative Self-organizing Data Analysis Techniques*
IVM: infravermelho médio
IVP: infravermelho próximo
JM: Jeffries-Matusita
Landsat ETM 7: *Enhanced Thematic Mapper 7*
Landsat TM 5: *Thematic Mapper 5*
LISS III: *Linear Imaging-Self Scanner*
MODTRAN: *Moderate Resolution Atmospheric Transmission*
MOS: matéria orgânica do solo
NASA: *National Aeronautics and Space Administration*
NC: níveis de cinza
NIMA: *National Imagery and Mapping Agency*
NUPEGEL: Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera
PCA: *Principal Component Analysis*
RADAM: Radar na Amazônia
RADAR: *Radio Detection and Ranging*
RGB: *Red; Green; Blue*
ROI: *Region of Interest*
SAD 69: *South American Datum, 1969*
SIG: Sistema de Informações Geográficas
SIVAM: Sistema de Vigilância da Amazônia
SLAR: *Side Looking Airborne Radar*

SPC: *Slope Position Classification*
SPOT: *Satellite Pour l'Observation de la Terre*
SPRING: Sistema de processamento de informação georreferenciada
SRTM: Shutle Radar Topographic Mission
TPI: *Topographic Positon Index*
UTM: Universal Transversa de Mercator
WSG84: *World Geodetic System 1984*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 16

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 20

2.1. Vegetação 20

2.2. Sistema Latossolo/Espodossolo 23

2.3. Técnicas de sensoriamento remoto e de geoprocessamento aplicadas no presente trabalho... 26

2.3.1. Comportamento espectral da vegetação 27

2.3.2. Pré tratamento e tratamento de imagens orbitais 30

2.4. Mapeamento lateral dos aspectos físico-químicos do solo 35

2.4.1. Técnicas estatísticas e geoestatísticas 36

3. MATERIAL E MÉTODOS 39

3.1. Geomorfologia, geologia, pedologia e vegetação da área de estudos 39

3.2. Métodos de trabalho 45

3.2.1. Elaboração da grade de coleta de amostras 46

3.2.2. Levantamento planialtimétrico da área de estudos 46

3.2.3. Coleta de amostras e análises de laboratório 48

3.2.4. Mapeamento do relevo, textura do solo, cor e conteúdo de óxidos e oxidróxidos de ferro..... 52

3.2.5. Mapeamento local dos depósitos de argilas cauliníticas brancas 53

3.3. Mapeamento regional 53

3.3.1. Descrição das imagens 54

3.3.2. Pré-tratamento e tratamento das imagens orbitais 56

3.3.3. Mapeamento regional dos depósitos de argilas cauliníticas brancas 59

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES 61

4.1. Descrição da área de coleta de amostras 61

4.1.1. Morfologia do terreno 61

4.1.2. Vegetação 63

4.2. Mapeamento local 64

4.2.1. Relevo... 65

4.2.2. Textura do solo 72

4.2.3. Cor..... 81

4.2.4. Espacialização da concentração de hematita e goethita 86
4.2.5. Mapeamento local da vegetação 95
4.2.6. Mapeamento local dos tipos de solo 97
4.2.7. Mapeamento local dos depósitos de argilas cauliníticas brancas 101
4.3. Mapeamento regional 105
4.3.1. Morfologia do terreno 105
4.3.2. Mapeamento regional da vegetação 110
4.3.3. Mapeamento regional dos depósitos de argilas cauliníticas brancas 127
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS 132
REFERÊNCIAS 133
ANEXOS 143

1. INTRODUÇÃO

Os levantamentos cartográficos sistemáticos desenvolvidos no âmbito do projeto RADAM (Radar na Amazônia), permitiram espacialização inédita dos recursos naturais da Amazônia, fazendo uso, pela primeira vez em larga escala, de técnicas de sensoriamento remoto através da utilização do sistema de RADAR (*Radio Detection and Ranging*) aerotrasportado SLAR (*Side Looking Airborne Radar*). Mesmo considerando a importância deste projeto, os mapeamentos limitaram-se à escala de publicação de 1:1000.000, insuficiente para a espacialização detalhada de recursos naturais. Atualmente o projeto SIVAM (Sistema de Vigilância da Amazônia) pretende realizar o mapeamento detalhado do território amazônico, porém, o material ainda não tem previsão de ser disponibilizado ao domínio público.

No que se refere à levantamentos pedológicos, os mapeamentos, em grande parte da região amazônica, limitam-se a escalas máximas de 1:250.000 (IBGE, 2000). Na região da alta bacia do Rio Negro, os levantamentos são ainda mais incipientes, porém, alguns estudos (LUCAS et al., 1984; BRAVAR; RIGHI, 1989; RIGHI et al., 1990; LUCAS et al., 1996; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; MAFRA, 2000; NASCIMENTO et al., 2004; BUENO, 2009; MONTES et al., 2007, 2011 e ISHIDA, 2010), forneceram grande contribuição à compreensão dos tipos de solo desta região. Tais estudos permitiram o entendimento mais detalhado não somente da espacialização dos solos como também de sua evolução. Evidenciaram a importância do sistema Latossolo/Espodossolo, elucidando os processos físico-químicos que permitiram o estabelecimento deste sistema de solos.

A compreensão dos processos de transformação do solo no sistema Latossolo/Espodossolo envolve o entendimento de dois processos distintos, a laterização e a podzolização. O primeiro caracterizado pela acumulação de Fe e Al menos móveis na forma de minerais secundários e a formação de um regolito espesso (FRITSCH et al., 2002). O segundo, pelo empobrecimento inicial dos argilo-minerais, alterações na coloração do saprolito e a formação de horizonte espódico, característico dos Espodossolos do Rio Negro (BRAVARD; RIGHI, 1989). Tais processos ocorrem nesta região em zonas distintas, as quais podem ser categorizadas de acordo com sua abrangência espacial, considerando-se aspectos geomorfológicos e climáticos inerentes a cada área. Os Espodossolos predominam na margem direita do Rio Negro, ocupando grande parte desta área em seu alto curso, compreendendo 95% dos solos nesta região (BRASIL, 1977b; DUBROEUCQ; VOLKOFF,

1998; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; BUENO, 2009; MONTES et al., 2011), e evoluem em direção aos Latossolos que ocupam as colinas residuais do antigo escudo Guianês.

Geograficamente os Espodossolos ocupam zonas aplainadas sobre área de relevo tabular em grandes interflúvios com drenagem altamente espaçada e pouco entalhada, avançando sobre os Latossolos (DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999). Este avanço ocasiona mudanças no comportamento espectral da vegetação (ANDERSON, 1981; ROBERTS et al., 1998), o qual parece estar relacionado a uma completa alteração nas respostas espectrais dos dosséis vegetais que passam a exibir padrões de refletância análogos às Florestas Densas sobrejacentes, o que permite fácil distinção em composições de imagens orbitais.

As alterações nas assinaturas espectrais da vegetação são atribuídas a inúmeros fatores ainda não completamente entendidos devido à falta de estudos fitossociológicos mais detalhados e sua correlação com atributos pedológicos, bem como, estudos hiperespectrais específicos. Contudo a conexão entre vigor da vegetação e comportamento espectral é foco de inúmeros estudos (KNIPLING, 1970; WOOLLEY, 1971; GAUSMAN, 1985). Além disso, a forma pelas quais alterações químicas e anatômicas associada à folhagem influenciam diretamente em suas curvas espectrais são temas dos referidos estudos (SINCLAIR; HOFFER; SCHREIBER, 1971; GAUSMAN, 1983).

Partindo-se da análise da distribuição espacial da vegetação é possível constatar como se organizam os solos na alta bacia do Rio Negro, a partir de associação direta entre a diminuição do porte e exuberância da vegetação com a evolução no processo de podzolização. Tal condição permite selecionar áreas de estudos representativas, auxiliando na escolha de pontos que possam fornecer pistas mais consistentes dos processos de transformação dos solos. Essa primeira análise é chave para desencadear o estudo de atributos mais específicos, como textura, cor, concentração de óxidos de Fe e Al, e outros estudos mineralógicos de interesse para a compreensão dos processos de evolução do solo.

A associação entre solo e vegetação pode ainda ser aliada a interpretação da morfologia regional e local do terreno (BRASIL, 1977a; MAFRA, 2000), tendo em vista que o sistema Latossolo/Espodossolo, na alta bacia do Rio Negro, está vinculado a uma evolução contínua dos Latossolos que ocupam as colinas residuais do antigo escudo Guianês (BRASIL, 1977b), para os Espodossolos, ocupando os tabuleiros rebaixados e as depressões, como indicado por Lucas et al. (1984), Bravar e Righi (1989), Dubroeucq e Volkoff (1998) e Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999). Neste contexto é possível associar diretamente o

mapeamento das fisiologias vegetais com o aspecto regional do relevo, o que permite inferir com considerável precisão, a espacialização dos sistemas de solo na região e identificar as zonas de transição.

Como já mencionado, alguns estudos pioneiros na região do Rio Negro (LUCAS et al., 1984; BRAVARD; RIGHI, 1989; RIGHI et al., 1990; LUCAS et al., 1996; DUBROEUCQ; VOLKOFF, 1998; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; MAFRA, 2000), permitiram a compreensão mais detalhada das características geoquímicas e ambientais associadas ao sistema Latossolo/Espodossolo, porém, são incipientes ainda, estudos direcionados à indicadores ambientais, capazes de predizer com precisão a configuração espacial deste sistema, lançando-se mão, por exemplo, de produtos de sensoriamento remoto e aplicação de técnicas de geoprocessamento.

Com o auxílio do geoprocessamento é possível identificar indicadores diretos e indiretos das características pedológicas da região e inferir com certo grau de precisão, como se distribuem e se organizam as ocorrências de argilas cauliníticas brancas associadas ao sistema Latossolo/Espodossolo. Montes et al. (2007, 2011) e Ishida (2010), salientaram a importância da compreensão desse sistema, lançando a hipótese de que a gênese dos caulins está associada aos Espodossolos e à dinâmica da matéria orgânica. Neste sentido, uma análise focada na compreensão da espacialização das zonas de ocorrência de argilas cauliníticas brancas, deveria se concentrar nas áreas espódicas e também nas regiões de transição dos Latossolos para os Espodossolos. Ishida (2010) estudou em detalhes este sistema de solos permitindo compreender a espacialização de tais depósitos nas áreas de transição Latossolo/Espodossolo.

Ainda são incipientes trabalhos que associam a vegetação com a morfologia do relevo e com o solo, na região amazônica (PIRES; PRANCE, 1985; VELOSO; RANGEL, 1991; BUENO, 2009; BISPO; VALERIANO; KUPLICH, 2009), apesar de ser crescente a necessidade de uma compreensão detalhada das feições geomorfológicas para o mapeamento do solo e da vegetação (BISPO; VALERIANO; KUPLICH, 2009). Alguns estudos mais abrangentes salientam a importância em relacionar as feições de relevo e fitofisionomia com aspectos físico-químicos do solo, como textura, cor e concentração de óxidos de ferro, em território amazônico, contudo, a alta bacia do Rio Negro, ainda apresenta uma grande carência de mapeamentos locais do solo a partir de associações diretas com a vegetação e morfologia (SOLLINS, 1988; LIEBERMAN et al., 1985; KUBOTA; MURATA; KIKUZAWA, 2004).

Considerando-se a carência de estudos mais detalhados da distribuição dos depósitos de argilas cauliníticas brancas, na alta bacia do Rio Negro, o presente estudo teve como

objetivo principal, buscar indicadores diretos e indiretos da ocorrência desses depósitos e apresentar, a partir da utilização de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento, quais características vegetais e topográficas permitiriam identificar grupamentos específicos de solo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Vegetação

Compreender a atual distribuição das formações vegetais sobre as extensões de solos arenosos da Amazônia implica no entendimento das dinâmicas ambientais que permitem a sustentação das grandes extensões de Espodossolos e também o seu avanço em direção aos solos ferralíticos sobrejacentes (OLIVEIRA, 2001). Alguns estudos desenvolvidos na bacia do Rio Negro em seu baixo curso (LUCAS et al., 1984, 1987, 1996; CHAUVEL; LUCAS; BOULET, 1987; BRAVARD; RIGHI, 1989; FRITSCH; MELFI, 1996; DUBROEUCQ; VOLKOFF, 1998; ROBERTS et al., 1998) e alto curso (DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; MAFRA, 2000; NASCIMENTO et al., 2004; ARENARE, 2007; ABRAÃO et al., 2007; BUENO, 2009) relatam a ocorrência de formações das Campinaranas em território amazônico, ocupando áreas de areia branca sobre solos ácidos. Pode ainda ser observada a ocorrência de biótipos das Campinaranas ocupando zonas diversas da região amazônica em território nacional (PRANCE, 1978; KLINGE; MEDINA, 1979; MOURÃO et al., 2003) e em outras regiões, de floresta tropical da América do Sul (FANSHAWE, 1956; KLINGE; MEDINA, 1979), bem como formações fisionomicamente semelhantes na Malásia (FANSHAWE, 1956; BRUNIG, 1970) e África (MCKEY et al., 1978), todas associadas a mudanças nas condições físico-químicas do solo.

A taxonomia das formações das Campinaranas é diversificada e pode partir de duas chaves de classificação distintas, uma apresentada por Ducke (1922) e modificada por Sampaio (1945) e outra proposta por Anderson (1981). De acordo com o último autor os termos mais usuais para classificar essas formações são Caatinga, também aplicado para grupos vegetais análogos no nordeste brasileiro, Campina e Campinarana. O termo Campinarana é utilizado pelo projeto RADAMBRASL (BRASIL, 1977c), o qual classifica essas formações vegetais em Campinaranas Florestadas, Campinaranas Arborizadas, Campinaranas Gramíneo-lenhosas e Campinas. Tal proposta taxonômica foi adotada pelo Manual Técnico da Vegetação Brasileira (IBGE, 1992), no sistema de classificação primário, apresentando o grupo das Campinaranas dividido de acordo com critérios de exuberância vegetal, considerando o porte dos dosséis e exuberância das formações vegetais.

Um dos grandes desafios ao se mapear as fisionomias das Campinaranas, a partir de imagens orbitais, é identificar os limites fisionômicos entre as suas diferentes sub-formações

(ROBERTS et al., 1998). Uma das alternativas pode ser a aplicação de composições de imagens orbitais multiespectrais (bandas relativas à comprimentos de onda na faixa do infravermelho próximo e infravermelho médio) sensíveis a variação na quantidade de água no solo e nos dosséis, visto que, este tipo de vegetação se estabelece em zonas rebaixadas e mal drenadas que podem concentrar diferentes quantidades de água quando comparadas às zonas de Latossolos (SILVEIRA, 2003).

As formações das Campinaranas apresentam grande adaptabilidade à solos ácidos e com ampla variação na quantidade de água, o que pode provocar respostas espectrais peculiares, visto que tais condições ambientais levam a vegetação a esboçar fisionomias dos dosséis semelhantes aquelas vistas em folhagens doentes e com carência nutricional, além disso as folhas das plantas em áreas de Campinaranas podem apresentar idade que ultrapassa 5 anos, repercutindo em alterações em suas condições fisiológicas. Pode ocorrer também colonização por epífitas. O estrato arbóreo é uniforme e normalmente não ultrapassa 30 metros de altura nem mesmo nas formações das Campinaranas Florestadas, as quais representam o clímax deste grupo (ANDERSON, 1981; ROBERTS et al., 1998).

As condições oligotróficas relacionadas aos Espodossolos são comuns à todas as áreas dominadas por Campinaranas, destacando-se que estudos fitossociológicos detalhados, nesta área, poderiam fornecer pistas diretas do processo de avanço dos Espodossolos em direção aos Latossolos (WWF, 2009). Levantamentos já realizados mostram que os altos índices de oligotrofia das Campinaranas, aumentam conforme o solo torna-se mais empobrecido, permitindo o estabelecimento quase exclusivo de determinadas espécies, muitas vezes, endêmicas. Neste sentido, algumas delas podem ser apontadas como indicadoras das Campinaranas Amazônicas, das quais se destacam: *Gaylussacia amazônica*; *Glycoxylon inophyllum*; *Mauritia carana* e *Lissocarpa benthamii.* Outras podem ser indicativas de zonas de tensão ecológica (Campinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa), *Eperua leucantha*, *E. purpurea*, *Micrandra sprucei*, *Catostemma sclerophyllum*, *Hevea viridis* e *Macrolobium unijugum*. Inúmeras outras espécies arbóreas, arbustivas e herbáceas podem auxiliar como bioindicadores de formações distintas das Campinaranas (WWF, 2009).

O aspecto insular das Campinaranas parece ser um excelente indicativo de distribuição dos tipos de solo, visto que, estas formações ocupam, invariavelmente, solos hidromórficos. É importante salientar que o comportamento das Campinas, disclimáx das Campinaranas, é fragmentado e segue a distribuição dos Espodossolos mais evoluídos de todo o território amazônico, com presença de horizontes espódicos cimentados. Estudos mais detalhados da

distribuição espacial precisa destes táxons são ainda essenciais para um bom entendimento de associações entre vegetação e solo (VICENTINI, 2004).

A associação direta de táxons com tipos de solo exige uma compreensão detalhada dos fenômenos climáticos recentes, visto que, períodos de secas mais prolongadas podem provocar queimadas e alterar a configuração local da vegetação. Vicentini (2004) salienta que o El Niño no ano de 1997, repercutiu em uma seca prolongada na Amazônia, podendo ser constatada inúmeras zonas, onde a vegetação foi parcialmente ou totalmente destruída, principalmente em áreas sobre solos arenosos. Nesse contexto, a interferência de queimadas naturais ou antrópicas é um fator controverso, e em algumas zonas do território amazônico podem ser apontadas como precursoras do surgimento das formações de Campinaranas (SILVEIRA, 2003). Para a região à montante do Rio Negro, são poucos os estudos florísticos que permitam concluir a origem das formações de Campinaranas.

As interferências antrópicas são visíveis em alguns pontos da área do presente estudo, com níveis distintos de influência, podendo ser em alguns casos, observada em imagens orbitais de média e alta resolução espacial. Algumas áreas são mais afetadas podendo ocorrer mudanças na distribuição natural das fisionomias vegetais (VICENTINE, 2004), já em zonas mais preservadas, no alto curso do Rio Negro a ação do homem como modificador da paisagem poderia ser relatada somente a partir de estudos detalhados (ABRAÃO et al., 2007), aplicando-se, por exemplo, análises isotópicas associadas a estudos da flora pretérita como palinologia, antracologia, caracterização de fitólitos, entre outros.

Imagens orbitais de alta e média resolução espacial podem auxiliar na compreensão da espacialização das fisionomias vegetais, tomando-se como base padrões espectrais específicos para cada formação (ROBERTS et al., 1998; ABRAÃO et al., 2007). Os táxons das Campinaranas e Florestas Ombrófilas Densas são facilmente segmentados a partir de métodos de classificação aplicados a bandas oriundas de sensores multiespectrais como Landsat ETM 7 (*Enhanced Thematic Mapper* 7), LISS III (*Linear Imaging-Self Scanner - ResourceSat),* CBERS (*Satélite Sino-brasileiro de Recursos Terrestres*) e SPOT (*Satellite Pour l'Observation de la Terre*), tendo-se como base bandas espectrais na faixa do infravermelho próximo e do infravermelho médio, altamente sensíveis a variações nas condições fisiológicas da vegetação (ROBERTS et al., 1998) e no conteúdo de água nos dosséis. Nesse sentido, a partir de composições de bandas, o estudo não alcança a acurácia necessária para classificação individualizada de espécies, porém, pode fornecer pistas de processos fitossociológicos mais gerais como nível de herbavorismo, irregularidade de dosséis, biomassa, etc.

A associação das formações vegetais com o solo pode partir da análise indireta dos padrões espectrais e texturais da vegetação (SILVEIRA, 2003; SANTO, 2007). Para o entendimento e quantificação destes padrões, é necessário a aplicação de algumas técnicas de pré processamento de imagens orbitais (ASRAR, 1989) para que os níveis de cinza destas imagens possam expressar dados físicos dos comprimentos de onda referentes às bandas analisadas, como radiância e reflectância (SONG et al., 2001). Desta forma, poderão ser aplicados algoritmos de classificação para o mapeamento das formações vegetais.

2.2. Sistema Latossolo/Espodossolo

Estudos sobre Espodossolos na região amazônica são mais freqüentes no baixo curso do Rio Negro, nas proximidades da cidade de Manaus, formados sob rochas sedimentares (formação Alter do Chão; LUCAS et al., 1984; CHAUVEL; LUCAS; BOULET, 1987). Estes trabalhos mostraram que o desenvolvimento dos Espodossolos está sempre associado aos Latossolos, a partir do estabelecimento de condições de hidromorfia, que permitem a substituição gradativa dos Latossolos, dando lugar a solos mais ácidos e com perda quase total de nutrientes primário (potássio, fósforo, cálcio). Na Alta Bacia do Rio Negro, onde o solo se desenvolve a partir de rochas do embasamento cristalino, Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999); Mafra (2000); Nascimento et al. (2004); Arenare (2007) e Bueno (2009) constataram que indicadores do processo de tranformação do solo podem ser observados nas zonas limitrófes entre os Espodossolos e os Latossolos sobrejacentes. Foram observadas, primeiramente, alterações na coloração com aumento nos processos de dissolução dos óxidos de Fe e Al. Com a evolução do processo observa-se a desestabilização e dissolução de caulinitas e posterior evolução final para Espodossolos.

Inúmeros estudos sobre as areias brancas, associadas a diferentes litologias, sugerem que estes solos têm sua evolução atrelada à transformação físico-química contínua dos Latossolos sobrejacentes, com evidências iniciais do branqueamento superficial destes solos. Tal transformação interna está relacionada a hiperacidificação do solo, intensificando o transporte de material solubilizado oriundo da dissolução dos óxidos oxidróxidos de ferro e argilominerais, em direção aos Espodossolos (LUCAS et al., 1984; CHAUVEL; LUCAS; BOULET, 1987; LUCAS et al., 1996; BRAVARD; RIGHI, 1989).

A transformação lateral dos Latossolos para Espodossolos decorre a partir do mesmo material de origem, sem evidências de descontinuidades litológicas e com sinais claros de

uma mesma origem pedogenética, como foi observado nos estudos de Lucas et al. (1984); Fritsch et al. (1986); Lucas et al. (1987); Bravard e Righi (1989); Lucas et al. (1996); Boulet et al. (1997); Dubroeucq e Volkoff (1998); Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999); Mafra (2000); Nascimento et al. (2004) e Bueno (2009). Estes trabalhos enfocaram a origem dos solos no sistema Latossolo/Espodossolo, com referências ao aplainamento contínuo, das feições de relevo, devido a perda, em solução, de material para o lençol freático. Esse aspecto é chave para compreender a associação entre morfologia e o processo de podzolização.

Em estudo realizado na bacia do Rio Jaú, afluente do Rio Negro, Nascimento et al. (2004), concluíram, a partir da análise de água no solo, que a translocação vertical e lateral de material, ao longo do transecto estudado, está intimamente relacionado com a configuração do relevo. A maior disponibilização de Al encontra-se a jusante, denotando maior perda nessa zona, devida à destabilização das caulinitas e gibbsitas, ainda nos domínios ferralíticos. Tal comportamento é coerente com topossequência estudada por Bueno (2009) nas margens do baixo curso do Rio Curicuriari, denotando também, transporte de materiais de acordo com a configuração do relevo, sendo possível observar domínios lateríticos nos topos das colinas e avanço dos Espodossolos localizados nas planícies tabulares e depressões.

O processo de transformação do solo, que desencadeia o acréscimo espacial dos Espodossolos em relação aos Latossolos, parece provocar mudanças significativas no relevo (DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; MAFRA, 2000; BUENO, 2009), com a substituição progressiva de colinas residuais ferralíticas, por planícies e depressões tabulares. Formações em “dupla língua”, decorrentes de diferenças na textura do solo (reentrâncias de material arenoso em material argiloso), permitem manutenção do lençol freático suspenso, o qual avança em direção as altitudes maiores causando a expansão lateral dos Espodossolos. Tal condição está ligada ao regime de transporte de Si, Al, Fe e complexos organometálicos no perfil, neste caso, provocando a podzolização da baixa para a alta vertente.

De acordo com estudos realizados por Montes et al. (2007, 2011), a formação dos Espodossolos está intimamente relacionada com a origem dos grandes depósitos de argilas cauliníticas brancas do Alto Rio Negro. Nesse sentido, as condições para desencadear a podzolização estão ligadas ao intemperismo inicial do saprolito ferralítico durante tempo suficientemente longo para permitir, com alta perda de cátions nos horizontes superficiais e formação de soluções hiperácidas, a dissolução das caulinitas e da gibbsita. Tais soluções permitem a lixiviação dos argilominerais e o início do processo de migração dos ácidos orgânicos.

A dinâmica das soluções nesses perfis é de importância significativa, para a compreensão dos processos de avanço dos Espodossolos em direção aos Latossolos sobrejacentes. Bueno (2009) mostrou que o avanço do processo de podzolização ocorre da baixa para a alta vertente. Já em área investigada por Montes et al. (2007, 2011), processos físico-químicos semelhantes, desencadeiam o avanço dos Espodossolos da alta para a baixa vertente, com migrações laterais e verticais de soluções ácidas e hiperácidas. Ambos os sistemas analisados parecem provocar mudanças geomorfológicas devido a perda, em solução ou por transporte físico, de material do solo, onde é possível denotar claramente a mudança das colinas residuais ferralíticas, para as depressões e planícies rebaixadas dominadas pelos Espodossolos.

Alguns estudos desenvolvidos nessa região (MONTES et al., 2007, 2011; ISHIDA, 2010), revelaram que o processo de podzolização ocorre de forma centrífuga, com o desenvolvimento de fluxos superficiais laterais nos interflúvios, sendo observado na base desse sistema de transformação, depósito de argilas caulinítcas neoformadas. Neste sistema, ácidos orgânicos agem no intemperismo de minerais primários (feldspatos e micas), óxidos e oxidróxidos de ferro, caulinita e gibbsita. Concomitantemente, os complexos organometálicos promovem a migração, vertical e lateral, do ferro e do alumínio. Sendo assim, a espacialização dos depósitos de argilas cauliníticas brancas, depende do entendimento do processo inicial de podzolização e de sua espacialização adequada.

Todas as zonas espódicas estudadas até o presente momento, denotam aumento gradativo às expensas dos solos ferralíticos (LUCAS et al., 1987; BRAVARD; RIGHI, 1989; NASCIMENTO et al., 2004). Evidências permitem concluir que o amarelecimento do solo e mudanças texturais são fenômenos essenciais para o estabelecimento dos domínios espódicos (FRITSCH et al., 1986; NASCIMENTO et al., 2004; BUENO, 2009). O transporte em solução predomina nas zonas limítrofes entre os dois domínios pedológicos devido ao regime hidrológico. A solubilização e carreamento de elementos para o lençol freático é a forma quase exclusiva de lixiviação dos Latossolos, porém, em zonas de Espodossolos evoluídos, pode haver grande contribuição do transporte particulado.

Como apontado por Fritsch e Melfi (1996) e Patel-Sorrentino et al. (2007), o processo de transformação do sistema Latossolo/Espodossolo, segue uma cronologia específica, partindo-se da hidromorfia seguida pela dissolução das argilas ou eluviação e, finalmente, podzolização. Tendo-se como base tal cronologia, é possível ainda organizar os sistemas espódicos, após o seu estabelecimento, em diferentes classes, de acordo com o índice de cimentação devido aos ácidos orgânicos em horizonte Bh (MAFRA, 2000).

O processo de cimentação pode desencadear o endurecimento do horizonte Bh, com a intensificação da iluviação, impedindo completamente a penetração das raízes, com uma evolução gradativa dos sistemas de solo que provavelmente irão desencadear solos empobrecidos, cobertos por vegetação herbácea esparsa e liquens, sobre as areias brancas quartzosas.

2.3. Técnicas de sensoriamento remoto e de geoprocessamento aplicadas no presente trabalho

A partir de uma revisão detalhada de trabalhos prévios realizados na Amazônia Paradella et al. (1994) e Tuomisto et al. (1995) concluíram que os fatores climáticos e edáficos que limitam o estabelecimento e a distribuição das fisionomias vegetais, em condições ambientais extremas, não são distribuídos aleatoriamente. O regime hídrico, a morfologia do terreno e as variações dos tipos de solo, podem ser apontados como fatores que limitam a distribuição da vegetação (ANDERSON, 1981; ROBERTS et al., 1998; SILVEIRA, 2003; VALERIANO, 2005; SANTO, 2007). Como tais fatores estão intrinsecamente associados, é possível o mapeamento indireto das feições pedológicas, lançando-se mão de imagens de sistemas sensores ativos (radar) e passivos (imagens multiespectrais e hiperespectrais).

Uma zona de sondagem de detalhe, envolvendo diferentes fisionomias vegetais e condições morfológicas do terreno, pode permitir extrapolações adequadas a cenários semelhantes. Nesse sentido, a interpretação indireta de atributos mapeáveis em imagens orbitais aliadas a espacializações detalhada de dados específicos do solo como textura, cor e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro, pode contribuir na compreensão de um cenário mais amplo, com o auxílio de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. As extrapolações podem ter como base associações com as formações vegetais e a topografia.

Em estudo desenvolvido na microbacia do Asu às margens do Rio Negro, Bispo, Valeriano e Kuplich (2007), mostraram que a relação entre variáveis topográficas e vegetação é bastante próxima, aplicando metodologias de análise de aspectos de declividade, orientação das vertente, curvatura vertical e curvatura horizontal. Valeriano (2004), Costa et al. (2010) e Santo (2007) também constataram a íntima relação entre formações vegetais e relevo, tendo como base modelos de elevação do terreno oriundos de imagens SRTM (*Shutle Radar*

Topographic Mission). Tais autores mostraram a alta capacidade de correlação entre mapeamentos topográficos e fitossociológicos com os tipos de solo, em território amazônico.

2.3.1. Comportamento espectral da vegetação

O mapeamento de fisionomias vegetais complexas, na Amazônia, por meio de técnicas de sensoriamento remoto, depende da compreensão do comportamento espectral do estrato superior das espécies vegetais (visíveis em imagens orbitais), bem como, de fatores diversos que podem interferir, sobremaneira, nas assinaturas espectrais desses alvos, como sombreamento devido a rugosidade dos dosséis e do relevo, condições atmosféricas, capacidade de separabilidade espectral devido a resolução espacial do sensor, índice de área foliar (IAF), etc. Deve ainda ser levado em conta interferências atribuídas ao próprio sensor imageador, como ângulo de visada, distorções geométricas, erros de calibração, limitações relativas às resoluções espaciais, espectrais e radiométricas, entre outras. (SANTO, 2007).

Geralmente, a folhagem sadia, caracteriza-se por baixos níveis de reflectância referentes aos comprimentos de onda da luz visível (0,4 a 0,7 µm), pois, grande parte da energia radiante sobre os dosséis vegetais é absorvida por pigmentos fotossintetizantes tais como carotenóides, clorofilas e xantofilas (GAUSMAN, 1977). Os valores tipicamente reduzidos de reflectância na faixa do vermelho (0,6 a 0,7 µm) quando comparados aos índices elevados referentes às faixas representativas do infravermelho próximo, permitem, em composições coloridas, a obtenção de imagens altamente contrastadas e a aplicação de índices de vegetação (CRÓSTA, 1992).

A baixa capacidade de absorção da energia eletromagnética na faixa do infravermelho próximo pode ser explicada devido a ausência de substâncias que absorvam a radiação e também como conseqüência do espalhamento interno causado pela estrutura da folha, ou seja, o arranjo interno dos mesófilos. Alguns estudos sugerem que o parênquima paliçádico pode influenciar também nas respostas espectrais do infravermelho (GAUSMAN, 1977). Tal comportamento é chave para contribuir na distinção de fitofisionomias na Amazônia, quando expostas a diferentes condições de solo, que irão implicar em índices de reflectância diversos.

O IAF influência diretamente nos padrões de espalhamento da radiação incidente. Neste sentido, um IAF maior pode repercutir em menor refletância no espectro da luz visível e um aumento significativo no infravermelho próximo. Além disso, uma maior variação da

distribuição dos elementos da vegetação (diversos estratos vegetais) ocasiona diminuição na refletância em boa parte do espectro eletromagnético devido a um maior sombreamento. Pequenas alterações na densidade da folhagem também resultam em modificação tanto na composição espectral, quanto na magnitude de refletância de um dossel (KNIPLING, 1970). A análise conjunta de tais fatores permite uma segmentação adequada dos grupos vegetais.

Combinação de bandas espectrais referentes ao infravermelho próximo e o espectro da luz visível (bandas 4 e 3 do satélite Landsat ETM 7, por exemplo), oferecem contraste adequado para a diferenciação de classes vegetais, tendo em vista, a estrutura interna da folhagem, porém, outros comprimentos de onda, como o infravermelho médio, podem ser de grande valia para diferenciar formações vegetais na Amazônia. Variações na concentração de água na estrutura interna da folhagem podem ser detectadas claramente a partir de sistemas sensores capazes de captar comprimentos de ondas refletidos na faixa de 1,55 a 1,75 µm (ABRAÃO et al., 2007). Tal comportamento aliado a variações hídricas no solo, parece ser decisivo para permitir a clara distinção de formações vegetais na área estudada no presente trabalho.

Para a caracterização das formações vegetais é indispensável o conhecimento prévio dos limites espaciais entre diferentes fitofisionomias e o entendimento dos fatores físico-químicos que irão repercutir em respostas espectrais específicas. Uma análise detalhada do espectro típico de reflectância da vegetação sadia, permite entender e elencar classes vegetais distintas, a partir dos comprimentos de onda chave para a segmentação espectral dos alvos. Hoffer (1978) salientou as zonas de maior absorção e maior reflectância da folhagem sadia, como pode ser observado no esquema obtido em laboratório representado na Figura 1.

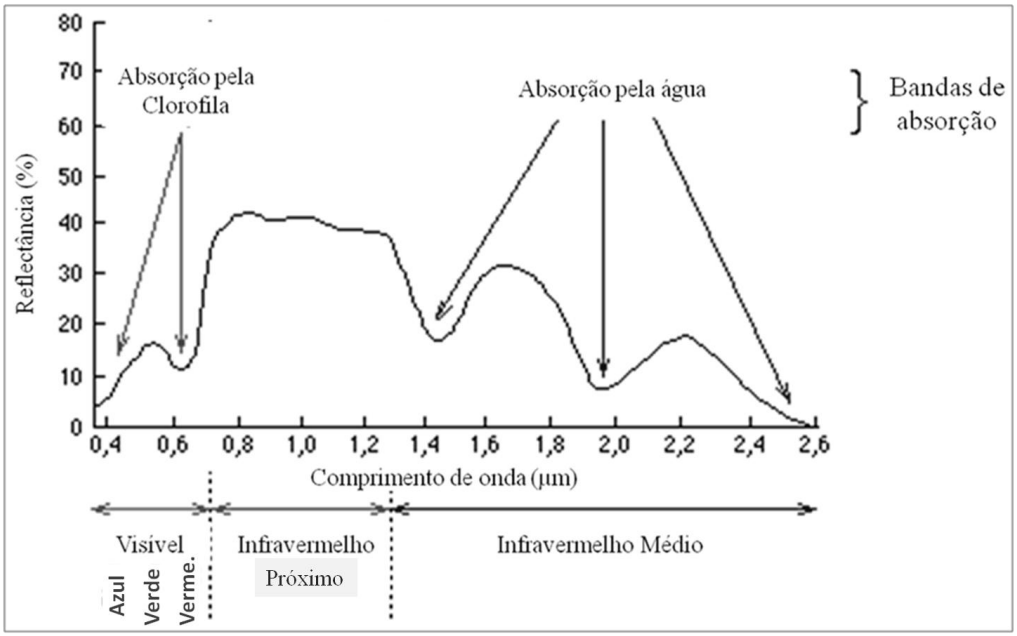


Figura 1 - Curva espectral típica da folhagem verde e sadia. Fonte: adaptado de Hoffer (1978, p. 232)

Na Figura 2 é apresenta uma curva espectral de Floresta Ombrófila Densa, a partir de dados espectrais fornecidos pelas bandas calibradas do sensor Hyperion (*EarthObserving-1*). Observando os gráficos (Figuras 1 e 2) é possível notar diferenças entre o comportamento espectral da folhagem sadia, tomado em laboratório, e o mesmo obtido a partir de das bandas do sensor Hyperion. No entanto, é possível verificar um comportamento espectral, semelhante entre as duas curvas, onde são claras as bandas de absorção de água. É importante salientar que, na realidade de campo, torna-se complexo tomar como base padrões teóricos de assinaturas espectrais de folhagem sadia (ASRAR, 1989).

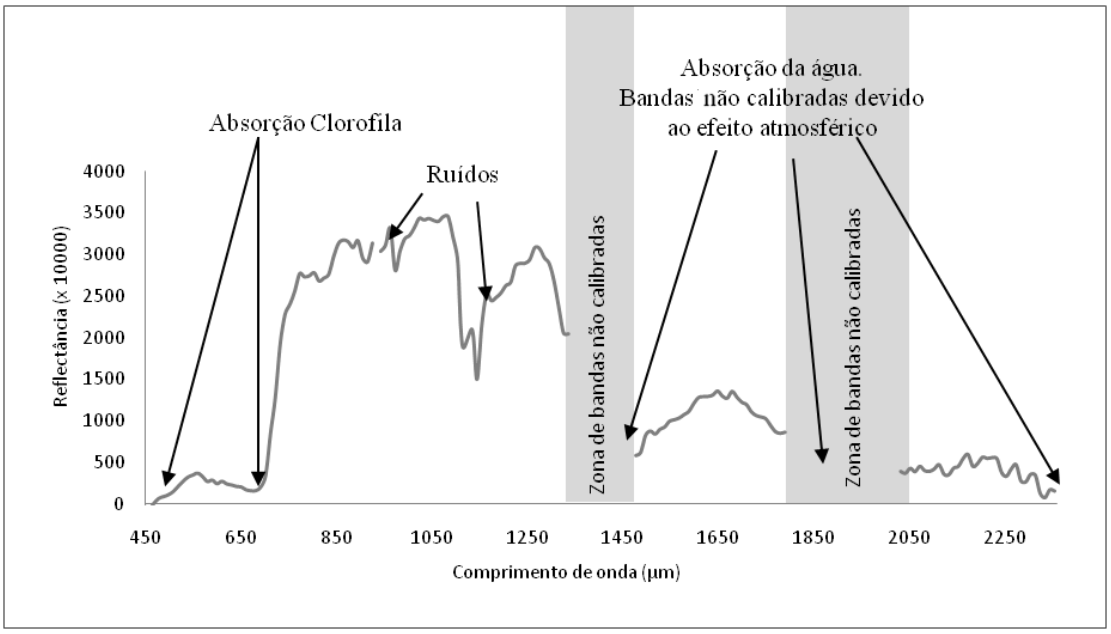


Figura 2 - Curva espectral de uma amostra de Floresta Ombrófila Densa (média aritmética da refelctância de 672 pixels desta formação), obtida a partir de dados do sensor Hyperion (Earth Observing - 1), utilizada no âmbito do presente trabalho

Compreender os padrões espectrais de reflectância das formações vegetais em território amazônico exige um entendimento detalhado dos efeitos que a cobertura de nuvens e a presença de brumas, podem causar na resposta espectral da vegetação. Trabalhos previamente realizados em território amazônico, para buscar levantar populações vegetais com uso de imagens orbitais, salientaram a importância da aplicação de algoritmos de correção atmosférica, para a geração de dados de reflectância de superfície, buscando minimizar efeitos externos da atmosfera (ROBERTS et al., 1998; ANTUNES et al., 2003; SANTO, 2007; ABRAÃO et al., 2007).

2.3.2. Pré tratamento e tratamento de imagens orbitais

2.3.2.1 Correção geométrica

Imagens orbitais de sensoriamento remoto estão sujeitas à erros capazes de causar distorções nos alvos captados pelo sensores, tais erros podem impossibilitar o mapeamento direto das feições observáveis na imagem, diminuindo a acurácia cartográfica máxima que uma imagem pode alcançar de acordo com sua resolução espacial (MOREIRA, 2005). Para

minimizar tais erros é realizado um processamento conhecido como correção geométrica, o que permite que uma imagem possua as mesmas propriedades de projeção e escala de um mapa, o qual é tomado como base cartográfica de acurácia constatada. As distorções geométricas são causadas por erros internos de calibração do sensor e erros externos provocados por instabilidade da plataforma na qual o sensor está a bordo e também pelas condições de imageamento. A correção de tais erros se faz necessária, principalmente, quando se deseja realizar medidas precisas dos alvos no terreno. (CRÓSTA, 1992; GIBSON; POWER, 2000).

O georreferenciamento ou retificação de imagens pode ser realizado por meio da seleção de pontos de controle conhecidos na cena e o registro de acordo com uma base devidamente georreferenciada, a qual pode ser um mapa, ou mesmo, outra imagem que sofreu processo de correção geométrica (CRÓSTA, 1992). Podem ainda ser realizados processamentos mais sofisticados de correção, como a ortorretificação, a qual consiste em uma correção da imagem, pixel-a-pixel, com relação à distorção topográfica. Com esta correção toda a imagem parece ser adquirida com visão de topo, isto é, a imagem fica em uma projeção ortográfica. Um exemplo de retificação e ortorretificação de imagens orbitais, consistiu no projeto GeoCover (*Applied Science and Technology Project Office*), que realizou tais processamentos sobre composições Landsat ETM 7 e TM 5 (*Thematic Mapper 5*), com base em inúmeros DEM's (*Digital elevation Models*) de fontes diversas (NASA/SDHU, 2005).

2.3.2.2 Calibração radiométrica

Imagens de sensoriamento remoto são expressas em NC (níveis de cinza), os quais representam o comportamento espectral dos alvos, porém, tais imagens são obtidas pelo sensor sem qualquer tipo de calibração. Neste sentido os NC não representam informação física dos alvos, exigindo calibração adequada para que o comportamento espectral teórico retrate a realidade levantada. Para a calibração os dados são convertidos primeiramente em radiância e depois em reflectância aparente ou de superfície.

Como destacado por Pax-Lenney et al. (2001) e Song et al. (2001), uma correção atmosférica adequada poderá contribuir na exatidão da classificação devido a menor interferência de parâmetros atmosféricos. Nesse sentido, é indispensável que os níveis de cinza da imagem, sejam convertidos para valores reais de radiância ou reflectância. A

radiância é expressa em (Wm^{-2} sr), sendo definida como o fluxo radiante (Wm^{-2}) por unidade de ângulo sólido (esferroradiano sr) que deixa uma superfície em determinada direção. A reflectância é a razão entre os valores de radiância (valores refletidos de um objeto) e o brilho incidente.

A correção atmosférica pode ser feita a partir de duas metodologias distintas, lançando-se mão de modelos de transferência radioativa (MODTRAN - *Moderate Resolution Atmospheric Transmission*), ou tendo como base algoritmos empíricos. O primeiro é mais eficiente e sofisticado, porém, mais complexo, exigindo alguns parâmetros relativos à cena e às condições atmosféricas no momento de coleta da mesma (GIBSON; POWER, 2000). Para a aplicação do método empírico é necessária somente a implementação de cálculos a partir dos dados (NC) disponíveis nas próprias bandas, tendo-se como base, por exemplo, a técnica de subtração de pixel escuro (DOS - *Dark Object Subtraction*; CHAVEZ, 1988).

A aplicação da correção a partir de modelos de transferência radiativa, como salientado, é mais complexa e deve ser implementada tendo-se um conhecimento prévio das condições atmosféricas locais no momento da coleta da cena, pois, exige como parâmetros de entrada, informações meteorológicas diversas, como concentração de vapor d'água, de oxigênio, de dióxido de carbono, de metano, de ozônio, espalhamento de aerosol e outros efeitos adjacentes. Nem todos os parâmetros são necessários para que se proceda a correção, mas quanto maior o número de dados de entrada, mais real será o resultado da correção (ANTUNES et al., 2003).

2.3.2.3 Classificação

As classificações podem ser realizadas seguindo-se duas metodologias básicas: supervisionada e não supervisionada, ou ainda outras metodologias mais sofisticadas. A primeira permite ao classificador selecionar amostras representativas das classes que ele deseja gerar a partir da seleção de regiões de interesse na imagem. Os classificadores não supervisionados não permitem interação do usuário, previamente à realização do processo de classificação (CROSTA, 1992). É freqüente atualmente as classificações serem realizadas a partir das duas técnicas e levar em conta ainda outros parâmetros observáveis na cena e não somente a intensidade de radiação expressa por números digitais, como por exemplo, a textura. Podem ser citados os seguintes algoritmos de classificação não supervisionada e supervisionada, respectivamente:

- ISODATA (*Iterative Self-organizing Data Analysis Techniques*), o qual avalia o espaço multiespectral e acomoda iterativamente os pixels agrupando-os em torno das médias das classes espectrais, a partir de um número de classes e de um número de ciclos pré-definidos pelo usuário (NASA/SDH, 2005);

- *Spectral Angle Maper*. Este método de classificação permite determinar o grau de similaridade entre curvas espectrais geradas por sensores multiespectrais e hiperespectrais, ou entre estas curvas e padrões de referência disponíveis em uma biblioteca espectral.

A classificação supervisionada é mais complexa e exige uma interatividade maior do usuário, denotando conhecimento da área a ser classificada por exigir reconhecimento preciso dos alvos em campo. Para este tipo de classificação forneça resultados efetivos deve-se partir do princípio que o usuário já conhece em detalhes a área correspondente a imagem a ser classificada, para poder definir as classes representativas (CROSTA, 1992).

A correlação entre classes coletadas para a aplicação da classificação pode ser verificada através da análise da distância de Jeffries-Matusita (JM), que apresenta a associação entre duas classes de interesse em forma de índices que vão de 0 a 2. Os valores mais próximos de 0 estão altamente associados enquanto aqueles próximos a 2 podem ser facilmente segmentados.

A distância de Jeffries-Matusita pode ser definida pela expressão matemática (Equação 1), entre as classes teóricas i e j, com distribuição gaussiana próxima da normal (TOUSSAINT, 1972).

$$JM_{ij} = 2 * (1 - e^{-B_{ij}}) \qquad (1)$$

Em que JMij representa a distância entre as classes i e j; e Bij é a distância de Bhattacharya que é calculada por:

$$B_{ij} = \frac{1}{8}(M_i - M_j)^T \left(\frac{\Sigma_i + \Sigma_j}{2}\right)^{-1} (M_i - M_j) + \frac{1}{2}\left(\frac{\left|\frac{\Sigma_i + \Sigma_j}{2}\right|}{\sqrt{|\Sigma_i||\Sigma_j|}}\right) \qquad (2)$$

Em que Mi e Mj, representam as médias das classes i e j respectivamente, ^{T} representa a matriz transposta, i e j representam as classes de interesse no contexto dos dados analisados.

O pré tratamento e a classificação de imagens orbitais, são etapas essenciais para o entendimento da distribuição das fitofisionomias na região amazônica. Os trabalhos de Paradella et al. (1994), Roberts et al. (1998), Silverira (2003) e Abrão et al. (2007) abordaram

métodos de pré tratamento e classificação de composições IKONOS II e Landsat ETM 7, para mapeamento das formações vegetais amazônicas com base em padrões espectrais, porém, não se aprofundaram nas correlações destes padrões com os tipos de solo. Bravard e Righi (1989), Dubroeucq e Volkoff (1998), Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999) e Bueno (2009) abordaram em maiores detalhes a associação entre as formações vegetais e o solo, mas não realizaram um estudo detalhado da distribuição das formações vegetais, limitando-se à descrição das formações, em áreas restritas à topossequências. Isso evidência a carência na compreensão dos padrões espectrais de imagens orbitais para identificação de formações vegetais e posterior associação com tipos de solo na alta bacia do Rio Negro.

2.3.2.4. Mapeamento topográfico

A grande vantagem na aplicação de métodos indiretos (sensoriamento remoto) para a obtenção de valores altimétricos do terreno está na possibilidade de se levantar com precisão grandes extensões de terra as quais, a partir de levantamentos tradicionais, depreenderia grande custo e tempo, principalmente ao levar-se em conta o território amazônico. Esta região apresenta carência em levantamentos cartográficos e acessibilidade complicada para boa parte de sua extensão territorial.

Uma alternativa ao mapeamento topográfico da Amazônia é a utilização de imagens de radar, ou estereoscopia digital, obtida a partir de sobreposição de imagens orbitais, coletadas para uma mesma área em diferentes ângulos de visada (ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*, IKONOS, etc.). A espectroscopia digital pode não apresentar grande precisão devido a influência de sombreamentos e cobertura de nuvens, já os produtos SRTM são isentos de influência de nebulosidade e mais sensíveis a variações verticais do terreno.

O projeto SRTM foi desenvolvido a partir de cooperação entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), a NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*), o DOD (*USA Department of Defense*) e as agências espaciais da Alemanha e da Itália. O propósito dessa missão foi coletar medidas tridimensionais da superfície terrestre a partir de interferometria, sendo assim, a nave responsável pela missão foi munida de uma haste de 60 m, em cuja extremidade foram instaladas antenas para bandas C e X, as quais coletaram os dados brutos de altimetria.

O processamento dos dados coletados visou à formação de um DEM mundial, elaborado continente por continente, iniciado com a América do Norte.

As imagens SRTM retratam a superfície que reflete as ondas emitidas pelo sensor imageador (dados coletados nas bandas C com amplitude de 5,6 cm e X com amplitude de 3,1 cm) e não a superfície do solo, sendo sensível à presença de vegetação, edificações, ou qualquer outro alvo significativamente grande entre o solo e a onda eletromagnética refletida e são ineficientes na obtenção de altimetria sob corpos d'água (VALERIANO, 2004). Além da sensibilidade inerente aos alvos superficiais, Valeriano (2004) chama a atenção para a presença de picos e vórtices nas imagens, os quais foram corrigidos pela NIMA, por meio do projeto SRTM 4[1], porém, zonas onde tais defeitos ocorreram, podem apresentar dados que não representam com fidelidade a realidade ilustrada.

Mesmo considerando-se as limitações dos modelos de terreno oriundos de produtos SRTM, Valeriano (2004, 2005) e Costa et al. (2010) ressaltaram que este produto é uma das melhores alternativas ao mapeamento topográfico generalizado da Amazônia, devido à capacidade de cobertura espacial integral e a resolução espacial inédita (90 m) para esta categoria de imagens orbitais. Estes autores salientaram que, mediante a aplicação de métodos de interpolação adequados (interpoladores lineares ou não lineares), poderiam ser realizados mapeamentos planialtimétricos em escalas grandes, podendo alcançar 1:50.000.

2.4. Mapeamento lateral dos aspectos físico-químicos do solo

Alguns trabalhos abordam em detalhes a espacialização de características físico-químicas do solo quatificáveis, como cor, concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro, textura, entre outros, capazes de serem espacizalizados por interpoladores, que resultam em superfícies contínuas partindo-se de dados coletados pontualmente (LANDIM; STURARO, 2002; VALERIANO, 2004, 2005; CHIG et al., 2008), com isso concluíram que a geoestatístca fornece os resultados mais consistentes com a realidade por permitir representar a dependência espacial dos valores amostrais. Chig et al. (2008), mostrou que é grande a correlação entre os valores amostrais de textura do solo, cor e concentração de carbono orgânico em território amazônico. Landim; Saturo (2002) salientaram que esses atributos podem ser correlacionados com a morfologia do terreno, permitindo a aplicação da geoestatística através da extensão multivariada da krigagem.

[1] As imagens SRTM encontram-se na versão 4. Tal versão conta com suavização de picos e vórtices com base em DEM diversos oriundos de projetos como o projeto DEM ASTER, também desenvolvido pela USGS.

Existem ainda outros métodos lineares de espacialização de informações pontuais, como o caso dos interpoladores por vizinho mais próximo, ou interpoladores cúbicos e bicúbicos (CRÓSTRA, 1992; GIBSON; POWER, 2000). Tais métodos podem ser de grande utilidade em grupos amostrais densos onde não são alcançadas condições de estacionalidade, porém, quando os pontos amostrais são limitados e existe correlação espacial constada através da análise geoestatística, é aconselhável que a interpolação seja feita através de algum algoritmo de krigagem (LANDIM; STURARO, 2002).

2.4.1. Técnicas estatísticas e geoestatísticas

A geoestatística é um tópico da estatística que trata da análise matemática de variáveis regionalizadas (LANDIM; STURARO, 2002). Neste sentido, abordam problemas referentes às variáveis que têm comportamento espacial dependente, mostrando características intermediárias entre as variáveis verdadeiramente aleatórias e as totalmente determinísticas. Aos valores numéricos são atribuídas as seguintes características: - são aleatórios, pois, tais valores, podem variar de um ponto a outro no espaço; - são espaciais, pois apesar da variabilidade espacial constatada, os valores numéricos observados não são inteiramente independentes (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989).

O estudo geoestatístico aplicado a compreensão da distribuição espacial de atributos pedológicos, como textura, cor, concentração de nutrientes no solo, entre outros, tem sido utilizado em alguns trabalhos que buscam entender suas distribuições laterais, principalmente correlacionados a estudos de fertilidade do solo e mineralogia (CAMARGO, 1998). Antes da utilização de tal procedimento, já era evidenciada a necessidade de métodos de generalização de informações do solo, contudo, eram aplicadas técnicas de estatística clássica, com base em um número excessivo de amostras (LANDIM; STURARO, 2002). O grande problema da estatística clássica é que ela pressupõe a aleatoriedade dos dados, com base em métodos como média e desvio padrão. Tal procedimento pode ser utilizado quando se lida com um grande número de dados, como no caso da interpolação de modelos SRTM para mapeamentos regionais e exploratórios (VALERIANO, 2004). Como nem sempre a pressuposição de aleatoriedade dos dados é real e o número de dados não é suficientemente grande, um estudo geoestatístico pode ser aplicado para descrever tais correlações.

A grande vantagem da aplicação da análise geoestatística na espacialização de atributos do solo está no fato de permitir compreender a correlação espacial intrínseca a estes

atributos. Havendo correlação constatada, tais atributos podem ser adequadamente espacializados em superfícies contínuas por meio da krigagem, sem demandar um número excessivo de pontos de sondagem, o que pode ser de grande valia em mapeamentos pedológicos em território amazônico. Como já salientado por Vieira et al. (1983); Guimarães (1993) e Chig et al. (2008), nem sempre as condições de campo são favoráveis a coleta de um grande número de amostras, tal aspecto é ainda mais relevante quando se leva em conta o território amazônico, com suas peculiaridades climáticas e densa cobertura vegetal. Nessas condições é justificável a espacialização dos dados com base na krigagem.

A krigagem pode ser implementada em sistemas de informações geográficas dos quais podem ser apontados o ArcGIS®, através da extensão *Geoestatistial Analyst*®, o SPRING® (Sistema de processamento de informação georreferenciada/ INPE, 2010) e o SURFER® (GIBSON; POWER, 2000; INPE, 2010). A krigagem irá lidar com variáveis regionalizadas, ou seja, as variáveis apresentam correlação espacial intrínseca, sendo que, quanto maior a distância entre os pontos amostrais, menor será a correlação. O variograma é tomado como base para expressar matematicamente tal variabilidade (HUIJBREGTS, 1975).

A primeira fase para a efetivação do processo de krigagem consiste na análise exploratória das características matemáticas intrínsecas às informações pontuais. Nesse sentido, é tomada como base, a forma pela qual os dados se distribuem espacialmente na área em questão. Essa análise mostra-se pertinente, pois, como aponta Grohmann (2006) é de indispensável importância o prévio conhecimento das amostras a serem interpoladas, pois isso contribui no momento da escolha do modelo mais adequado ao ajuste do semivariograma.

A análise do semivariograma conduz às seguintes interpretações: quanto mais próximos estiverem os pontos amostrados, maior é a semelhança entre eles e, portanto, menor a semivariância e menor a dispersão e vice e versa. O parâmetro do semivariograma, com base nas pressuposições de estacionariedade da hipótese intrínseca, segundo Huijbregts (1975) e Vieira (1983), é dado pela equação 3:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i+h)]^2 \qquad (3)$$

Onde: *γ(h)* é o semivariograma estimado; *N(h)* é o número de pares de pontos medidos *Z(xi) e Z(xi + h)*, separados por vetor *h*.

Considere duas variáveis regionalizadas, X e Y, onde X = Z(x) e Y= Z(x+h). Neste caso, referem-se ao mesmo atributo (por exemplo, o índice de avermelhamento do solo) medido em duas posições diferentes, conforme ilustrado na Figura 3.

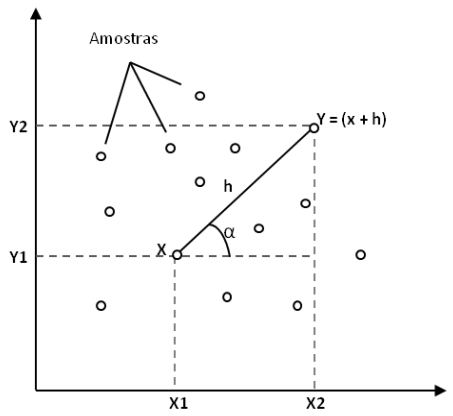


Figura 3 - Variograma representando amostragem em duas dimensões

O modelo teórico de variância dos dados pressupõe a correlação espacial, onde X denota uma posição em duas dimensões, com componentes (X1, Y1), e h um vetor distância (módulo e direção) que separa os pontos. Essa capacidade de predição da correlação dos dados é particularmente importante quando estão sendo analisadas informações pedológicas que apresentam distribuição espacial topograficamente dependente (BURGUESS; WEBSTER, 1980).

A grande maioria dos estudos geoestatísticos aplicados à boa parte dos atributos pedológicos como, concentração de óxidos de ferro, de zinco, de alumínio, textura, entre outros irão lidar com descontinuidades espaciais, que muitas vezes, podem estar atreladas ao próprio modelo. Nesse sentido, o semivariograma exige uma boa adequação a um modelo teórico que permita representar de forma satisfatória a correlação espacial entre os dados. Como salientado por Burguess e Webster (1980), alguns aspectos como a micromorfologia do relevo, podem repercutir em erros de amostragens, devido a necessidade de uma coleta maciça de dados. Como isso é inviável em determinadas áreas, é preciso compreender a influências desses aspectos no modelo e buscar uma representação mais fiel dos atributos a serem mapeados.

Após a adequação ao modelo mais adaptável à realidade amostral estudada, a interpolação por krigagem pode ser finalizada para a obtenção de uma superfície contínua dos dados, buscando representar as regiões onde não foi possível a coleta de amostras (GUIMARÃES, 1993). A análise estatística destes dados, a partir da comparação entre o que foi predito e o que foi medido, permite verificar a acurácia dos mapas gerados. Tais mapas são de grande importância para a compreensão da distribuição lateral das características físico-químicas do solo e sua associação com a paisagem (CHIG et al., 2008).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Geomorfologia, geologia, pedologia e vegetação da área de estudos

A escolha da área de estudo baseou-se tanto na observação de imagens de satélite com a finalidade de detectar a ocorrência de variações texturais na cobertura vegetal e indícios de mudança de solo, quanto no trabalho de campo com objetivo de localizar áreas onde a ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas se encontrava associada ao sistema Latossolo/Espodossolo.

A área selecionada para este estudo encontra-se em propriedade do Ministério da Aeronáutica, à margem esquerda do rio Negro, a 26 km do centro da cidade de São Gabriel da Cachoeira.

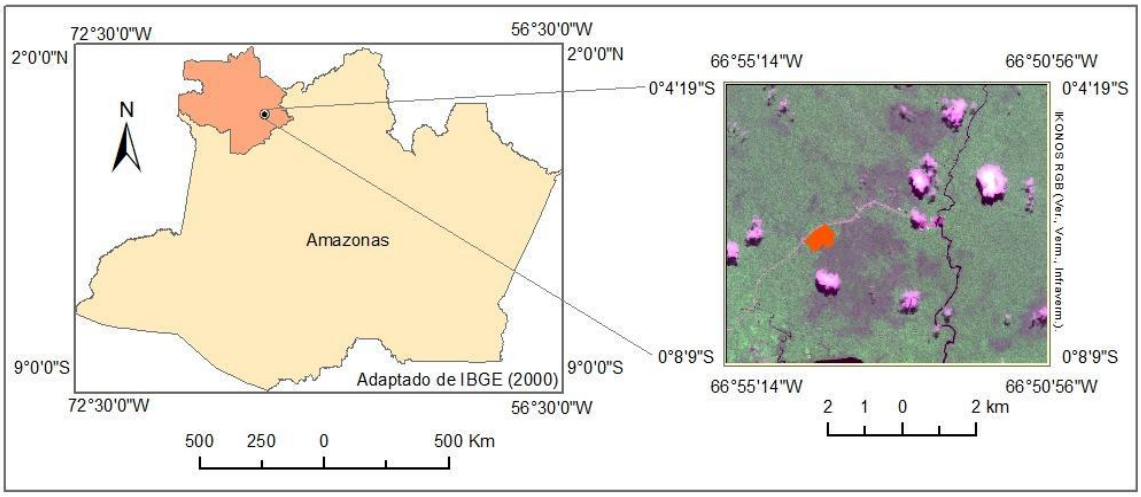


Figura 4 - Localização da área de estudos. A composição IKONOS II RGB (bandas vermelho, infravermelho e verde, respectivamente) representa o limite da área de estudos regional. O polígono vermelho sobre a composição IKONOS II representa a área de coleta de amostras

A região se insere no domínio morfoestrutural do cráton Guianês ou cráton das Guianas, caracterizado por grandes áreas de acumulação inundáveis, inselbergs e pediplanos, próximo à margem do Rio Negro. A configuração do relevo atual pode ser explicada por um processo de aplainamento poligenético sobre rochas pré-cambrianas, em condições de clima seco (BRASIL, 1977a). Podem ser apontados como evidências do processo de pediplanação os relevos residuais do tipo inselbergs. Entretanto, novas hipóteses foram apresentadas por Dubroeucq e Volkoff (1998), Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999), Montes et al. (2002), Nascimento et al. (2004) e Bueno (2009), indicando que a evolução

geomorfológica pode estar vinculada à forte atuação de processos geoquímicos que levam à evolução do sistema de solos Latossolo/Espodossolo.

A região em estudo apresenta três gerações de relevos residuais, identificadas na Folha NA-19 (Pico da Neblina), por Brasil (1977a): 1) níveis mais elevados, isolados, com cristas e altitudes em torno de 1000 m, os quais são as Serras do Traíra e Curicuriari, essa última localizada a sudeste da área de estudo; 2) níveis rebaixados, com cerca de 250 m de altitude, os quais são as Serras do Irá e Capauari; 3) formas residuais, os inselbergs, com 180 m de altitude, próximas a Serra do Curicuriari e Serra do Caranguejo.

De acordo com Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999), o relevo desta região pode ser classificado da seguinte maneira:

1. Colinas convexas sob solos ferralíticos, classificada como superfície rebaixada multi-convexa ("*Lower multi-convex surface*");
2. Colinas rebaixadas (*low hills*). Neste compartimento vales de fundo chato separam as zonas mais elevadas que não ultrapassam 30 metros. Podem ocorrer diferentes tipos de solo, predomínio de Latossolos Vermelho-amarelo, podendo apresentar concreções gibbsíticas em alguns pontos;
3. Colinas rebaixadas intercaladas com áreas planas, com predominância de solos ferralíticos nas áreas mais elevadas e ocorrência freqüente de Espodossolos nas planícies subjacentes. A ocorrência de nódulos gibbsíticos é comum em todo o compartimento;
4. Zonas espódicas rebaixadas, freqüentes à montante do Rio Negro, com evidências pouco significativas na zona de estudos, porém, com indícios de expansão sobre os solos ferralíticos.

Klinge (1965) afirmou que a formação dessas superfícies pode ser atribuída a processos erosivos desencadeados durante o Paleozóico, os quais expuseram as bases dos blocos que constituem o Cráton Guianês. Sobre essa cobertura teria ocorrido posterior deposição de uma cobertura arenosa de idade pleistocênica, resultante de agentes erosivos, com evidência de estação seca pronunciada. Teorias mais recentes defendem a origem "*in situ*" (LUCAS et al., 1984; BRAVARD; RIGHI, 1989; DUBROEUCQ; VOLKOFF, 1998; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; NASCIMENTO et al., 2004). Tectonismo recente é evidenciado na região por mudanças bruscas nas direções dos cursos d'água, o que pode ter ocasionado o abaixamento relativo de muitas áreas, modificando a dinâmica dos solos pela criação de ambientes hidromórficos (TASSINARI et al., 1996; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999).

O regime climático pode ser caracterizado como quente e úmido do tipo tropical chuvoso de floresta (Af) tendo-se como base a classificação de Köeppen, com uma temperatura média anual de 25ºC, atingindo no mês mais frio temperatura superior a 18ºC. A pluviosidade é uma das mais altas de todo o território nacional com uma media anual de 3000 mm ou mesmo superior, mostrando baixa sazonalidade no regime de chuvas com máximas nos meses de abril, maio e junho e mínimas em julho, agosto, setembro e outubro. Mesmo considerando a sazonalidade mensal da pluviosidade, Brasil (1977b) mostrou, com base na elaboração de um balanço hídrico para o município de São Gabriel da Cachoeira, que a amplitude máxima entre os meses mais secos e os mais chuvosos nunca é superior à 160 mm, com máxima no mês de abril de 310 mm e mínima no mês de maio de 155 mm.

Com relação aos solos, grande parte dos estudos mais abrangentes e sistemáticos são atribuídos aos levantamentos pedológicos do projeto RADAMBRASIL (Brasil, 1977b), os quais resultaram em mapeamentos em escala exploratória (Escala de publicação: 1:1000.000), permitindo a visualização dos tipos de solo, em grande parte das zonas mapeadas, em forma de associações. Recentemente o IBGE (Institudo Brasileiro de Geografia e Estatística), realizou uma atualização do mapeamento do projeto RADAMBRASIL (Brasil, 1977a, 1977b, 1977c) refinando a escala espacial dos mapas (vegetação, pedologia, geologia e geomorfologia), para a escala de publicação de 1:250.000 (referente à carta SA-19-X-B, Folha Içá), permitindo distinguir muitas associações de solo anteriormente não mapeadas (IBGE, 2000).

Este mapeamento abrange o terceiro nível categórico para todos os tipos de solo ilustrados pelo mapa da Figura 5, porém, algumas manchas menores de Espodossolos nas regiões de Latossolos não são discriminadas. De acordo com esse mapeamento são distinguíveis os seguintes tipos de solo. Nas colinas mais elevadas encontram-se os Latossolos Vermelho-amarelos e os Argissolos Vermelho-amarelos, nas colinas mais rebaixadas são freqüentes os Latossolos Amarelos com presença de nódulos gibbsíticos e nas superfícies aplainadas (peneplanos) predominam os Espodossolos, sob condições de hidromorfia e os Neossolos Quartzarénicos (Brasil, 1977b; BRAVARD; RIGHI, 1989; DUBROEUCQ; VOLKOFF, 1998; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; BUENO, 2009; ISHIDA, 2010).

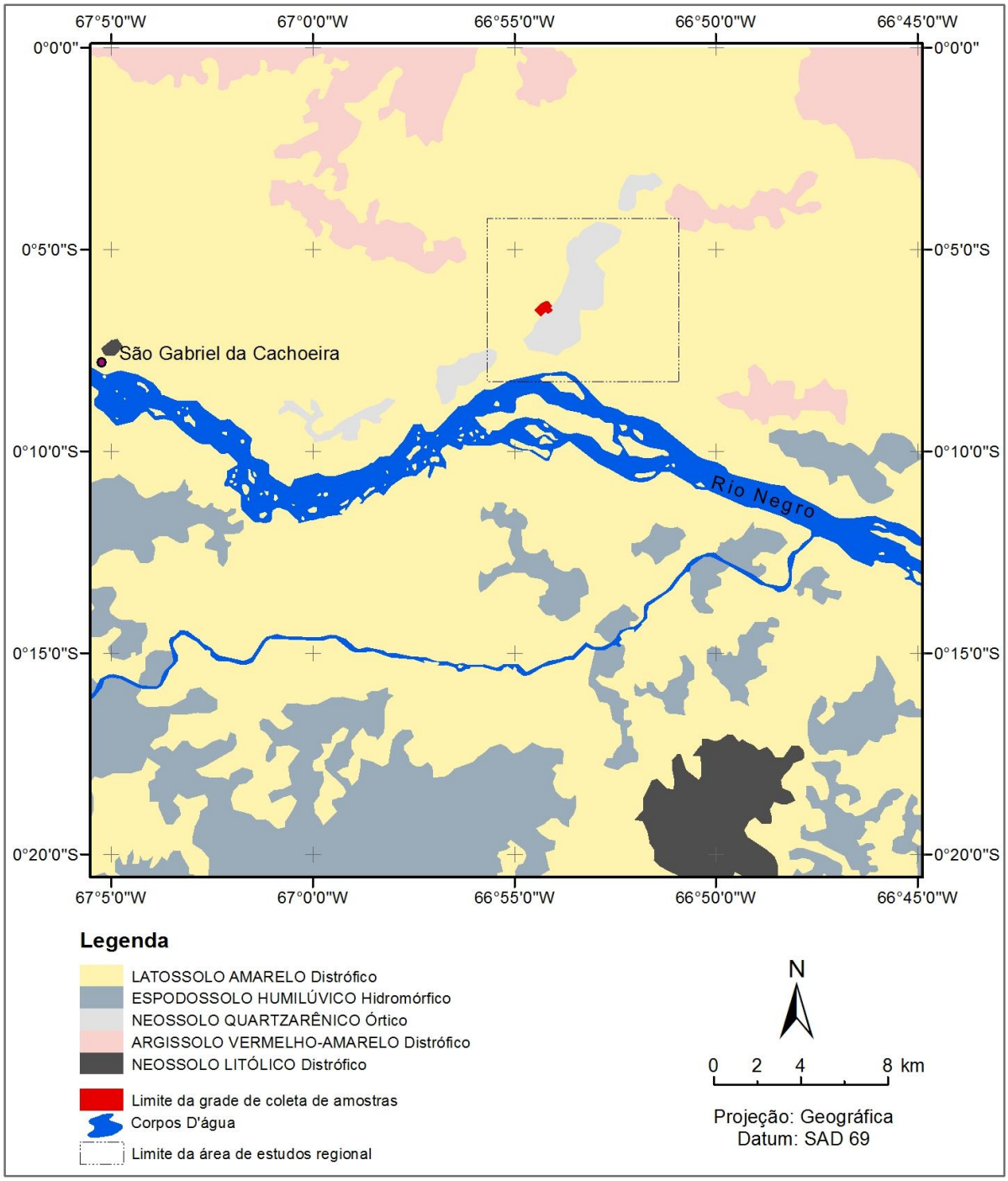


Figura 5 - Mapa de solos em escala regional (Escala Original: 1:250.000). Adaptado de IBGE (2000)

A vegetação tem íntima associação com os tipos de solo e seu mapeamento foi realizado também no âmbito do projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1977c), com escala de publicação de 1 :1000.000 posteriormente refinada para 1:250.000 pelo IBGE (2000). Com relação a vegetação, os mapeamentos anteriores destacam a existência de tensão ecológica, caracterizada por ecótonos e encraves que não puderam ser discriminados pela escala de publicação dos mapas. Para esta região as principais áreas de tensão ecológica representam as

formações das Campinaranas e das Florestas Ombrófilas Densas, em alguns casos, sendo possível a distinção em escala regional (encraves), porém, em determinadas regiões é possível evidenciar a existência de ecótonos, com mistura indiscriminada entre espécies característica da Campinarana e da Floresta Ombrófila (BRASIL, 1977c; ANDERSON, 1981; ROBERTS et al., 1998; MAFRA, 2000; OLIVEIRA, 2001; BUENO, 2009).

O mapa apresentado na Figura 6 representa as formações vegetais predominantes, sendo possível notar que a área de estudos está localizada na transição de duas formações vegetais (Floresta Ombrófila Densa/Campinarana Florestada), que coincide com a zona de transição entre os Latossolos e Espodossolos. Esta coincidência é também verificada entre a vegetação e a morfologia do terreno, com predomínio de Campinaranas nas zonas deprimidas e Floretas nas áreas de colinas residuais (ANDERSON, 1981; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; BUENO, 2009).

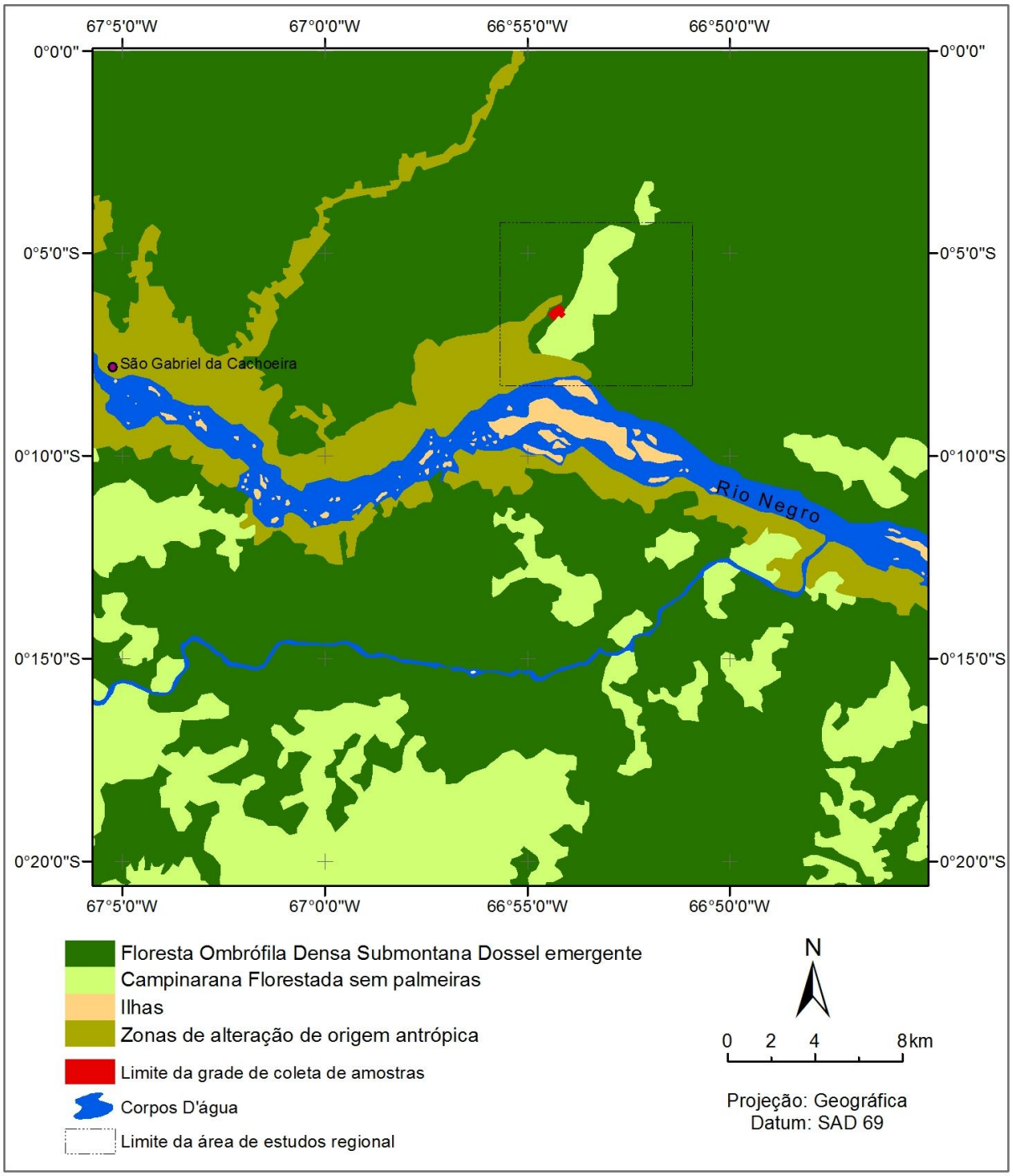


Figura 6 - Mapa de vegetação em escala regional (Escala Original: 1:250.000). Adaptado de IBGE (2000)

3.2. Métodos de trabalho

Na Figura 7 é apresentado o fluxograma dos métodos utilizados no desenvolvimento deste trabalho. Cada etapa será posteriormente abordada em maior detalhe.

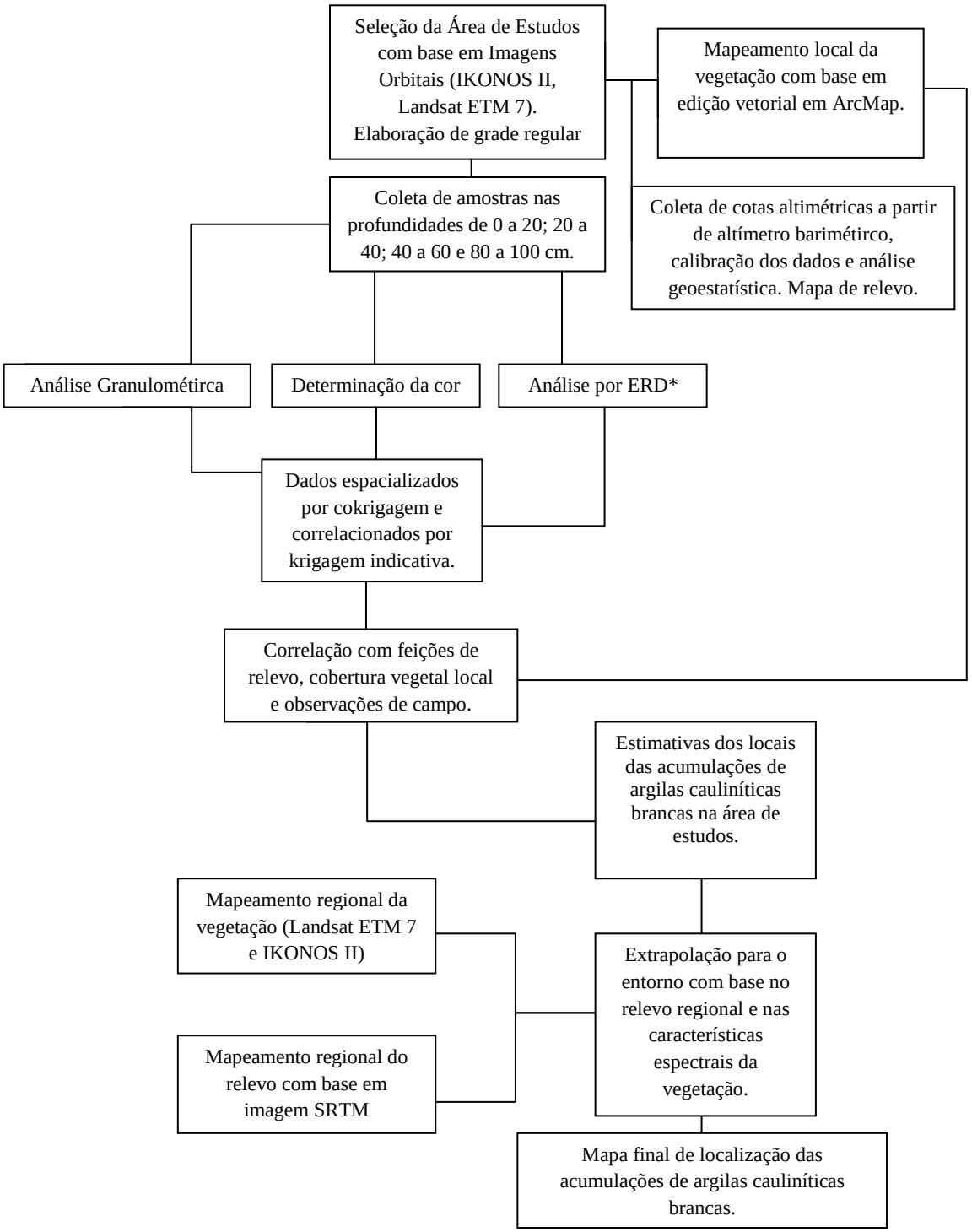


Figura 7 - Fluxograma dos métodos aplicados no presente trabalho. *Espectroscopia por reflectância difusa

3.2.1. Elaboração da grade de coleta de amostras

A área de investigação foi selecionada buscando-se contemplar o domínio dos Latossolos e dos Espodossolos em diferentes compartimentos de relevo (topo de colina, média vertente e fundo de vale; Figura 9), permitindo que possíveis depósitos de argilas cauliníticas brancas pudessem ser observados em diferentes condições geoambientais, que possibilitassem posterior extrapolação para cenários semelhantes. Neste sentido, optou-se pelo estudo por meio de sondagens, buscando-se coletar o maior número de amostras possível, para a espacialização lateral da textura do solo, da cor, da concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro, e posterior associação com os padrões espectrais da vegetação e a topografia.

A partir de imagens orbitais (IKONOS II e Landsat ETM 7) foi selecionada uma área que abrangia duas formações vegetais distintas, a Floresta Ombrófila Densa, e a Campinarana, sobre Latossolo e Espodossolo, respectivamente. A composição IKONOS II das bandas verde, vermelho e infravermelho próximo (filtros RGB: *Red; Green; Blue*, respectivamente) e a composição Landsat ETM 7 das bandas 5, 4 e 3 (filtros RGB, respectivamente) permitiram identificar a assinatura espectral das Campinaranas e da Floresta Ombrófila Densa. Nesta zona foram selecionados 75 pontos eqüidistantes de 50 metros distribuídos em uma grade regular para evitar a coleta de dados tendenciosos (Figura 8). Após a seleção prévia dos pontos sobre a imagem IKONOS II georreferenciada, os mesmos puderam ser demarcados no campo e as amostras coletadas, conforme descrito nos itens subseqüentes.

3.2.2. Levantamento planialtimétrico da área de estudos

Os levantados de dados planialtimétricos foram realizados para o georreferenciamento das imagens e dos mapas e para a inserção de valores de altitude.

Através de GPS (*Geographic Position System*) foi coletado um ponto de controle no início da trilha, como pode ser visto na Figura 8. A partir deste ponto a coleta foi feita através do uso de trena e bússola, tendo o norte magnético e as distâncias mediadas pela trena, como referência. O intervalo entre os pontos de referencia da grade foi de aproximadamente 30 m ao longo dos transectos, reduzindo-se as distâncias onde a declividade era maior, e posteriormente estes pontos foram representados sobre a imagem IKONOS II (Figura 8) para a confecção da malha regular de 750 x 600 m com pontos de sondagem equidistantes de 50 m.

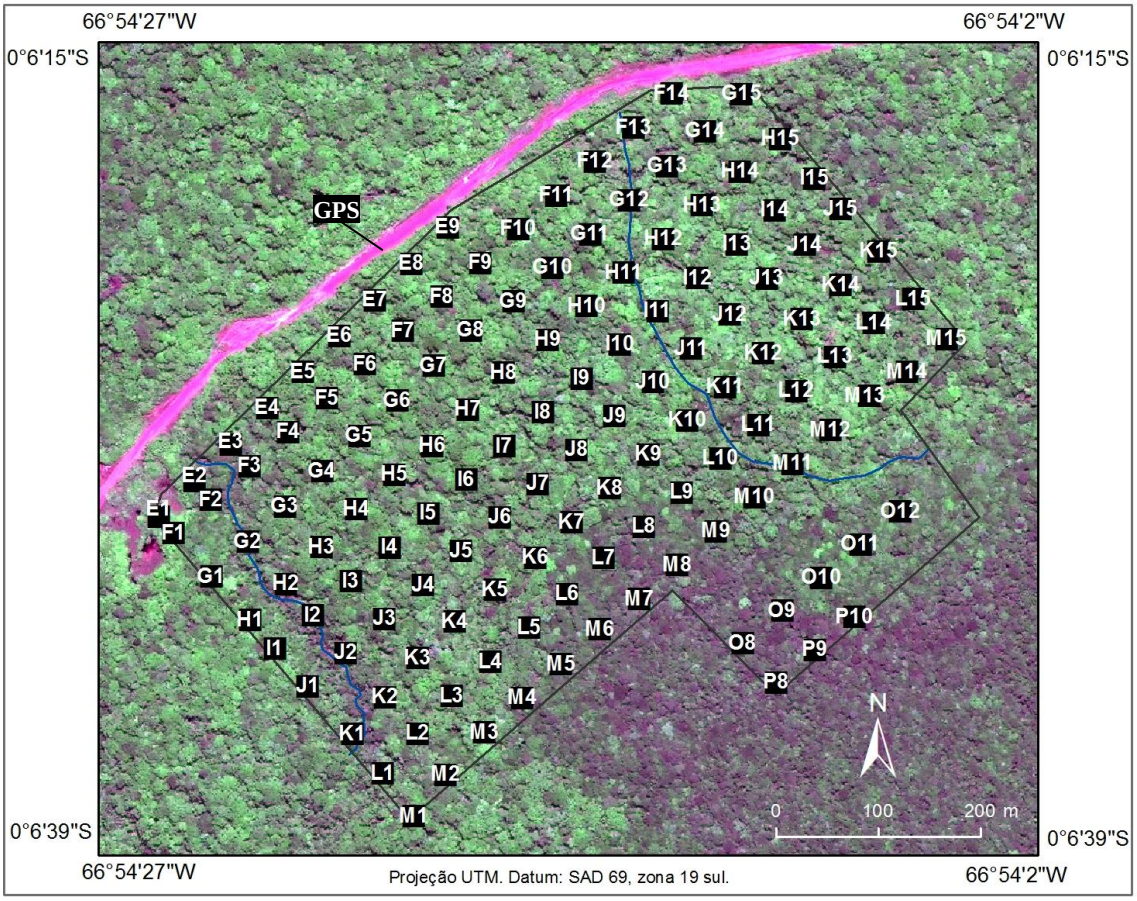


Figura 8 - Grande de amostragem representada sobre composição IKONOS II RGB (3,4,2) com linhas azuis representando a drenagem e linha preta delimitando a área de coleta de amostras

Após o estabelecimento dos pontos para a realização das sondagens no campo, as medidas altimétricas foram espacializadas no software ArcMap® (ESRI; ARCGIS, 2006) e georreferenciadas com base no ponto coletado com GPS. A espacialização foi feita através da extensão *Coordinate Geometry* (COGO®, *Spatial Analys Exention;* ESRI; ARCGIS, 2006), a qual permite a espacialização adequada de pontos que contém informações de distância e sentido, com relação ao norte magnético, já realizando a correção para o norte geográfico. A grade final pode ser vista na Figura 8.

Após a seleção e georreferenciamento adequado dos pontos no campo, as amostras foram coletadas, a partir de sondagens, nas profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm, com o intuito de analisar o primeiro metro de solo e verificar a partir de alterações em suas propriedades texturais, colorimétricas e mineralógicas (óxidos e oxidróxidos de ferro), a conexão com a existência de depósitos de argilas cauliníticas brancas. Posteriormente a essa correlação em escala local, partiu-se então para uma espacialização mais ampla desses depósitos com base no comportamento espectral da vegetação e na morfologia do terreno.

3.2.3. Coleta de amostras e análises de laboratório

3.2.3.1. Coleta de amostras

As amostras foram coletadas a partir de sondagens nos pontos estabelecidos na grade[2] de amostragem (Figura 8). Como já mencionado anteriormente, foram adotadas as profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm, sendo coletado aproximadamente 200g de solo em cada profundidade. Em todos os pontos, as sondagens foram realizadas até se observar evidências de feições de alteração da rocha, pela descrição de campo, que na maior parte das vezes atingiram profundidades superiores a 100 cm, objetivando alcançar as camadas com acúmulo de argila caulinítica branca.

Devido ao colapso do material arenoso do horizonte E no domínio dos Espodossolos e a alta resistência a perfuração do horizonte Bh, foi desenvolvido no campo um método de sondagem, o qual permitiu ultrapassar o referido horizonte E arenoso e também coletar amostras abaixo do horizonte Bh cimentado (MONTES et al., 2011). Para as zonas de solo não encharcado, utilizou-se o trado tipo holandês. Nos locais onde havia muita água e era freqüente o colapso do solo, utilizou-se o *bailer* Eijkelkamp com Ø 6,3 cm. Neste caso foi utilizado ainda um tubo de PVC de diâmetro de 7 cm, o qual impedia o colapso do solo enquanto o material era retirado manualmente por meio da sondagem. Nos pontos onde o horizonte Bh cimentado apresentava alta resistência, foi necessário o auxilio de um cinzel que permitiu a quebra deste horizonte.

Todas as amostras coletadas para as profundidades de 0 a 100 cm foram secas ao ar, e passadas em peneira de malha de 2,0 mm (fração terra fina seca ao ar). Estas amostras foram então quarteadas e separadas para realização das análises de laboratório. Foram separadas 10 g de cada amostra que foram moídas e passadas por peneira de 0,106 mm para as análises por ERD (Espectroscopia óptica por Reflectância Difusa). Para a as análises granulométricas e determinação da cor por meio de colorímetro foi utilizada a terra fina seca ao ar. A metodologia de laboratório é apresentada em maiores detalhes nos itens subseqüentes.

---

[2] As análises granulométricas, de cor e de concentração de óxidos de ferro não foram realizadas para todos os pontos da grade de 50 x 50 metros. Tais análises foram realizadas nas trilhas E, G, I, K, M, O e P ilustradas na Figura 8.

3.2.3.2. Granulometria

A análise granulométrica dos solos foi realizada na Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa) Meio Ambiente, Jaguariúna, São Paulo. Todas as amostras foram analisadas adotando-se o método da pipeta de Robinson (CAMARGO et al., 1986). Os intervalos granulométricos considerados foram: areia grossa (2,00 a 0,20 mm); areia fina (0,20 a 0,05 mm); silte (0,05 a 0,002 mm); argila (menor que 0,002 mm). Utilizaram-se os diâmetros das frações granulométricas definidos por United States (1999).

Após as análises e quantificação das frações, foi aplicado o método geoestatístico com base em cokrigagem (extensão multivariada da krigagem), resultando nos mapas de distribuição textural (frações areia e argila em %) dos solos da área estudada.

3.2.3.3. Cor

A cor do solo foi obtida por permitir estimar a presença de hematita, a partir de suas propriedades óticas no espectro da luz visível. Tal propriedade foi analisada, pois alterações laterais na cor do solo com o amarelecimento inicial e posterior branqueamento, parecem ser indicativo de evolução lateral dos Latossolos para Espodossolos (DUBROEUCQ; VOLKOFF, 1998; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; BRAVARD; RIGHI, 1990; NASCIMENTO et al., 2004).

A cor foi obtida a partir de dois métodos distintos: - caracterização visual a partir dos padrões de cor apresentados na *Munsell Soil Color Charts* (MUNSELL SOIL COLOR COMPANY, 1975); - utilização do colorímetro Minolta CR300 (Laboratório de Geoprocessamento, Departamento de Ciência do Solo - ESALQ), o qual determina a cor a partir da região refletida no espectro da luz visível. Foram analisadas todas as amostras coletadas nas diferentes profundidades (0 a 20 cm, 20 a 40 cm, 40 a 60 cm e 80 a 100 cm) a partir do método de inferência visual e as amostras de 20 a 40 cm e 80 a 100 cm, com o uso do colorímetro.

Os dados de cor do solo foram obtidos a partir de cálculo do índice de avermelhamento (TORRENT; BARRÒN, 1993), o qual permitiu análise qualitativa da espacialização da cor, relacionando-se a diferentes concentrações de óxidos de ferro

(hematita). O índice de avermelhamento foi calculado com base na equação do índice de vermelho:

$$IV = [(10-h).c]/v \qquad (4)$$

Onde “c” e “v” são os valores numéricos do croma e do valor, respectivamente, h é o número que precede o YR no matiz. Para o matiz 10R, o valor do h é igual a zero e para o matiz 10YR, igual a 10 (HURST, 1977; TORRENT; BARRÒN, 1993).

3.2.3.4. Identificação e quantificação de goethita e hematita

No âmbito do presente trabalho, a espectroscopia óptica por reflectância difusa, foi aplicada por permitir identificar os óxidos e oxidróxidos de ferro e realizar a estimativa das concentrações dos mesmos (TORRENT; BARRÒN, 1993).

A identificação e quantificação dos óxidos e oxidróxidos de ferro, foram realizadas a por espectroscopia ótica por reflectância difusa a partir das amostras moídas (0,106 mm), as quais adicionou-se óleo de parafina para espectrofotometria PHOTREX® com a finalidade de ressaltar as bandas de absorção. Essas amostras foram colocadas em porta-amostra com janela de quartzo, evitando-se compactar a fim de minimizar a orientação preferencial e a reflexão especular.

As medidas foram realizadas em um espectrômetro Varian, Cary 5 (UV-VIS-NIR) equipado com esfera integradora de 110 mm de diâmetro coberta com Halon (Labsphere Inc., USA), pertencente ao NUPEGEL (Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera). A reflectância (R) das amostras foi medida em relação a um padrão de Halon. Os espectros foram obtidos no intervalo de 350 a 840 nm, com incrementos de 0,1 nm.

A reflectância foi transformada na função de reemissão de Kubelka Munk [$f(R) = (1 - R)^2 / 2 R$], a qual é proporcional a concentração do absorvedor. Da curva obtida foi calculada a segunda derivada (MALENGREAU et al., 1996), que foi a seguir suavizada usando o ajuste *cubic spline*. Os óxidos e oxidróxidos de ferro foram identificados a partir da posição das bandas de absorção mais intensas (KOSMAS et al., 1984; SCHEINOST et al., 1998) determinadas nas curvas da segunda derivada após suavização.

A identificação da goethita ocorreu por meio de bandas de absorção entre 475 e 481 nm (transição eletrônica, ^4E; $^4A_1 \leftarrow {}^6A_1$). A hematita foi identificada pelas bandas de absorção entre 526 e 553 nm (transição eletrônica, *Electronic Pair Transition* - EPT).

A amplitude destas bandas foi mensurada para cada amostra (Anexo A), na curva da segunda derivada da função de Kubelka Munk, permitindo a quantificação do conteúdo de hematita e goethita em gkg^{-1}, de acordo com metodologia descrita por Scheinost et al. (1998). Estes autores propuseram as seguintes equações para quantificação da goethita (Equação 5) e da hematita (Equação 6) em gkg^{-1}:

$$\text{Goethita } [gkg^{-1}] = [-0.6 + (268*Y_1)] \qquad (5)$$

$$\text{Hematita } [gkg^{-1}] = [-0.9 + (402*Y_2)] \qquad (6)$$

Onde Y_1 e Y_2 representam as amplitudes das transições, para a goethita e hematita, respectivamente, extraídas da curva da segunda derivada da função de Kubelka Munk. A obtenção final do conteúdo de goethita e hematita (gkg^{-1}) permitiu espacialização lateral através de aplicação de krigagem.

Considerando-se a forte influência espectral da matéria orgânica nos horizontes superficiais (FERNANDES et al., 2004), foi realizada também a medida da amplitude das bandas de absorção da goethita e da hematita, para amostras selecionadas, referentes às profundidades de 0 a 20 e 20 a 40 cm, as quais sofreram processo de extração de matéria orgânica de acordo com metodologia descrita por Mehra e Jackson (1958).

Os resultados de ERD das amostras com matéria orgânica foram comparados às amostras que sofreram processo de extração através da aplicação do coeficiente de correlação de Pearson (ρ), sendo assim, o resultado da segunda derivada da função de Kubelka Munk, suavizado através da aplicação de um algoritmo interpolador *spline*, foi comparado aos resultados do ERD das amostras originais, que não sofreram processo de extração de matéria orgânica.

Como os três conjuntos de dados analisados no presente trabalho (textura, cor e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro) referem-se a propriedades distintas do solo, não permitiram a comparação estatística direta para a aplicação de correlações espaciais, tendo em vista tal condição, foi necessária a normalização dos dados, buscando a adequação dos valores de textura, cor e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro em uma mesma classe de magnitude, sendo assim, optou-se pela adoção de índices qualitativos (0 a 5), o que possibilitou a comparação direta dos dados analisados.

Os índices qualitativos da textura, cor e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro, foram interpolados por krigagem. O método de atribuição dos valores qualitativos foi gerado

a partir da organização dos dados quantitativos em 6 fatias eqüidistantes com valores que variam de 0 a 5 (Exemplo do método de fatiamento eqüidistante apresentado no Anexo B).

3.2.4. Mapeamento do relevo, textura do solo, cor e conteúdo de óxidos e oxidróxidos de ferro

Os mapas de relevo, textura do solo, concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro e cor, foram obtidos a partir da aplicação de geoestatística pela técnica de krigagem e da cokrigagem[3].

Todo o processo de análise geoestatística e interpolação foi realizado a partir da extensão *Geostatistical Analyst*® (ESRI; ARCGIS, 2006). As etapas de análise nesta extensão permitem a avaliação do histograma de freqüência dos dados, análise de tendência, mapa de Voronoi (visualização espacial da média, moda, cluster e entropia) e a visualização da semivariância e covariância dos dados (ESRI, 2007). Com essas análises é possível compreender como as amostras se correlacionam e inferir o melhor método de interpolação por krigagem.

A cokigagem foi adotada para os dados de textura, cor do solo e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro, tendo como base secundária as cotas altimétricas (dados quantitativos). Neste caso, deve ser considerada a correlação entre as variações na altimetria e as informações dos dados mapeados (cor, textura do solo e concentração de óxidos de ferro). Sendo constatada correlação com base na análise da semivariância, pode ser aplicada a cokrigagem (CHIG et al., 2007). Para o relevo foi aplicada a cokrigagem com base nas cotas altimétricas coletadas em campo a partir do altímetro e dados SRTM versão 4. Foi realizada ainda a krigagem indicativa, para os dados quantitativos de textura, cor e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro e a krigagem univariada para os dados qualitativos.

Para avaliar os resultados obtidos a partir da aplicação dos modelos matemáticos de ajuste, foi aplicada a técnica de validação-cruzada (*cross-validation*), para a obtenção final do coeficiente de determinação do modelo de regressão (R^2) (ESRI, 2007).

[3] Todos os métodos de krigagem e cokrigagem aplicados no presente trabalho foram realizados por meio do método ordinário.

3.2.5. Mapeamento local dos depósitos de argilas cauliníticas brancas

Os depósitos de argilas cauliníticas brancas foram espacializados localmente com base nas informações obtidas a partir das amostras das sondagens. As análises realizadas no presente trabalho (textura, cor e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro) permitiram a extrapolação dos dados pontuais para a espacialização em superfície contínua.

Os três mapas qualitativos finais da textura do solo (fração argila), cor e concentração de goethita, foram associados localmente com as feições de relevo e com as fisionomias vegetais para avaliar a possibilidade de aplicação de tais atributos na predição da distribuição espacial de depósitos de argilas cauliníticas brancas. A correlação entre estes dados partiu da média aritmética entre os mapas de textura, cor e goethita para os 100 primeiros centímetros de solo.

Buscando validar as correlações entre os dados foi ainda realizada uma análise multivariada a partir do estudo em componentes principais (*Principal Component Analysis; PCA*), com base na textura (fração argila para as profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm), cor (profundidades de 20 a 40 e de 80 a 100 cm) e concentração de goethita (profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm). As componentes principais foram obtidos no ArcMap® por meio da extensão *Multivariate Analysis*® (ESRI; ARCGIS, 2006). Tais componentes foram obtidas com base nas imagens quantitativas cokrigadas. Por meio de tal metodologia foi possível comparar a eficácia do mapeamento qualitativo e do mapeamento quantitativo dos atributos estudados. Todas as variáveis analisadas (textura, cor e concentração de goethita) para as profundidades estudadas, foram padronizadas, por expressarem os resultados em unidades distintas, buscando-se obter para o grupo de dados analisados, média igual a zero e variância unitária.

3.3. Mapeamento regional

Após a elaboração dos mapas locais (textura, cor e concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro), a partir das informações da área de coleta de dados, selecionou-se uma região, com base nas composições IKONOS II (bandas verde, vermelho e infravermelho próximo, RGB, respectivamente) e Landsat ETM 7 (área de abrangência do mapeamento regional representada na Figura 4), que abrangia a grade de coleta e uma zona de extrapolação

onde foram evidenciadas as formações das Campinaranas e Floresta Ombrófila Densa, com morfologia do terreno semelhante àquela observada na área da grade de coleta de dados.

Após a seleção da área foram utilizadas as imagens IKONOS II (bandas verde, vermelho e infravermelho próximo), imagens Landsat ETM 7 (bandas, 2, 3, 4, 5, 7 e 8), imagens hiperespectrais Hyperion (EO-1, *Earth Observation 1*) e imagem SRTM, para o mapeamento da morfologia do terreno e vegetação. A descrição de cada imagem e as etapas de pré-tratamento, tratamento e classificação das mesmas, serão abordadas a seguir.

3.3.1. Descrição das imagens

3.3.1.1. IKONOS II

As bandas IKONOS II 2, 3 e 4 (verde, vermelho e infravermelho próximo, respectivamente), foram coletadas no dia 28 de março de 2008, com uma cobertura de nuvens de aproximadamente 8%. Foram ortorretificadas e georreferenciadas para a projeção UTM (Universal Transversa de Mercator) com datum horizontal SAD 69 (*South American Datum*, 1969) zona 19 sul. Os sensores a bordo deste satélite operam no modo multiespectral e pancromático, sendo possível a fusão de bandas para a obtenção de composições coloridas com um metro de resolução espacial (GEOEYE, 2010). A banda pancromática tem 1 metro de resolução espacial, resolução espectral de 0,45 a 0,90 µm, resolução temporal de 2,9 dias e resolução radiométrica de 11 bits. As bandas multiespectrais têm 4 metros de resolução espacial, 1,5 dias de resolução temporal, 11 bits de resolução radiométrica e as seguintes resoluções espectrais: Banda Azul: 0,45 - 0,52 µm; Banda Verde: 0,52 - 0,60 µm; Banda Vermelho: 0,63 - 0,69 µm; Banda Infravermelho próximo: 0,76 - 0,90 µm.

3.3.1.2. Landsat ETM 7

Foram utilizadas imagens Landsat ETM 7 com as seguintes características: resolução temporal de 16 dias, resolução radiométrica de 8 bits (256 níveis de cinza), resolução espectral com três bandas, cobrindo a região do espectro visível (bandas 1, 2 e 3), uma banda cobrindo o infravermelho próximo - IVP (banda 4), duas bandas cobrindo o infravermelho médio - IVM (bandas 5 e 7), todas com 30 m de resolução espacial, 1 banda pancromática

(banda 8) com 15 metros de resolução espacial, abrangendo a faixa de 520 a 900 nm e duas bandas no infra-vermelho termal (canais 6L e 6H) com 60 m de resolução espacial. No presente trabalho foram adotadas as bandas de 2 a 7 (com exceção das bandas 6H e 6L) e a banda pancromática (banda 8).

Foi selecionada a cena do dia 22 de agosto de 2002 (Órbita 002; Ponto 060), com uma cobertura de nuvens total de 10% no quadrante 1, 30% no quadrante 2 e 0% nos quadrantes 3 (área de estudos) e 4 (Figura 42). Foram fornecidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, 2010) todas as bandas no nível LG1 as quais contam com correção geométrica vertical, horizontal, correção radiométrica e georreferenciamento e registro ao sistema WSG84 (*World Geodetic System 1984*) para a projeção UTM. O resultado de tal nível de correção fornece bandas com correção geométrica refinada e também correção de distorções inerentes ao sensor (ex: efeito do ângulo de visada, *"jitter"*), satélite (ex: desvios da altitude padrão) e do terreno (ex: rotação, curvatura e morfologia) (NASA/SDUH, 2005).

3.3.1.3. Dados hyperespectrais – Hyperion (EO-1)

Os dados do sensor Hyperion que foram utilizados, recobrem uma pequena parcela da cena Landsat ETM 7 tomada como base para o mapeamento da vegetação. O recorte está compreendido entre as coordenadas 0º7'48.25"S - 65º53'19.18"W e 0º14'14.17"S - 65º50'43.27"W (Figura 42). Os dados foram coletados no dia 17/11/2003 com uma cobertura de nuvens de 10%, concentrada na porção norte da imagem.

Por se tratar de um sensor "*pushbroom*" os dados Hyperion não apresentam calibração específica para correção de erros, os quais são evidentes em determinadas bandas. São disponibilizadas para *download* no site da *United States Geological Survey* (USGS, 2010) 242 bandas no nível de correção L1Gt[4]. No presente trabalho foram aplicadas 158 bandas (bandas calibradas).

[4] O nível de correção L1Gt, é disponibilizado para download no formato GeoTiff, radiometricamente calibrado, registrado a um sistema de projeção e com correção de erro de paralaxe devido a variações de relevo local com base em DEM.

3.3.1.4. Imagens SRTM

Foi utilizada a imagem SRTM da versão 4, disponibilizada pela USGS (2010). Tal imagem tem 90 m de resolução espacial e cada pixel representa uma cota altimétrica já calibrada em relação ao nível do mar. Todas as imagens STRM disponibilizadas pela USGS (2010) são fornecidas com projeção UTM, datum horizontal WGS 84 e datum vertical EGM 96 (*Earth Gravitational Model*, 1996).

3.3.2. Pré-tratamento e tratamento das imagens orbitais

As imagens orbitais utilizadas no presente trabalho têm diferentes resoluções espaciais e espectrais e sofreram, portanto, processos de pré-tratamento (correção geométrica, registro, calibração e correção atmosférica), aplicação de contraste, fusão de bandas e classificação. A metodologia de tais procedimentos será detalhada a seguir.

O tratamento de imagens orbitais seguiu os parâmetros gerais estabelecidos por estudos prévios realizados para a caracterização de vegetação natural (ROBERTS et al., 1998; VICENTINE, 2004; ABRAÃO et al., 2007). A partir destes estudos foi possível constatar quais técnicas seriam mais adequadas ao pré-tratamento e ao tratamento propriamente dito, das bandas IKONOS II, Hyperion e Landsat ETM 7. Para o tratamento de dados altimétricos extraídos de produtos SRTM, foi tomado como base o referencial teórico metodológico estabelecido no trabalho de Valeriano (2004).

3.3.2.1. Registro

As imagens Landsat ETM 7 e SRTM foram registradas[5] de acordo com as imagens IKONOS II[6]. Esse registro foi necessário para que imagens de diferentes sensores pudessem ser comparadas. Sendo assim, foram selecionados 8 pontos de controle identificados na composição IKONOS II e foram utilizados como base para o registro. As bandas Hyperion foram registradas de acordo com a cena Landsat ETM 7 previamente registrada com base na

[5] Por registro de imagens entende-se o processo que envolve a superposição de uma mesma cena que aparece em duas ou mais imagens distintas, tal que os pontos correspondentes nestas imagens coincidam espacialmente.
[6] Como constatado por Pereira (2008) a precisão cartográfica das imagens IKONOS é superior a 10 m.

imagem IKONOS II, visto que os dados Hyperion não recobrem a mesma área abrangida pela cena IKONOS II utilizada no presente projeto (Figura 42).

Para o registro da imagem SRTM foi necessária a identificação da rede de drenagem, visto que este é um dos únicos alvos reconhecíveis nesta imagem, por se tratar de produto oriundo de imageamento por Radar (banda C).

3.3.2.2. Correção atmosférica

A correção atmosférica foi aplicada às bandas Landsat ETM 7 e Hyperion, com base na extensão FLAASH (*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*), através do método MODTRAN (IDL, 2009).

As bandas Landsat ETM 7 e Hyperion, passaram pelo processo de conversão de NC para valores de radiância, buscando expressar quantitativamente o comportamento espectral dos alvos (GIBSON; POWER, 2000). A conversão para radiância foi efetuada de acordo com metodologia apontada por NASA/SDHU (2005), para as bandas Landsat ETM 7 e TRW (2001) para as bandas Hyperion, com base nas ferramentas disponíveis no SIG (Sistema de Informações Geográficas) ENVI® (*Environment for Visualizing Images*). Após a obtenção de imagens de radiância foi realizada a correção atmosférica.

A aplicação do modelo de correção atmosférica MODTRAN, seguiu padrões atmosféricos semelhantes tanto para a cena Landsat ETM 7 quanto para a Hyperion, com exceção da coluna d'água que foi maior para as bandas Landsat ETM 7 devido a grande presença de brumas no momento de aquisição da cena. Para regiões úmidas equatoriais é comum a aplicação de uma coluna d'água de 4 a 4,5 gcm^{-2} (situação utilizada quando não se tem disponíveis dados metrológicos do momento de coleta da cena) ou pode ser utilizado o modelo *Water Retrieval* para o caso de dados hiperespectrais com bandas características (820 nm, 940 nm e 1135 nm). No presente estudos foram adotadas colunas d'água de 4,1 gcm^{-2} e 4,5 gcm^{-2} para os dados Hyperion e Landsat ETM 7, respectivamente, devido a carência de informações meteorológicas locais, no momento de coleta das cenas (TRW, 2001; NASA/SDHU, 2005).

Os dados de reflectância de superfície, obtidos a partir das bandas Hyperion, foram comparados às informações espectrais das composições Landsat ETM 7 com o objetivo de averiguar a correlação entre as mesmas e identificar as bandas de maior interferência de parâmetros atmosféricos, bem como, aquelas com maior acurácia para diferenciar padrões de

comportamento espectral das formações vegetais. Para a comparação dos padrões espectrais foi adotada a média aritmética entre os valores de reflectância das formações vegetais identificadas nas cenas Landsat ETM 7 e Hyperion (áreas de amostragem apresentadas no Anexo C). Após diferenciação adequada das formações vegetais identificadas nas cenas, foi feita a classificação das imagens Landsat ETM 7 e IKONOS II.

3.3.2.3. Classificação

Para a realização da classificação foram utilizadas composições das 6 bandas Landsat ETM 7 (bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7) e as bandas verde, vermelho e infravermelho próximo, do satélite IKONOS II. Foram testados algoritmos baseados em classificações supervisionadas e não supervisionadas no SIG ENVI®. Para o método de classificação supervisionada e não supervisionada foram testados os algoritmos *Sepctral Angle Maper* e ISODATA, respectivamente.

Para a classificação supervisionada das bandas Landsat ETM 7, utilizou-se os seguintes alvos com base em conhecimento prévio da área: Água (868 pixles); Campinarana 1 (398 pixels); Campinarana 2 (351 pixels); Campina (289 pixels); Floresta Ombrófila Densa 1 (1923 pixels); Floresta Ombrófila Densa 2 (972 pixels); Capoeira Antrópica (156 pixels) e Solo Exposto (176 pixels). Esta nomenclatura foi posteriormente adequada de acordo com a proposta taxonômica presente no mapeamento do IBGE em escala 1:250.000 (IBGE, 1992; IBGE, 2000). Ao final da classificação, foi averiguada a acurácia a partir da análise da distância de Jeffries-Matusita (TOUSSAINT, 1972).

Para a classificação supervisionada das imagens IKONOS II, foram selecionados os alvos: Campinarana 1 (1987 pixels); Campinarana 2 (1845 pixels); Campina (508 pixels); Floresta Ombrófila Densa 1 (3056 pixels); Floresta Ombrófila Densa 2 (2218 pixels); Água (1596 pixles); Nuvem (2345 pixels) e Solo Exposto (1234 pixels). Tanto para as imagens Landsat ETM 7 quanto para as imagens IKONOS II, as amostras para a classificação foram selecionadas em forma de polígonos sobre os alvos de interesse. Para as imagens IKONOS II foi também realizada a vetorização manual das formações vegetais, pois, a baixa resolução espectral de tais imagens pode resultar em baixa capacidade de distinção entre alvos, no momento da classificação (GIBSON; POWER, 2000).

3.3.2.4 Tratamento de imagens SRTM

As imagens SRTM são fornecidas para *download* com resolução espacial original de 90 m, para a projeção UTM WSG84. Tal resolução é baixa ao se comparar com as outras imagens orbitas que foram utilizadas neste trabalho (Landsat ETM 7 com 30 metros, Hyperion com 30 metros e IKONOS II com 1 metro). Sendo assim, a imagem SRTM foi reamostrada para a resolução espacial de 20 metros através do algoritmo de interpolação *spline* (ESRI; ARCGIS, 2006).

Para que as feições do relevo pudessem ser interpretadas foi gerada, a partir da imagem interpolada SRTM, uma imagem de sombreamento do relevo através da função *hillshade*[7] disponível no ArcMap® (ESRI; ARCGIS, 2006). Através desta imagem, foi então realizada uma fusão de bandas com a composição Landsat ETM 7 das bandas 5, 4 e 3 (filtros RGB, respectivamente), permitindo a visualização do comportamento espectral da vegetação associada a morfologia do terreno (COSTA et al., 2010).

A hipsometria foi obtida a partir da geração de fatias com distância variável de acordo com metodologia de classificação baseada em intervalos geométricos, permitindo visualizar com clareza os diferentes patamares de relevo, considerando-se a baixa amplitude altimétrica da região, porém, com presença de *inselbergs*, mais elevados (DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999).

O mapa final de morfologia do terreno em escala regional foi gerado a partir de interpretação visual da imagem fusionada (SRTM e composição Landsat ETM 7), aliado ao mapa hipsométrico. A base taxonômica para tal mapa seguiu a proposta de Dubroeucq; Volkoff; Faure (1999), a qual foi apresentada no item 3.1 do presente trabalho.

3.3.3. Mapeamento regional dos depósitos de argilas cauliníticas brancas

Para a espacialização dos depósitos de argilas cauliníticas brancas, primeiramente, foram selecionadas as feições de relevo associadas aos mesmos, de acordo com os resultados obtidos no estudo na escala local. Para a seleção das feições de relevo de interesse, adotou-se o método desenvolvido por Jenness (2006), denominado *SPC*® (*Slope Position Classification*), que classifica o relevo com base em um índice relacionado à posição

[7] A função *Hillshade* obtém a iluminação hipotética de uma superfície de elevação, para determinação dos valores de iluminação para cada célula em uma imagem. Ela faz isso através da criação de uma posição de uma fonte de luz hipotética e calcula os valores de iluminação de cada célula em relação às células vizinhas.

topográfica das formas de relevo (*Topographic Positon Index; TPI*®). A partir deste método buscou-se selecionar as feições topográficas regionais associadas às zonas de depósitos de argilas cauliníticas brancas.

A seleção das feições de relevo foi realizada com base na imagem SRTM (20 m), com o auxílio da extensão *TPI*® (JENNESS, 2006), compatível com o ArcGIS® versão 9.3. Esta ferramenta permitiu segmentar o relevo de acordo com classes distintas baseadas na posição topográfica local (topo de morros, alta, média e baixa vertente, zonas planas e interflúvios). Com tais posições adequadamente segmentadas, foi possível associá-las aos depósitos de argilas cauliníticas brancas, através da correlação das formas de relevo com as formações vegetais.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Descrição da área de coleta de amostras

4.1.1. Morfologia do terreno

Como salientado anteriormente, a área de estudos está localizada em uma zona de colina rebaixada. A drenagem é fracamente entalhada com amplo espaçamento interfluvial. A área de estudos é cortada por duas linhas de drenagem separadas por um interflúvio de aproximadamente 600 m. O fraco entalhamento da rede de drenagem permite a manutenção de extensos pediplanos espódicos, ainda sim com dimensões inferiores aqueles observados por Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999); Montes et al. (2002); Nascimento et al. (2004); Arenare (2007) e Bueno (2009) nas zonas de Espodossolos gigantes à margem esquerda do Rio Negro. A zona espódica a sudoeste da área de estudo parece avançar em direção aos Latossolos, devido a constatações feitas em campo que permitiram observar feições de degradação dos Latossolos, como o amarelecimento e posterior branqueamento, como também mudanças texturais e leve abaulamento do relevo com topografia levemente côncava no centro das manchas espódicas, devido a erosão geoquímica, como já havia sido observado por Ishida (2010).

Na área de coleta de amostras foram observadas as seguintes formas de relevo, representadas numericamente na Figura 9:

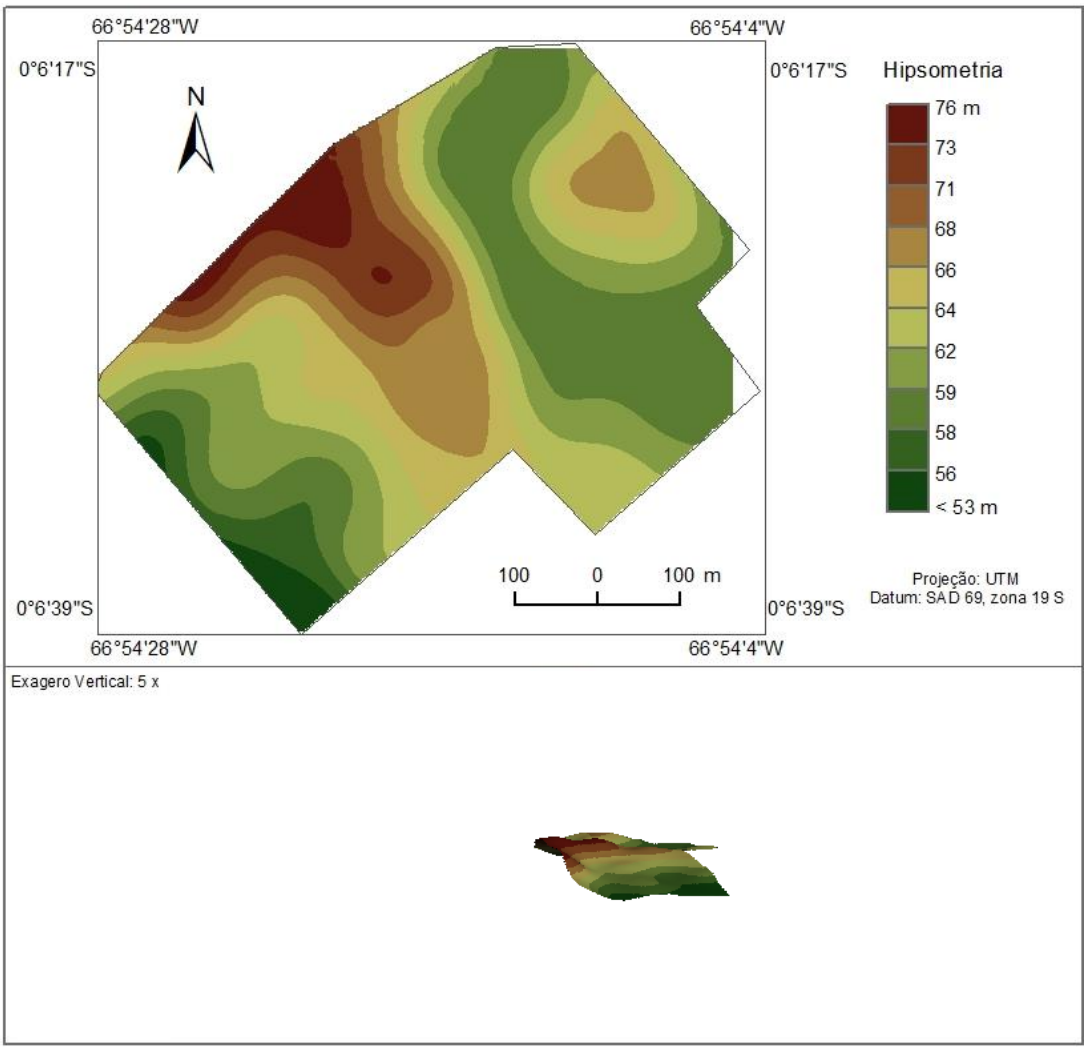


Figura 9 - A figura superior representa a hipsometria da área de sondagem com fatias espaçadas verticalmente em intervalos geométricos. A figura inferior representa os números das formas de relevo descritas no texto. O modelo apresentado na figura inferior permite manipulação em ambiente 3D através da versão digital deste trabalho, no formato nativo do software Adobe Reader® (PDF)

1. No topo da vertente na área central da grade, foi observado um relevo levemente côncavo, devido ao processo de erosão geoquímica da cobertura ferralítica a partir da desestabilização de minerais secundários (caulinita, gibbsita) e carreamento de óxidos e oxidróxidos de ferro, em solução e particulado (em menor expressão), para o lençol freático.
2. Na média vertente foi observado um relevo levemente inclinado, com declividade máxima de 13 %, após a quebra de declive.
3. Nesta zona, observou-se fundos de vales planos com ocorrência freqüente de microvales (DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; MAFRA, 2000). Tais feições ocorrem na área de estudos, no fundo de vale, associadas à drenagem, com

aspecto anastomosado, se estendendo até a média vertente em direção a feição de relevo 2. No Anexo D é apresentado um diagrama ilustrativo dos microvales, para uma seção da área de estudos. Além destas formas de relevo diretamente associadas à drenagem permanente, podem ocorrer feições isoladas com encharcamento sazonal.

4. Nesta zona o relevo sofre um rebaixamento levemente côncavo. A drenagem nesta área é muito espaçada e fracamente entalhada. Conforme adentra-se para as formações vegetais mais esclerofilas (Campinarana Arborizada), o relevo torna-se ainda mais plano, sem evidência de linhas de drenagem. O solo pode sofrer processos cíclicos de encharcamento e ressecamento devido a flutuação do lençol freático, comandada pelo regime hídrico da região.

4.1.2. Vegetação

A estrada que dá acesso à área de estudo foi aberta para permitir a construção de uma hidroelétrica no Igarapé Miuá, afluente do Rio Negro, distante 10 km da área de estudos. Ao longo desta estrada foi possível notar que a vegetação foi severamente alterada devido a disseminação de espécies de cipós e pteridófitos, com o estabelecimento de condições favoráveis, ocasionadas pelo efeito de borda (OLIVEIRA et al., 2001). Adentrando-se a mata nativa não são evidenciadas feições de alteração antrópica, com exceção de pontos isolados onde houve o corte de espécies vegetais para suprir as necessidades de infra-estrutura da hidroelétrica.

A área de coleta de amostras está localizada em uma região de tensão ecológica, com diversidade mista de espécies de Floresta e Campinaranas, porém, em campo foi possível observar os locais onde predominam espécies de uma ou de outra formação. A seguir são apresentadas as principais características das fitofisionomias observadas na área de estudos de acordo com os números representados na parte inferior da Figura 9:

1. Topo da vertente - nesta área a Floresta Ombrófila Densa cresce sobre Espodossolos bem drenados. Predominam Espécies de Floresta de terra firme, com estrato arbóreo superior podendo ultrapassar 50 metros e dosséis emergentes. Melhores condições de drenagem nesta zona não permitem a abundância de palmeiras e bromélias, sendo rara a presença de liquens e epífitas. A raiz axial das espécies arbóreas apresenta ramificações, porém, as mesmas não são tão expressivas quanto nas zonas de Campinarana.

2. Média vertente - nesta zona foi observada uma vegetação fisionomicamente semelhante àquela vista na região 1 (Figura 9).
3. Esta área está localizada próximo às linhas de drenagem pouco entalhadas, com freqüência de microvales (Anexo D). Predomina a Floresta Ombrófila Densa, porém, com aspecto menos exuberante que a formação descrita no topo da vertente. A maior umidade propiciou o estabelecimento de algumas espécies de palmáceas, epífitas e liquens. O extrato vegetal superior é emergente, porém, as árvores de maior porte não ultrapassam 50 m, sendo possível distinguir em campo dois estratos vegetais arbóreos e um arbustivo.
4. Pediplano - neste domínio, foi possível distinguir duas formações vegetais:

   - Campinarana Florestada: é mais exuberante e localmente foi possível observar espécies tanto das formações de Floresta como de Campinarana, caracterizando-se como tensão ecológica do tipo ecótono. Foi constatada a presença de palmeiras, liquens e epífitas. O dossel é uniforme e o sistema radicular da vegetação forma um tapete contínuo que cobre a superfície arenosa do solo. As plantas dessa formação também desenvolvem raiz axial para alcançar camadas mais profundas do solo.
   - Campinarana Arborizada: é mais esclerofila que a Campinarana Florestada, com ocorrência mais esparsa de espécies de Floresta Ombrófila. O dossel vegetal superior é uniforme, não ultrapassando 30 metros. Foi, também, observada a presença de palmeiras, liquens e epífitas. No solo foi possível notar um tapete denso de raízes coberto por liquens.

Nos próximos itens serão discutidas em maiores detalhes as características morfológicas, pedológicas e fitofisionômicas da área de estudos, com base nos mapeamento por meio das imagens de Sensoriamento Remoto e os dados coletados em campo.

4.2. Mapeamento local

Foram elaborados os mapas de relevo, textura, cor, concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro e solo para a área da grade de coleta de dados. Estes documentos apresentam grande detalhamento permitindo o mapeamento na escala de publicação máxima de 1:5000.

4.2.1. Relevo

4.2.1.1. Análise exploratória dos dados altimétricos

A análise exploratória dos dados altimétricos, permitiu compreender como os mesmos se comportam estatisticamente de acordo com sua distribuição espacial, realizada em etapas, no ArcMap® (ESRI; ARCGIS, 2006). A primeira etapa de análise estatística consistiu na visualização do histograma de freqüência dos valores amostrais (Figura 10).

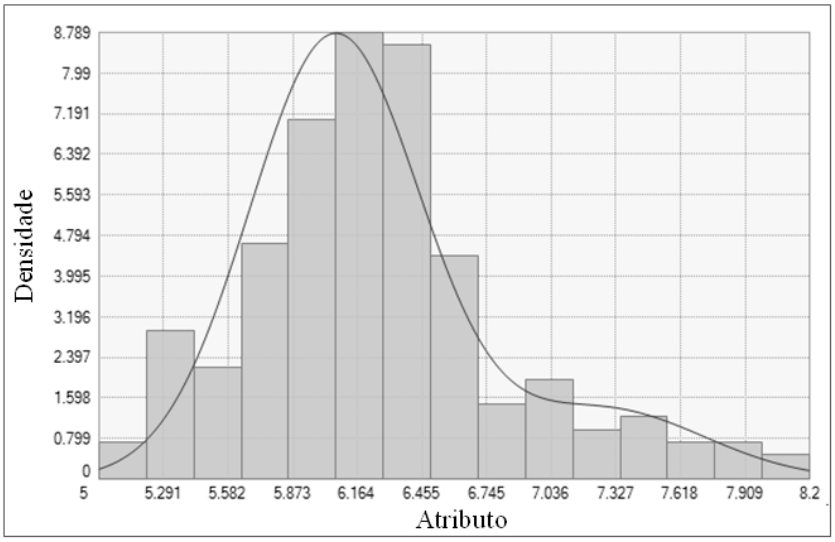


Figura 10 - Histograma de freqüência dos valores altimétricos

O histograma apresentou claramente comportamento unimodal, com médias e medianas bem próximas. A curva gaussiana em preto (Figura 10) permite observar a presença de um pico central, indicando que os valores de maior freqüência, encontram-se, na média, entre as cotas mais baixas e mais elevadas do terreno. A distribuição próxima da normal para este histograma permite concluir, em princípio, alta simetria dos valores amostrais.

O gráfico Q-Q[8] (Figura 11) também contribui para o entendimento da distribuição espacial dos valores amostrais. As cotas altimétricas têm uma distribuição próxima da normal, com um desvio maior para os pontos amostrais de cotas mais elevadas, as quais parecem apresentar uma distribuição mais randômica ao longo da grade amostral. Os valores com distribuição próxima da normal estão concentrados principalmente na porção sudoeste da imagem, sendo importante enfocar que os microvales são freqüentes, também, nesta zona, porém, a resolução de coleta amostral não permitiu retratar a variação brusca dos valores das cotas altimétricas.

[8] **"Q"** vem de cuantil. É um método gráfico para o diagnóstico de diferenças entre a distribuição de probabilidade de uma população da que se extraiu uma amostra aleatória e uma distribuição usada para a comparação.

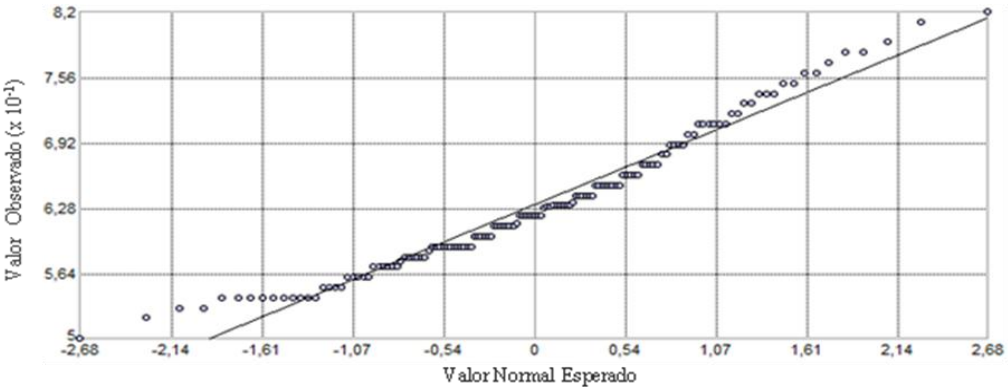


Figura 11 - Gráfico Q-Q para as cotas altimétricas, coletadas a partir do altímetro barimétrico. A linha preta contínua representa a distribuição ideal para o grupo de dados analisado

Foi gerado um gráfico de tendência para averiguação de tendências intrínsecas aos valores amostrais (Figura 12).

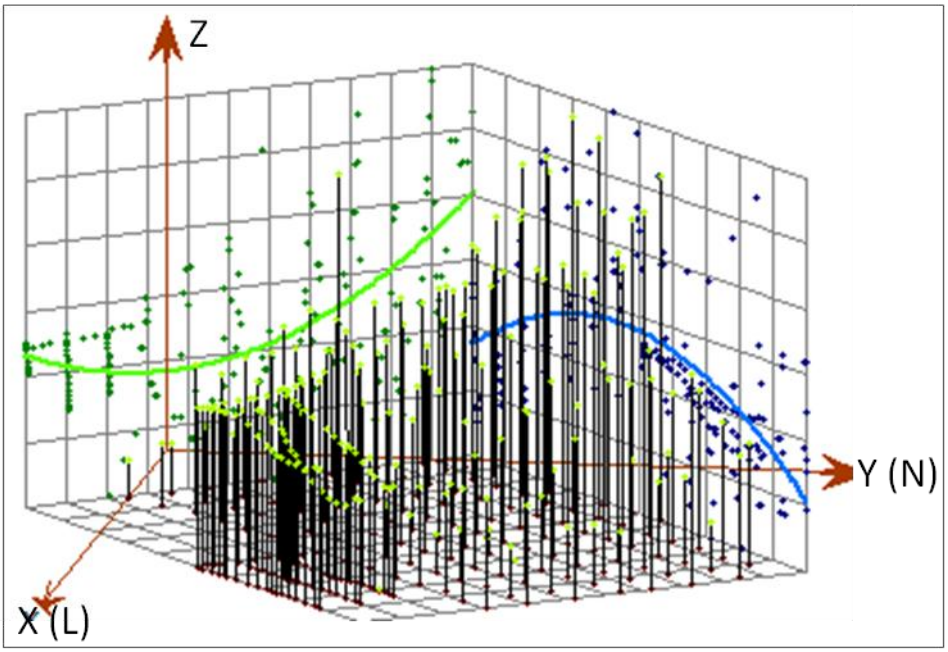


Figura 12 - Diagrama de tendência amostral representado a orientação noroeste, sudeste (linha azul) e sudoeste, nordeste (linha verde). Linhas pretas representam a amplitude e localização dos pontos de amostragem. As linhas pretas verticais, no diagrama de tendências, representam a amplitude dos valores altimétricos e suas respectivas localizações. Cada ponto é plotado nos planos XYZ. Os eixos Y e X representam norte geográfico (N) e leste (L), respectivamente

Foi possível notar uma tendência (representada em azul na Figura 12), para a direção NW-SE. Um comportamento tendencioso representando a elevação gradual dos dados na direção SW-NE também foi evidenciado, linha verde. Caso seja necessário, o comportamento tendencioso pode ser levado em conta no momento da aplicação da krigagem.

Para finalizar a compreensão da correlação espacial entre os valores de cotas altimétricas, os mesmos, foram visualizados a partir de um semivariograma. O semivariograma apresentado na Figura 13 está adequado ao modelo Gaussiano, com um efeito pepita de 6,44, tamanho de Lag de 51,77 m e 12 pares de Lag. Tem um alcance de 270 metros, sendo importante destacar que, a partir dessa distância, a aleatoriedade dos dados já não apresenta correlação com os valores estimados. O efeito pepita obtido nesse modelo mostra que existe uma presença considerável de erros não passiveis de explicação, pois, podem estar correlacionados com incipiência na coleta de dados ou intrínsecos ao modelo específico aplicado. Considerando-se o cenário dos dados, pressupõe-se que os erros estão relacionados à baixa sensibilidade altimétrica dos altímetros barimétricos, observada em campo.

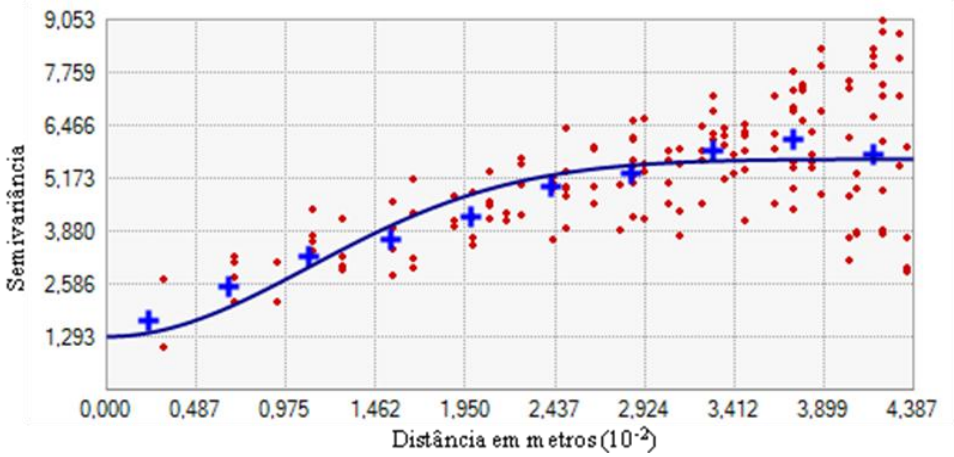


Figura 13 - Semivariograma amostral para cotas altimétricas, com linha no centro (azul) destacando o modelo gaussiano de ajuste. As cruzes azuis representam a média da semivariância (pontos vermelhos) constada

Para o caso do relevo é esperada uma alta correlação entre amostras mais próximas, porém, como já foi salientado anteriormente, podem ser encontrados pontos pouco correlacionados em zonas próximas devido à ocorrência de microvales e problemas relativos ao momento da coleta dos dados (sub-amostragem) ou mesmo relacionados à randomicidade natural dos dados analisados.

Como pode ser observada na Figura 13, a população de dados tem comportamento coerente com uma distribuição espacialmente correlacionada. O modelo de ajuste apresentado foi selecionado por permitir interpolação adequada de dados altimétricos como destacado por Valeriano (2004), devendo ser salientado que o ArcMAP® (ESRI; ARCGIS, 2006), como padrão, irá adequar os dados à krigagem “ótima” para o modelo esférico, permitindo interação do usuário. Após as análises estatísticas, os dados foram interpolados através de krigagem, como será apresentado adiante.

4.2.1.2 Krigagem

Foi possível constatar que todas as variáveis analisadas (textura, cor, concentração de óxido e oxidróxidos de ferro) apresentam grande correlação com a morfologia do terreno. Fato que permite a aplicação da cokrigagem tendo como base secundária o relevo. Trabalhos anteriores também constataram a correlação entre o relevo e atributos pedológicos (BRASIL, 1977a, 1977c; ANDERSON, 1981; ROBERTS et al., 1998; MAFRA, 2000; MONTES et al., 2007; BUENO, 2009).

A área estudada foi coberta pelo levantamento realizado no âmbito do projeto SRTM, como já salientado anteriormente. Os valores altimétricos extraídos da imagem fornecida por este levantamento foram tomados como base de dados secundários para contribuição na cokrigagem com os dados levantados através do altímetro barimétrico. A cokrigagem apresentou resultados visivelmente superiores aqueles obtidos por krigagem, mesmo considerando a baixa correlação entre os dados SRTM e os dados coletados por meio dos altímetros barimétricos, como será visto no item a seguir.

Na Tabela 1 são apresentados os dados de relevo de acordo com a krigagem e a cokrigagem. Na Figura 14 são ilustrados os gráficos comparativos entre os métodos de krigagem e cokrigagem.

Tabela 1 - Dados dos modelos ajustados aos semivariogramas para a cokrigagem; e para a krigagem

Parâmetros	**krigagem**	**cokrigagem**
Alcance (m)	352	200
Patamar %	37	37
Efeito Pepita	3,7	2
Modelo	Esférico	Gaussiano

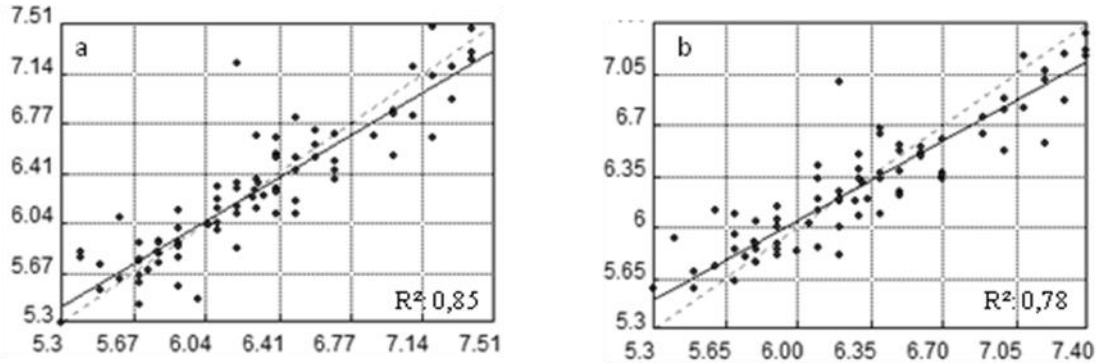


Figura 14 - (a): função de regressão linear para os dados cokrigados; (b): função de regressão linear para os dados krigados. As linhas pretas contínuas representam a linha de tendência da correlação real entre dos dados medidos e os dados preditos pela krigagem e pela cokrigagem e as linhas pontilhadas representam a simulação da correlação ideal entre os dados.

Como pode ser observado nos gráficos de regressão linear da Figura 14, a cokrigagem foi mais eficiente na predição dos dados com um R^2 de 0,85 superior ao valor de 0,78 para a krigagem.

O modelo de comparação de técnicas de interpolação através da análise geoestatística implementada em ArcMap® (ESRI; ARCGIS, 2006), fornece como parâmetros de saída alguns valores que permitem inferir com alto grau de confiabilidade, qual base interpolada refletiria com maior fidelidade a realidade a ser representada. Os parâmetros de saída para a predição do erro são a média (*Mean*), a média quadrática (*Root-Mean-Square*), a média do erro padrão (*Avarage Standard Error*), média padronizada (*Mean Standardized*) e média quadrática padronizada (*Root Mean Square Standardized*).

Como pode ser visto na Figura 14 e na Tabela 2, a cokrigagem se aproximou mais que a krigagem do cenário esperado. Dados com maior correlação apresentam um erro médio (média) próximo a 0 e uma média quadrática e média do erro padrão com valores mais próximos possível de 0 e ainda, uma média quadrática padrozinada mais próxima de 1.

Tabela 2 - Predição do erro para a cokrigagem e para a krigagem

Predição do Erro	**cokrigagem**	**krigagem**
Média	-0,036	0,041
Média Quadrática	2,385	2,408
Média do Erro Padrão	2,270	3,657
Média Padronizada	-0,010	0,0035
Média Quadrática Padronizada	1,129	0,066

A análise comparada entre o modelo krigado e o modelo cokrigado permitiu concluir que o DEM gerado pela cokrigagem apresentou maior correlação com a realidade do que aquele obtido por krigagem com base somente nos dados coletados por meio do altímetro barimétrico. O DEM gerado a partir de interpolação por cokrigagem (Figura 9) foi então adotada para a análise da altimetria da área, e posterior correlação com outros dados físicos e químicos analisados (textura, óxidos e oxidróxidos de ferro e cor do solo).

A alta correlação entre o relevo e os atributos físico e químicos do solo, já foi citada anteriormente e explicitada em várias pesquisas na região da floresta amazônica (BRASIL, 1977c; ANDERSON, 1981; ROBERTS et al., 1998; MAFRA, 2000; MONTES et al., 2007; BUENO 2009).

4.2.1.3. Influência da cobertura vegetal na resposta espectral de dados SRTM

A vegetação foi o principal fator limitante ao mapeamento de radar através de imagens SRTM. Neste sentido, foram realizados testes estatísticos com o propósito de averiguar a acurácia vertical dos dados SRTM em escala local, a partir de comparação com os pontos coletados no campo.

Foi obtido um coeficiente de correlação linear, entre a imagem SRTM[9] e os dados altimétricos, de 0,47 (Figura 15). A correlação entre as imagens e os dados coletados em campo é maior em áreas de vegetação de porte baixo com alta regularidade do estrato vegetal superior, ou seja, no domínio das Campinaranas (ver Anexo E), porém, mesmo nestas zonas, ocorre uma diferença, ainda que menos significativa, resultando em um coeficiente de correlação linear (R^2) de 0,65. Na Figura 16 é apresentada uma comparação direta entre o porte da vegetação e a altitude da superfície do solo, em relação ao nível do mar, obtido pela subtração entre dados da imagem SRTM e dados altimétricos de campo.

[9] Os valores altimétricos da imagem SRTM correspondentes à área onde foram coletados os dados altimétricos, foram interpolados por krigagem, para a mesma resolução do DEM obtido pela krigagem dos dados coletados por meio do altímetro barimétrico (resolução espacial de 2,5m).

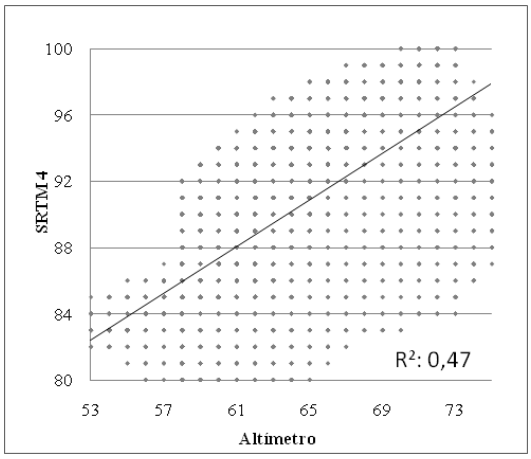


Figura 15 - Validação cruzada entre os dados SRTM e os dados coletados por meio de altímetro

Figura 16 - Figura ilustrando a altitude média dos dosséis vegetais, representada sobre mapa hipsométrico obtido por meio de dados coletados por altímetros.

Como pode ser observado na Figura 16, a rugosidade e a altura média dos dosséis influenciaram consideravelmente os dados altimétricos do DEM SRTM krigado, o que inviabiliza mapeamentos morfológicos detalhados. A partir dessas imagens não é possível constatar as feições reais do relevo devido à influência da altitude dos dosséis das formações vegetais. Contudo, dados SRTM podem ser úteis para compreensão entre a relação do relevo com a vegetação em escala regional, como ilustrado nas Figuras 38a e 38b nas quais é possível constatar a íntima relação entre comportamento espectral dos alvos, com base na composição Landsat ETM 7, e a altitude aproximada das formações vegetais, com base no DEM SRTM. Tal aspecto será tratado em maiores detalhes adiante.

Outro fator que pode aumentar a discrepância entre os dados SRTM e dados coletados por meio de altímetro é a presença de microvales. Entretanto, mesmo diante deste fato, a cokrigagem das cotas obtidas através de altímetro tendo os dados SRTM 4 como base secundária, resultou em alta correlação, como foi visto no item 4.2.1.2, resultando no mapa apresentada no Figura 9.

4.2.2. Textura do solo

As mudanças na textura do solo parecem ser progressivas, mas levemente desassociadas lateralmente, com alterações laterais bruscas em alguns pontos específicos, sendo possível observar também baixo grau de correlação vertical para algumas zonas de sondagem. Este comportamento pode estar associado aos microvales, principalmente nos domínios de laterização e nas zonas de transição entre os Latossolos e os Espodossolos, o que pode conferir maior variabildiade local à textura do solo. Em trabalhos anteriores desenvolvidos nessa mesma região, foram constatadas situações semelhantes (MAFRA, 2000; ARENARE, 2007; BUENO, 2009; MONTES et al., 2007, 2011).

Nos diagramas ternários ilustrados na Figura 17, estão representados os pontos correspondentes aos domínios de laterização e podzolização (Figuras 17a e 17b, respectivamente). A zona correspondente ao domínio dos Latossolos (Figura 17a) apresentou solos com texturas mais argilosas quando comparada com o domínio dos Espodossolos, cujas texturas tendem às posições mais arenosas (Figura 17b).

As estrelas (em cinza, Figura 17a) ilustram os pontos onde foram evidenciados os solos mais arenosos localizados no topo da vertente na zona de transição entre os Latossolos e Espodossolos e podem ser vistos na Figura 8 (pontos G8, G9, H8, I7, I8, I9 e I10). Estes pontos evidenciam características iniciais de podzolização. Os pontos (em preto, Figura 17a), referem-se à parte menos arenosa do domínio dos Latossolos, com predomínio de texturas franco-arenosas e franco-argilo-arenosas.

No domínio dos Espodossolos, os pontos mais arenosos representados por estrelas (em cinza, Figura 17b) estão localizados na região dos Espodossolos Humilúvicos mal drenados. Os pontos (em preto, Figura 17b) pertencem à área de Espodossolos Humilúvicos bem drenados, sendo possível observar a semelhança textural entre esta zona e a área de transição entre os Espodossolos e Latossolos. Neste domínio predominam solos de texturas franco-arenosas. Para melhor compreensão da espacialização lateral e vertical, foram feitos os mapas, através de interpolação por krigagem, apresentados no item 4.2.2.1.

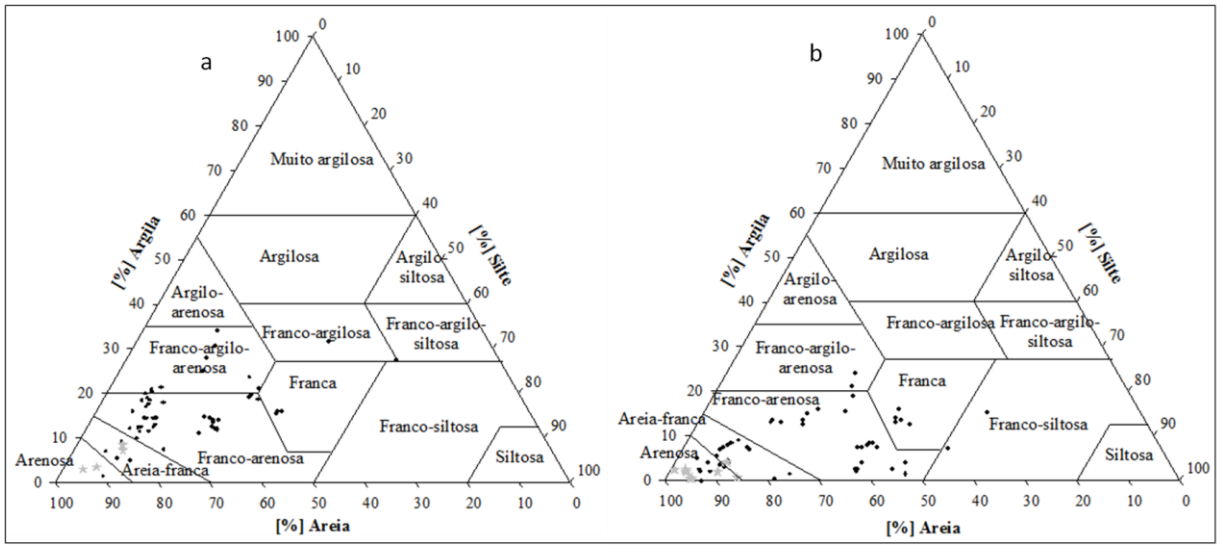


Figura 17 - (a): Diagrama ternário das frações granulométricas areia, silte e argila, para o domínio dos Latossolos (pontos representam o domínio dos Latossolos e as estrelas representam a zona de transição Latossolos/Espodossolo); (b): Diagrama ternário para o domínio dos Espossolos (pontos representam as áreas de Espodossolo Humilúvico bem drenado e as estrelas representam as zonas de Espodossolo Humilúvico mal drenado). Classificação UNITED STATES (1999)

4.2.2.1 - Mapeamento vertical e lateral da textura do solo

A espacialização da textura foi realizada tanto lateralmente quanto verticalmente tendo-se como base a aplicação de análise geoestatística por meio de cokrigagem (espacialização lateral) e krigagem (espacialização vertical). Como já foi discutido anteriormente, a existência de microvales, freqüentes, principalmente nas regiões menos arenosas, pode ter contribuído para uma distribuição mais randômica dos dados. O mapeamento da textura do solo tanto lateralmente quanto verticalmente, permitiu, desta forma, verificar quais as áreas de maior aleatoriedade dos dados, e estabelecer padrões gerais de comportamento das propriedades texturais do solo de acordo com associações com a morfologia do terreno.

A análise exploratória dos dados de textura seguiu os mesmos procedimentos adotados para a cokrigagem das cotas altimétricas coletadas em campo (item 4.2.1.1). Sendo assim, os resultados do comportamento estatístico das demais amostras cokrigagadas serão apresentados brevemente com o intuito de salientar a dispersão dos dados e a correlação entre pontos vizinhos. De uma forma geral, a randomicidade da textura foi maior que a do relevo, para todas as profundidades analisadas, tanto para o atributo areia quanto para argila. Na Tabela 3 são apresentados os parâmetros dos modelos matemáticos aplicados ao ajuste da semivariância para a textura do solo.

Tabela 3 - Modelo de semivariograma para a textura do solo

Atributo	Modelo	C_o	C	A_o	R^2	Média
Argila 0-20	Gaussiano	9,80	38,37	171,50	0,62	0,113
Argila 20-40	Exponencial	10,05	28,67	197,59	0,51	0,128
Argila 40-60	Gaussiano	4,86	69,19	182,78	0,65	0,082
Argila 80-100	Gaussiano	15,78	74,34	109,73	0,51	0,088
Areia 0-20	Gaussiano	25,06	225,01	301,92	0,53	0,588
Areia 20-40	Gaussiano	21,07	170,51	220,69	0,68	0,511
Areia 40-60	Gaussiano	35,23	143,09	305,16	0,61	0,333
Areia 80-100	Gaussiano	41,00	122,05	285,87	0,58	0,115

C_o - Efeito pepita; C - Patamar; A_o - Alcance; R^2 - Coeficiente de regressão do semivariograma; Média - Média do erro residual.

Para ambas as texturas (argila e areia) em todas as profundidades estudadas, a cokrigagem, foi mais eficiente que a krigagem. Mesmo com a aplicação da cokrigagem a correlação espacial ainda foi baixa ao levar-se em conta os valores de regressão linear para os semivariagramas ajustados aos modelos representados na Tabela 3, entretanto, como destacado por Chig et al. (2007), são freqüentes valores de regressão linear em torno de 0,5 a 0,6 para as propriedades texturais de zonas de relevo suavemente ondulado em território amazônico. Estes autores constataram também que a cokrigagem correlacionando inúmeras propriedades físico-químicas do solo e a altimetria, fornece resultados que representam de forma mais adequada a realidade. A Figura 18 ilustra o comportamento das amostras de acordo com os semivariogramas ajustados ao modelo gaussiano, para diferentes situações.

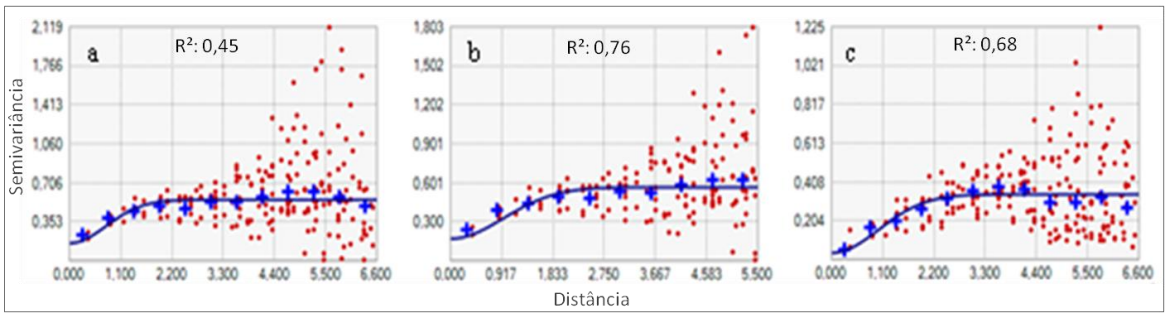


Figura 18 - Semivariogramas ajustados ao modelo gaussiano para as seguintes amostras: (a) fração argila (0-20cm), krigagem; (b) Altimetria, krigagem e (c) fração argila tendo como base secundária a altimetria, com aplicação de cokrigagem

A Figura 18 mostra que os modelos se ajustam adequadamente à representação da variabilidade espacial da textura, tendo como base secundária a altimetria, sendo possível notar o comportamento amostral mais representativo, na Figura 18c, quando comparado à Figura18a. O grau de ajuste dos modelos, verificados a partir do coeficiente de determinação (R^2), foi de 0,45, 0,76 e 0,68 para os modelos das Figuras 18a, 18b e 18c, respectivamente.

Tais coeficientes foram tomados à partir do ajuste “ótimo” para o modelo gaussiano. Os dados posteriormente foram cokrigados considerando os parâmetros apresentados na Tabela 3.

Os resultados da dependência espacial entre as amostras mostraram que a randomicidade maior dos dados para a granulometria foi evidenciada na profundidade de 80 a 100 cm tanto para a areia quanto para a argila, não sendo possível concluir qual a razão para o comportamento randômico das amostras. O efeito pepita representa 33% do patamar, indicando alto erro residual. O erro pode ser atribuído tanto a insuficiência de pontos amostrais, quanto aos fatores pedogenéticos que permitem maior diferenciação lateral do solo, nessa profundidade, em relação à textura.

O mapeamento lateral das frações granulométricas argila e areia são apresentados nas Figuras 19 e 20, respectivamente, permitindo identificar que as maiores concentrações de argila encontram-se na média vertente diminuindo nos topos das colinas residuais e nos relevos aplainados. As linhas pretas interpoladas sobre os mapas das Figuras 19 e 20, para cada profundidade, indicam uma probabilidade maior que 80% de ocorrência dos solos com granulometria mais argilosa de toda a área. Na Figura 21 é apresentado o resultado da interpolação por krigagem do mapeamento vertical da concentração de argila e areia para todos os pontos de sondagem.

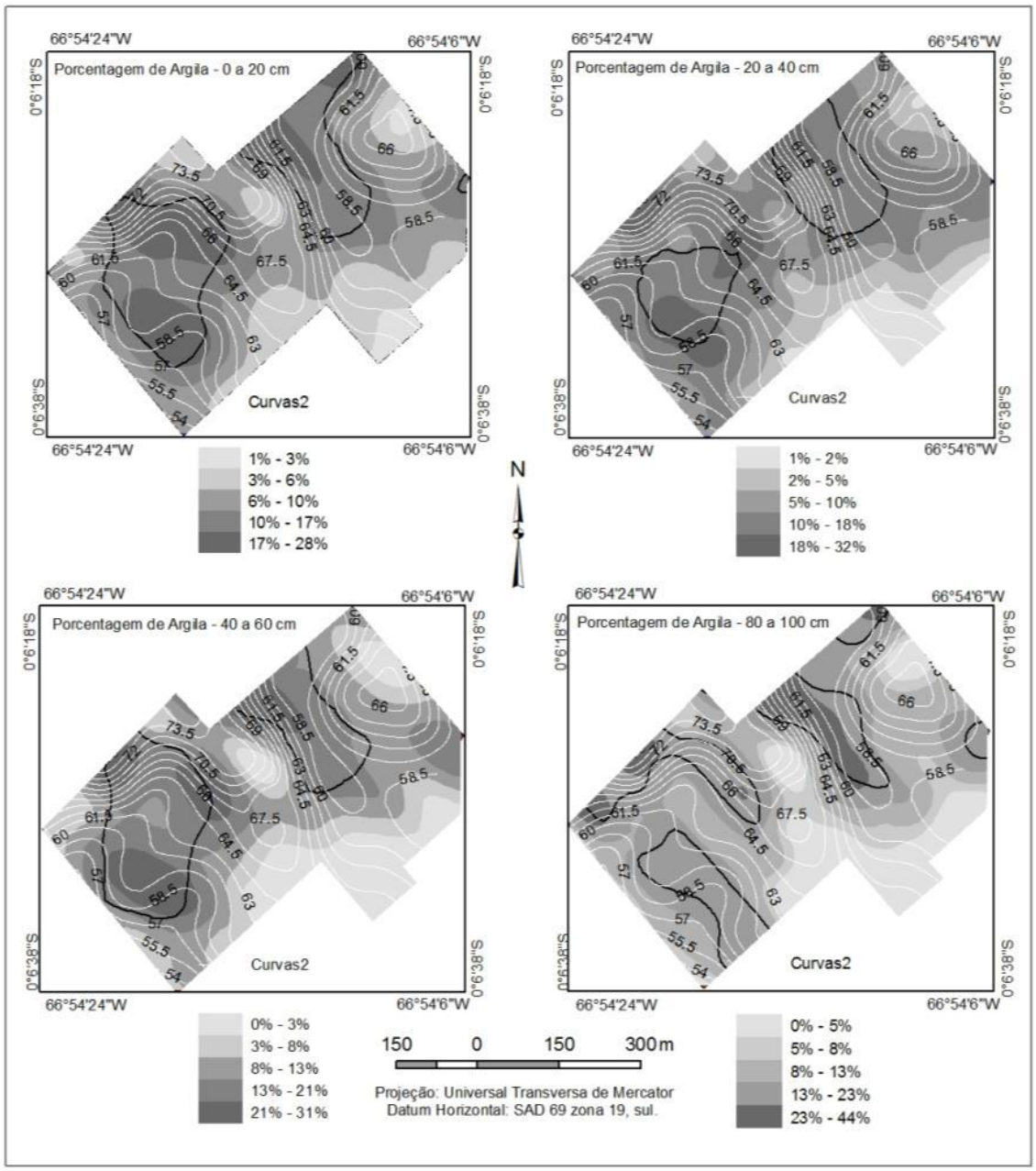


Figura 19 - Mapeamento lateral da percentagem de argila para as profundidades indicadas nos mapas, com linha (preta) representando a probabilidade maior que 80% de ocorrência de texturas mais argilosas (superior a 18% de argila) de toda a área mapeada, para cada profundidade. Curvas de nível ilustradas pelas linhas brancas

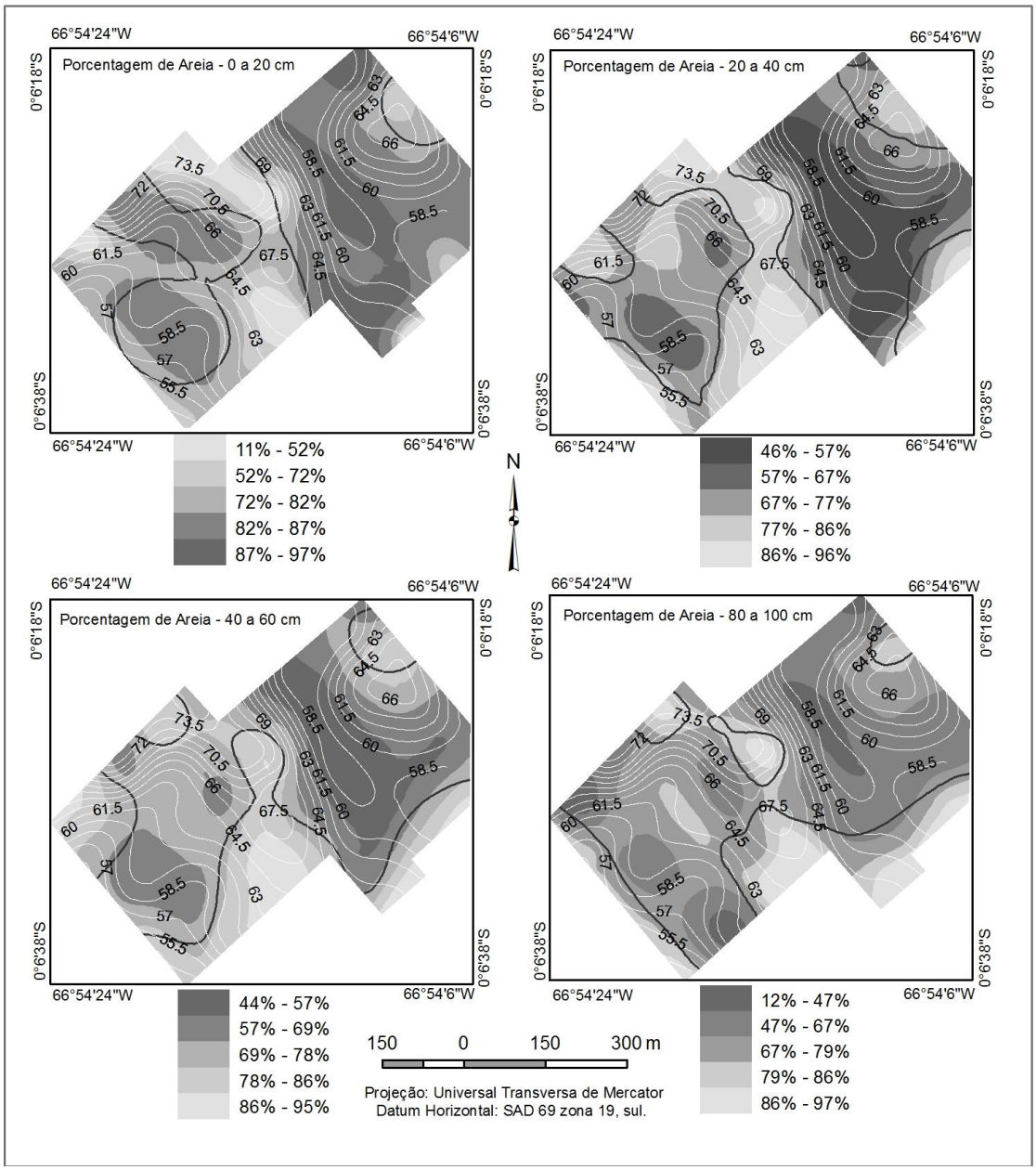


Figura 20 - Mapeamento lateral da percentagem de areia para as profundidades indicadas nos mapas, com linha (preta) representando a probabilidade maior que 80% de ocorrência de texturas mais arenosas (superior a 75% de areia) de toda a área mapeada, para cada profundidade. Curvas de nível ilustradas pelas linhas brancas

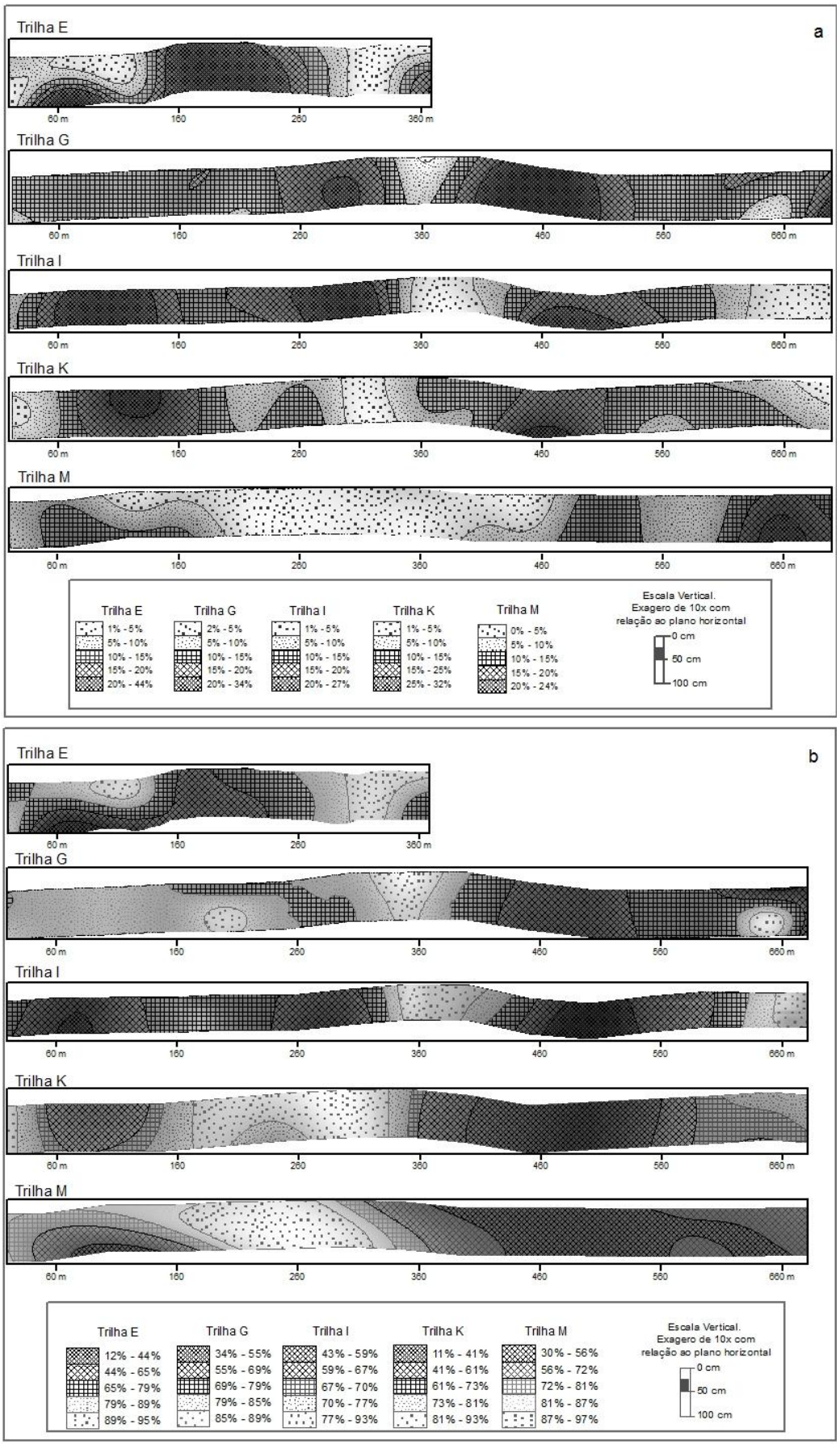


Figura 21 - Mapeamento vertical da fração argila (a) e da fração areia (b), para as trilhas estudadas (Figura 8), nos primeiros 100 cm de solo

A krigagem dos valores de porcentagem de argila e areia no solo, para perspectiva vertical, apresentou altos coeficientes de regressão (todos superiores à 0,85), o que indica que a variabilidade vertical do solo é menor. Contudo, como pode ser visto na Figura 21, os padrões são semelhantes aos resultados obtidos através da espacialização lateral (Figuras 19 e 20), com maior freqüência de solos mais argilosos nas médias vertentes e diminuição da concentração de argila nos topos (parte central das trilhas representadas na Figura 21) e nas áreas de Espodossolos Humilúvicos mal drenados (Trilha M na Figura 21).

Como apontado por Ishida (2010) e Montes et al. (2007), os processos de deferrificação dos domínios de Latossolos, na região investigada, são mais intensos nas zonas onde os Epodossolos estão em processo inicial de evolução, pressupondo-se também a ação dos fatores geoquímicos que permitem a transição de texturas mais argilosas para as mais arenosas, coincidentes com as zonas de maior deferrificação dos depósitos de argilas cauliníticas brancas. Nesse sentido, os solos mais arenosos nas zonas de transição entre Latossolos e Espodossolos, podem apresentar maior concentração de depósitos de argilas cauliníticas deferrificadas em horizontes inferiores ao BhFe denominados por Montes et al. (2007) de horizontes cauliníticos Bk. Nesse sentido, a espacialização lateral da granulometria tem importância significativa na compreensão da espacialização dos depósitos de argilas cauliníticas.

4.2.2.2 - Mapeamento qualitativo da textura

O mapa qualitativo da textura foi gerado para a fração textural argila seguindo os parâmetros apresentados no Anexo B para a profundidade de 0 a 20 cm (associação entre a porcentagem de argila e as classes qualitativas). Os valores qualitativos foram interpolados por krigagem mediante análise geoestatística, com base na krigagem univariada, ou seja, não foi adotado um segundo grupo amostral correlato, para a aplicação da krigagem. Adotaram-se os parâmetros de ajuste do modelo apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 - Parâmetros de ajuste do modelo de semivariância para as amostras da fração argila nas diferentes profundidades

Parametros	0 a 20	20 a 40	40 a 60	80 a 100
Alcance (m)	201	198	185	210
Patamar %	26	30	32	25
Efeito Pepita	0,61	0,73	0,79	0,67
Modelo	Gaussiano	Gaussiano	Exponencial	Exponencial
R^2	0,61	0,69	0,60	0,63

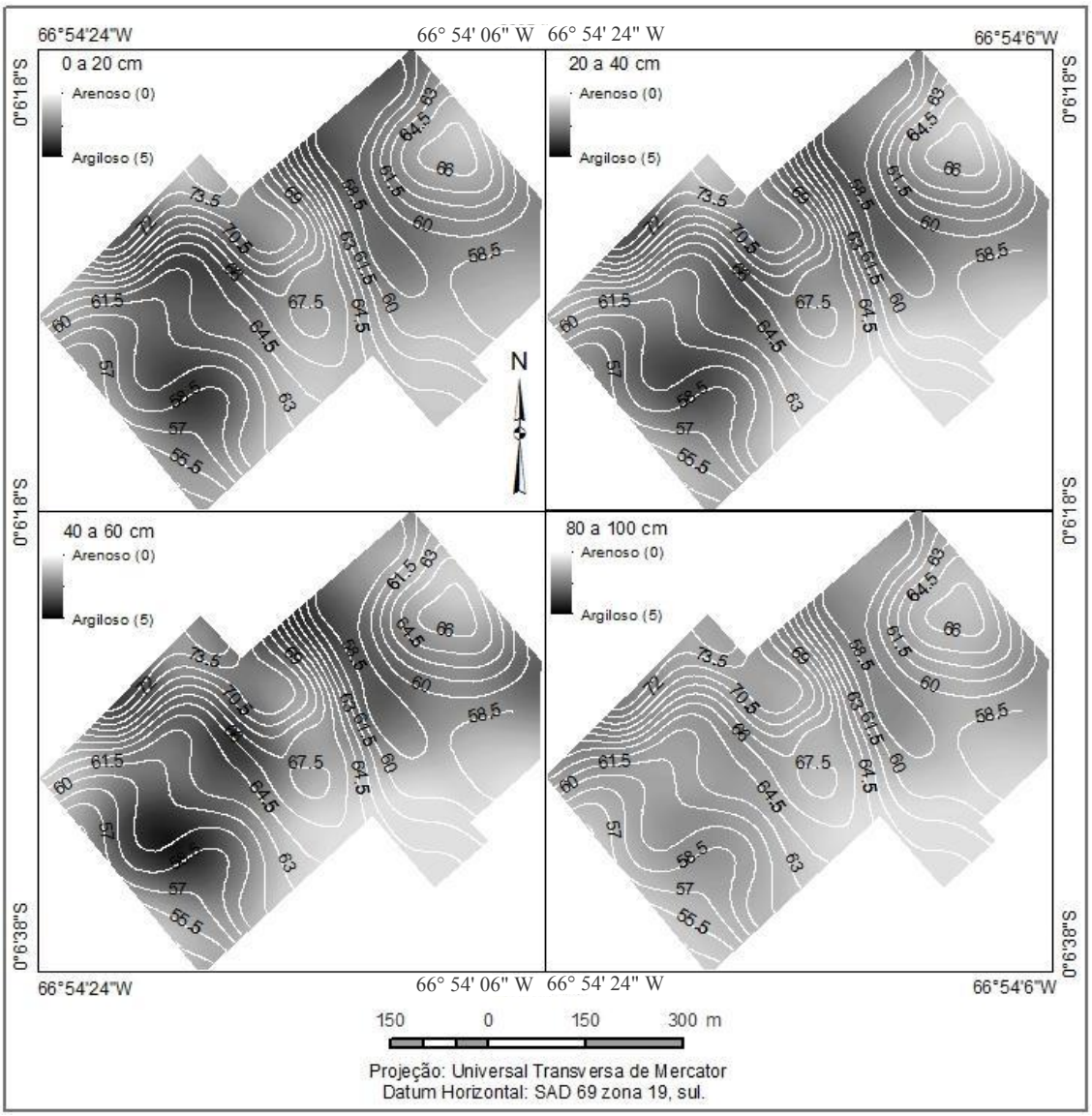


Figura 22 - Mapas qualitativos finais da textura para as profundidades indicadas, com curvas de nível, em metros, representadas em branco. A coloração dos mapas está de acordo com os índices qualitativos: 0 (branco) para solos mais arenosos; 5 (preto) para solos mais argilosos

Os quatro mapas gerados a partir da interpolação por krigagem (Figura 22) apresentaram um comportamento muito semelhante entre si, mostrando que a variabilidade vertical dos dados para os primeiros 100 cm de solo ocorre, porém, não é tão expressiva

quanto a variabilidade lateral. Os valores dos coeficientes de correlação linear entre 0,60 e 0,69 permitem concluir que existiu correlação espacial, visto que, os valores preditos não se distanciaram significativamente dos valores medidos.

O mapa derivado da aplicação da média aritmética (Figura 23) entre as quatro imagens resultantes da análise qualitativa permitiu verificar o comportamento espacial da textura do solo (fração argila) para os seus primeiros 100 cm. O comportamento foi relativamente semelhante a aquele observado para cada profundidade estudada, sendo evidenciada correlação com a topografia. Neste sentido, a hipótese de correlação entre o comportamento da textura e a configuração local do relevo, tendo-se em vista os primeiros 100 cm de solo, foi verificada.

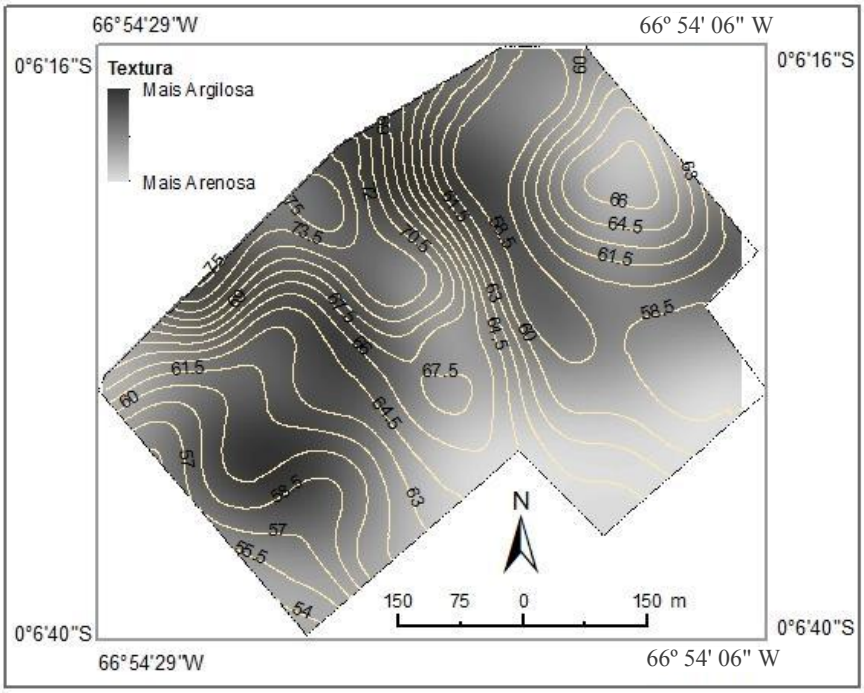


Figura 23 - Mapa final resultante da aplicação de média aritmética entre as imagens qualitativas de textura (fração argila) das profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm, apresentadas na Figura 22

4.2.3. Cor

O mapeamento da cor do solo foi realizado devido a grande importância do atributo cor na classificação dos Latossolos brasileiros. A cor do solo é dada, sobretudo, pela presença dos óxidos e oxidróxidos de ferro. A pigmentação provocada por concentrações diferentes

destes óxidos e oxidróxidos permitiu a aplicação de índices de avermelhamento (TORRENT; BARRÒN, 1993).

Foram interpolados, a partir da cokrigagem, os valores do índice de avermelhamento das amostras relativas às profundidades de 20 a 40 cm e de 80 a 100 cm. Os locais de maior randomicidade para a coloração foram observados nas vertentes, semelhante ao que foi constatado para textura. A coloração do solo parece ter distribuição lateral contínua (espacialmente correlacionada), mas com ocorrência eventual de modificações pontuais bruscas entre pontos vizinhos. Isso repercutiu nos resultados obtidos através da cokrigagem. Na Tabela 5, são apresentados os atributos de ajuste do modelo do semivariograma para as profundidades de 20 a 40 e de 80 a 100 cm.

Tabela 5 - Dados dos modelos ajustados aos semivariogramas para a cokrigagem do índice de avermelhamento

Parâmetros	**20 a 40 cm**	**80 a 100 cm**
Alcance (m)	256	234
Patamar %	68	42
Efeito Pepita	0,019	0,011
Modelo	Gaussiano	Gaussiano

Como pode ser observado nos parâmetros de entrada do modelo de ajuste do semivariograma e nos gráficos ilustrados na Figura 24, a profundidade de 20 a 40 cm apresentou maior correlação linear, como também, adequou-se mais à aplicação de interpolação por cokrigagem, com uma porcentagem do patamar com relação ao efeito pepita de 68% e um alcance de 256 metros. Os horizontes superficiais adequaram-se mais a aplicação de interpolação por cokrigagem, com modelos mais correlacionados fato que foi observado por Chig et al. (2008) para regiões amazônicas semelhantes à área estudada.

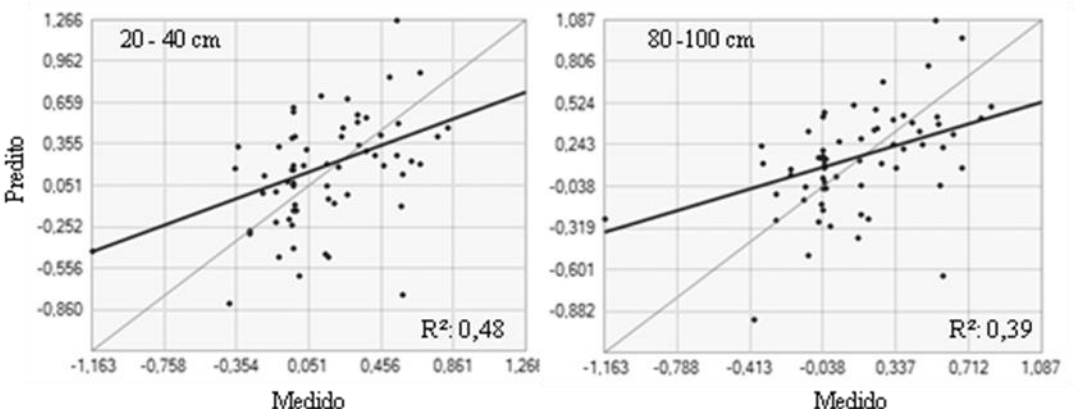


Figura 24 - Validação cruzada entre os valores reais e os estimados pela krigagem, ilustrando o coeficiente de correlação linear para as profundidades de 20 a 40 e 80 a 100 cm. A linha cinza claro representa a distribuição ideal dos dados

De forma geral, a cor apresentou certa dependência espacial, porém, não foi capaz de ser abarcada satisfatoriamente pelos modelos de semivariância. O comportamento da cor do solo é altamente randômico tanto para a profundiade de 20 a 40 cm, quanto para 80 a 100 cm. Os modelos ajustados às semivariâncias calculadas foram capazes de explicar menos de 48% da variablidade espacial das amostras para a profundidade de 20 a 40 cm e menos de 39% na profundidade de 80 a 100 cm.

Foi possível estabelecer um padrão geral de distribuição lateral do índice de avermelhamento mesmo com a baixa correlação espacial dos valores amostrais. O comportamento geral pôde ser correlacionado com os outros atributos espacializados, a partir da aplicação da krigagem indicativa, como ilustrado na Figura 25. Com isso foi possível constatar que a distribuição lateral da cor do solo segue o mesmo padrão espacial observado para a textura. Nesse sentido, as linhas de predição dos mapas de textura (argilosa e arenosa) indicaram as mesmas regiões para as áreas mais argilosas e os solos com índice de avermelhamento com valores positivos.

Chig et AL. (2008), constatou que o efeito de pigmentação da matéria orgânica exerceu forte influência no comportamento dos padrões de distribuição lateral do índice de avermelhamento do solo, podendo mascarar a presença dos óxidos e oxidróxidos de ferro pigmentantes hematita e goethita. Tal aspecto foi tratado em maiores detalhes na espacialização dos óxidos e oxidróxidos de ferro, como será visto adiante, com base na espectroscopia por reflêctancia difusa, pois, a partir da segunda derivada da função de Kubelka-Munk, foi possível identificar com maior precisão a influência da matéria orgânica.

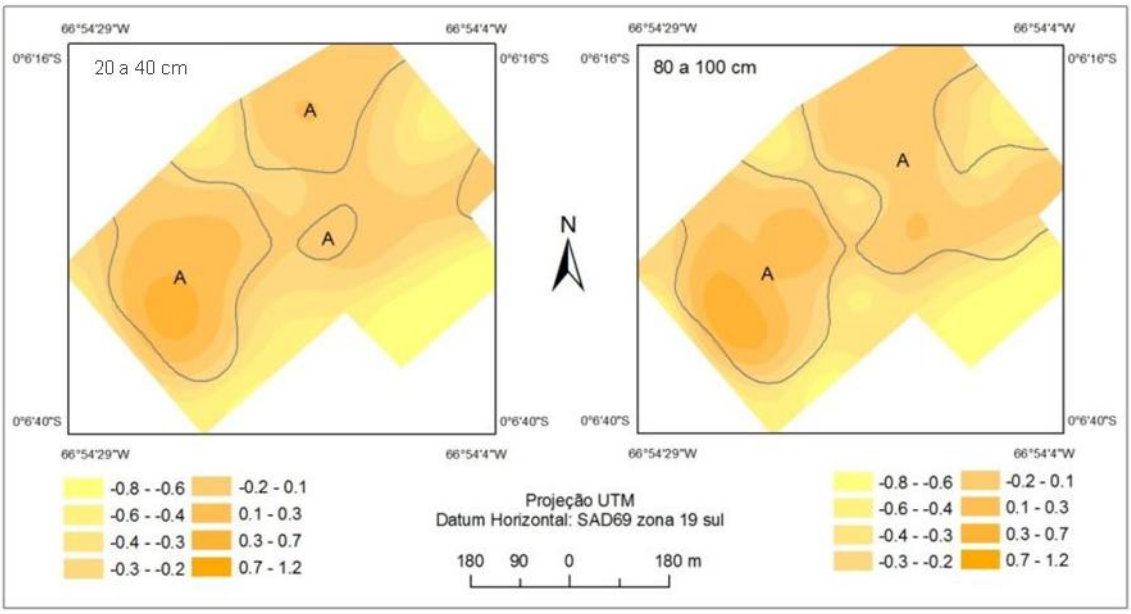


Figura 25 - Mapas do índice de avermelhamento para as profundidades de 20 a 40 cm e de 80 a 100 cm, com linha indicativa da probabilidade de ocorrer solos com índice de avermelhamento maior que -0,1 em cinza

Os mapas da Figura 25 representam a distribuição contínua do índice de avermelhamento em 8 fatias, sendo possível notar a íntima correlação entre a profundidade de 20 a 40 e de 80 a 100 cm. Tal correlação é visível tanto a partir da representação das fatias quanto, com base na linha indicativa que representa, em porcentagem, a probabilidade de ocorrência de solos com índice de avermelhamento maior que -0,1. A zona interna à linha preditiva tem probabilidade maior que 60% de ocorrência de solos com índices superiores à -0,1 tentando priorizar as áreas com índices de avermelhamento positivo para as duas profundidades ilustradas nos mapas da Figura 25 (o valor de -0,1 foi estabelecido arbitrariamente).

4.2.3.1 Mapeamento qualitativo do índice de avermelhamento

Observou-se maior randomicidade para os valores qualitativos da cor quando comparados aos de textura, porém, a adequação do índice de avermelhamento em valores que variam de 0 a 5, permitiu uma distribuição mais apropriada dos dados minimizando o efeito que o desvio padrão provocava na configuração do semivariograma amostral. Neste sentido o ajuste do semivariograma foi mais efetivo para os valores do índice de avermelhamento, de acordo com os parâmetros da Tabela 6, resultando nos mapas qualitativos apresentados na Figura 26.

Tabela 6 - Parâmetros de ajuste do modelo de semivariância para os resultados do índice de avermelhamento para as diferentes profundidades

Parâmetros	0 a 20	80 a 100
Alcance (m)	170	165
Patamar %	33	38
Efeito Pepita	0,78	0,82
Modelo	Gaussiano	Exponencial
R^2	0,56	0,54

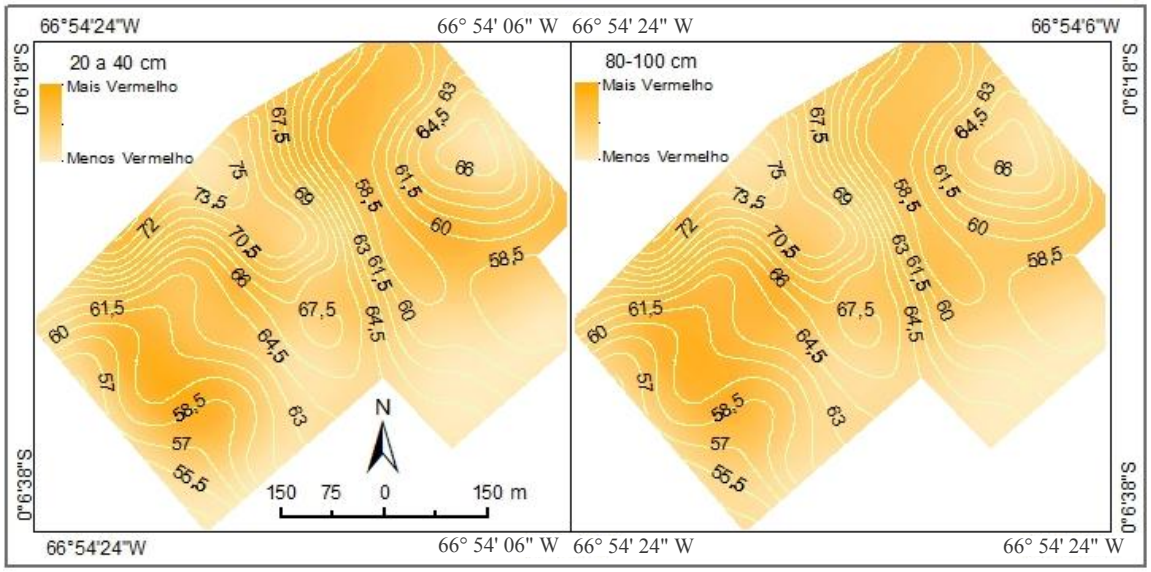


Figura 26 - Mapas qualitativos da cor para as profundidades indicadas, com curvas de nível, em metros, representadas por linhas amarelas. As cores dos mapas estão de acordo com os índices qualitativos: 0 (tons mais claros) para solos menos vermelhos; 5 (tons mais escuros) para solos mais vermelhos

A randomidade dos índices qualitativos foi considerável para as duas profundidades analisadas, sendo mais relevante para os dados de 80 a 100 cm, entretanto, a krigagem permitiu observar o comportamento da cor na área de amostragem, o qual foi muito semelhante para as duas profundidades estudadas, sendo similar ao que foi observado para a textura (Figura 22). A aplicação da média aritmética entre as duas imagens mostradas na Figura 26 permitiu a visualização mais clara da similaridade entre os mapas qualitativos de cor e de textura (Figura 27).

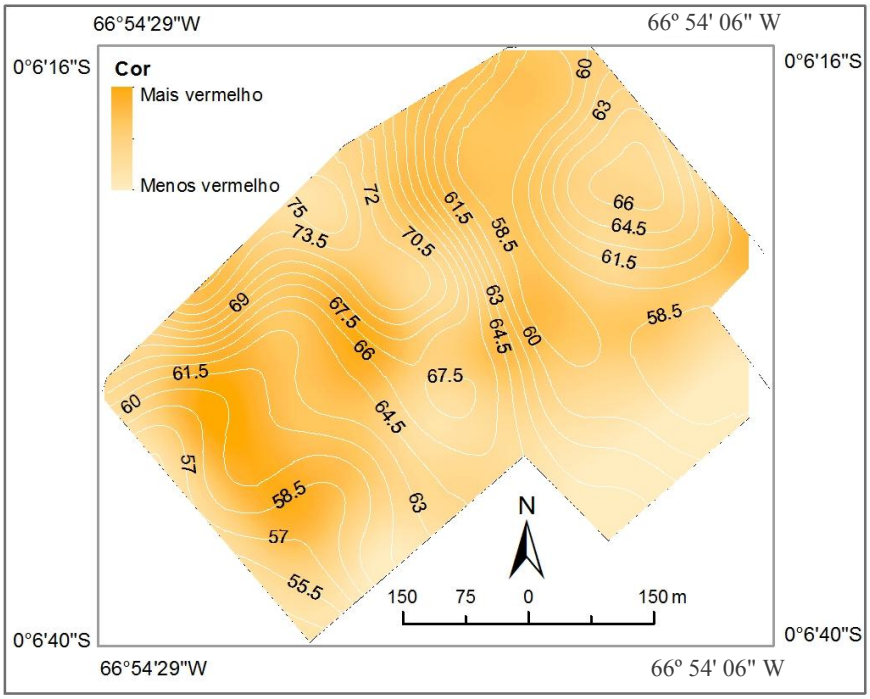


Figura 27 - Mapa resultante da aplicação de média aritmética entre as imagens qualitativas de cor das profundidades de 20 a 40 e 80 a 100 cm, apresentadas na Figura 26

A correlação visual entre os mapas qualitativos de textura e de cor (Figuras 23 e 27, respectivamente), permitiu notar que nas zonas onde ocorre diminuição da fração argila, também ocorre mudança na cor com predomínio de matizes pálidos. Tais zonas se estendem por todo o domínio dos Espodossolos Humilúvicos bem drenados e no domínio dos Latossolos nos dois topos de colinas mais evidentes da área. A observação de tal correlação é de grande importância para a averiguação de alterações nas condições do solo, com mudanças evidentes na textura e na cor, de acordo com a topografia.

4.2.4. Espacialização da concentração de hematita e goethita

4.2.4.1. Influência da matéria orgânica do solo na resposta espectral das amostras

A matéria orgânica do solo (MOS) exerceu forte influência sobre a resposta espectral das amostras, principalmente nos horizontes superficiais (de 0 a 40 cm) com efeito mais expressivo no domínio dos Espodossolos Humilúvicos mal drenados. Tal interferência impossibilitou, em alguns casos, a identificação das bandas de absorção da goethita e da

hematita nas curvas da segunda derivada da função de Kubelka-Munk obtidas a partir das análises por ERD (Figura 28). Sendo assim foi realizada uma análise preliminar do efeito da MOS buscando evidenciar, lateralmente, os pontos de maior influência. Fernandes et al. (2004) também constataram a forte influência pigmentante da MOS em Latossolos e Argissolos de diferentes regiões do Brasil, porém, são incipientes estudos que se aprofundaram em tal tema, para os Espodossolos do Alto Rio Negro.

Na Figura 28 são apresentados alguns resultados de ERD para ilustrar o efeito da MOS sobre as curvas da segunda derivada. Todas as curvas espectrais foram suavizadas a partir do algoritmo *cubic spline*, com filtro 10, para que pudessem ser realizadas comparações dos resultados da segunda derivada das curvas com e sem matéria orgânica através de coeficientes de correlação linear de Person. Como pode ser visto na Figura 28, a matéria orgânica exerceu forte influência sobre o comportamento espectral das amostras de solo. Os gráficos estão disposto em ordem crescente de influência, da MOS conforme os resultados do coeficiente de Pearson (Tabela 7).

Comparando os resultados dos coeficientes de Pearson aos valores de carbono orgânico total (COT) obtidos por Montes et al. (2011) para a mesma área de estudo (Tabela 7, Figura 29), verifica-se que o coeficiente de correlação é inversamente proporcional ao conteúdo de matéria orgânica, ou seja, quanto mais semelhantes as curvas espectrais, maior o coeficiente de correlação de Pearson e menor o COT. A correlação entre esses dois atributos (Pearson e COT; Tabela 7) gerou um coeficiente final de -0,92, evidenciando a interferência da matéria orgânica na resposta espectral das amostras de solo.

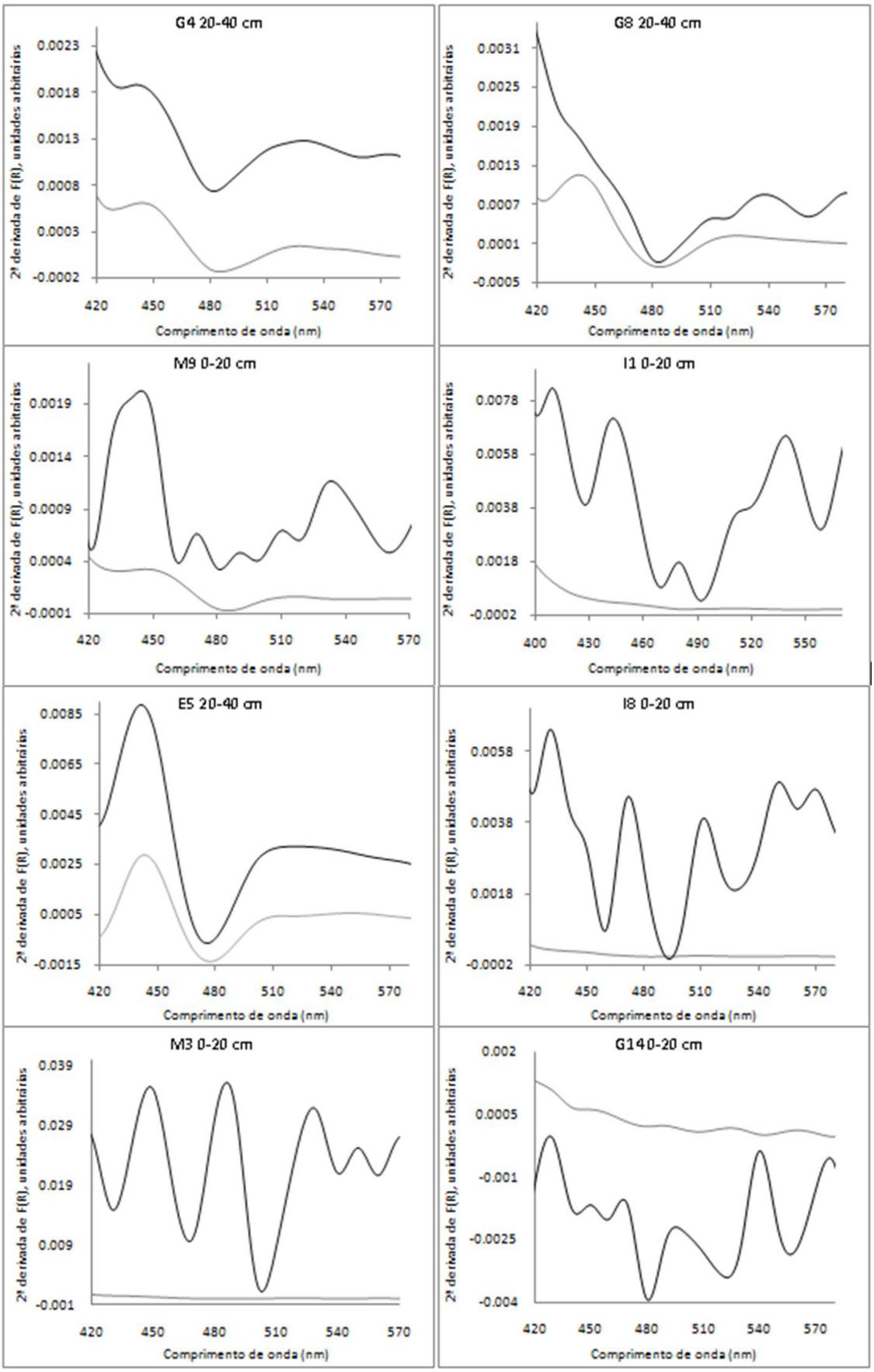


Figura 28 - Segunda Derivada da função de Kubelka Munk F(R), para amostras com matéria orgânica (linhas pretas) e sem matéria orgânica (linhas cinzas)

Tabela 7 - Coeficiente de correlação de Pearson para amostras com e sem MOS e relação com COT*

	Pearson (ρ)	COT* gkg^{-1}
G4 20-40**	1,00	0,4125
G8 20-40	0,98	0,4515
M9 0-20	0,73	1,535
I1 0-20	0,64	1,94
E5 20-40	0,52	2,395
I8 0-20	0,25	3,295
M3 0-20	0,07	8,575
G14 0-20	-0,17	13,95

* Carbono Orgânico Total (MONTES et al., 2011)
** Trilhas (Figura 8)

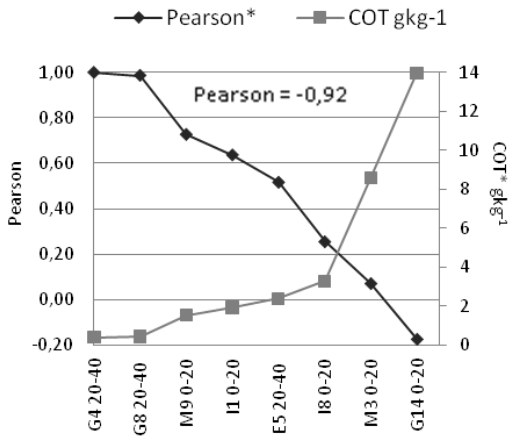


Figura 29 - Coeficiente de correlação de Pearson e COT (MONTES et al., 2011)

Os pontos com maior concentração de matéria orgânica estão, de forma geral, localizados nas áreas de Espodossolos Humilúvicos mal drenados considerando-se a profundidade de 0 a 20 cm, nesta profundidade foi evidenciada uma matéria orgânica densa do tipo MOR, constituída, em sua maioria, por um emaranhado de raízes, freqüente em zonas de Campinarana. Nestas áreas a identificação das bandas de maior absorção da goethita e da hematita foi prejudicada, porém, na grande maioria dos pontos localizados nos Espodossolos Humilúvicos, é insignificante a presença de óxidos de ferro. Para a profundidade de 20 a 40 cm, a concentração de matéria orgânica foi consideravelmente menor que no horizonte superior, com distribuição mais randômica e ocorrência mais freqüente nas zonas hridromórficas no domínio dos Gleissolos. Para as demais profundidades a presença de matéria orgânica foi inexpressiva, com exceção de alguns pontos no domínio dos Espodossolos Humilúvicos mal drenados, onde o horizonte Bh foi observado nos primeiros 100 cm de solo.

4.2.4.2. Mapeamento da hematita e goethita

O conteúdo de hematita e de goethita foi consideravelmente baixo para todos os pontos de sondagens analisados, não ultrapassando 7gkg^{-1} (Figuras 30a, 30b e 31), com concentração de goethita superior ao de hematita, o que pode ser indicativo do processo de

avanço dos Espodossolos sobre os Latossolos. Pontos com maior concentração goethita e hematita estão distribuídos de forma aleatória no domínio de Latossolos Amarelos enquanto as áreas com ocorrência insignificante destes óxidos estão no domínio dos Espodossolos Humilúvicos. Salienta-se, que foram considerados nos mapeamentos somente os 100 primeiros cm de solo e, como observados por Montes et al. (2007) e Ishida (2010), pode haver aumento na concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro em profundidade, devido a processos de reoxidação de Fe^{2+}, em ambientes propícios, proporcionando coloração avermelhada ou amarelada.

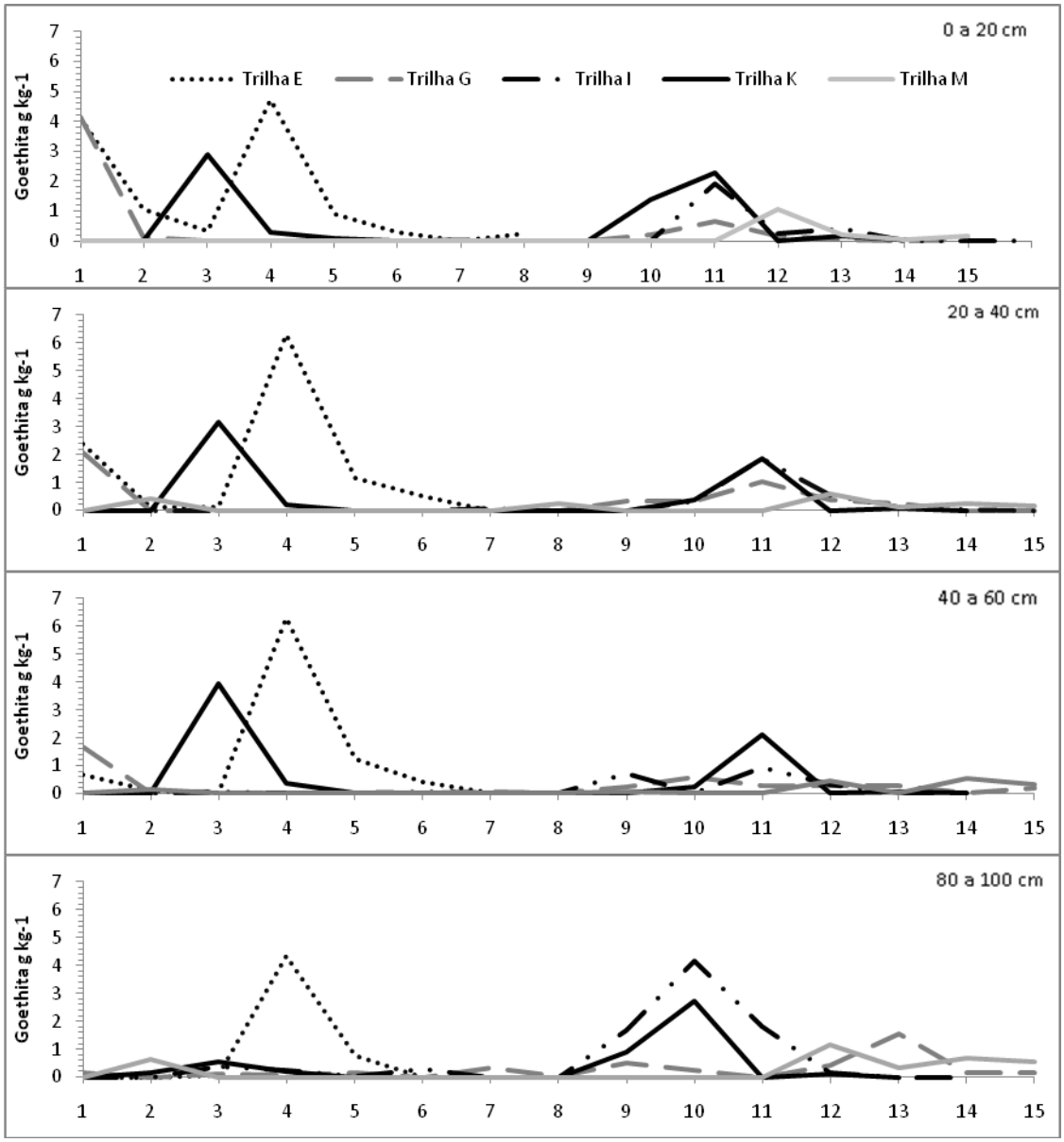


Figura 30a - Gráficos da concentração de goethita para todos os pontos de sondagem estudados. Os eixos horizontais representam os pontos de coleta para cada trilha. Os tipos de solo correspondentes a cada ponto estão expressos na Figura 35

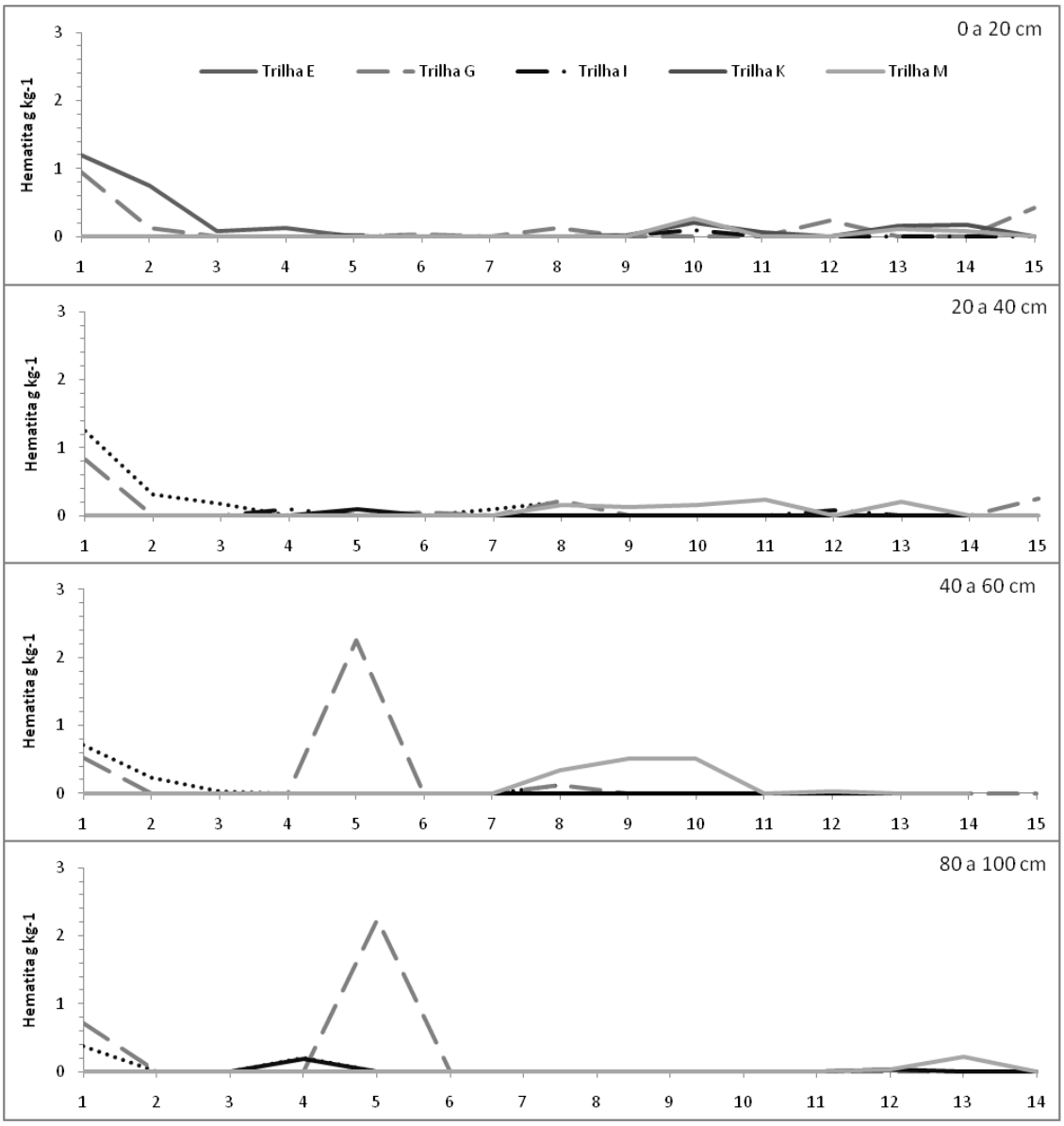


Figura 30b - Gráficos da concentração de hematita para todos os pontos de sondagem estudados. Os valores dos eixos horizontais representam os pontos de coleta para cada trilha. Os tipos de solo correspondentes a cada ponto estão expressos na Figura 35

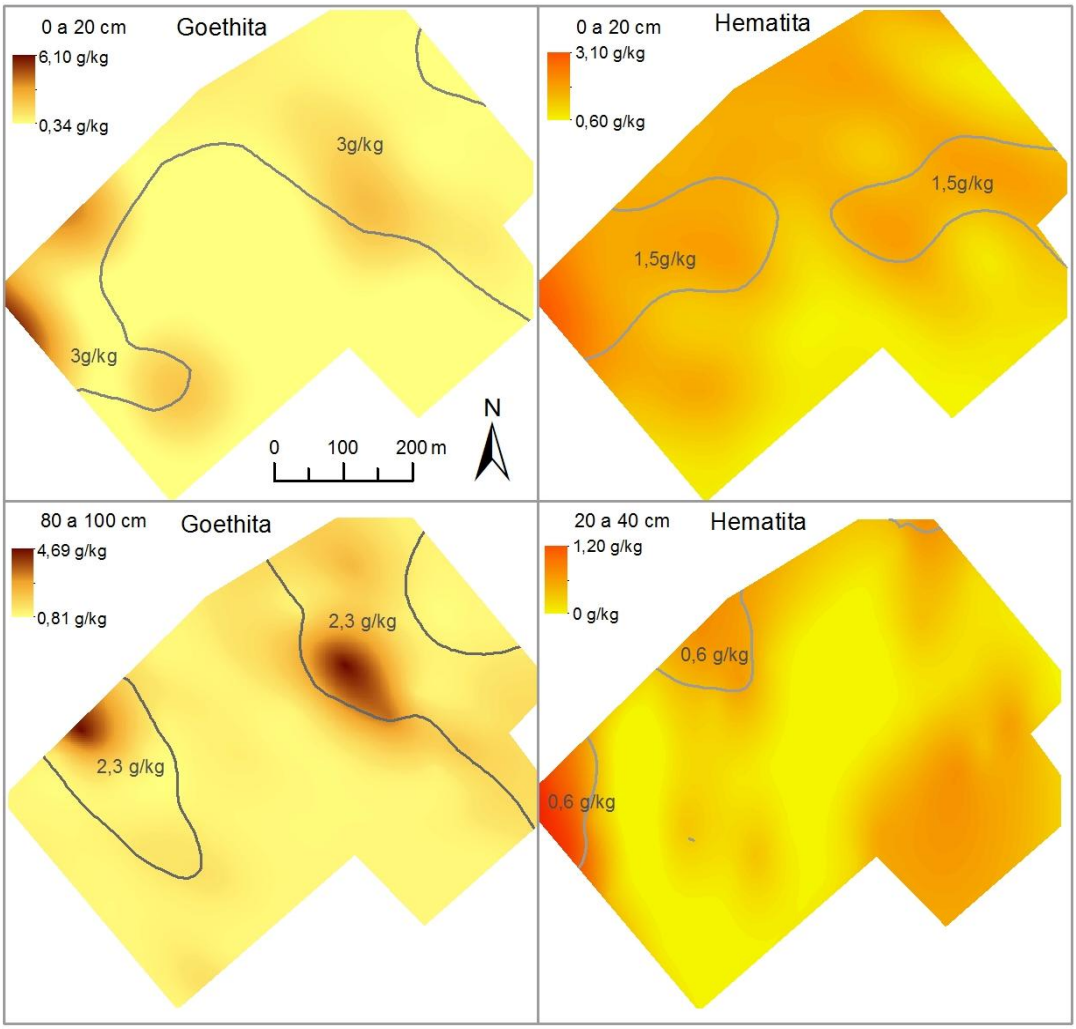


Figura 31 - Mapas da concentração de goethita e hematita para as profundidades ilustradas. As linhas cinzas indicam probabilidade maior que 65% de ocorrência das quantidades destes minerais na área de estudo

As profundidades de 20 a 40 e de 40 a 60 cm para goethita e de 40 a 60 e 80 a 100 cm para a hematita, apresentaram alta radomicidade lateral repercutindo na eficiência do processo de krigagem, devido a baixa correlação espacial observada através da analíse da semivariância de acordo com os modelos de ajuste selecionados (Anexo F). Nos casos de baixa correlação, observou-se um efeito pepita que ultrapassava a porcentagem de patamar do semviriograma para o modelo gaussiano, com alcances inferiores a 300 m (Tabela 8). Como observado por Chig et al. (2008), tais condições podem gerar modelos interpolados que não representam com fidelidade a região que se deseja mapear. Diante de tais constatações realizou-de a krigagem dos óxidos e oxidróxidos de ferro para a análise em componentes principais, porém, devendo ser ressalada a baixa correlação espacial para as profundidades anteriormente citadas.

Tabela 8 - Modelo de ajuste do semivariograma para os dados de concentração de goethita e hematita

	Goethita					Hematita				
	Modelo	C_o	C_o+ C	A_o	R^2	Modelo	C_o	C_o+ C	A_o	R^2
0-20 cm	Gaussiano	0,32	0,65	230 m	0,50	Gaussiano	0,07	0,11	175 m	0,36
20-40 cm	Gaussiano	0,61	0,32	309 m	0,22	Esférico	0,004	0,03	410 m	0,54
40-60 cm	Gaussiano	0,84	0,28	705 m	0,22	Esférico	0,07	0,03	350 m	0,32
80-100 cm	Circular	0,30	0,50	145 m	0,55	Gaussiano	0,02	0,09	185 m	0,30

C_o - Efeito pepita; C_o+C - Patamar; A_o - Alcance; R^2 - Coeficiente de regressão do semivariograma.

A correlação entre o efeito pepita (C_o) e o Patamar (C_o+ C) e os resultados de correlação linear (R^2), apresentados na Tabela 8, permitiram concluir que é alto o índice de aleatoriedade na concentração tanto para a goethita quanto para a hematita, em todas as profundidades analisadas. A randomicidade lateral dos dados pode ser atribuída às baixíssimas concentrações de óxidos e oxidróxidos de ferro, o que dificulta a identificação das bandas de absorção da goethita e da hematita a partir da segunda derivada da função de Kubelka-Munk (SHEINOST et al., 1998). Esta randomicidade pode ainda estar relacionada a presença de microvales, como já salientado, ou a própria aleatoriedade natural da distribuição dos óxidos e oxidróxidos de ferro desta região (BUENO, 2009).

4.2.4.3. Mapeamento qualitativo da goethita

Como foi grande a randomicidade das concentrações dos óxidos e oxidróxidos de ferro, constatada por meio da análise geoestatística, os mapas qualitativos foram de grande auxílio para permitir a compreensão, mais adequada, do comportamento espacial da goethita nessa região. O mapeamento para a concentração de hematita não foi realizado devido ao baixo conteúdo desse óxido no solo. Os mapas qualitativos para a goethita (Figura 32) foram elaborados para as mesmas profundidades mapeadas para a textura do solo.

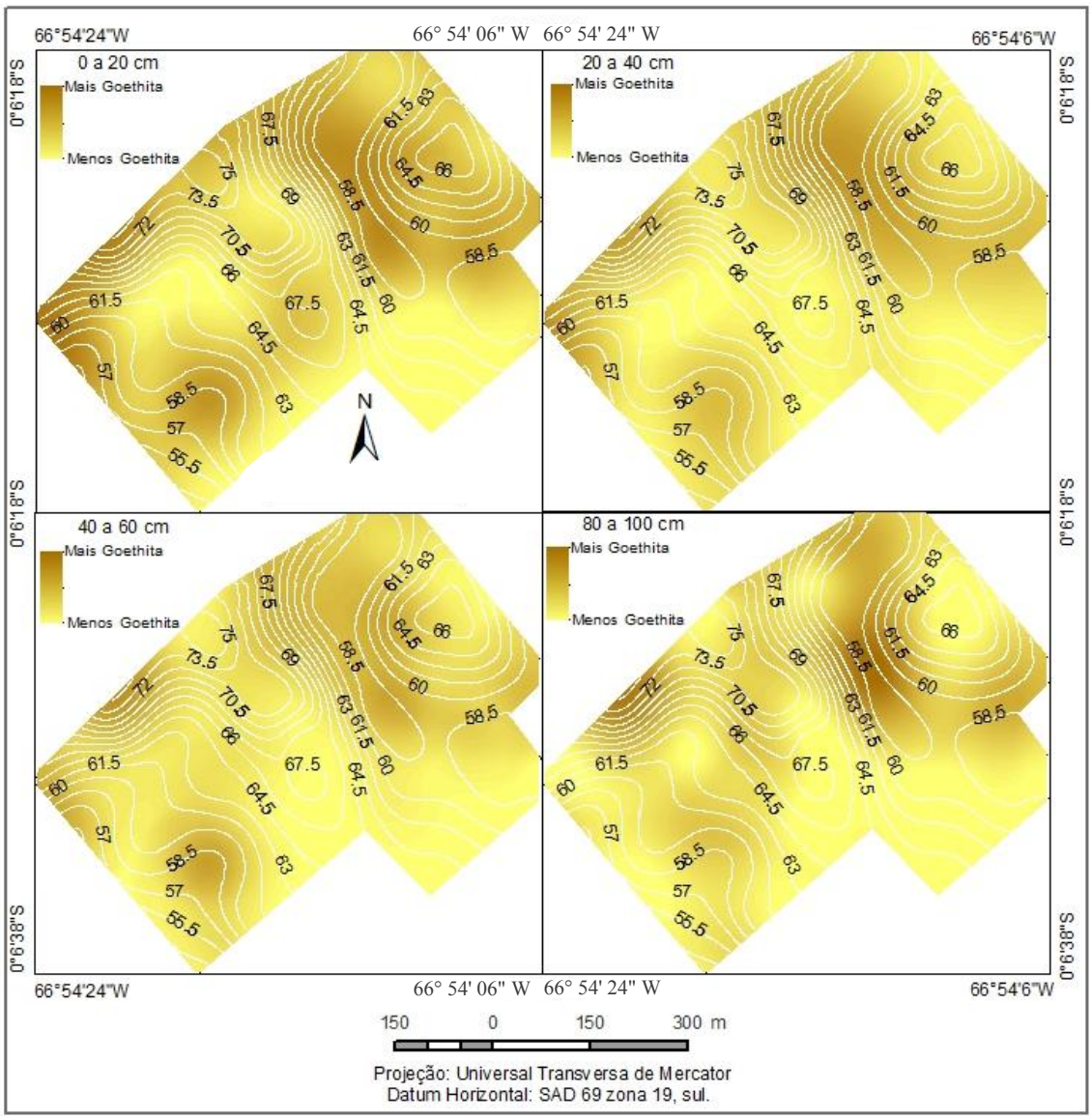


Figura 32 - Mapas qualitativos para a concentração de goethita para as profundidades indicadas, com curvas de nível (em metros) representadas em branco. As cores dos mapas estão de acordo com os índices qualitativos: 0 (tons amarelados) para solos com menos goethita; 5 (tons marrons) para solos com mais goethita

Como pode ser observado na Tabela 9, os coeficientes de correlação linear foram relativamente baixos para todas as profundidades interpoladas pela krigagem, porém, deve-se ressaltar que a atribuição de valores qualitativos às concentrações de goethita permitiu maior aproximação entre os valores preditos e os valores medidos. Neste sentido a krigagem foi mais eficiente na predição qualitativa das zonas de ocorrência mais relevantes de goethita, sendo observada sua maior freqüência nas áreas de média vertente, principalmente, na parte central da porção nordeste da área.

Tabela 9 - Parâmetros de ajuste ao modelo de semivariância para as concentrações de goethita nas diferentes profundidades (cm)

Parametros	0 a 20	20 a 40	40 a 60	80 a 100
Alcance (m)	145	200	120	195
Patamar %	38	39	35	25
Efeito Pepita	0,8	1,1	0,9	0,7
Modelo	Gaussiano	Gaussiano	Gaussiano	*Hole Effect*[1]
R^2	0,51	0,50	0,49	0,52

[1] Efeito buraco: Modelo de ajuste ideal para krigagem de amostras com comportamento anisotrópico.

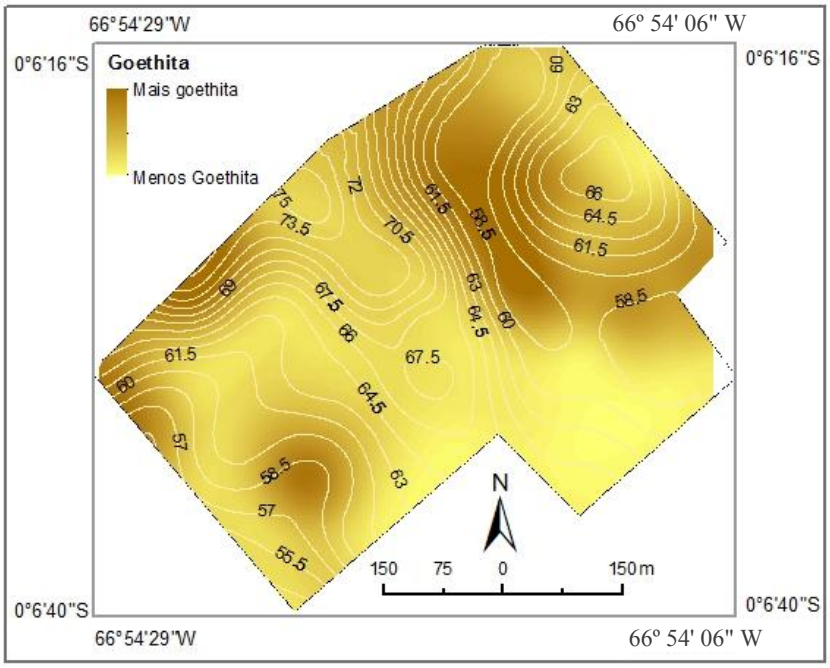


Figura 33 - Mapa resultante da aplicação de média aritmética entre os mapas qualitativos da concentração de goethita das profundidades de 0 a 20, 20 a 40, 40 a 60 e 80 a 100 cm, apresentados na Figura 32

A partir da elaboração dos mapas com as médias aritméticas (Figura 33), foi possível identificar com mais clareza a correlação com os mapas de textura (Figura 23) e de cor (Figura 27), facilitando a identificação das características pedológicas associadas às variáveis geoambientais (morfologia do terreno e cobertura vegetal) que permitiram os depósitos de argilas cauliníticas brancas, como será mostrado posteriormente.

4.2.5. Mapeamento local da vegetação

O mapeamento local da vegetação foi feito a partir de editoração manual sobre a composição IKONOS II (bandas verde, vermelho e infravermelho). Sendo identificadas duas formações vegetais (Floresta Ombrófila Densa e Campinarana) e ainda zonas de interferência antrópica, com evidências de feições de desmatamento em trechos próximos a estrada e no interior da mata.

Como não houve um levantamento fitossociológico completo nesta área, para identificação precisa das formações vegetais, que permitisse mapeamento no nível de subformação (IBGE, 1992) em escala regional maior que 1:100.000, a taxonomia do mapeamento local, identificou os grupamentos vegetais no nível de formação (para melhor compreensão da metodologia de classificação da vegetação brasileira, consultar Anexo G).

A partir da composição IKONOS II adotada (Figura 34), a formação das Campinaranas aparece em tons roxos, enquanto a Floresta Ombrófila exibe coloração esverdeada, porém, algumas zonas de Floresta podem assemelhar-se espectralmente às Campinaranas. Diante de constatação de campo, foi possível averiguar que a semelhança espectral está associada à elevada umidade do solo em áreas de Floresta Ombrófila (Formações F2, Figura 34). A elevada umidade do solo provoca maiores índices de reflectância para a banda verde ocasionando resposta espectral em tons arroxeados, devido à aplicação de filtro azul à banda verde na composição IKONOS II.

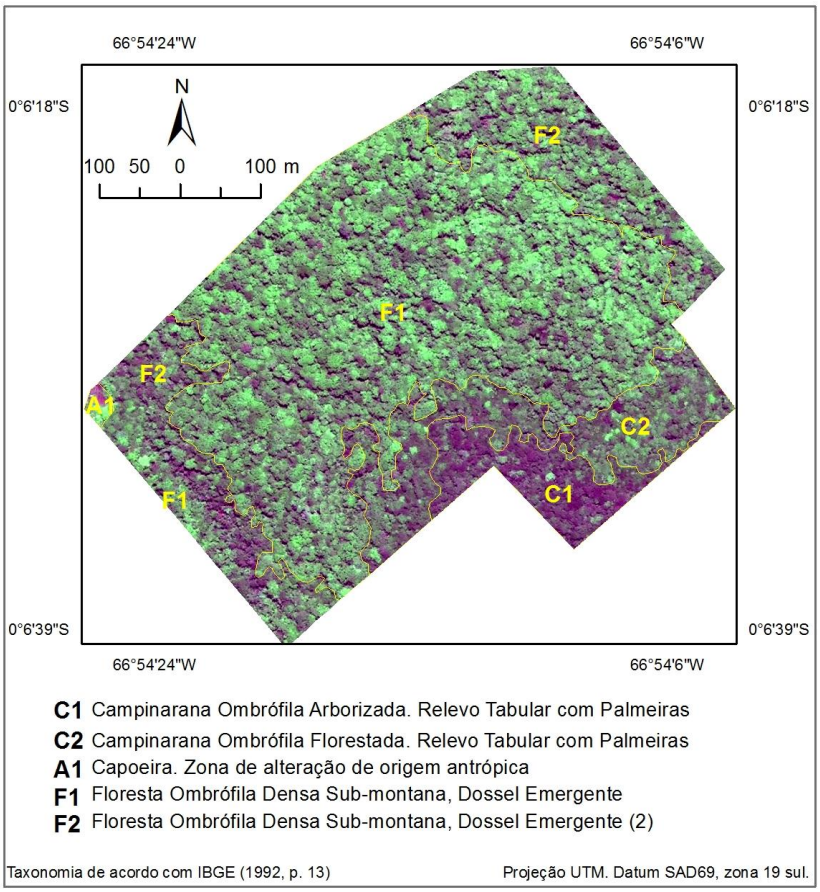


Figura 34 - Carta imagem: Composição IKONOS II RGB (Verde, Vermelho, Infravermelho, respectivamente). Delimitação das formações vegetais representadas por linhas amarelas (Taxonomia de acordo com IBGE (1992, p. 13). (2): Floresta Ombrófila Densa sub-montana, Dossel emergente sobre solos com condições mais marcantes de hidromorfia

Devido à dificuldade de segmentação das formações vegetais somente com base no comportamente espectral, a textura do estrato superior dos dosséis vegetais foi tomada como atributo secundário, permitindo diferenciar visualmente as Florestas Ombrófilas em zona de gleização (F2), das Campinaranas em área de Espodossolo Humilúvico (C1 e C2), como pode ser visto na Figura 34. A textura é perceptível devido a irregularidades do dossel que provocam sombreamento mais significativo nas regiões de dosséis emergentes (ROBERTS et. al., 1998).

4.2.6. Mapeamento local dos tipos de solo

A partir da espacialização lateral dos tipos de solo, foi possível identificar, com base nas análises texturais, de cor, de concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro e também através das observações de campo e do comportamento espectral da vegetação, três domínios de solo: o domínio da podzolização, que inclui as zonas de Espodossolos Humilúvicos mal drenados e Espodossolos Humilúvicos bem drenados; o domínio dos Latossolos com predomínio de Latossolo Amarelo; e o domínio de gleização, identificado na paisagem em áreas de baixa vertente em associação com os Latossolos (Figura 35).

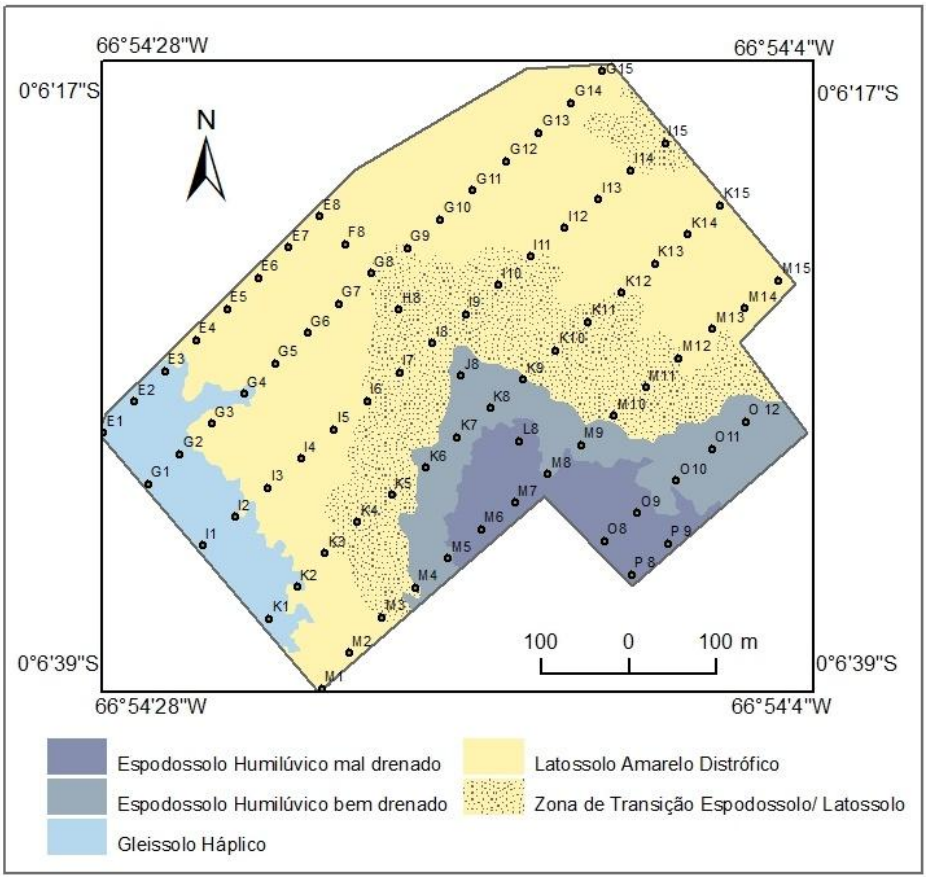


Figura 35 - Mapa dos domínios de solo evidenciados na área

4.2.6.1 . O domínio dos Espodossolos

- Espodossolo Humilúvico mal drenado: Esta zona está compreendida nos pontos de coleta L8, M6, M7, M8, O8, O9, P8 e P9 (Figura 35). Foi observada uma cobertura vegetal do tipo Campinarana Arborizada com fustes retos e dossel uniforme, presença de palmeiras, abundância de liquens e musgos e ocorrência esparsa de bromélias.

Nesta área constatou-se a presença de um lençol freático sub-superficial que pode atingir a superfície em períodos de alta pluviosidade. Os horizontes superficiais (O, A), tem matizes escuros devido a abundância de matéria orgânica, muitas vezes do tipo MOR, dissociada da fase mineral do solo, dominada por areias quartzosas (MONTES et al., 2007, 2011; ISHIDA, 2010). Logo abaixo deste horizonte foi observada a predominância de um horizonte (E) álbico, acinzentado e quartzoso, com aproximadamente 80 cm de espessura, indicando a ocorrência de uma frente de intemperismo que provoca a decomposição da matéria orgânica, a dissolução dos minerais mais alteráveis, o acúmulo residual do quartzo e a mobilização do ferro e alumínio, extraídos dos óxidos e oxidróxidos, provavelmente como

complexos organometálicos quando reagem com os ácidos orgânicos (ANDERSON et al., 1982).

O horizonte Bh aparece, em média, à 150 cm de profundidade, nas as zonas dominadas por Espodossolo Humilúvicos mal drenados. Tais horizontes apresentaram grandes espessuras, podendo alcançar mais de um metro em alguns pontos. Predominam cromas baixos e textura arenosa. Logo abaixo deste horizonte foi evidenciada a presença de um horizonte BhFe, argilo-arenoso avermelhado e endurecido devido a precipitação de óxidos e oxidróxidos de ferro. Tal horizonte é consideravelmente espesso indo desde a base do Bh até a alteração, evidenciada pela presença de minerais primários de maior resistência ao intemperismo (micas, feldspatos).

- Espodossolo Humilúvico bem drenado: Nesta região predomina a formação vegetal das Campinaranas Florestadas com dossel emergente e fustes retilíneos, sendo menos freqüente a ocorrência de bromélias e líquens. Nesta área é comum a presença de dois estratos vegetais, um arbóreo e outro arbustivo (ANDERSON, 1981). Nos limites das zonas de transição foi observada tensão ecológica do tipo ecótono.

Os horizontes superficiais apresentaram características semelhantes àquelas observadas para a área de Espodosssolos Humilúvicos mal drenados, com baixos valores de matiz e presença de matéria orgânica pouco associada à fase mineral do solo, com predomínio de areia quartzosa. Logo abaixo foi observado um horizonte de aproximadamente 1 m de profundidade, acinzentado, areno-argiloso, com presença de concreções avermelhadas e amareladas (hematita e goethita). Nesses Espodossolos o horizonte Bh é menos espesso e menos endurecido, seguido de um horiozonte BhFe argilo-arenoso, avermelhado e endurecido devido a precipitação de óxidos de ferro.

Montes et al. (2007, 2011) e Ishida (2010), observaram que nos horizontes cauliníticos desses solos, logo abaixo ao horizonte BhFe, ocorre a precipitação do ferro contido nas soluções organo-metálicas percolantes. Essa precipitação é favorecida principalmente em antigas galerias de raízes permitindo a formação preferencialmente de goethita. Os processos de solubilização e reprecipitação são favorecidos pela flutuação do lençol freático suspenso, controlada pela variabilidade anual do regime de chuvas na região. Nos períodos de maior pluviosidade ocorre a mobilização de complexos organometálicos e de ferro reduzido e nos períodos menos chuvosos os complexos organometálicos reprecipitam, favorecidos por condições mais oxidantes.

4.2.6.2. O domínio dos Latossolos

Este domínio é coberto por Floresta Ombrófila Densa com dois ou mais estratos vegetais, troncos grossos e tortuosos com estrato arbóreo superior podendo alcançar mais de 40 metros de altura e dossel emergente. O sombreamento do solo é de praticamente 100%, com presença de estrato herbáceo sutil e serrapilheira densa. Pode ocorrer tensão ecológica do tipo ecótono com presença de espécies das Campinaranas, principalmente, onde o processo de podzolização está avançando em direção aos Latossolos.

As zonas de Latossolos Amarelos estão situadas nas médias vertentes, ocupando boa parte da área de estudos. Estão em processo de evolução para Espodossolos, sendo evidenciada uma área com características inicias do processo de podzolização com amarelecimento e colapso dos argilominerais e posterior mudança no gradiente textural, evidenciada pelo aumento da fração areia (CHAUVEL; BOCQUIER; PEDRO, 1977; LUCAS et al., 1987; BRAVARD; RIGHI, 1989; NASCIMENTO et al., 2004; MONTES et al., 2007, 2011; ISHIDA, 2010).

Os horizontes superficiais apresentaram textura franco-areno-argilosa e escurecimento pela matéria orgânica seguido por um conjunto intermediário de horizontes latossólicos com nódulos gibbsíticos com texturas argilo-arenosa a argilosa. A precipitação de gibbsita ocorre na baixa vertente nos horizontes cauliníticos, devido a ocorrência de condições menos ácidas, que permitem a reprecipitação do Al mobilizado no topo da vertente, onde predominam condições ácidas e redutoras (ISHIDA, 2010).

4.2.6.3. O domínio dos Gleissolos

Esta região é coberta por vegetação de Floresta Ombrófila, porém, com árvores de porte menor que das áreas de Latossolo e maior freqüência de palmeiras e liquens. Os dosséis do estrato superior são irregulares e as maiores árvores não ultrapassam 40 m. Os troncos são grossos e tortuosos e pode ocorrer, em áreas de solo menos encharcado, dois estratos de sub-bosque, um arbóreo e o outro arbustivo. A serrapilheira é densa e pouco decomposta devido à condições marcantes de hidromorfia.

Neste domínio foram observados solos com elevado índice de umidade, sendo freqüente zonas permanentemente encharcadas, principalmente na base dos microvales, que são mais abundantes, na quebra de declive entre a base da vertente e o fundo de vale

encharcado. O horizonte superficial desse domínio (primeiros 10 cm de solo) é caracterizado por matéria orgânica do tipo MOR, bruno acinzentada e textura areno-argilosa. Logo abaixo ocorre um horizonte arenoso cinza escuro, caracterizado pelo intenso processo de hidromorfia, podendo haver concreções avermelhadas e amareladas em algumas zonas, devido à ocorrência localizada de condições mais oxidantes. Os solos desta zona não ultrapassam 8 metros, sendo o domínio de solos menos profundo da área analisada.

4.2.7. Mapeamento local dos depósitos de argilas cauliníticas brancas

Para que pudessem ser inferidas as zonas de depósitos de argilas cauliníticas brancas foram adotados os mapas qualitativos de textura (Figura 23), cor (Figura 27) e concentração de goethita (Figura 33) e os mapas quantitativos elaborados após a análise por componentes principais.

Na Tabela 10 é apresentado o coeficiente de correlação de Pearson entre os dados qualitativos de textura, cor e concentração de goethita, sendo possível notar que todas as imagens apresentam uma correlação positiva, ou seja, o comportamento dos aspectos do solo analisados segue o mesmo padrão, estando, portanto, interligados. Neste sentido, se ocorre uma diminuição na concentração de goethita o solo torna-se mais arenoso e a coloração tende a matizes mais claros (índices de avermelhamento com valores nulos).

Tabela 10 - Coeficiente de correlação de Pearson para os mapas qualitativos de cor, textura e concentração de goethita no solo

	Cor	**Goethita**	**Textura**
Cor	1		
Goethita	0,71	1	
Textura	0,81	0,77	1

Os altos valores da correlação linear resultantes da comparação entre as imagens qualitativas da textura, da cor e da concentração de goethita, mostram que esses três atributos estão ligados seguindo a mesma tendência, pois parecem ter o mesmo comportamento espacial, de acordo com a evolução pedológica do sistema Latossolo/Espodossolo. A topografia é um fator de grande relevância para o controle destes três atributos. As cotas que representam as zonas mais elevadas, entre 70 e 75 m no centro dos mapas e entre 65 e 66 m na porção nordeste (Figuras 23, 27 e 33), coincidem com a ocorrência de solos mais arenosos,

menos pigmentados e com menores concentrações de goethita no domínio dos Latossolos (Figura 35). Na porção sudeste dos mapas estas características ocorrem em áreas com topografia mais plana e rebaixada, no domínio dos Espodossolos Humilúvicos mal drenados (Figura 35).

Os mesmos padrões foram obtidos por meio da análise em componentes principais. Constatou-se que, de acordo com as variáveis disponíveis, as primeiras 5 componentes foram capazes de explicar 99,63 % da variabilidade total, com representação de 98,52% nas três primeiras componentes, sendo a primeira componente capaz de explicar 89,40% da variabilidade. Desta forma, considerou-se que a primeira componente já representaria uma grande parte da variância dos dados (Tabela 11).

Tabela 11 - Pesos fatoriais da análise em componentes principais para as primeiras 5 componentes resultantes

Atributo	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4	Fator 5
Argila 0-20	**-0,89***	0,23	0,05	0,09	-0,16
Argila 20-40	**-0,94**	0,18	-0,03	0,11	-0,06
Argila 40-60	**-0,90**	0,25	0,01	0,23	-0,01
Argila 80-100	**-0,86**	0,10	0,01	0,25	0,39
Cor 20-40	**-0,80**	0,51	-0,03	-0,29	-0,02
Cor 80-00	**-0,80**	0,51	-0,02	-0,29	-0,03
Goethita 0-20	-0,57	**-0,66**	-0,32	-0,27	0,20
Goethita 20-40	**-0,70**	-0,65	-0,14	0,00	-0,07
Goethita 40-60	**-0,71**	-0,58	-0,09	0,12	-0,25
Goethita 80-100	-0,52	-0,49	**0,68**	-0,14	0,05
% da Variância Explicada	89,40	4,80	4,32	0,68	0,13
% da Variância Cumulativa	89,40	94,20	98,52	99,20	99,63

* Valores em negrito representam os pesos com maior associação ao respectivo fator.

Como pode ser observado na Tabela 11 e no Anexo H, o Fator 1 (correspondente à primeira componente) teve maior associação com as variáveis argila e cor para todas as profundidades e goethita para as profundidades de 20 a 40 e de 80 a 100 cm, com pesos (*loadings*) menores que - 0,7. O Fator 1 enfatizou a importância dos atributos argila e cor para a compreensão das variações laterais da textura e da cor no sistema Latossolo/Espodossolo. Destaca-se que os pesos para a concentração de goethita foram altos no Fator 1, e também apresentou para a profundidade de 0 a 20 cm associação ao Fator 2 (peso: -0.66) e para a profundidade de 80 a 100 cm ao Fator 3 (peso: 0.68), como pode ser visto na Tabela 11.

Considerando-se os altos pesos obtidos para a primeira componente (Tabela 11) verificou-se que a mesma está fortemente associada a variação geral dos atributos do solo, sendo assim, foi possível estimar as zonas de provável ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas (Figua 36a).

A correlação entre os valores da imagem oriunda da primeira componente e da imagem resultante da média aritmética dos dados qualitativos resultou em um coeficiente (R^2) de 0,87 confirmando a eficácia de ambos os métodos, quantitativo e qualitativo, para estimar as áreas de depósitos de argilas cauliníticas brancas. Na Figura 36 são apresentados o mapa da primeira componente (Figura 36a) e o mapa resultante da análise qualitativa, bem como as prováveis zonas de ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas.

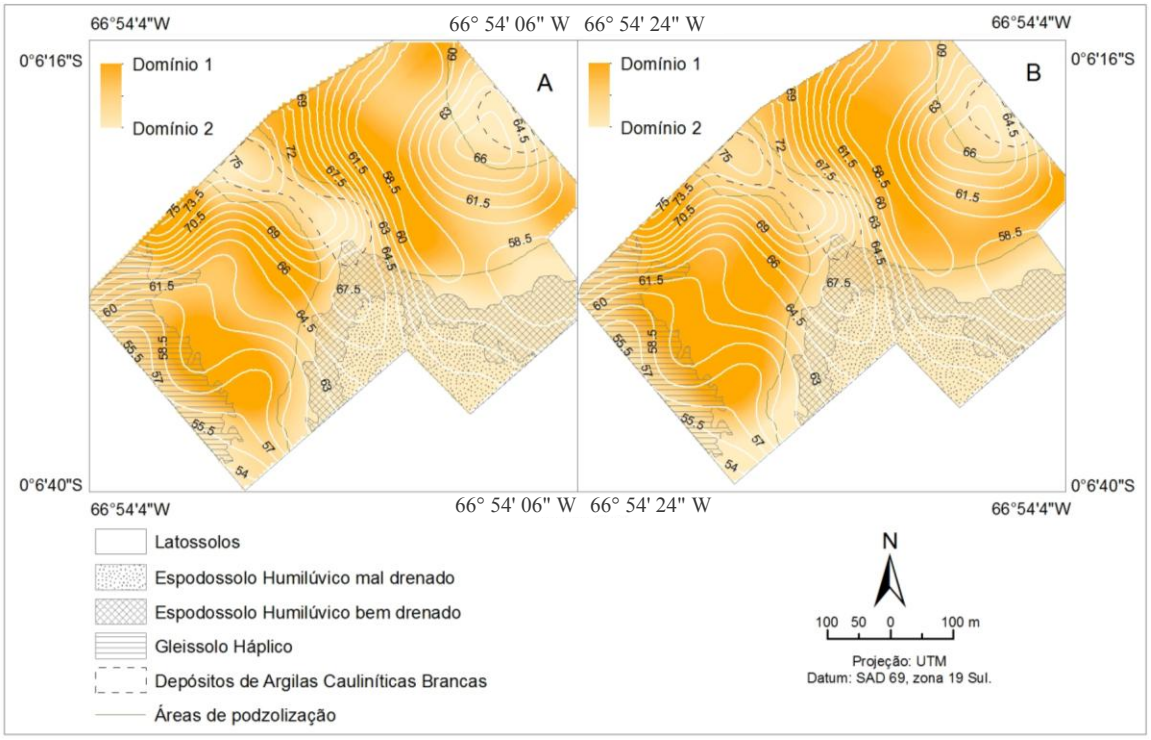


Figura 36 - (a): Mapa resultante da análise em principais componentes; (b) média aritmética entre os atributos qualitativos textura (fração argila), cor e concentração de goethita, com representação dos domínios de solo hidromórficos e as zonas de avanço dos Espodossolos (limite de transição) e das áreas de acumulação de argilas cauliníticas brancas. Domínio 1: áreas bem drenadas; Domínio 2: áreas mal drenadas. Curvas de nível em metros representadas pelas linhas brancas

De acordo com os mapas apresentados na Figura 36 e com as observações realizadas em campo por meio das sondagens, presume-se que é maior possibilidade de ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas no topo das colinas residuais no domínio dos solos transicionais entre os Latossolos e os Espodossolos Humilúvicos bem drenados onde foram evidenciados processos de hidromorfia e onde as soluções hiperácidas redutoras percolantes removem os óxidos e oxidróxidos de ferro que são transportados em solução para o lençol freático e posteriormente para a rede de drenagem.

Nas zonas dominadas pelos Espodossolos (Figura 35), estudos de campo permitiram concluir que, conforme avança o processo de podzolização, o horizonte Bh apresenta tendência a tornar-se mais espesso. Neste sentido, a abrangência lateral dos depósitos de

argilas cauliníticas brancas é mais limitada do que acreditavam Montes et al. (2007), pois nas áreas de Espodossolos mais evoluídos o horizonte Bh pode atingir 8 metros ou mais, estendendo-se desde a base do horizonte E arenoso, até as primeiras evidências de alteração da rocha.

Com base em todas as informações obtidas foi possível elaborar o mapa da distribuição lateral dos depósitos das argilas cauliníticas brancas (Figura 37).

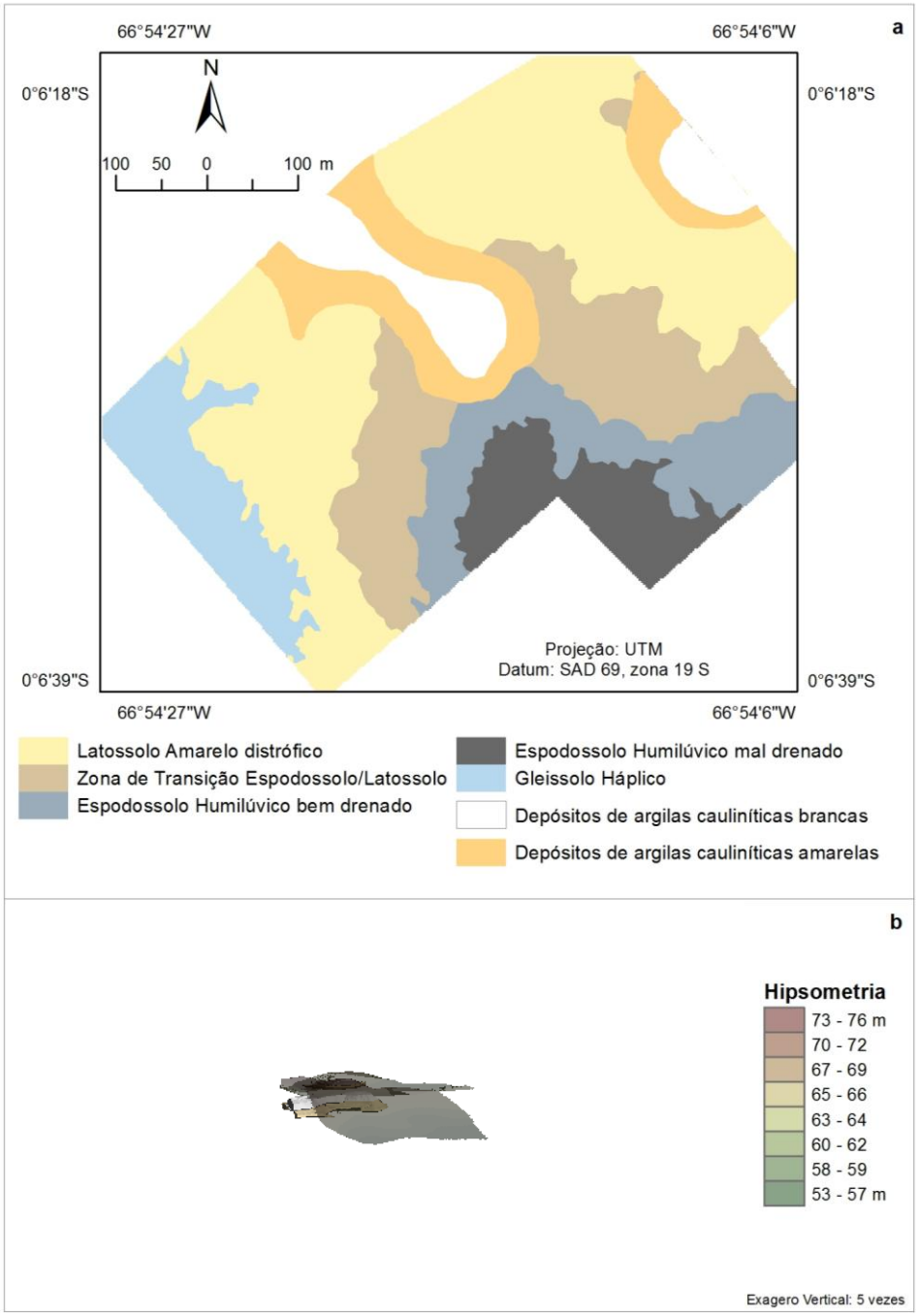


Figura 37 - (a): Mapa da distribuição lateral das acumulações de argilas cauliníticas brancas. (b): visualização em 3 dimensões com sobreposição de relevo. O modelo da Figuras 37b permite manipulação em ambiente 3D através da versão digital deste trabalho, no formato nativo do software Adobe Reader® (PDF)

É evidente a correlação dos depósitos de argilas cauliníticas brancas com a topografia, enfatizada a partir do esquema em 3D apresentado na Figura 37b, o qual mostra que tais zonas ocupam as cotas hipsométricas mais elevadas (em marrom) e suas associações aos solos das zonas de Latossolo/Espodossolo e às áreas de Espodossolos Humilúvicos bem drenados (Figura 37).

Tendo-se como base a espacialização local da vegetação, da topografia e dos depósitos de argilas cauliníticas brancas, conclui-se que, localmente, tais depósitos ocorrem no topo das colinas residuais desgastadas associadas aos pediplanos espódicos subjacentes, com predomínio de formações vegetais do tipo ecótono Camapinarana/Floresta Ombrófila Densa. A observação destas correlações permitiu extrapolação da espacialização local dos depósitos de argilas cauliníticas brancas para escala regional (abrangência do mapa regional representado na Figura 4).

4.3. Mapeamento regional

Os mapas regionais foram elaborados para escala de publicação máxima de 1:40.000, compreendendo a área representada por meio da composição IKONOS II na Figura 4. Foram elaborados os mapas regionais de morfologia do terreno e vegetação, para posterior correlação com os mapas em escala 1.5.000 e identificação de zonas de maior probabilidade de ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas.

4.3.1. Morfologia do terreno

As colinas residuais, à margem esquerda do Rio Negro, são mais elevadas e o processo de podzolização inicia-se no topo e avança em direção ao Latossolos, opondo-se aos Espodossolos gigantes localizados na margem direita do Rio Negro (LUCAS et al., 1984; CHAUVEL; LUCAS; BOULET, 1987; LUCAS et al., 1987; BRAVARD; RIGHI, 1989; DUBROEUCQ; VOLKOFF; FAURE, 1999; MAFRA, 2000; BUENO, 2009, MONTES et al., 2011). Em imagens orbitais foi possível observar duas sub-formações vegetais da Floresta Ombrófila Densa, que permitiram localizar solos transicionais precursores do avanço dos Espodossolos.

A aplicação da técnica de fusão de bandas (*Image Sharpening*) a partir de transformação IHS (*intensity, hue and saturation*) permitiu visualizar com clareza os compartimentos geomorfológicos ocupados pelas Campinaranas e pela Floresta Ombrófila, contribuindo na distinção das fitofisionomias. Com isso foi possível concluir que o domínio das Campinaranas sempre irá ocupar as zonas mais rebaixadas do relevo. Observando as Figuras 38a e 38b, é possível perceber claramente as regiões de avanço das Campinaranas em compartimentos de relevo distintos.

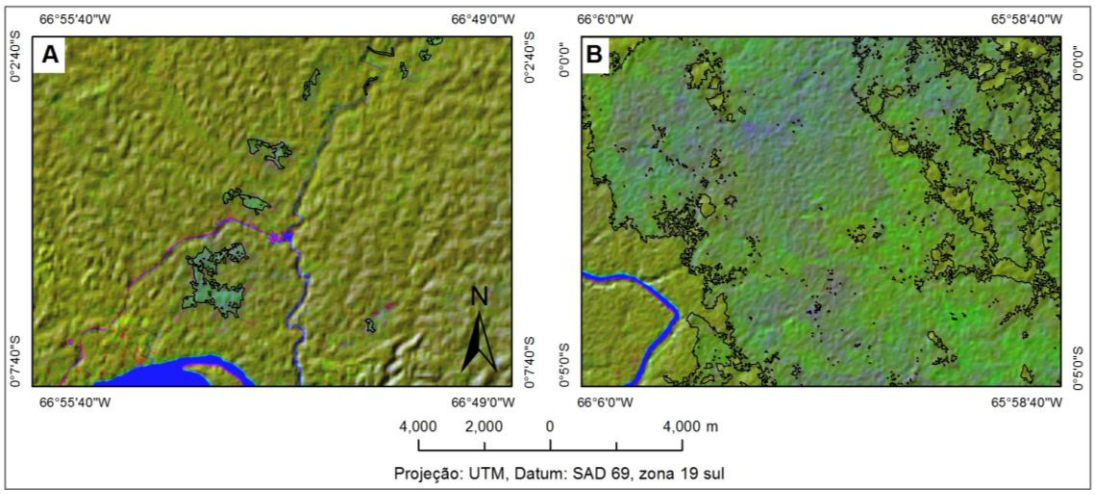


Figura 38 - (a): Fusão entre as imagens SRTM e Landsat ETM 7, bandas 3, 4 e 5 com os filtros (azul, verde e vermelho, respectivamente); (b): Mesma técnica de fusão explicitada na Figura 38a. Áreas de Campinaranas delimitadas pelas linhas pretas

O relevo nessa região apresenta uma evolução contínua, tendendo ao abaulamento completo em direção à foz do Rio Negro. As formas de relevo abauladas, nas bordas do complexo Guianês, desaparecem completamente nas proximidades dos Rios Orenoco e Casiquera. As planícies e depressões ocupam uma área de 165.000 km² com altitudes que variam de 200 a 60 metros. Nestas zonas ocorrem o clímax e o disclimáx das Campinaranas, aspecto que permitiu delimitar com maior exatidão a evolução dos Esposossolos, aliando-se a mapeamentos hipsométricos (Figura 39) e morfológicos (Figura 40), no âmbito do presente trabalho.

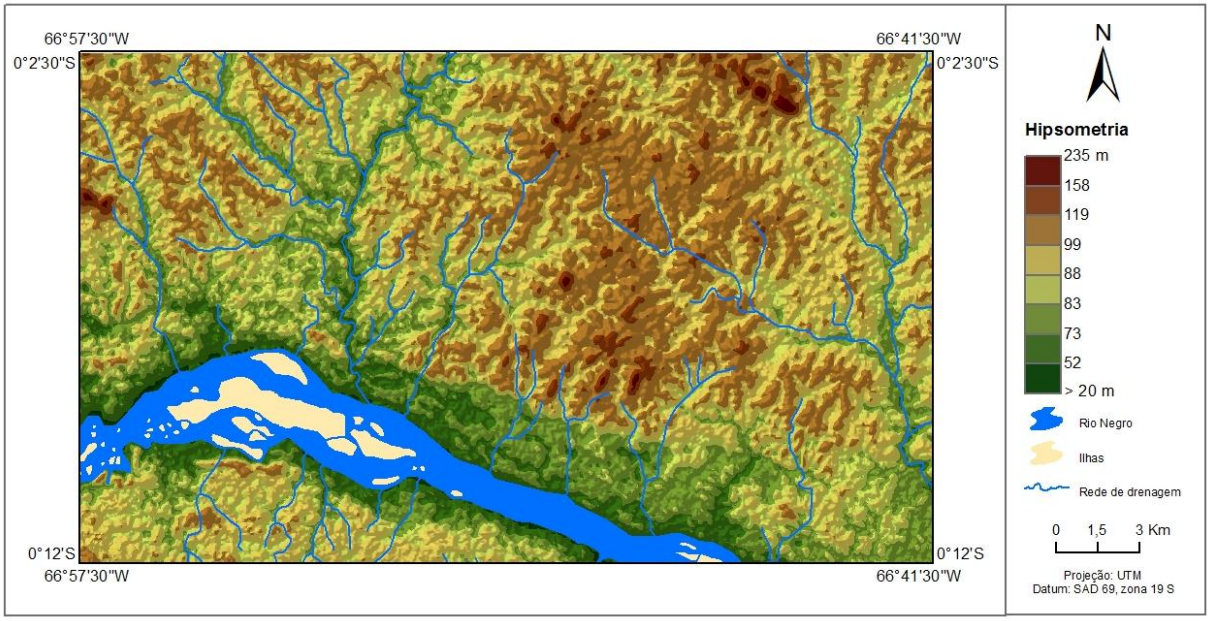


Figura 39 - Mapa hipsométrico elaborado a partir de Imagem SRTM, com representação de drenagem vetorizada com base em composição Landsat ETM 7 e imagem sombreada SRTM

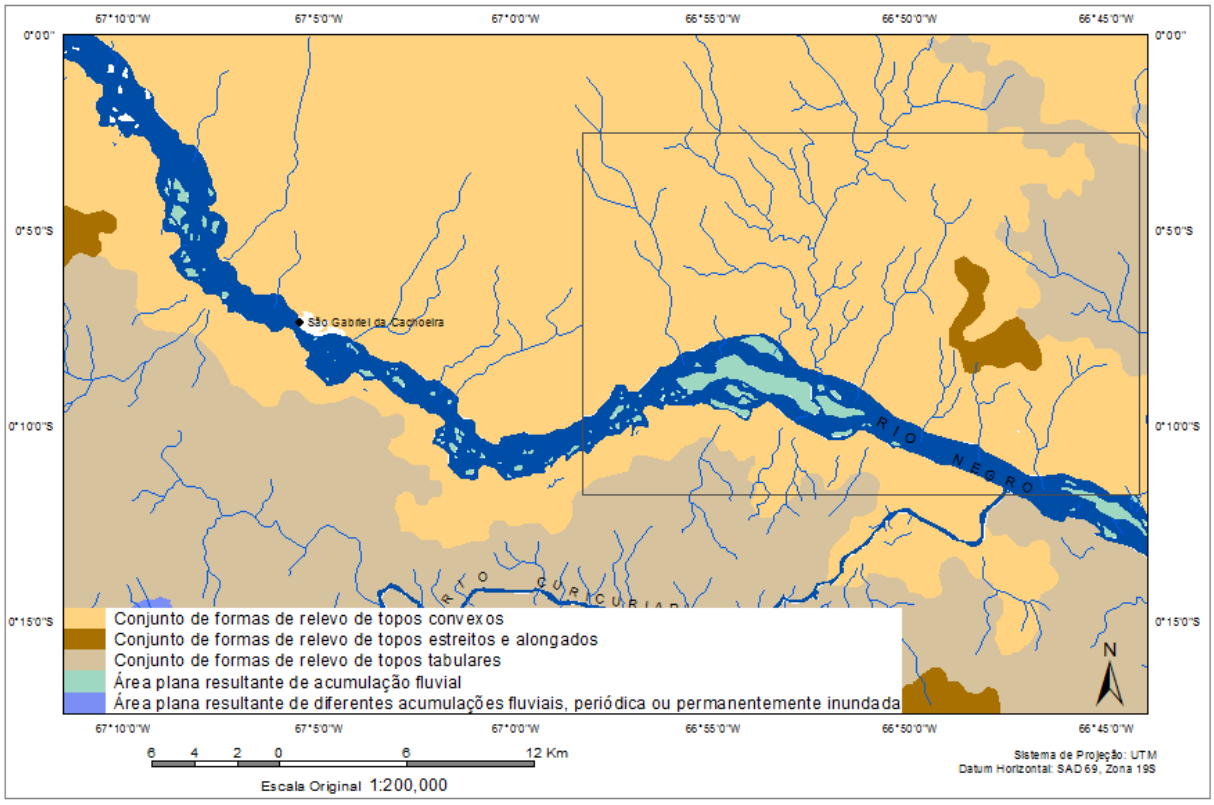


Figura 40a - Mapa morfológico da região de São Gabriel da Cachoeira adaptado de IBGE (2000).

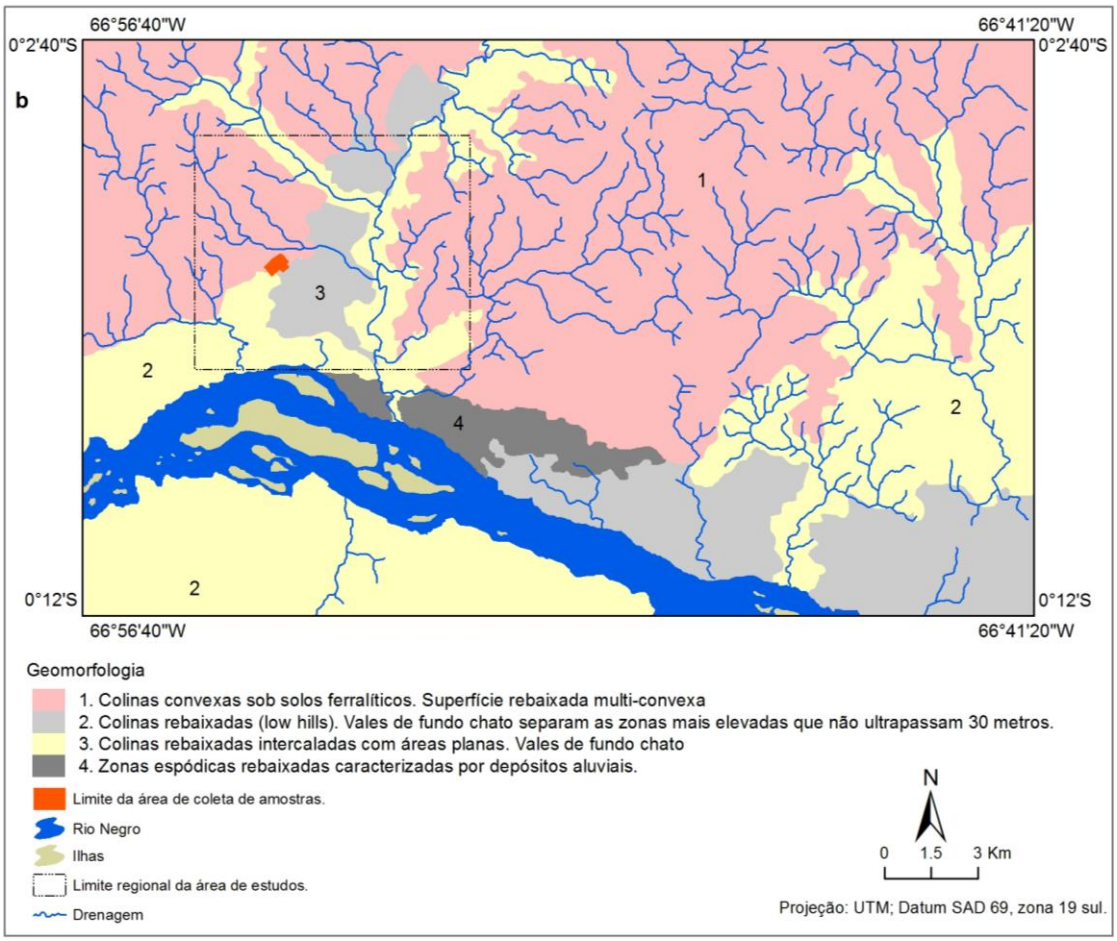


Figura 40b - Mapeamento mais detalhado com base em Imagens SRTM e Landsat ETM 7. A linha preta tracejada representa a área de extrapolação a partir dos dados obtidos na grade de detalhes (polígono vermelho). A linha preta sobre o mapa da Figura 40a representa a área da Figura 40b

A topologia do mapa geomorfológico elaborado (Figura 40b) teve como base a proposição de Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999), desenvolvida para obter maior detalhamento com relação ao mapeamento realizado no âmbito do projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1977a) posteriormente digitalizado e refinado por IBGE (2000) (Figura 40a). A classificação de Dubroeucq, Volkoff e Faure (1999) permite o entendimento da dinâmica de evolução do relevo por enfocar os aspectos físico químicos que desencadearam a formação das grandes planícies e depressões dominadas por Espodossolos.

O polígono vermelho no mapa geomorfológico (Figura 40b) indica a área da grade de coleta de dados no campo abrangendo os compartimentos 3 e 2. A área de estudo está na transição entre as colinas rebaixadas intercaladas com regiões planas dominadas por Espodossolos (*Low Hills with Flat Interzones & Podzolic Plains*) e as zonas de colinas rebaixadas (*Low Hills*). A diferenciação dos tipos de solo entre essas duas zonas é clara e pôde ser constatada em campo a partir da área de coleta amostral.

A área marcada pela linha preta pontilhada na Figura 40b teve seu mapeamento detalhado através do DEM SRTM refinado por meio de interpolação com o uso do algoritmo *spline*, para a resolução espacial de 20 metros. Com base neste DEM foi possível identificar com maior detalhe as feições morfológicas regionais permitindo mapeamento em escalas menores que 1:70.000, porém, como a área de extrapolação exige detalhamento em escalas maiores que 1:40.000, o mapeamento apresentado na Figura 40b, não foi suficiente para caracterizar com precisão as feições de relevo. Sendo assim, um mapeamento de maior detalhe foi realizado com base na interpretação das formas de relevo (Figura 40b) associadas ao comportamento espectral da vegetação, observado na composição IKONOS II (RGB, bandas vermelho, infravermelho e verde, respectivamente), através da aplicação de fusão de bandas (Figura 41a). Adotou-se ainda o mapeamento hipsométrico, para identificação mais precisa do perfil topográfico da área (Figura 41c). Tais mapas permitiram gerar o mapa de morfologia do terreno ilustrado na Figura 41d.

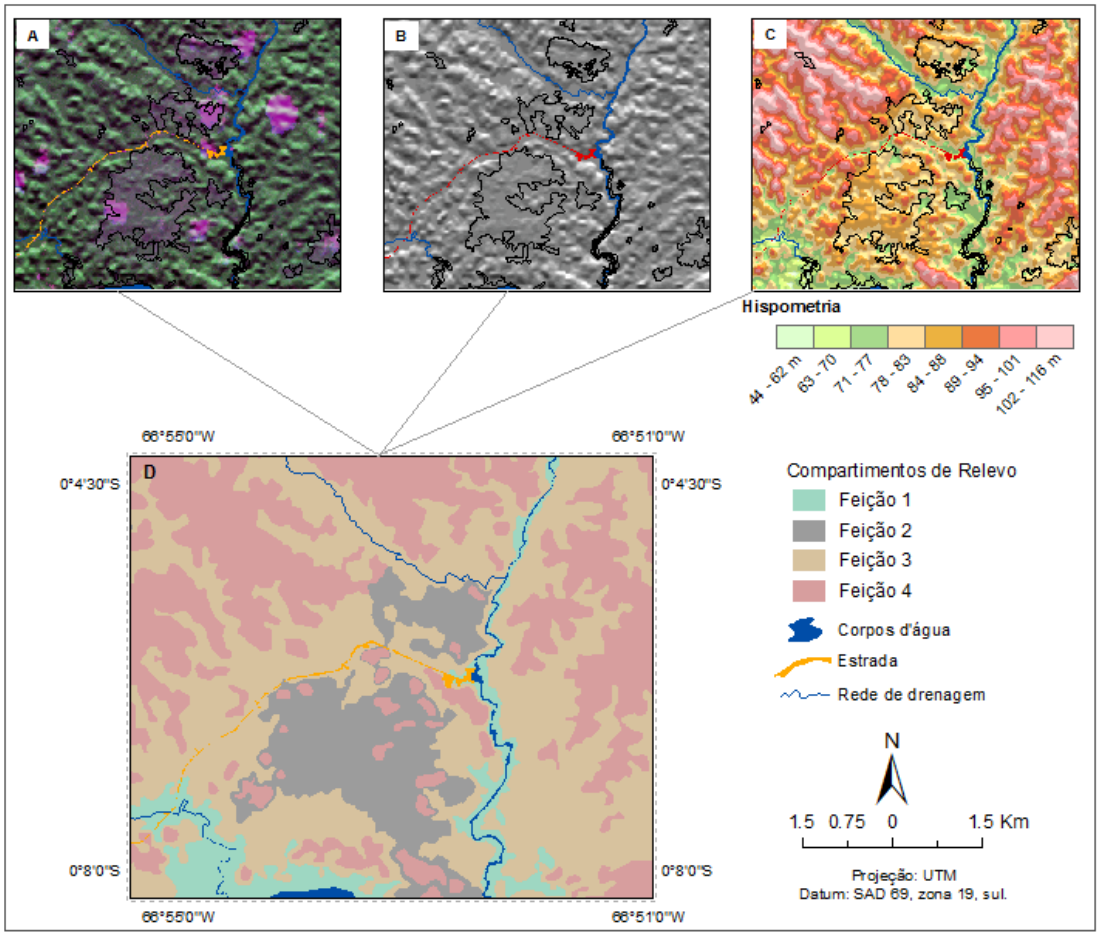


Figura 41 - (a): Fusão IKONOS II das bandas infravermelho, vermelho e verde (RGB) com DEM SRTM; (b): DEM SRTM com aplicação de sombreamento; (c): Mapa hipsométrico; (d): Mapa das feições de relevo identificadas com base nas imagens (a), (b) e (c). As linhas pretas nas imagens (a), (b) e (c) representam o limite entre as formações vegetais das Campinaranas e das Florestas Ombrófilas Densas. A descrição das feições 1, 2, 3 e 4 encontra-se no texto

No mapa da Figura 41d foram identificados 4 tipos de feições de relevo:

- Feição 1. Feições de maior declive, próximo aos grandes rios da área mapeada (Igarapé Miuá e Rio Negro). Apresentam colinas residuais pouco entalhadas, com características semelhantes à Feição 4. Podem ocorrer ocasionalmente zonas localizadas de acumulações fluviais, porém, não identificáveis pela escala de mapeamento (1:40.000) abordada no âmbito do presente projeto.

- Feição 2: Feição caracterizada pela presença de pediplanos, com ocorrência de colinas residuais desgastadas, distribuídas de forma esparsa, denotando baixo nível de controle estrutural. Tal superfície denota avanço em direção às colinas residuais desgastadas das Feições 3 e 4, devido ao processo de podzolização. Observando as Figuras 41a e b é possível notar, no centro das imagens, a ausência de colinas mais elevadas (áreas delimitadas pelas linhas pretas).

- Feição 3: Tal feição tem características semelhantes à Feição 4, porém, é marcada pela presença dos interflúvios de fundo chato, denotando fraco entalhamento da linha de drenagem.

- Feição 4: Feição caracterizada por presença de colinas cortadas por vales em “V’ ou de fundo chato, com níveis de dissecação moderado à fraco (dissecação entre 20 m e 22 m de acordo com BRASIL, 1977a). Para a área de estudos predomina o nível de dissecação muito fraco (dissecação menor que 40 m, BRASIL, 1977a), com colinas que não ultrapassam 40 m com relação aos vales subjacentes.

De forma geral, todas as feições identificadas na área apresentam características semelhantes, com exceção da Feição 2, que apresentou maior nível de desgastes das colinas residuais, com predomínio de pediplanos.

Após a conclusão do mapa de morfologia do terreno (Figura 41d), foi possível compreender regionalmente a organização do relevo, permitindo a associação com a cobertura vegetal a partir do mapeamento das formações vegetais, descrito no item 4.3.2.

4.3.2. Mapeamento regional da vegetação

Todo o mapeamento da vegetação, como mencionado, foi realizado a partir de estudos espectrais e aplicação de algoritmos de classificação baseados na reflectância dos alvos. Nesse sentido, foram segmentadas as formações vegetais identificadas na área mapeada e os

resultados foram comparados quantitativo e qualitativamente para o estabelecimento de padrões gerais de comportamento espectral para cada formação vegetal identificada.

A comparação entre os padrões espectrais foi realizada de acordo com a área ilustrada na Figura 42.

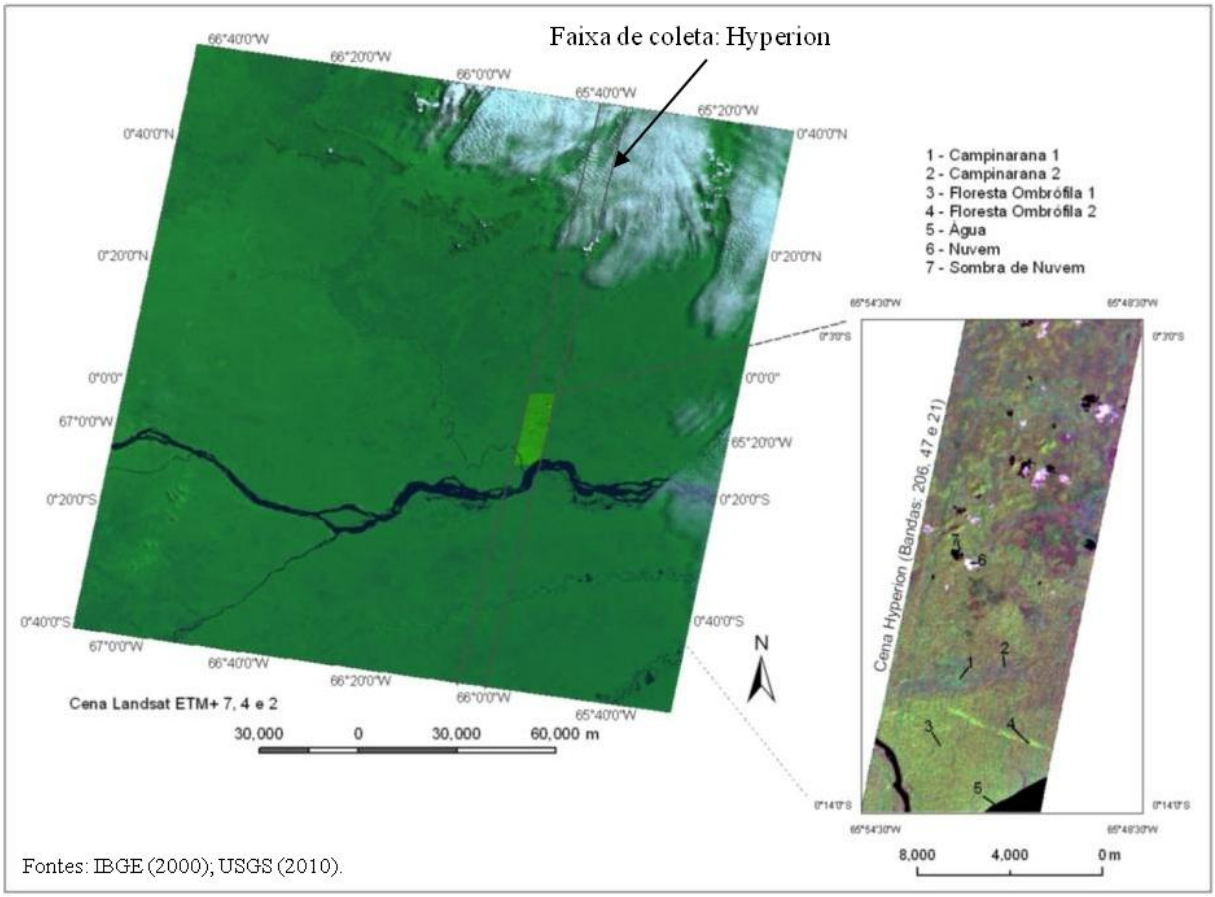


Figura 42 - Localização da cena Hyperion tomada como base para a caracterização espectral das principais formações vegetais evidenciadas na cena Landsat ETM 7. A composição Hyperion ilustrada corresponde aos comprimentos de onda aproximados de 221 nm, 825 nm e 560 nm

Como a cena Hyperion selecionada não recobre a área de estudos, pois, não são disponibilizados levantamentos hiperespectrais orbitais, para esta zona específica, como já mencionado no item 3.3.1.3., os dados de reflectância obtidos foram tomados como base somente para a compreensão mais detalhada das diferenças nas assinaturas espectrais entre as formações de Campinaranas e Florestas Ombrófilas Densas. As curvas espectrais serviram ainda de suporte ao entendimento do efeito atmosférico na resposta espectral dos alvos e para a identificação mais precisa das bandas de absorção da água entre as diferentes formações vegetais identificadas na cena.

Como pode ser visto na Figura 42, a partir da cena Hyperion selecionada, foi possível identificar quatro formações vegetais distintas (Floresta Ombrófila 1, Floresta Ombrófila 2,

Campinarana 1 e Campinarana 2). Foram analisados ainda os espectros dos alvos nuvens, sombras de nuvens e corpos d'água devido a grande freqüência dos mesmos nesta região.

Além dos efeitos inerentes a atmosfera foi possível notar ainda efeitos relativos à ruídos nas cenas para determinadas bandas específicas. Alguns destes ruídos podem ser expressivos em inúmeras bandas e prejudicar as curvas espectrais resultantes, porém, técnicas de correção como eliminação de linhas defeituosas, exigem grande tempo computacional e não demonstram capacidade de correção efetiva dos dados (USGS, 2010). Nesse sentido aplicou-se o filtro *Enhaced Lee*[10], com o intuito de atenuar as feições de absorção, incomuns, nos espectros da vegetação. Como pode ser visto na Figura 43, os dados foram parcialmente corrigidos, porém, ainda são evidenciadas algumas linhas de ruídos no centro da cena.

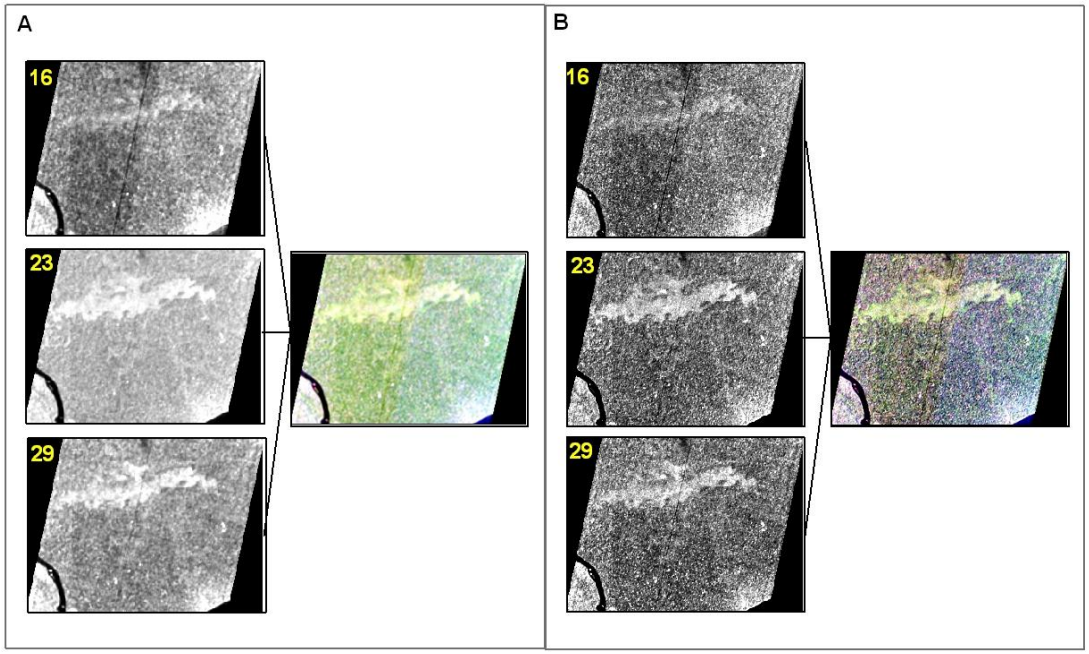


Figura 43 - (a): bandas 16, 23 e 29, do sensor Hyperion, correspondentes às bandas 2, 3 e 4 respectivamente, do sensor Landsat ETM 7 com aplicação de filtro *Enhaced Lee*. (b): Mesmas bandas sem aplicação de qualquer método de correção

Os resultados espectrais mostraram que os dados Hyperion têm alta sensibilidade aos efeitos da atmosfera, no caso da Floresta Amazônica, correlacionados, principalmente, à umidade. Os resultados mostraram também que a aplicação da média aritmética entre os vários pixels selecionados com relação à um pixel isolado, resultou em maior generalização dos dados, com maior diferenciação para o alvo "sombra de nuvem", o qual apresenta mistura espectral entre os atributos vegetação e sombra. A sombra de nuvem tem comportamento semelhante a água para boa parte do espectro eletromagnético.

[10] Filtro implementado no SIG ENVI®, normalmente aplicado à correção de ruídos em dados de radar. Mostra grande capacidade de correção de ruídos semelhantes aos vistos nas bandas Hyperion.

Alguns fatores como diminuição de pigmentos fotossintetizantes, aumento da umidade da folhagem e diminuição da rugosidade do estrato superior da vegetação, contribuíram para o aumento da absorção das ondas eletromagnéticas em boa parte do espectro, fato que pode ser constado a partir de análise das curvas espectrais das formações vegetais estudadas. Como já observado nos trabalhos de Abraão et al. (2008) e Roberts et al. (1998), a diminuição do porte da vegetação na transição das Florestas Ombrófilas Densas para as Campinaranas é claramente percebida na resposta espectral dos dosséis, podendo ser notada uma diminuição contínua na reflectância conforme a vegetação transicione para formações vegetais mais esparsas sobre Espodossolos Humilúvicos mal drenados.

As amostras para coletada de dados espectrais foram obtidas a partir das médias aritméticas dos pontos inseridos em cada ROI (*Region of Interest*) para os alvos selecionados. Os mesmos ROI's utilizados para as imagens Hyperion foram aplicados na cena Landsat ETM 7, para que a comparação do padrão espectral pudesse ser realizada. A partir da sobreposição dos dados notou-se um deslocamento médio de 500 metros entre as imagens Hyperion e Landsat ETM 7, o que exigiu a aplicação de registro adequado para que os ROI's pudessem atingir os mesmos alvos no terreno, para as duas cenas. Os ROI's foram obtidas nas áreas apontadas pelos números sobre composição Hyperion da Figura 42 (ROI's representados no Anexo C).

Como pode ser visto na Tabela 12, os parâmetros de orbita dos satélites Landsat ETM 7 e *Earth Observation -1* (Hyperion), são semelhantes, com um tempo de atraso de coleta de dados de um minuto, de um satélite para o outro. Tal aspecto é interessante para a comparação dos dados entre os sensores, porém, as imagens coletadas na mesma data não são disponibilizadas para download ou comercialização (USGS, 2010). Mesmo com a diferença de datas os dados mostraram um padrão de comportamento semelhante, com uma reflectância geral mais elevada para as cenas Landsat ETM 7 devido, possivelmente, a maior nebulosidade (Figura 44).

Tabela 12 - Dados de entrada (MODTRAN), para as bandas Hyperion e Landsat ETM 7

MODTRAN Hyperion	Hyperion (EO - 1)	Landsat ETM 7
Visibilidade	40 m	40 m
Dia	16	26
Mês	11	8
Ano	2003	2002
Horáio GMT	14:44:42	14:43:42
Latitude	0.3125 S	0.0007 N
Longitude	65.8889 W	66.1387 W
Altitude do Sensor	705.5 km	705 km
Elevação média do terreno	0.09 km	0.09 km
Ângulo Zenith	180°	180°
Azimute	0°	0°
Modelo Atmosférico	Tropical	Tropical
Modelos de Aerosol	Rural	Rural
Taxa de mistura de CO_2	390 ppm	390 ppm
Coluna d'água	4.1 $g.cm^{-2}$	4.5 $g.cm^{-2}$

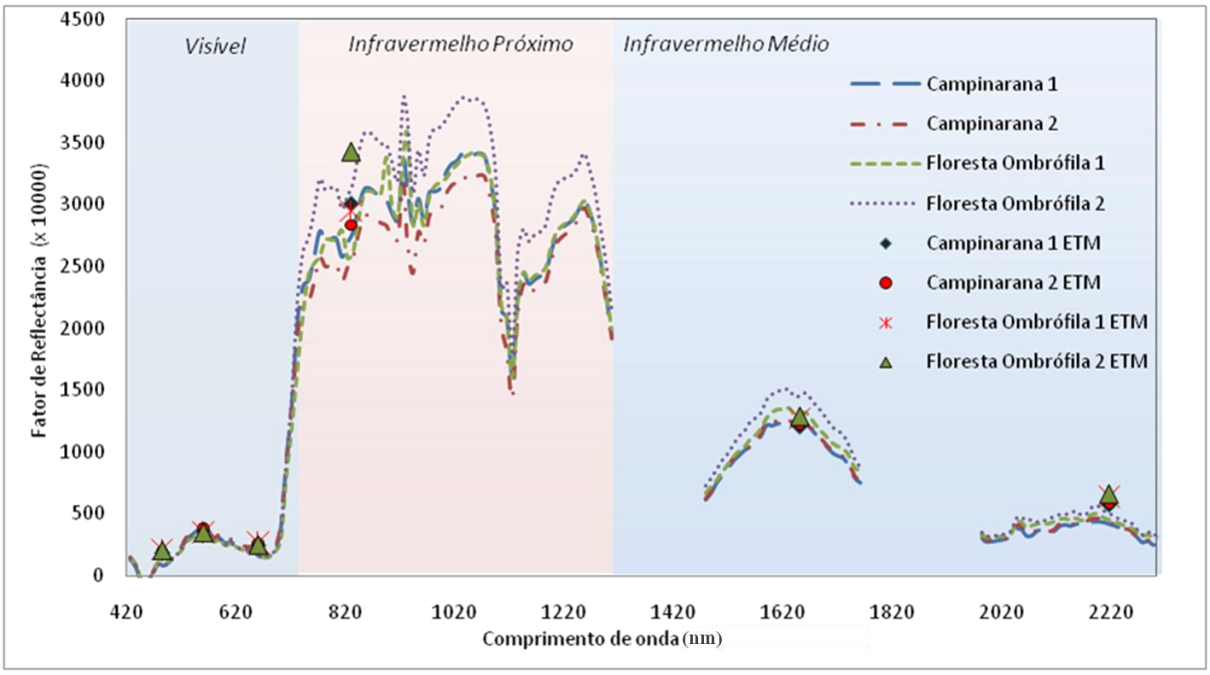


Figura 44 - Curvas espectrais das formações vegetais evidenciadas na área para as 7 bandas do satélite Landsat ETM e as 158 bandas Hyperion calibradas. Os símbolos representam as bandas ETM e as linhas representam as bandas Hyperion

Na Figura 44 estão elencadas as curvas espectrais médias dos valores de pixels para as imagens Hyperion e Landsat ETM 7. De forma geral, é possível notar que os padrões espectrais são semelhantes para os dois sensores, com maior capacidade de segmentação para as bandas Hyperion. Isso pode ter sido ocasionado pela presença de nebulosidade na cena Landsat ETM 7, provocando aumento geral nos índices de reflectância para as bandas analisadas e uma menor capacidade de segmentação dos alvos.

O comprimento de onda relativo à 820 nm, abrangendo a banda 4 do sensor Landsat ETM 7, mostrou maior capacidade de distinção entre os alvos, porém, as zonas de transição entre as formações vegetais Campinarana Florestada (Campinarana 1) e as Florestas Ombrófilas Densas (Floresta Ombrófila 1), apresentou grande índice de confusão espectral em boa parte do espectro avaliado. Foi possível notar ainda que os comprimentos da luz visível (420 a 660 nm) não permitiram distinção entre as formações vegetais, tanto para os dados Landsat ETM 7 quanto para o Hyperion. Nesse contexto, pigmentos fotossintetizantes (β Caroteno, Clorofila a, Clorofila b, ficoeritrina e ficocianina) não permitem distinção entre as formações vegetais, devido à forte absorção centrada nos comprimentos de onda da luz azul e vermelha, com maior reflectância no verde, porém, ainda bastante inferior aos picos evidenciados no infravermelho próximo e médio.

Quanto maior a quantidade de folhas presentes no dossel, maior a reflectância da vegetação devido ao efeito de espalhamento múltiplo entre as camadas que compõem o dossel (GAUSMAN, 1985). Isso ocasionou aumento da reflecância nas formações de Floresta Ombrófila Densa. É importante salientar que as feições de absorção de água nos dosséis da vegetação, ocorrem entre os comprimentos de onda 1000 nm e 1200 nm com a evidência de uma diminuição na reflectância conforme aumente o conteúdo de água. Os resultados das curvas permitiram concluir que a água apresenta resposta mais clara nas formações da Campinarana, porém, a feição de absorção é evidente em todas as formações vegetais. Tal condição evidenciou a grande influência da água na resposta espectral da vegetação.

Diante de todos os alvos analisados a partir das cenas Hyperion, foi possível notar a grande interferência da água, ocasionando um aumento considerável nas feições de absorção, principalmente em formações vegetais mais esclerofilas. A maior absorção pode estar associada a alta concentração de água na vegetação e ou a mistura espectral entre as formações vegetais e o solo úmido. Nesse contexto, a presença de água auxiliou na diferenciação dos alvos, principalmente com base nas bandas 5 e 7 do satélite Landsat ETM 7.

Como pode ser notado na Figura 45, os comprimentos de onda de 800 nm a 1200 nm (relativo à banda ETM 4, infravermelho próximo), de 1470 nm a 1740 nm (correspondente a banda ETM 5) e de 2000 nm a 2300 nm (correspondente a banda ETM 7), apresentaram maior capacidade de segmentação das formações vegetais, fato que é condizente com pesquisas anteriores que propõe as composições ETM ou TM Landsat 3, 4 e 5 ou 2, 4 e 7 com os filtros azul, verde e vermelho respectivamente (SILVEIRA, 2003; ABRAÃO et al., 2008). As composições citadas anteriormente (bandas ETM 3, 4 e 5) foram mais adequadas para a seleção de amostras no momento da aplicação de classificação supervisionada.

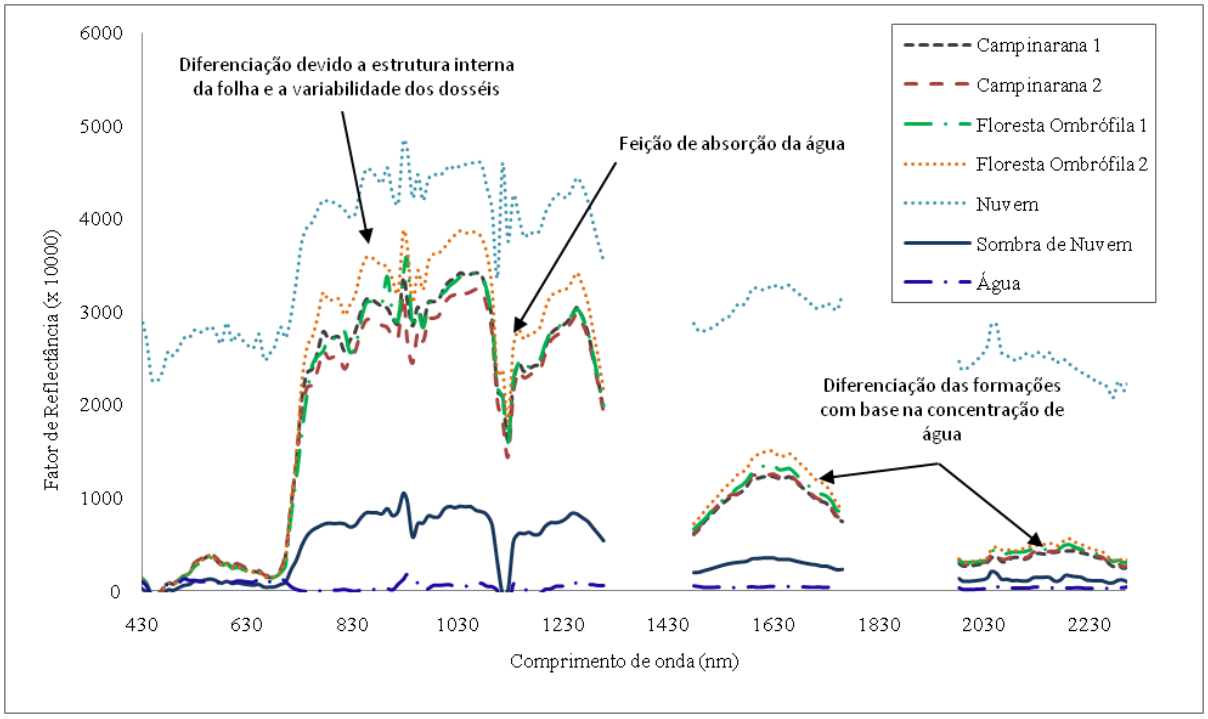


Figura 45 - Curvas espectrais dos principais alvos evidenciados na área, a partir dos dados do sensor Hyperion, com destaque para as zonas de maior diferenciação das formações vegetais

Na Figura 45, além das curvas espectrais relativas a vegetação, estão representados os padrões espectrais gerais dos alvos sombra de nuvem, água e nuvem, sendo importante destacar que os alvos nuvem e sombra de nuvem apresentaram interferência do comportamento espectral da vegetação, devido à transferência radiativa inerente à baixa nebulosidade evidenciada na área. Já as águas pretas do Rio Negro apresentam índices de reflectânacia próximos a 0 em toda a faixa espectral analisada, com um pequeno aumento na faixa do visível e a 925 nm. Os alvos, sombra e água, apresentaram alto índice de confusão, como será tratado em maiores detalhes adiante, porém, podem ser segmentados a partir da banda ETM 4.

As mesmas formações vegetais na cena Hyperion (Figura 42), foram selecionadas na composição Landsat ETM 7 que recobre a região mapeada (área da grade de amostragem de dados no presente trabalho (Anexo C), para comparar a similaridade entre as formações vegetais, buscando correlacionar os mesmos grupos vegetais na área estudada e na zona recoberta pela cena Hyperion. Como pode se observado na Figura 46, os índices de correlação linear permitiram verificar a alta semelhança entre os alvos recobertos pela cena Hyperion e aqueles observados na área de estudos do presente trabalho.

A alta correlação observada entre os dados indica uma considerável homogeneidade em termos espectrais das formações vegetais.

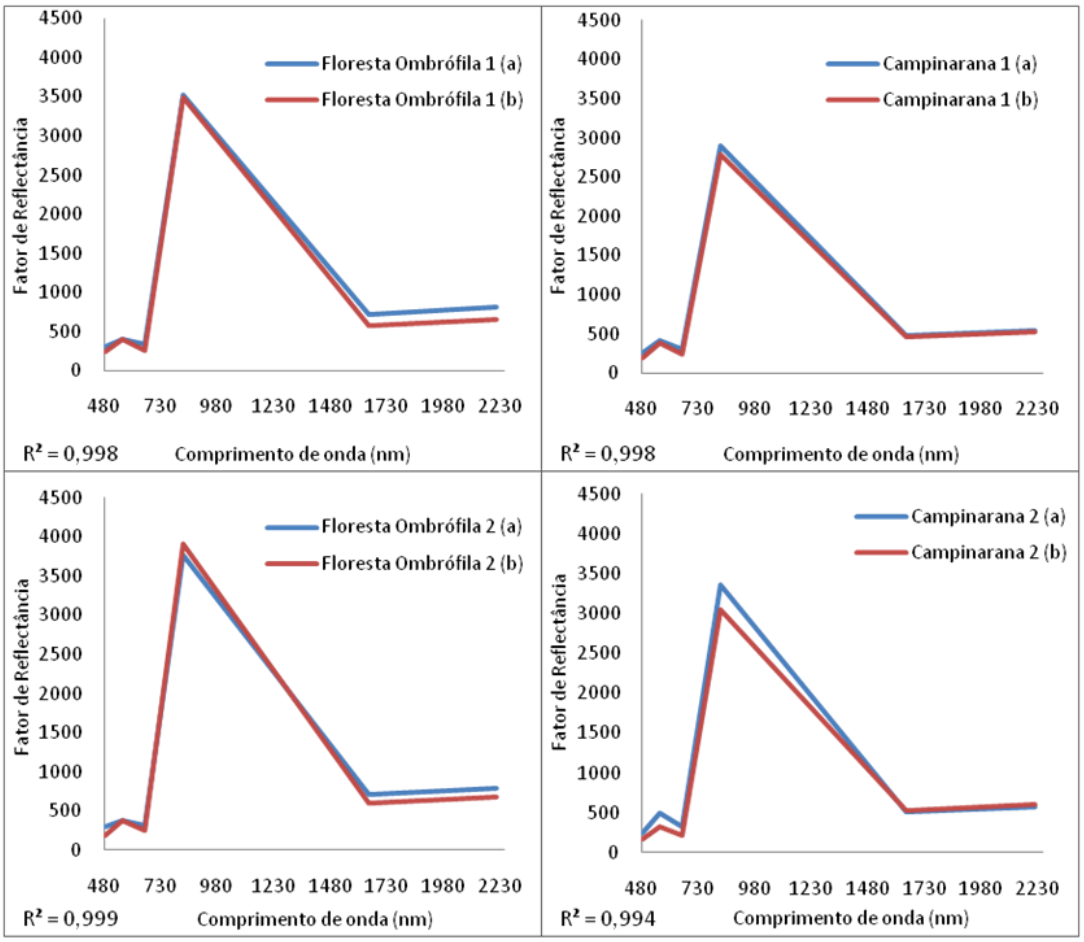


Figura 46 - Curvas espectrais para as bandas ETM Landsat 7, 5, 4, 3, 2, e 1, mostrando as mesmas formações vegetais apresentadas na Figura 45. As letras (a) na legenda representam as formações vegetais da área de estudos e as letras (b) representam as mesmas formações na área recoberta pelo Hyperion utilizadas para comparação

Na região selecionada para o mapeamento da vegetação, foi evidenciada uma formação vegetal, formalmente classificada como Floresta Ombrófila Densa (BRASIL, 1977c; IBGE, 1992), mas que denota padrões espectrais análogos tanto às Florestas Ombrófilas Densas quanto as Campinaranas, podendo ser apontada como uma formação transicional de grande expressão na área de estudos, tal formação está situada nas colinas residuais rebaixadas sobre Latossolos Amarelos distróficos.

De acordo com os resultados obtidos com base na análise quantitativa das curvas espectrais, foi possível notar que ocorre um aumento constante na absortância das formações vegetais conforme a transição das feições mais densas para aquelas mais esparsas, ou seja, das Florestas Ombrófilas Densas para Campinaranas. Tal condição justifica a aplicação de bandas capazes de segmentar as formações vegetais de acordo com a concentração de água nos dosséis e no solo.

Nas Figuras 47a e b, estão ilustrados os diagramas de dispersão para as classes de interesse e na Figura 48 o diagrama geral de distribuição dos dados com as densidades dos valores espectrais. Esta etapa mostrou-se importante, pois permitiu uma compreensão mais detalhada da distribuição espacial dos alvos de acordo com seus atributos espectrais, possibilitando inferir a precisão dos ROI's selecionados na imagem (Anexo C; Figura A.3b), os quais permitiram a aplicação de classificadores supervisionados.

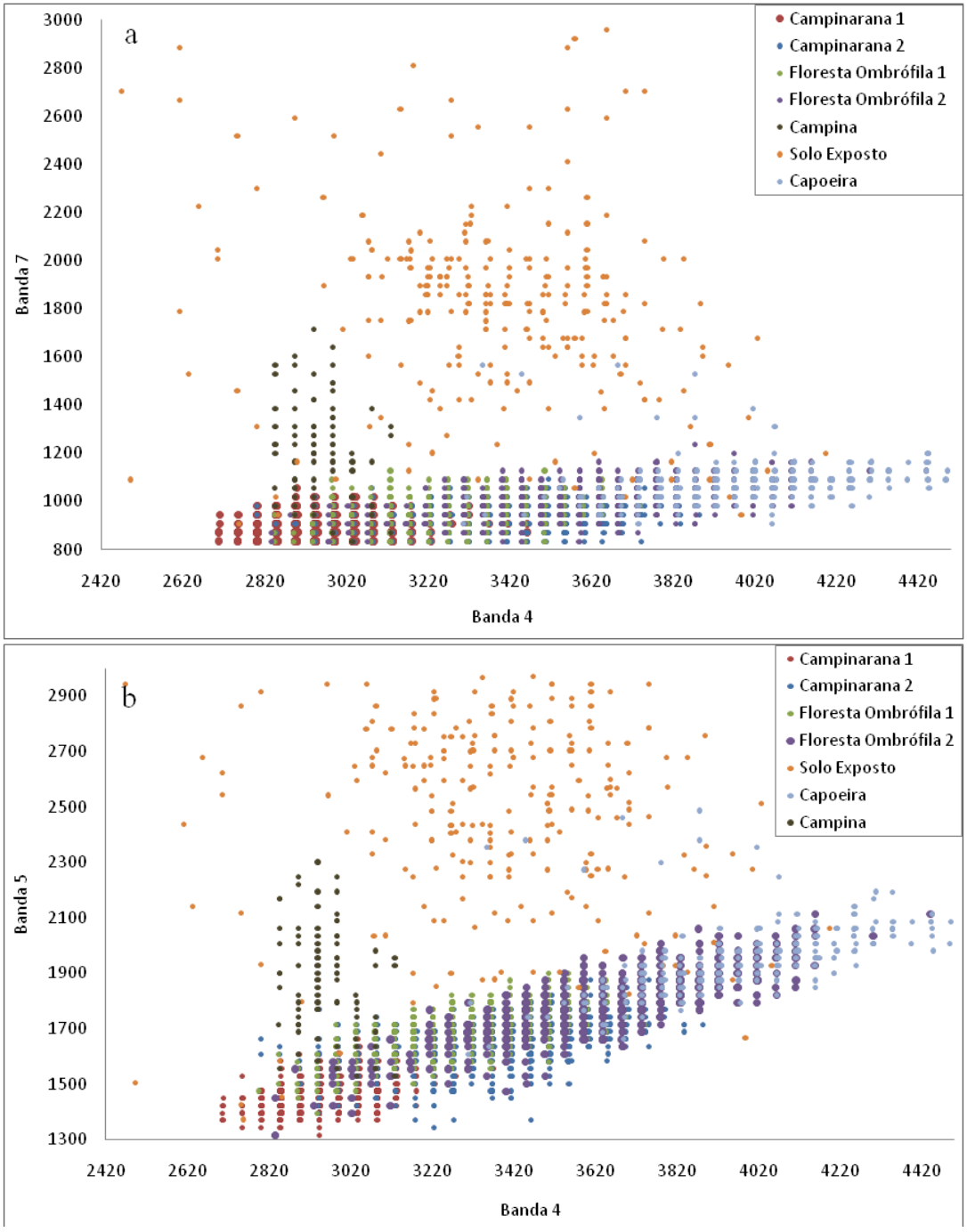


Figura 47 - Diagrama de dispersão das classes de interesses visualizadas para as bandas do infravermelho próximo e médio. (a): Diagrama para as bandas Landsat ETM 4 e 7; (b): Diagrama para as bandas Landsat ETM 4 e 5

A partir dos gráficos (Figuras 45 e 46) foi possível notar que o atributo água permite maior separabilidade, devido aos baixos índices de reflectância em todo o espectro analisado para as formações Campinarana 1, Campinarana 2 e Campina. Os atributos Solo Exposto e Capoeira apresentaram grande dispersão devido a alta variabilidade de alvos pertencente à essas zonas. Com relação às formações vegetais houve um certo grau de confusão para as bandas ilustradas na Figura 48. Para uma análise mais apurada foram ainda visualizados na imagem, a partir da função *2D Sactter Plot* (disponível no SIG ENVI®), a distribuição dos pixels, o que permitiu concluir com mais clareza a grande interferência da água nas diferentes formações vegetais da área.

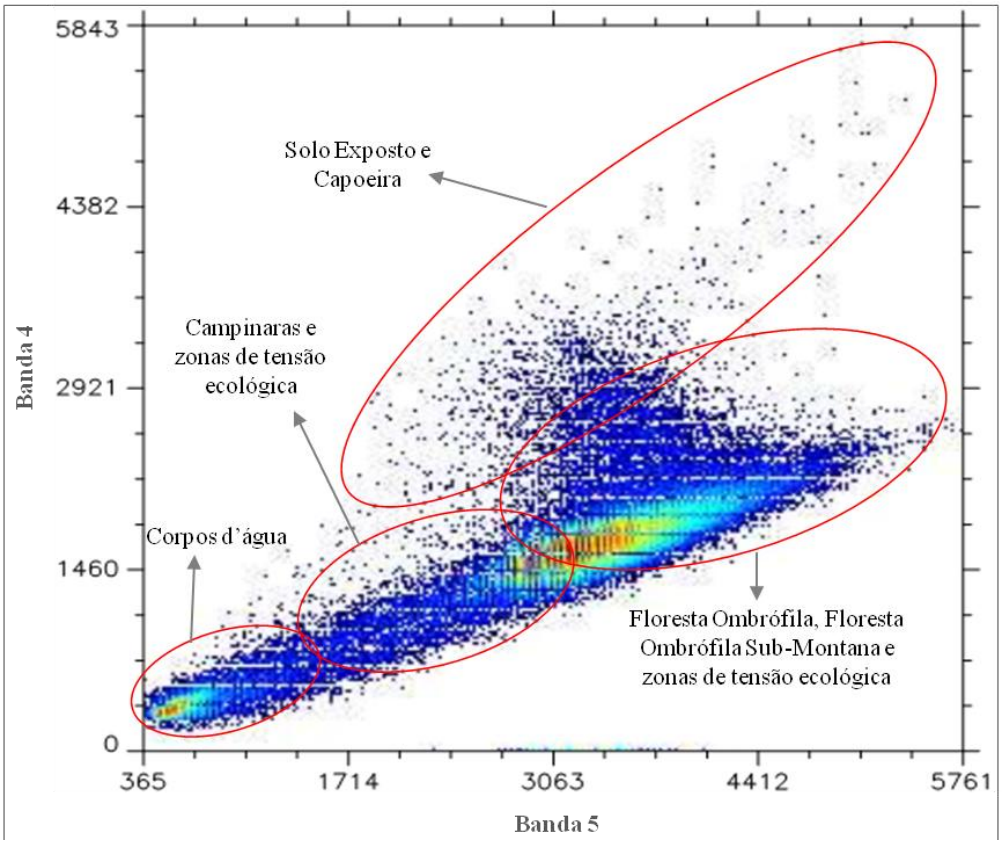


Figura 48 - Diagrama de dispersão para as bandas Landsat ETM 4 e 5, destacando onde se concentram, aproximadamente, as classes de interesse para o recorte da cena estudada. Os tons avermelhados representam maior concentração dos valores semelhantes enquanto os azulados representam menor concentração dos mesmos

Na Figura 48 é possível notar que as maiores freqüências de valores espectrais semelhantes estão concentradas nos alvos água e Floresta. As Florestas apresentaram grande dificuldade de segmentação devido a semelhanças espectrais entre as diferentes formações identificadas. É importante salientar que a classe Floresta Ombrófila 1, que será abordada com maior detalhe adiante, é extremamente diversificada espectralmente e apresenta proximidade

com a classe Campinarana 1, podendo indicar um processo de evolução das formações para biótipos mais oligotróficos.

Na Tabela 13 é apresentada a distância de Jeffries-Matusita, elaborada a partir das classes de interesse selecionada para a área de estudos. Com ela foi possível avaliar com mais precisão o índice de confusão entre as classes.

Tabela 13 - Distância de Jeffries-Matusita, obtida para os ROI's selecionados para a classificação supervisionada (Landsat ETM 7, bandas 2,3,4,5 e 7)

	Água	**Capoeira**	**Campina**	**Campinarana 1**	**Campinarana 2**	**Floresta Ombrófila 1**	**Floresta Ombrófila 2**	**Solo Exposto**
Água	0.000							
Capoeira	2.000	0.000						
Campina	2.000	1.997	0.000					
Campinarana 1	2.000	1.998	1.695	0.000				
Campinarana 2	2.000	1.832	1.915	1.681	0.000			
Floresta Ombrófila 1	2.000	1.730	1.993	1.979	1.166	0.000		
Floresta Ombrófila 2	2.000	**0.910**	1.998	1.992	1.507	**0.913**	0.000	
Solo Exposto	2.000	1.905	1.847	1.972	1.896	1.924	1.910	0.000

ROI – *region of interest*

Na Tabela 13 estão destacados em negrito os valores para as classes de interesse com maior associação. A Floresta Ombrófila 2 e a Capoeira apresentaram alta semelhança mas podem ser posteriormente segmentadas a partir de associação com a morfologia do terreno, visto que a formação vegetal das Florestas Ombrófilas Densas (Floresta Ombrófila 2) ocupa as zonas de colinas residuais enquanto a Capoeira (Vegetação Secundária) é freqüente nas regiões mais planas às margens do Rio Negro e próximo às estradas.

As formações de Floresta Ombrófila Densa (Floresta Ombrófila 2) e zonas de tensão ecológica – Campinarana Florestada\Floresta Ombrófila Densa (Floresta Ombrófila 1), apresentam alta semelhança devido a ocorrência de inúmeras espécies vegetais comuns às duas áreas de interesse (BRASIL, 1977c; VICENTINI, 2004). As zonas de tensão ecológica são apresentadas em RADAMBRASIL (BRASIL, 1977c) ocupando toda a região mapeada no presente trabalho, contudo, apesar de ocupar grande parte da área, elas puderam ser segmentadas tendo-se como base suas características espectrais. Algumas zonas de tensão ecológica podem ser mapeadas a partir de simples fotointerpretação, porém, formações

florestais fisionomicamente semelhantes podem exigir um levantamento florístico detalhado, para uma adequada espacialização. Feições não segmentadas através da classificação, foram editadas posteriormente a partir de edição matricial em ArcMap® (ESRI; ARCGIS, 2006), buscando-se um mapeamento mais detalhado.

O mapeamento desenvolvido no âmbito do presente projeto lida com escalas maiores que aquelas utilizadas em BRASIL (1977c). O nível de detalhamento foi maior e permitiu delimitar com precisão os limites entre as formações das Florestas e das Campinaranas. A região do Alto Rio Negro abrangida pela Folha SA-19-X-B, é marcada por grandes extensões de contatos edáficos, porém, o mapeamento realizado no âmbito do projeto RADAMBRASIL, não permitiu a segmentação adequada em escala regional de muitas dessas áreas de contato. Os contatos Campinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa são mais marcantes e ocupam metade da Folha SA-19-X-B. São evidentes também, em regiões mais elevadas, os contados Vegetação Pioneira/Floresta.

Como não houve um estudo fitossociológico para mapeamento em escala de detalhe, a taxonomia segue os parâmetros do manual técnico da vegetação brasileira (IBGE, 1992) com indicações de limites mais claros entre as formações vegetais e delimitação das sub-formações com base em padrões espectrais explorados em trabalhos anteriores (ROBERTS et al., 1998; ABRAÃO et al., 2008). Procurou-se, com esse mapeamento, relacionar padrões espectrais específicos com os tipos de solo.

O mapa adotado como base para a taxonomia da vegetação, foi elaborado pelo IBGE (2000), em escala regional de 1:250.000. Este mapa discrimina a vegetação ao nível de formação, não permitindo, para a área especificamente mapeada, a segmentação dos grupos vegetais elencados como ecótonos das Campinaranas Florestadas/Florestas Ombrófilas Densas. No momento da parametrização dos dados foi possível notar que as assinaturas espectrais dos alvos permitiam a diferenciação adequada entre as Florestas e as Campinaranas, porém, para uma determinada zona, a confusão espectral para essas duas formações foi alta e não pôde ser distinguida no mapa de 1:150.000 desenvolvido no âmbito do presente trabalho. A parametrização dos dados de acordo com a topologia adotada pelo IBGE (1992; 2000) é apresentada na Tabela14.

Tabela 14 - Parametrização dos alvos de acordo com a topologia estabelecida pelo IBGE (1992; 2000)

Alvos Previamente identificados	**Topologia final (IBGE, 1992; 2000).**
Água	Corpos d'água
Capoeira	Vegetação Secundária
Campinarana 1	Campinarana Florestada
Campinarana 2	Campinarana Arborizada
Floresta Ombrófila 1	Contato: Campinarana/ Floresta Ombrófila
Floresta Ombrófila 2	Floresta Ombrófila Densa Submontana[1]
Solo Exposto	Solo Exposto

[1]No texto essa formação é denominada Floresta Ombrófila Densa.

Como pode ser visto na Figura 49 (área delimitada pela linha preta tracejada), a classificação da composição Landsat ETM 7, permitiu maior detalhamento com relação aos mapeamentos da cobertura do solo realizados anteriormente nesta região (BRASIL, 1977c; IBGE, 2000), porém, a resolução espacial de 30 m, não foi suficiente para permitir o mapeamento com o nível de detalhe exigido para a extrapolação dos dados da grade de amostragem local. Neste sentido, o mapa regional das formações vegetais foi elaborado com base na composição IKONOS II, levando-se em consideração a topologia desenvolvida no âmbito do presente trabalho com base nos estudos espectrais das imagens Hyperion e Landsat ETM 7.

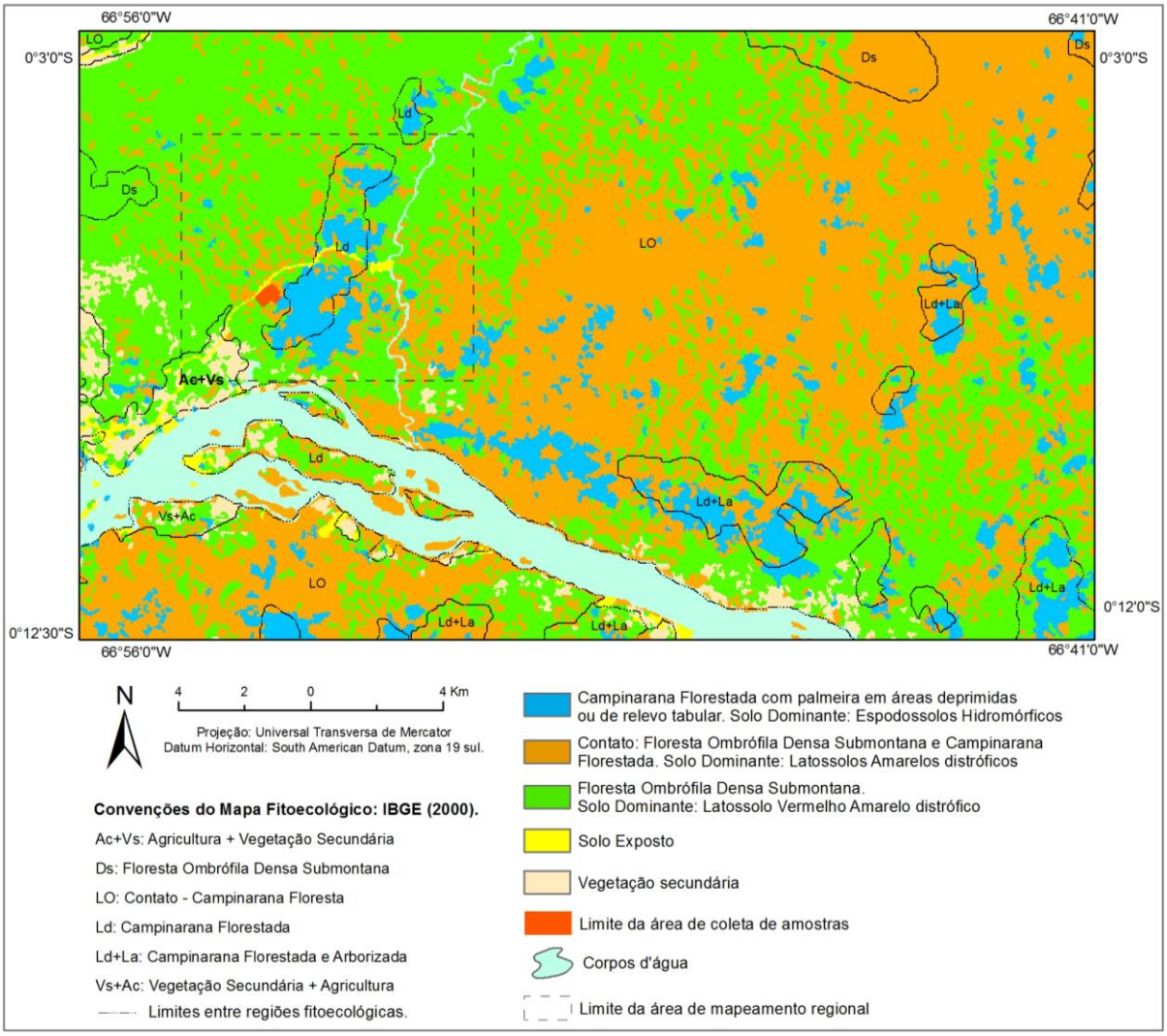


Figura 49 - Mapa da vegetação elaborado a partir de classificação supervisionada em composição Landsat ETM 7 das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, ilustrando, a partir de linhas pretas, os limites das zonas fitoecológicas mapeadas por IBGE (2000). Convenções cartográficas extraídas de IBGE (1992)

A composição IKONOS II foi classificada com base nos algoritmos *Spectral Angle Mapper* e ISODATA (classificação supervisionada e não supervisionada, respectivamente), porém, a partir de ambos os métodos, não foi possível segmentar adequadamente as formações vegetais em escala local. Isso ocorreu devido ao alto índice de confusão espectral entre as formações vegetais Floresta Ombrófila Densa e Campinarana Florestada, como já salientado anteriormente. A significativa cobertura de nuvens na área, no momento de aquisição da cena IKONOS II também provocou erros de classificação. Deve ser levada em conta ainda a baixa resolução espectral das bandas IKONOS II (três bandas espectrais) o que pode repercutir em baixa separabilidade espectral dos alvos de interesse (Tabela 15).

Tabela 15 - Matriz de correlação das bandas IKONOS

Bandas	Verde	IVP*	Vermelha
Verde	1,00		
IVP	0,48	1,00	
Vermelha	0,99	0,48	1,00

*Infravermelho próximo.

Para o caso das bandas Landsat ETM 7 utilizadas, foram aplicadas três bandas no espectro do Infravermelho (próximo e médio), como já foi salientado, permitindo diferenciação satisfatória entre as formações vegetais, como pode ser visto na Figura 45, devido a diferença na concentração de água nos dosséis e a estrutura interna da folha, para diferentes formações vegetais. No caso das imagens IKONOS II utilizadas, as bandas verde e vermelho correspondem ao espectro visível e a matriz de correlação (Tabela 15) confirma a alta semelhança espectral entre as mesmas. Sendo assim, a maior capacidade de diferenciação das formações vegetais foi atribuída à banda IVP, porém, uma correlação de 0,48 (Tabela 15) indica ainda um certo grau de semelhança entre a banda IVP e as bandas Verde e Vermelho.

Tabela 16 - Distância de *Jeffries-Matusita*, obtida para os ROI's apresentados na tabela (IKONOS II)

	Campinarana Florestada	Campinarana Arborizada	Água	Nuvem	Floresta Ombrófila	Solo Exposto
Campinarana Florestada	0,00					
Campinarana Arborizada	0,88	0,00				
Água	2,00	2,00	0,00			
Nuvem	2,00	1,99	2,00	0,00		
Floresta Ombrófila	0,74	1,66	2,00	2,00	0,00	
Solo Exposto	1,99	1,91	1,99	1,99	1,99	0,00

ROI – *region of interest*

A distância de Jeffries-Matusita (Tabela 16) também permitiu constatar confusão espectral entre as amostras. A menor capacidade de separabilidade espectral para as bandas IKONOS II adotadas foi evidenciada para os ROI's Floresta Ombrófila Densa e Campinarana Florestada, semelhante ao que foi constatado nas curvas de reflectância da vegetação obtidas a partir das imagens do sensor Hyperion e na análise da distância de Jeffries-Matusita para as bandas Landsat ETM 7 (Figura 45; Tabela 13, respectivamente). Embora os dois métodos aplicados (Figuras 50a e 50b) não tenham sido muito eficientes para a segmentação das

formações vegetais, a classificação supervisionada com base no mapeamento do ângulo espectral (*Spectral Angle Mapper - SAM*) de acordo com os ROI's adotados (Tabela 16), forneceu resultados mais próximos da realidade de campo (Figuras 50a e 50), porém, não resultou na precisão exigida para a correlação com os atributos pedológicos.

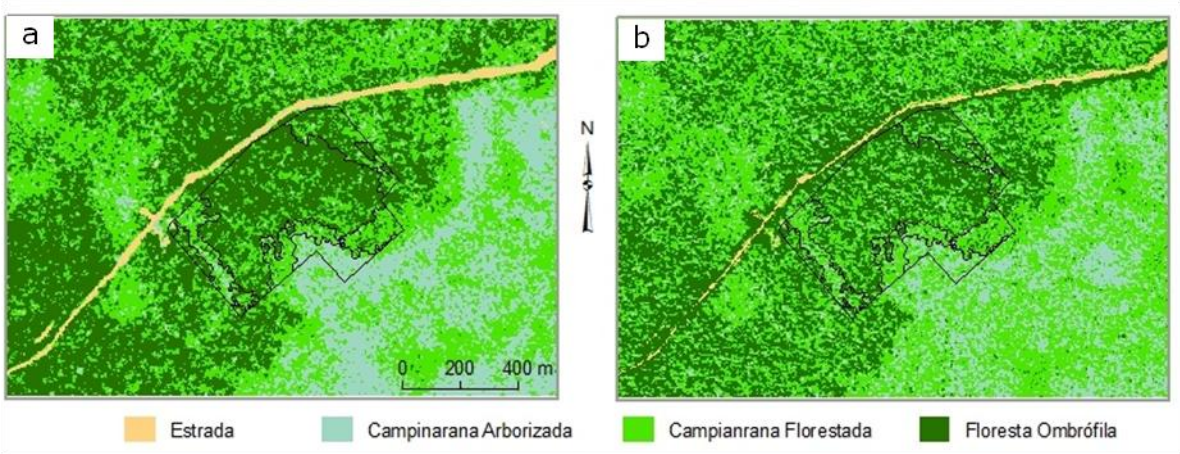


Figura 50 - (a): Resultado da classificação supervisionada com base no algoritmo *Spectral Angle Mapper;* (b): Resultado da classificação não supervisionada com base no algoritmo ISODATA. Linhas pretas sobreposta as imagens classificadas representam os limites das formações vegetais da área da grade de coleta de amostras. A área ilustrada nesta Figura está representada pela linha tracejada na Figura 52

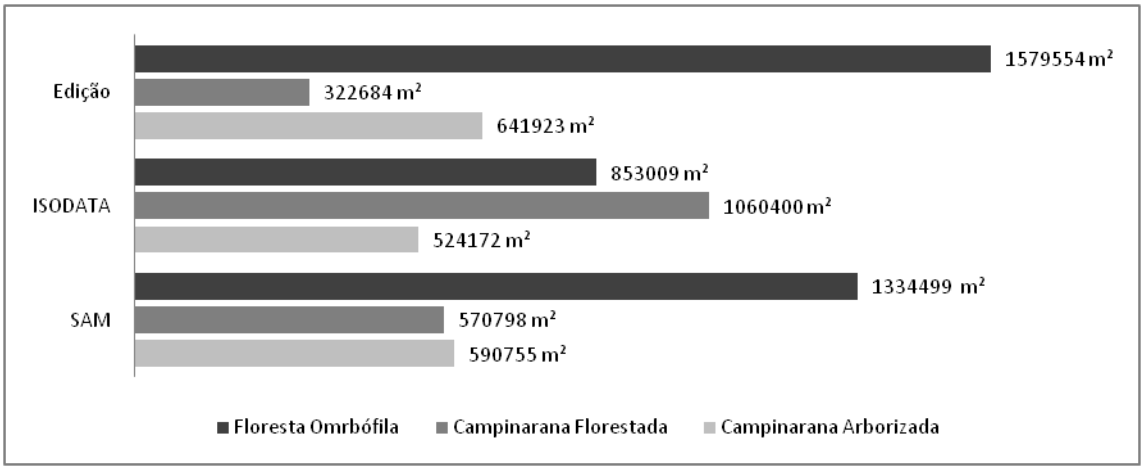


Figura 51 - Abrangência espacial (m²) das formações vegetais para a área ilustrada na Figura 50, de acordo com os algoritmos de classificação ISODATA e SAM, comparados à edição vetorial (Figura 52)

A classificação não supervisionada, baseada no algoritmo ISODATA, resultou em baixa capacidade de distinção entre os alvos, pois, houve grande confusão entre as formações vegetais Campinarana Florestada, Campinarana Arborizada e Floresta Ombrófila Densa, devido às razões já apontadas anteriormente. Como pode ser visto nas Figuras 50 e 51, tal algoritmo, superestimou a área de Campinarana Florestada e subestimou as outras, evidenciando o alto grau de confusão espectral entre as formações vegetais.

Considerando-se a baixa capacidade de distinção das formações vegetais com base nos classificadores supervisionados e não supervisionados, optou-se pela utilização do mapa vetorizado manualmente (Figura 52), procedeu-se a edição vetorial das formações vegetais com base nas imagens IKONOS II e Landsat ETM 7, resultando no mapa apresentado na Figura 52.

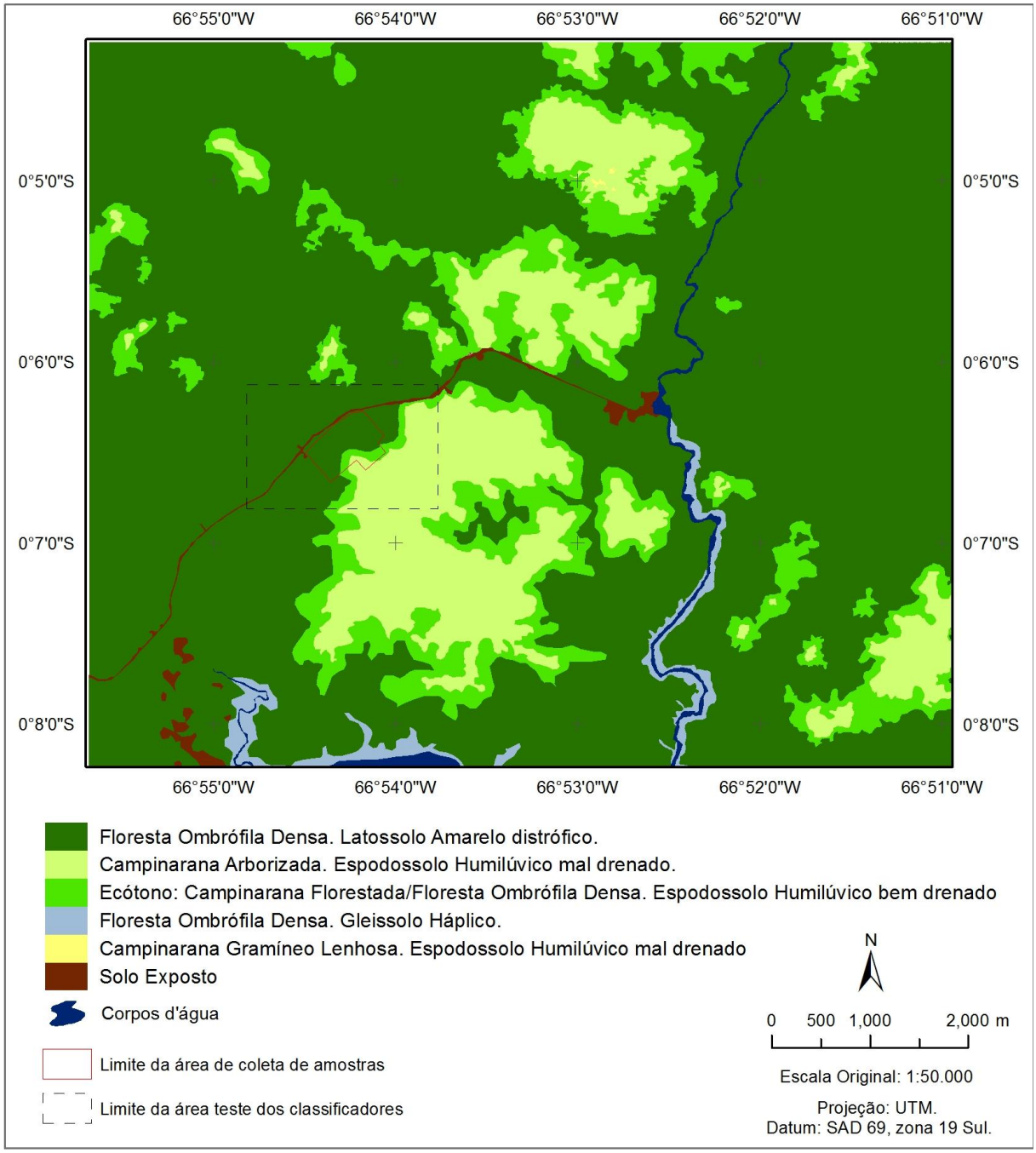


Figura 52 - Mapa final da cobertura vegetal para a área de extrapolação utilizado para o mapeamento das acumulações de argilas cauliníticas brancas

O mapa da Figura 52 ilustra as formações vegetais, permitindo a visualização em escala de detalhe máxima de 1:40.000, contemplando o detalhamento necessário para se

atingir os objetivos do presente trabalho. Tal mapa permitiu o entendimento do comportamento espacial das fitofisionomias dessa região, com diferentes condições geoambientais. Sua associação com a topografia da região permitiu a extrapolação dos depósitos de argilas cauliníticas brancas observados na área de coleta de amostras (Figura 37), como será visto adiante.

4.3.3. Mapeamento regional dos depósitos de argilas cauliníticas brancas

Para a espacialização regional dos depósitos de argilas cauliníticas brancas, tomou-se como base a posição topográfica (topos de colinas) e as formações vegetais (Camapinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa) associadas a tais depósitos, em escala local, como foi discutido no item 4.2.7. Neste sentido, foi necessária a segmentação destes aspectos em escala regional a partir da seleção das áreas de topos de morros associadas às formações vegetais transicionais entre o domínio das Florestas Ombrófilas e das Campinaranas.

4.3.3.1. Seleção automática das zonas de depósitos de argilas cauliníticas brancas

O método de segmentação das formas de relevo adotado, permitiu selecionar as regiões de topo de morro para posterior correlação com as formações vegetais, possibilitando a delimitação da distribuição lateral das prováveis zonas de ocorrência dos depósitos de argilas cauliníticas brancas. As zonas de topo de morro foram obtidas com base no algoritmo *TPI*® e posterior aplicação do método de segmentação por posicionamento das feições de declividade (JENNESS, 2006).

O *TPI*® forneceu resultados em forma de um índice que variou de 16 a -16, porém, tal variação é relativa e dependerá da abrangência espacial da área estudada e dos objetivos pretendidos. Para o caso do presente trabalho foi verificada tal variação devido ao número de amostras de vizinhança utilizadas para a geração do índice topográfico (interpolador circular com 250 m de raio[11]), ou seja, as cotas altimétricas vizinhas consideradas na iterpolação do *TPI*® estão distribuídas num raio de 250 metros a partir da amostra central. Foram ainda testados iterpoladores com diferentes raios, porém, o de 250 m foi mais adequado à seleção

[11] Por interpolador circular entende-se um interpolador em formato circular que irá selecionar pixels em um raio pré-estabelecido a partir de um valor de pixel central (centro do interpolador circular).

dos topos de morros, para o mapeamento realizado no presente trabalho (escala de publicação de 1:40.000).

Foram segmentadas as seguintes classes: interflúvios; baixa vertente; média vertente; alta vertente e topo de morros. Tais classes foram geradas com base na imagem SRTM de 20 m de resolução e a imagem obtida por meio da aplicação do *TPI*® (Figura 53a) resultando no mapa ilustrado na Figura 53b. Neste mapa é possível ver claramente as zonas de topo de colinas, com maior ocorrência na porção noroeste da área de estudos com presença de colinas residuais pouco entalhadas, intercaladas por interflúvios de fundo chato. Nas áreas de pediplanos (Espodossolos Humilúvicos mal drenados em zona de Campinarana Arborizada), as colinas ocorrem de forma esparsa, sendo possível notar que a classificação das formas de relevo, de acordo com o método adotado, resultou em grande freqüência de ocorrência de zonas de baixa vertente, o que condiz com a realidade topográfica local.

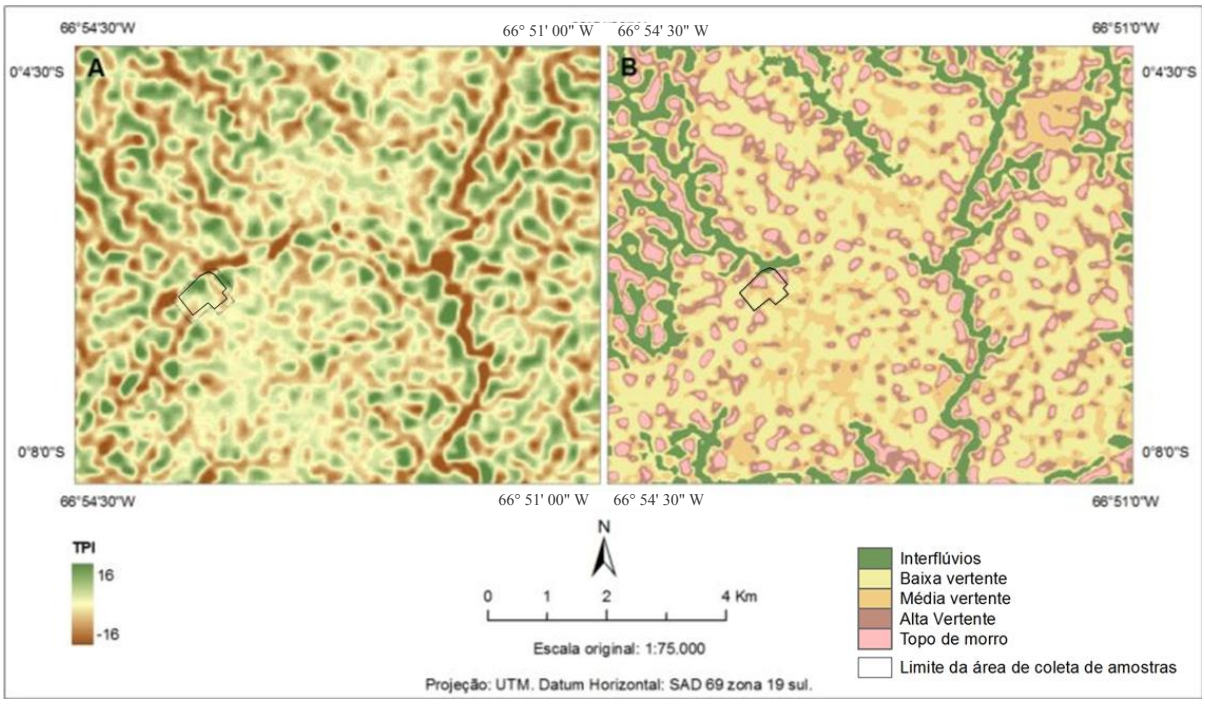


Figura 53 - (a): Imagem resultante da aplicação do *Topographic Position Index TPI*®; (b): Classificação da posição topográfica do relevo de acordo com Jenness (2006)

O mapa de posições topográficas das formas de relevo, derivado do *TPI*® (Figura 53b), possibilitou a segmentação de todos os topos de morro, porém, tais zonas precisaram ser particularizadas para o cruzamento com as formações vegetais de interesse (Camapinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa). Sendo assim, aplicou-se uma análise condicional que permitiu a segmentação de tais formas de relevo. Os topos de morro foram então convertidos em polígonos permitindo a aplicação de análises topológicas com relação às formações

vegetais. Tal análise permitiu selecionar as áreas de topo de morro associadas ao ecótono Campinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa (Figura 52).

Notou-se, de acordo com a espacialização lateral de tais depósitos, que as argilas cauliníticas brancas começam a ocorrer nos topos de morro ainda no domínio das formações vegetais das Florestas Ombrófilas Densas, onde ocorre o início da transição entre os Latossolos para os Espodssolos. Sendo assim, foi necessário considerar um *buffer* de aproximadamente 30 metros em direção à Floresta Ombrófila Densa, para o domínio do ecótono Camapinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa, buscando-se selecionar os topos de morros associados aos depósitos de argilas cauliníticas brancas. Desta forma, obteve-se como resultado o mapa apresentando na Figura 54. É importante salientar que o método automático de seleção também incluiu as áreas de topo de colinas desgastadas com altitude inferior àquelas analisadas no presente trabalho. Tais zonas têm menor probabilidade de ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas. Nesse contexto, as áreas de maior probabilidade de ocorrência desses depósitos estão ao norte da estrada ilustrada na Figura 54, onde foi evidenciado maior índice de entalhamento da drenagem.

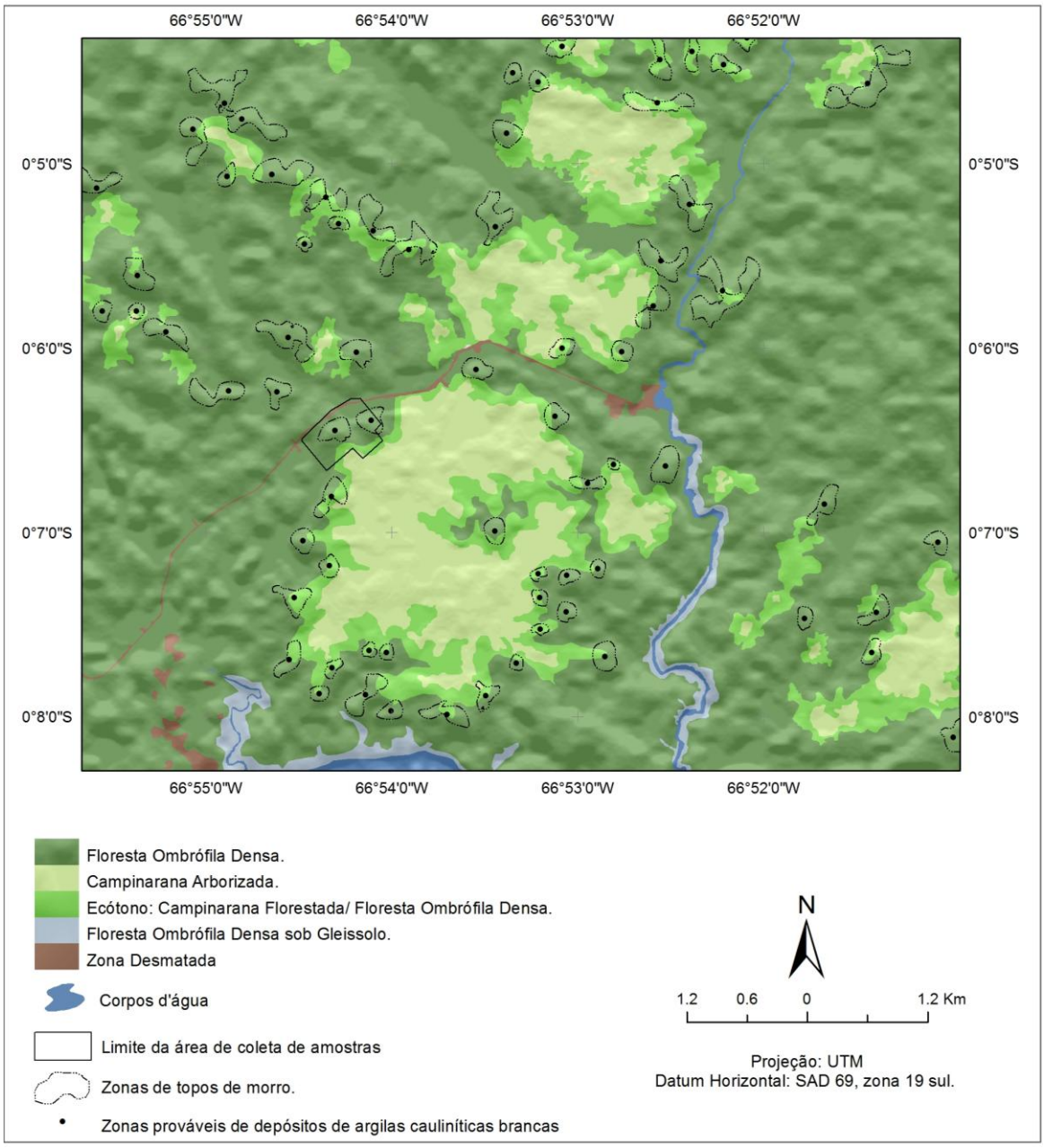


Figura 54 - Mapa ilustrando as zonas estimadas (pontos pretos) de acumulação de argilas cauliníticas brancas, considerando as áreas de topo de morro, que se intersectam com a formação vegetal ecótono Campinarana/Floresta Ombrófila densa

Como pode ser visto na Figura 54, os pontos de depósitos de argilas cauliníticas brancas delimitados no perímetro da área de coletas de amostra, coincidem com as áreas que foram mapeadas na espacialização local destes depósitos (Figura 37). Sendo assim, foi possível notar que o método de seleção automática das áreas de depósitos de argilas cauliníticas brancas foi eficiente, considerando que os processos geoquímicos responsáveis pela formação desses depósitos são evidenciados no topo das colinas residuais nas zonas de

transição entre os Latossolos e os Espodossolos associadas ao ecótono Campinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa.

A vegetação torna-se mais oligotrófica de acordo com o avanço no processo de podzolização e o relevo de colinas residuais dá lugar à pediplanos devido ao intenso processo de erosão geoquímica constatado nesta região (MONTES et al., 2007, 2011; ISHIDA, 2010). A freqüência de ocorrência de topos de colinas de acordo com as formações vegetais permitiu elucidar os efeitos da erosão geoquímica mostrando que tais colinas tendem ao desaparecimento completo com a intensificação da hidromorfia das áreas de Espodossolos Humilúvicos mal drenados. Tal conclusão partiu da análise de freqüência de ocorrência de colinas residuais de acordo com as diferentes formações vegetais apresentadas na Figura 52: Floresta Ombrófila Densa: 9,20 km² de área de colinas; Ecótono Campinarana Florestada/Floresta Ombrófila Densa: 2,29 km² de área de colinas; Campinarana Arborizada: 0,11 km² de área de colinas.

A evolução do relevo pode ser considerada o principal aspecto delimitador da distribuição dos depósitos de argilas cauliníticas brancas, permitindo sua origem em zonas geoambentais propícias. Nas zonas de transição do sistema pedológico Latotossolo/Espodossolo o processo de hidromorfia mais intenso permite a completa remoção dos óxidos de ferro e o incremento da espessura dos depósitos cauliníticos, destacando-se a importância da configuração do relevo que permite o estabelecimento de um sistema de drenagem livre que possibilita o rápido fluxo das soluções ácidas e hiperácidas que transportam o ferro e parte da sílica para a rede de drenagem. Com a evolução deste sistema a erosão geoquímica intensifica-se ocasionando o aplainamento do relevo e o confinamento da rede de drenagem, o que parece provocar o espessamento do horizonte Bh não propiciando condições favoráveis ao estabelecimento de depósitos de argilas cauliníticas brancas nas zonas de Espodossolos Humilúvicos mal drenados.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foram desenvolvidos estudos em duas escalas distintas. Um de detalhe, com coleta de amostras em uma área de 0,3km^2 e com pontos de amostragem eqüidistantes de 50m, e outo regional em área de 65km^2 com características geoambietais semelhantes àquelas observadas na zona de estudo detalhado. Buscou-se selecionar variáveis pedológicas (textura e cor do solo, concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro), topográficas e fitofisionômicas relacionadas às possíveis ocorrências de depósitos de argilas cauliníticas brancas.

A partir do estudo em escala local verificou-se que a textura do solo e a concentração de óxidos e oxidróxidos de ferro variam nos primeiros 100 cm de solo, na transição dos Latossolos para os Espodossolos, sugerindo possíveis zonas de ocorrências de depósitos de argilas cauliníticas brancas. Foi possível verificar, a partir da espacialização em superfície contínua dos atributos dos solos analisados e das correlações com a vegetação e com a topografia local, que os depósitos de argilas cauliníticas brancas estão limitados aos locais com condições pedológicas específicas, o que permite a identificação indireta através do estudo dos padrões espectrais da vegetação e da morfologia do terreno.

Diante das observações em escala local, das correlações entre os atributos pedológicos com o relevo e com a vegetação, foi possível realizar a extrapolação das zonas de ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas para escala regional. Nesta escala, os resultados mostraram que a ocorrência de tais depósitos limita-se a condições geoambientais, intimamente associadas com o regime hídrico e com a topografia da região, que permitem sua formação e provável desaparecimento com a evolução dos processos de hidromorfia, devido à erosão geoquímica e conseqüente aplainamento das colinas residuais.

Em síntese, foi verificado que os depósitos de argilas cauliníticas brancas ocorrem em condições geoambientais específicas associadas aos topos de colinas residuais, na transição entre o sistema pedológico Latossolo/Espodossolo associados à fitofisionomias transicionais entre as formações da Floresta Ombrófila Densa e da Campinarana.

Com base na metodologia adotada no presente trabalho, constatou-se que foi possível estimar as características geoambientais associadas à ocorrência de depósitos de argilas cauliníticas brancas a partir de observações locais. Em trabalhos futuros pretende-se realizar sondagens nas áreas pré-selecionadas neste estudo para verificar a eficácia do mapeamento regional destes depósitos, corroborando com a metodologia apresentada no presente trabalho.

REFERÊNCIAS

ABRAÃO, M.; BANIWA, J. C.; NELSON, B. W.; ANDRELLO, G.; YU, D. W.; SHEPARD, G. H. ethnobotanical ground-truthing of baniwa landscape knowledge in the white-sand campinarana forests of the upper Rio Negro, Brazil. **Journal of Biogeography**, Oxford, v. 35, p. 2237-2248, 2008.

ANDERSON, B. A. White-sand vegetation of Brazilian Amazonia. **Biotropica,** Washington, DC, v. 13, n. 3, p. 199-210, 1981.

ANDERSON, H. A.; BERROW, M. L.; FARMER, V. C.; HEPBURN, A.; RUSSELL, J. D.; WALKER, A. D. A reassessment of podzol formation processes. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 33, n. 1, p. 125-136, 1982.

ANTUNES, M. A. H.; FREIRE, R. M. B.; BOTELHO, A. S.; TONIOLLI, L. H. Correções atmosféricas de imagens de satélites utilizando o Modelo 6S. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA, 21., 2003, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Cartografia, 2003.

ARENARE, B. S. **Estudo da estrutura, morfologia e mineralogia de um sistema de solos laterítico-podzolizado na bacia do Alto Rio Negro – AM**. 2007. 155 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro, 2007.

ASRAR, G. **Theory and applications of optical remote sensing**. New York: John Wiley & Sons, 1989. 734 p.

BARRÓN, V.; TORRENT, J. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil color. **Journal of Soil Science,** Oxford, v. 37, p. 499-510, 1986.

BECKER, B. K. Síntese do processo de ocupação da Amazônia: lições do passado e desafios presentes. In: BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Coordenação da Amazônia. **Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia**. Brasília, DF: MMA, 2001. p. 5-28.

BISPO, P. C.; VALERIANO, M. M.; KUPLICH, T. M. Análise geomorfométrica como subsídio ao mapeamento da vegetação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 1607-1613.

BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie: I – Prise en compte de l'organisation bidimensionelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance dês sols. **Cahiers ORSTOM, Séries Pédologie**, Paris, v. 19, n. 4, p. 309-321, 1982.

BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRITSCH, E.; PAQUET, H. Géochimie des paysages: le rôle des couvertures pédologiques. In: PAQUET, H.; CLAUER, N. (Ed.). **Sédimentologie et géochimie de la surface**: colloque à la mémoire de Georges Millot. Paris: Académie des Sciences, 1994. p. 55-76.

BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRITSH, E.; PAQUET, H. Geochemical processes in tropical landscapes: role of the soil covers. In: PAQUET, H.; CLAUER, N. (Ed.). **Soils and sediments - mineralogy and geochemistry.** Heidelberg: Springer-Verlag, 1997. p. 67-96.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.19 –Içá-AM**: Geomorfologia. Rio de Janeiro, 1977a. p. 125-180. (Levantamento dos Recursos Naturais, 14).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.19 –Içá-AM**: Pedologia. Rio de Janeiro, 1977b. p. 181-237. (Levantamento dos Recursos Naturais, 14).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.19 –Içá-AM**: Vegetação. Rio de Janeiro, 1977c. p. 297-396. (Levantamento dos Recursos Naturais, 14).

BRAVARD, S.; RIGHI, D. Geochemical differences in an oxisol-spodosol toposéquence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 44, p. 29-42, 1989.

BRUNIG, E. F. Stand structure, physiognomy and environmental factors in some lowland forests in Sarawak. **Tropical Ecology**, Varanas, v. 11, p. 26-43, 1970.

BUENO, G. T. **Appauvrissement et podzolisation des latérites du bassin du Rio Negro et genèse des Podzols dans le haut bassin amazonien**. 2009. 193 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), Instituto de Geografia, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), Paris, 2009.

BURGESS, T. M.; WEBSTER, R. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, I. The semivariogram and punctual kriging. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 31, p. 315-331, 1980.

CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas: IAC, 1986. 94 p. (Boletim Técnico, 106).

CAMARGO, E. C. G. Geoestatística: fundamentos e aplicações**.** In: CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S.; MEDEIROS, J. S. (Ed.). **Geoprocessamento em projetos ambientais**. 2. São José dos Campos: INPE, 1998. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/gis_ambiente/5geoestat.pdf> Acesso em: 01 fev. 2010.

CHAUVEL, A.; BOCQUIER, G.; PEDRO, G. Géochimie de la surface et formes du relief III. Les mécanismes de la disjonction des constituants des couvertures ferrallitiques et l’origine de la zonalité des couvertures sableuses dans les régions intertropicales de l’Afrique de l’Ouest. **Sciences Géologiques, Bulletin**, Strasbourg, v. 30, p. 255-263, 1977.

CHAUVEL, A.; LUCAS, Y.; BOULET, R. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. **Experientia**, Basel, v. 43, p. 234-241, 1987.

CHAVEZ, P. S. J. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multi-spectral data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 24, p. 459-479, 1988.

CHIG, L. A.; COUTO, E. G.; NOVAES, J. P. F.; RODRIGUES, L. C. M.; JOHNSON M. S.; WEBER, O. L. S. Distribuição espacial da granulometria, cor e carbono orgânico do solo ao longo de um transecto em microbacias na Amazônia meridional. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 38, n. 4, p. 715-722, 2008.

COSTA, C. A. G.; TEIXEIRA, A. S.; ANDRADE, E. M.; LUCENA, A. M. P.; CASTRO, M. A. H. Análise da influência vegetacional na altimetria dos dados SRTM em bacias hidrográficas no semiárido. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 41, n. 2, p. 222-230, 2010.

CRÓSTA, A. P. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. Campinas, SP: IG/UNICAMP, 1992. 170 p.

DUBROUECQ, D.; VOLKOFF, B. From oxisols to spodosols and histosols: evolution of the soil matles in the Rio Negro Basin (Amazonas). **Catena**, Amsterdam, v. 32, p. 245-280, 1998.

DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B.; FAURE, P. Les couvertures pédologiques à Podzols du Bassin du Haut Rio Negro. **Étude et Gestion des Sols**, Bondy, v. 6, p. 131-153, 1999.

DUCKE, A. Plantes nouvelles ou peu connues de la region amazonienne. **Arquivos do Jardim Botânico do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, v. 3, p. 2-269, 1922.

ESRI. **ArcGIS version 9.3**. Redlands, CA: ESRI Press, 2006. 435 p.

ESRI. **ArcGIS 9.2.** Desktop Help. Redlands, CA: ESRI Press, 2007. Disponível em: <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/>. Acesso em: 29 ago. 2010.

FANSHAWE, D. B. Coppice with standards. **Forestry News**, Northern Rhodesia, n. 13, 1956.

FERNANDES, R. B. A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; FONTES, M. P. F. Quantificação de óxidos de Ferro de Latossolos Basileiros por Espectroscopia de Reflectência Difusa. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 28, p. 245-257, 2004.

FREITAS, I. M.; PEREIRA, O. J. R.; BUENO, G. T.; MAGAROTTO, M. G. **Carta imagem de São Gabriel da Cachoeira**. São Paulo: UNESP/IGCE/CEAPLA, 2006. 1 mapa. Escala 1:180.000.

FRITSCH, E.; BOCQUIER, G.; BOULET, R.; DOSSO, M.; HUMBEL F. X. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. **Cahiers ORSTOM, Séries Pédologie**, Paris, v. 22, n. 4, p. 361-395, 1986.

FRITSCH, E.; MELFI, A. J. **Programme dylat Amazonie**. Version française: Organization et fonctionemment hydro-bio-géochimique des couvertures latéritique d'Amazonie. (1. Fiche tématique 2. Programme de recherche et 3. Annexes). Versão portuguesa: Organização e funcionamento hidrobiogeoquímico das coberturas lateríticas da Amazônia. (1. Ficha temática 2. Programa de pesquisa e 3. Anexos). São Paulo: ORSTOM, 1996. 23 p.

FRITSCH, E.; MONTES, C. R.; BOULET, R.; MELFI, A. J.; BALAN, E. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 56, p. 203-218, 2002.

GAUSMAN H. W. **Plant leaf optical properties in visible and near-infrared light**. Austin, TX: Texas Tech University, 1985. 78 p.

GEOEYE. GeoEye: inovative geospatial products & solutions provider. Herndon, VA, 2010. Disponível em: <http://www.geoeye.com>. Acesso em: 20 jan. 2010.

GIBSON, P. J.; POWER, C. H. **Introductory remote sensing**: digital image processing and applications. New Jersey: Taylor & Francis, 2000. p. 58-63.

GROHMANN, C. H. Resampling SRTM 03" data with kriging. **GRASS/OSGeo News,** Vancouver, v. 4, p. 20-25, 2006.

GUIMARÃES, E. C. **Variabilidade espacial da umidade e da densidade do solo em um Latossolo Roxo**. 1993. 193 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1993.

HOFFER, A. M. Biological and physical considerations in applying computer-aided analysis techniques to remote sensor data, In: SWAIN, P. H.; DAVIS, S. M. (Ed.). Remote sensing: the quantitative approach. New York: McGraw-Hill Book Company, 1978. p. 227-289.

HUIJBREGTS, C. J. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: DAVIS, J. C.; McCULLAGH, M. J. (Ed.). **Display and analysis of spatial data**. New York: John Wiley, 1975. p. 38-53.

HURST, V. J. Visual estimation of iron in saprolite. Geological Society of America Bulletin, New York, v. 88, p. 174-176, 1977.

IBGE. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, 1992. 92 p. (Manuais Técnicos em Geociências).

IBGE. Diretoria de Geociências (DGC). Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais (CREN). **Mapas georreferencias de recursos naturais**. Escala 1: 250:000, formato digital: shp. Rio de Janeiro, 2000. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas/banco_dados_georeferenciado_recursos_naturais/>. Acesso em: 25 jun. 2010.

IDL. **Atmospheric Correction Module**: QUAC and FLAASH User's Guide. Boulder, CO: ITT, Visual Information Solutions, 2009. Disponível em: <http://www.envi.com.br/index.php?link=Atmospheric_Correction> Acesso em: 22 set. 2010.

INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, DGI. **Catálogo de imagens**. São José dos Campos, 2010. Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/> Acesso em: 10 jul. 2010.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied geostatistics**. New York: Oxford University Press, 1989. 561 p.

ISHIDA, D. A. **Caracterização e gênese de solos e depósitos de caulim associado, São Gabriel da Cachoeira - AM**. 2010. 170 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

JENNESS, J. **Topographic Position Index extension for ArcView 9.3**. Flagstaff, AZ: Jenness Enterprises, 2006. Toolbox para ArcGIS 9.3: Topographic Position Index; Slope Position Maps.Disponível em: <http://www.jennessent.com/arcview/tpi.htm> Acesso em: 2 maio 2011.

JOHNSTON, K.; VER HOEF, J. M.; KRIVORUCHKO, K.; LUCAS, N. **Using ArcGIS Geostatistical Analyst**. San Diego, CA: ESRI, 2001. Disponível em: <http://www.esri.com /software/arcgis/extensions/geostatistical/index.html> Acesso em: 01 abr. 2011.

KLINGE, H. Podzol soils in the Amazon Basin. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 16, p. 95-103, 1965.

KLINGE, H.; MEDINA, E. Rio Negro Caatingas and Campinas, Amazonas States of Venezuela and Brazil. In: SPECHT, R. L. (Ed.). **Heathlands and related shrublands of the world**. Amsterdam: Elsevier, 1979. p. 483-488.

KNIPLING, E. B. Physical and physiological basis for the reflectance of visible and Near-infrared radiation from vegetation. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 1, p. 155-159, 1970.

KOSMAS, C. S.; CURI, N.; BRYANT, R. B.; FRANZMEIER, D. P. Characterization of iron oxide minerals by second derivative visible spectroscopy. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 401-405, 1984.

KUBOTA, Y.; MURATA, H.; KIKUZAWA, K. Effects of topographic heterogeneity on tree species richness and stand dynamics in a subtropical forest in Okinawa Island, southern Japan. ***Journal of Ecology***, Oxford, v. 92, p. 230-240, 2004.

LANDIM, P. M. B.; STURARO, J. R. Krigagem indicativa aplicada à elaboração de mapas probabilísticos de riscos. Rio Claro: UNESP, IGCE, DGA, Laboratório de Geomatemática, 2002. 19 p. (Texto Didático, 6). Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/ aplicada/textodi.html>. Acesso em: 25 maio 2009.

LIEBERMAN, M.; LIEBERMAN, D.; HARTSHORN, G. S.; PERALTA, R. Small-scale altitudinal variation in lowland wet tropical forest vegetation. ***Journal of Ecology***, Oxford, v. 73, p. 505-516, 1985.

LUCAS, Y. **Systémes pédologiques en Amazonie brésilienne.** Équilibres, déséquilibres et transformations. 1989. 157 p. Tèse (PhD) - Universidade de Poitiers, Paris, 1989.

LUCAS, Y.; BOULET, R.; CHAUVEL, A.; VEILLON, L. Systémes sols ferralitiquespodzols en région amazonienne. In: RIGHI, D.; CHAUVEL, A. (Ed.). **Podzols et podzolization**. Paris: AFES; INRA, 1987. p. 53-65.

LUCAS, Y.; CHAUVEL, A.; BOULET, R.; RANZANI, G.; SCATOLINI, F. Transição latossolos-espodossolos sobre a Formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 8, p. 325-335, 1984.

LUCAS, Y.; NAHON, D.; CORNU, S.; EYROLLE, F. Genèse et fonctionnment des sols en milieu équatorial. **Comptes Rendus de l' Académie des Sciences**. Série II A, Paris, v. 322, p. 1-16, 1996.

MAFRA, A. L. **Organização e pedogênese de um sistema latossolo-podzol na região do alto rio Negro, Amazonas**. 2000. 161 p. Tese (Doutorado em Solos) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2000.

MALENGREAU, N.; BEDIDI, A.; MULLER, J. P.; HERBILLON, A. J. Spectroscopic control of iron oxide dissolution in two ferralitic soils. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 47, n. 1, p. 13-20, 1996.

MCKEY, D.; WATERMAN, P. G.; MBI, C. N.; GARTLAN, J. S.; STRUHSAKER, T. T. Phenolic content of vegetation in two African rain forests: ecological implications. **Science**, Washington, DC, v. 202, p. 61-64, 1978.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionitecitrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals, Lawrence, v. 7, p. 317-327, 1958. Apresentado ao National Clay Conference, 7., Washington, DC, 1958.

MIRANDA, E. E. (Coord.). **Brasil em relevo.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Imagens SRTM: Mosaicos de acordo com carta internacional ao milionésimo, Resolução espacial: 90 m. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 21 jan. 2010.

MONTES, C. R.; LUCAS, Y.; MELFI, A. J.; ISHIDA, D. A. Systèmes sols ferrallitiques-podzols et genèse des kaolins / Ferralsols–podzols soil systems and kaolin genesis. **Comptes Rendus. Géoscience**, Paris, v. 339, n. 1, p. 50-56, 2007.

MONTES, R.; LUCAS, Y.; PEREIRA, O. J. R.; ACHARD, R.; GRIMALDI, M.; MELFI, A. J. Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols. **Biogeosciences**, Göttingen, Germany, v. 8, p. 113-120, 2011.

MONTES, C. R.; MELFI, A. J.; CARVALHO, A.; VIEIRA-COELHO, A. C.; FORMOSO, M. L. L. Genesis, mineralogy and geochemistry of kaolin deposits of the Jari River, Amapá State, Brazil. **Clays and Clay Minerals,** Lawrence, v. 50, n. 4, p. 494-503, 2002.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. Viçosa: Editora UFV, 2005. 320 p.

MOURÃO, M.; XAUD, H. A. M.; ARCO-VERDE, M. F.; TONINI, H.; MOURA NETO, M. A. **Precipitação pluviométrica em áreas de transição savana-mata de Roraima**: campos experimentais Serra da Prata e Confiança. Boa Vista: Embrapa Roraima, 2003.

MUNSELL SOIL COLOR COMPANY. Munsell soil color charts. Baltimore, 1975. v. 1, 117 p.

NAPOLEÃO, M. C.; LINGNAU, C.; ANTUNES, A. F. B. A Influência dos métodos de reamostragem na fusão de imagens Landsat-5 TM e SPOT Pancromática. In: II COLÓQUIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS, 2., 2001, Curitiba. Anais... Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2001. 1 CD-ROM.

NASA/SDHU. **Landsat hand book**. (Manual Técnico: Missão Landsat, NASA). Washington, DC, 2005. Disponível em: <http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html> Acesso em: 13 ago. 2010.

NASCIMENTO, N. R.; BUENO, G. T.; FRITSCH, E.; HERBILLON, A. J.; ALLARD, T.; MELFI, A. J.; ASTOLFO, R.; BOUCHET, H.; LI, Y. Podzolization as a deferralitization process: a study of an Acrisol-Podzol sequence derived from Paleozoic sandstones in the northern upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 55, n. 3, p. 523-538, 2004.

NASCIMENTO, N. R.; FRITSCH, E.; BUENO, G.T.; BARDY, M.; GRIMALDI, C.; MELFI, A. J. Podzolization as a deferralitisation process: dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol-Podzol sequence of the upper Amazon Basin. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 59, n. 1, p. 911-924, 2008.

OLIVEIRA, A. A.; DALY, D. C.; VICENTINI, A.; COHN-HAFT, M. Florestas Sobre Areia: Campinaranas e Igapós. In: OLIVEIRA, A. A.; DALY, D. C. **As florestas do Rio Negro**. São Paulo: Cia. Das Letras; UNIP, 2001. cap. 2, p. 285-289.

PARADELLA, W. R.; SILVA, M. F. F.; ROSA, N. A.; KUSHIGBOR, C. A. A geobotanical approach to the tropical rain Forest environment of the Carajás Mineral Province (Amazon Region, Brazil), based on digital TM data and DEM data. **International Journal of Remote Sensing**, London, v.15, n. 8, p. 1633–1648, 1994.

PATEL-SORRENTINO, N.; LUCAS, Y.; EYROLLE, F.; MELFI, A. J. Fe, Al and Si species and organic matter leached off a ferrallitic and podzolic soil system from Central Amazonia. **Geoderma,** v. 137, p. 444-454, 2007.

PAX-LENNEY, M.; WOODCOCK,C. E.; MACOMBER, S. A.; GOPAL, S.; SONG, C. Forest mapping with a generalized classifier and Landsat TM data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 77, n. 3, p. 241-250, 2001.

PEREIRA, O. J. R. Estudo da cobertura vegetal na alta bacia do Rio Negro como Indicador da Distribuição de Classes Pedológicas com o Auxílio de Imagens Orbitais e SIG. In: SEMINÁRIO REGIONAL DE GEOPROCESSAMENTO, 1., 2008, Rio Claro. Anais... São José dos Campos: INPE, 2008. 1 CD-ROM.

PIRES, J. M.; PRANCE, G. T. The vegetation types of the Brazilian Amazon. In: PRANCE, G. T.; LOVEJOY; T. E. (Ed.). **Key environments**: Amazonia. Oxford: Pergamon Press, 1985. p. 109-145.

PRANCE, G. T.; SCHUBART, H. O. R. Nota preliminar sobre a origem das campinas abertas de areia branca do baixo rio Negro. **Acta Amazônica,** Manaus, v. 7, p. 567-569, 1978.

RIBEIRO, S. P. C. **Extração de atributos de imagens de radar polarimétrica para classificação de padrões de recursos naturais**. 1997, 251 f. Tese (Mestrado em Computação) – Instituto de Computação, Universidade de Campinas (UNICAMP), Campinas, 1997.

RICHARDS, P. W. **The tropical rainforests**: an ecological study. 2. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 559 p.

RIGHI, D.; BRAVARD, S.; CHAUVEL, A.; RANGER, J.; ROBERT, M. In situ study of soil processes in an Oxisol-Spodosol sequence of Amazonia (Brazil). **Soil Science**, New Brunswick, v. 150, n. 1, p. 438-445, 1990.

ROBERTS, D. A.; NELSON, B. W.; ADAMS, J. B.; PALMER, F. Spectral changes with leaf aging in Amazon Caatinga. **Trees**, Heidelberg, v. 12, p. 315-325, 1998.

SAMPAIO, A. J. **Fitogeografia do Brasil**. São Paulo: Editoria Nacional, 1945. 372 p.

SANTO, R. L. E. **Caracterização e mapeamento da vegetação e uso do solo da reserva extrativista do baixo Jaruá, Amazonas.** 2007, 94 f. Tese (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2007.

SCHEINOST, A. C.; CHAVERNAS, A.; BARRÓN, V.; TORRENT, J. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, Lawrence, v. 46, p. 528-536, 1998.

SINCLAIR, T. R.; HOFFER, R. M.; SCHREIBER, M. M. Reflectance and internal structure of leaves from several crops during a growing season. **Agronomy Journal**, Madison, v. 63, p. 864-868, 1971.

SILVEIRA, M. **Vegetação e flora das Campinaranas do Sudeste Amazônico**. Rio Branco: Universidade Federal do Acre, 2003. 26 p.

SOLLINS, P. Factors influencing species composition in tropical lowland rain forest: does soil matter? ***Ecology***, Brooklyn, v. 79, p. 23-30, 1988.

SONG, C.; WOODCOCK, C. E.; SETO, K. C.; LENNEY, M. P.; MACOMBER, S. C. Classification and hange detection using Landsat TM data: when and how to correct atmospheric effects?. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 75, n. 2, p. 230-244, 2001.

TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; Van SCHMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P. N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. **International Geology Review**, Washington, DC, v. 38, n. 2, p. 1161-175, 1996.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, Ottawa, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TORRENT, J.; BARRÒN, V. Laboratory measurement of soil color: theory and practice. In: SSSA. **Soil color**. Madison, 1993. p. 21-33. (Special Publication, 31).

TOUSSAINT, G. T. Some inequalities between distance measures for feature evaluation. **IEEE Transactions on Computers**, New York, v. 21, n. 4, p. 409-410, 1972.

TRW. SPACE DEFENSE AND INFORMATION SYSTEM. **EO-1/ Hyperion Science Data User's Guide, Level 1B**. Redondo Beach, CA, 2001. 60 p. (CAGE, 11982).

TUOMISTO, H.; RUOKOLAINEN, K.; KALLIOLA, R.; LINNA, A.; DANJOY, W.; RODRIGUEZ, Z. Dissecting Amazonian biodiversity. **Science**, Washington, DC, v. 269, p. 63-66, 1995.

USDA. Natural Resources Conservation Service. Soil Survey Staff. **Soil Taxonomy**: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2. Washington, DC, 1999. 869 p. (Agriculture Handbook, 436).

USGS. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. Reston, VA, 2010. Disponível em: <http://eros.usgs.gov/> Acesso em: 10 jul. 2010.

VALERIANO, M. M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul.** São José dos Campos: INPE, Coordenação de Ensino, Documentação e Programas Especiais, 2004. 72 p.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis geomorfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. 2005. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. Anais... São José dos Campos: INPE, 2005. p. 3595-3602.

VELOSO, H. P.; RANGEL, F. A. L.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991. 124 p.

VICENTINI, A. A vegetação ao longo de um gradiente edáfico no Parque Nacional do Jaú. In: BORGES, S. H.; IWANAGA, S.; DURIGAN, C. C.; PINHEIRO, M. R. Janelas para a biodiversidade no Parque Nacional do Jaú: uma estratégia para o estudo da biodiversidade na Amazônia. Manaus: Fundação Vitória Amazônica; WWF-Brasil; USAID, 2004. p. 105-131.

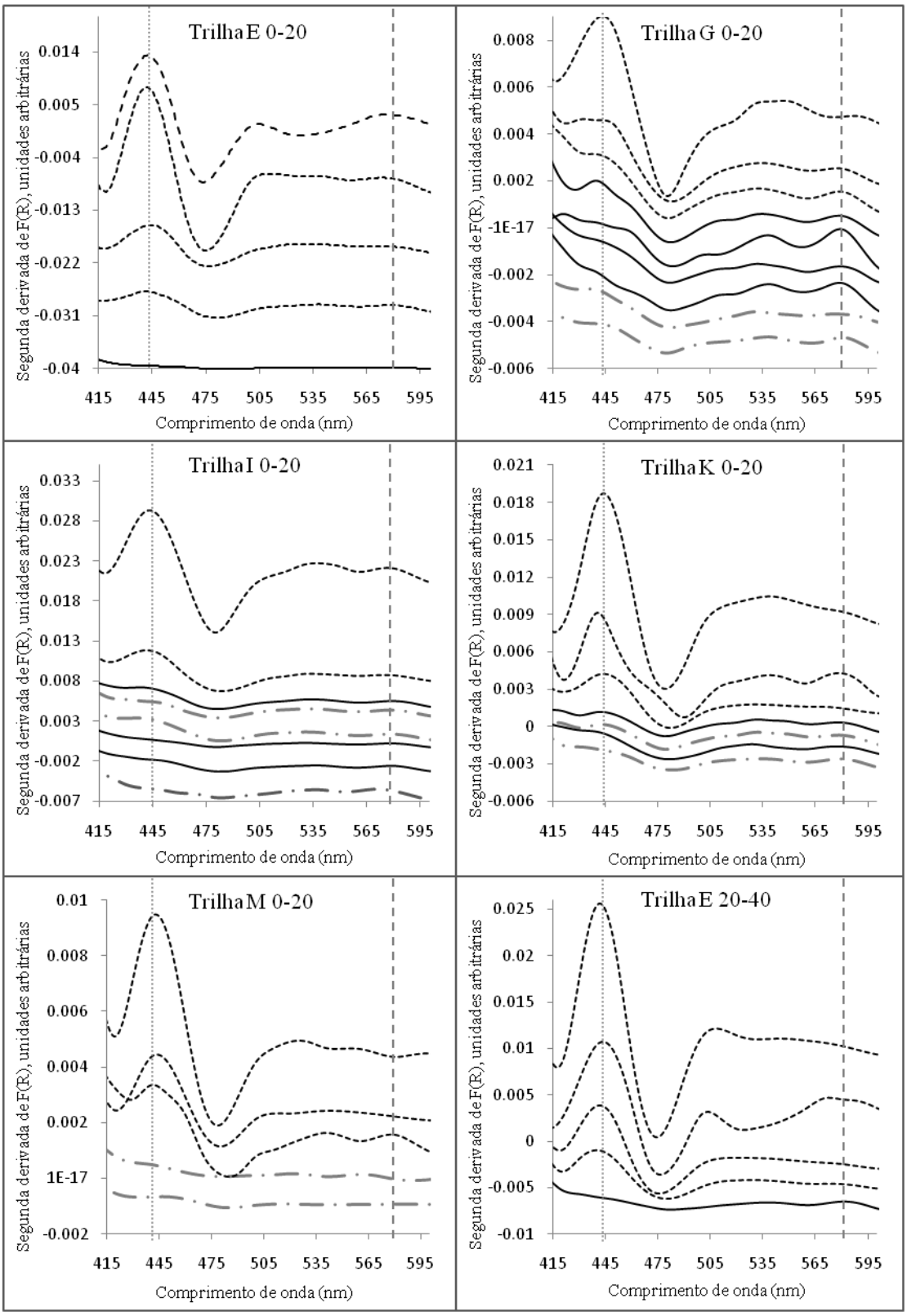
VIEIRA, S. R.; HATFIELD, J. L.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, Berkeley, v. 51, n. 3, p. 1-75, 1983.

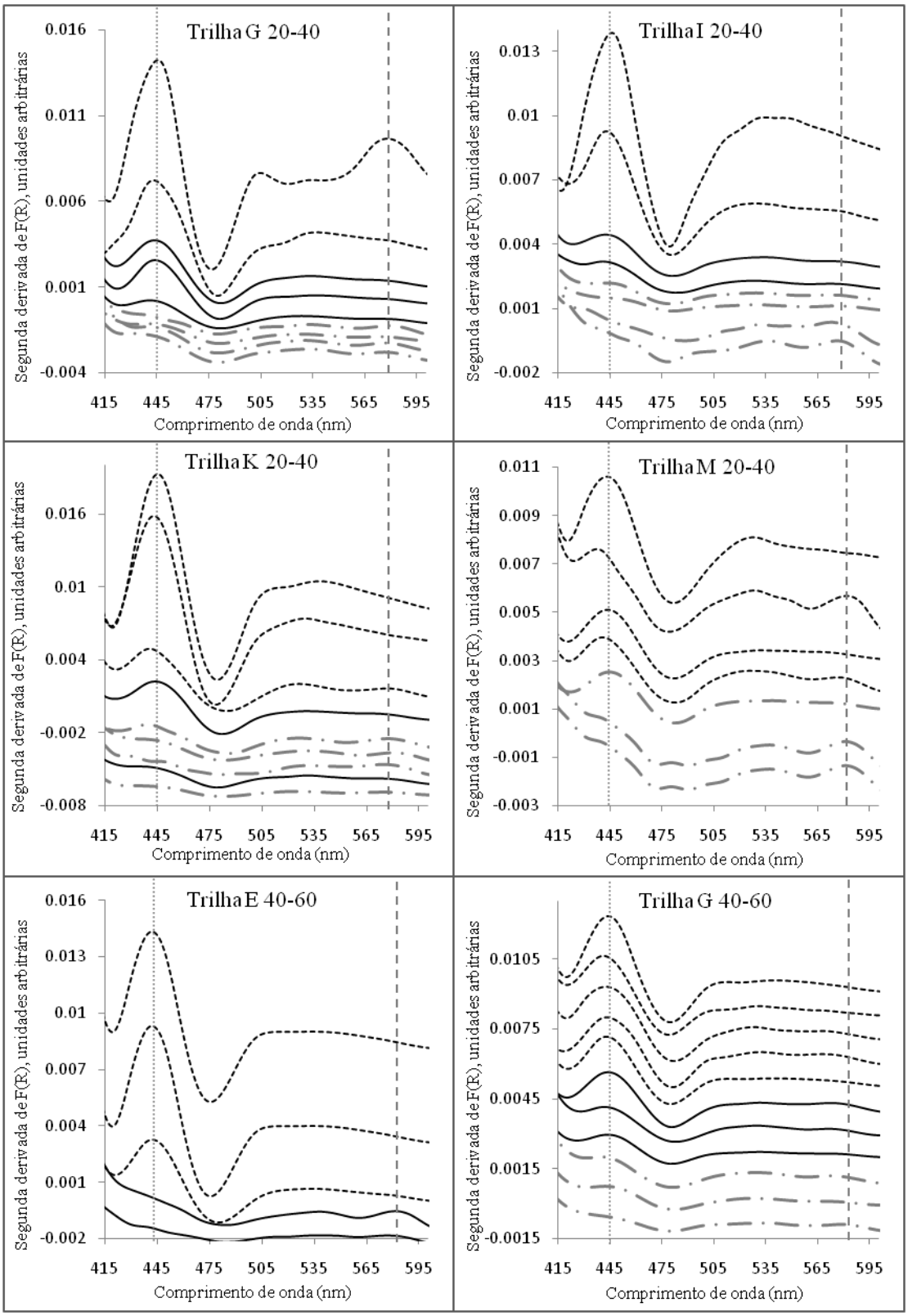
WOOLLEY J. T. Reflectance and transmittance of light by leaves. **Plant Physiology**, Rockville, v. 47, p. 656-662, 1971.

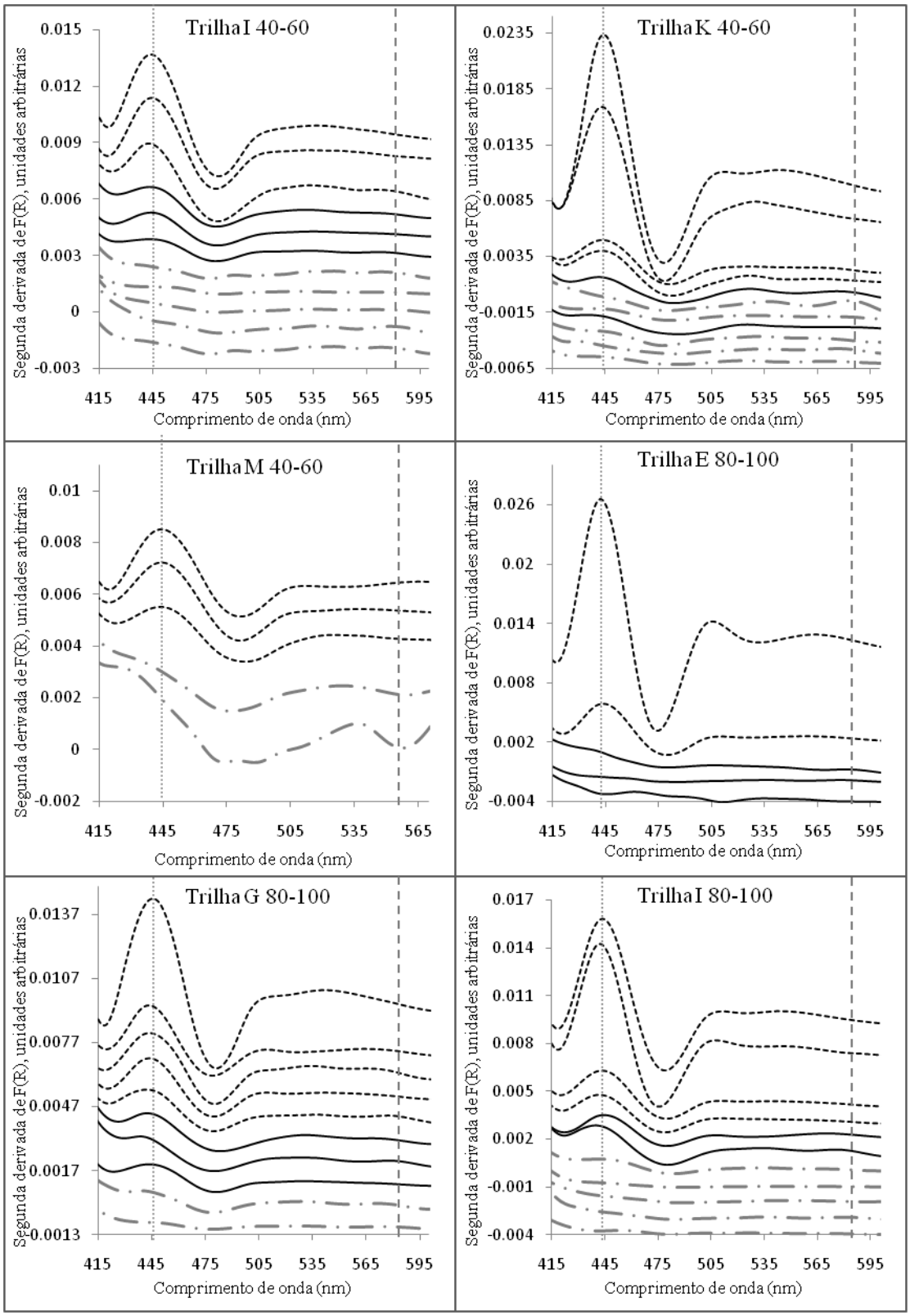
WWF. Rio Negro Campinarana (NT0158). Washington, DC, 2009. Disponível em: <http://www.nationalgeographic.com/wildworld/profiles/terrestrial/nt/nt0158.html>. Acesso em: 28 maio 2010. (Projeto: Ecorregiões do globo).

ANEXOS

Anexo A: Gráficos resultantes da análise por espectroscopia de refletância difusa (ERD)




Trilha G 20-40
Trilha I 20-40
Trilha K 20-40
Trilha M 20-40
Trilha E 40-60
Trilha G 40-60
Segunda derivada de F(R), unidades arbitrárias
Comprimento de onda (nm)
415
445
475
505
535
565
595


Trilha I 40-60
Trilha K 40-60
Trilha M 40-60
Trilha E 80-100
Trilha G 80-100
Trilha I 80-100
Segunda derivada de F(R), unidades arbitrárias
Comprimento de onda (nm)
415
445
475
505
535
565
595

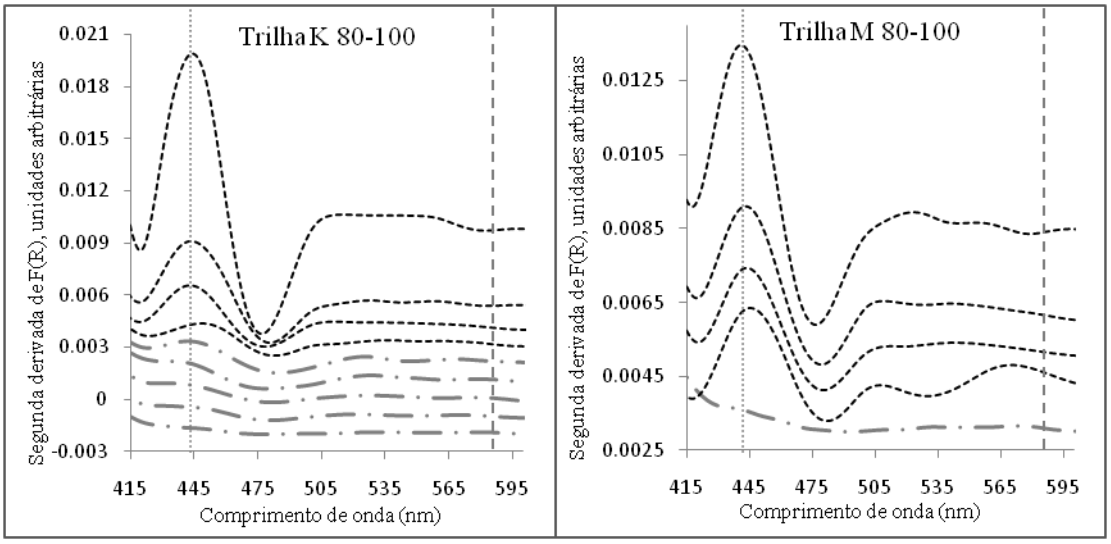


Figura A.1 - Gráficos da segunda derivada da função de Kubelka Munk (F(R)), para todos os pontos estudados, de acordo com as profundidades indicadas nos mesmos. As linhas verticais representam os picos das bandas de identificação da goethita (linha cinza vertical, contínua) e da hematita (linha cinza vertical, tracejada). As curvas de cada amostra estão representadas da seguinte maneira: linha preta pontilhada: domínio dos Latossolos; Linha preta contínua: domínio dos Gleissolo; Linha cinza tracejada e pontilhada: domínio dos Espodossolos.

Anexo B - Concentração de argila para a profundidade de 0 a 20 cm

Ponto	Argila (%)	Índice Qualitativo	UTM: X	UTM: Y
E1	1,00	0	732818,00	9988014,12
E2	7,02	1	732852,88	9988049,00
E3	2,50	0	732888,38	9988084,49
E4	30,26	5	732923,89	9988119,99
E5	25,60	4	732959,39	9988155,49
E6	14,04	2	732994,90	9988190,98
E7	0,50	0	733029,78	9988225,86
E8	19,53	3	733065,28	9988261,35
G1	10,06	1	732869,53	9987955,61
G2	14,52	2	732905,35	9987989,52
G3	12,53	2	732941,80	9988024,04
G4	14,72	2	732978,26	9988058,55
G5	12,39	2	733014,72	9988093,07
G6	20,03	3	733051,18	9988127,58
G7	18,53	3	733087,00	9988161,50
G8	8,53	1	733123,46	9988196,01
G9	20,57	4	733165,39	9988224,53
G10	30,61	5	733203,08	9988257,71
G11	19,64	3	733240,09	9988290,30
G12	12,04	2	733278,00	9988323,68
G13	14,04	2	733315,68	9988356,85
G14	5,01	0	733352,30	9988390,95
G15	16,05	3	733388,04	9988427,18
I1	12,64	2	732931,50	9987885,06
I2	25,80	5	732968,52	9987917,65
I3	26,63	5	733006,20	9987950,83
I4	14,55	2	733043,88	9987984,01
I5	17,12	3	733081,56	9988017,19
I6	21,06	4	733119,24	9988050,36
I7	26,10	5	733156,26	9988082,96
I8	2,00	0	733193,94	9988116,14
I9	2,00	0	733231,62	9988149,32
I10	20,08	4	733269,30	9988182,49
I11	18,65	3	733306,32	9988215,09
I12	14,55	2	733345,13	9988247,42
I13	10,53	2	733383,37	9988280,17
I14	2,00	0	733420,49	9988313,77
I15	1,00	0	733459,50	9988344,86
K1	4,51	0	733007,52	9987801,62
K2	12,65	2	733039,17	9987837,54
K3	27,66	5	733071,18	9987876,05
K4	17,57	3	733107,79	9987911,52
K5	8,52	1	733147,10	9987942,76
K6	10,44	2	733186,40	9987973,99
K7	4,60	0	733221,80	9988008,53
K8	11,03	2	733259,48	9988041,71
K9	11,03	2	733297,16	9988074,89
K10	18,11	3	733334,84	9988108,06
K11	16,14	3	733371,86	9988140,66
K12	11,05	2	733409,61	9988173,90
K13	12,07	2	733447,44	9988207,21
K14	8,57	1	733485,05	9988240,32
K15	5,51	1	733522,58	9988273,37
M1	5,02	1	733067,29	9987721,21
M2	13,06	2	733098,22	9987761,84
M3	2,01	0	733136,16	9987803,02
M4	7,54	1	733173,84	9987836,83
M5	0,00	0	733211,20	9987870,01
M6	0,50	0	733249,20	9987903,82

M7	0,70	0	733287,80	9987933,57
M8	1,51	0	733325,48	9987966,75
M9	4,01	0	733363,16	9987999,93
M10	4,01	0	733400,84	9988033,11
M11	14,07	2	733437,86	9988065,70
M12	8,03	1	733475,54	9988098,88
M13	7,53	1	733513,44	9988132,25
M14	21,09	4	733550,59	9988155,74
M15	15,09	3	733588,90	9988187,89
O7	1,00	0	733581,80	9988051,29
O8	1,00	0	733543,50	9988019,15
O9	1,00	0	733505,20	9987987,01
O10	1,00	0	733466,36	9987954,42
O11	1,50	0	733428,06	9987922,28
O12	1,00	0	733389,76	9987890,15
P7	1,00	0	733421,90	9987851,84
P8	0,50	0	733460,20	9987883,98
P9	0,50	0	733498,50	9987916,12

Tabela B.1 - Associação entre a concentração de Argila (%) e os índices qualitativos utilizados para a aplicação de interpolação por krigagem.

Anexo C - *Regions of Interest*

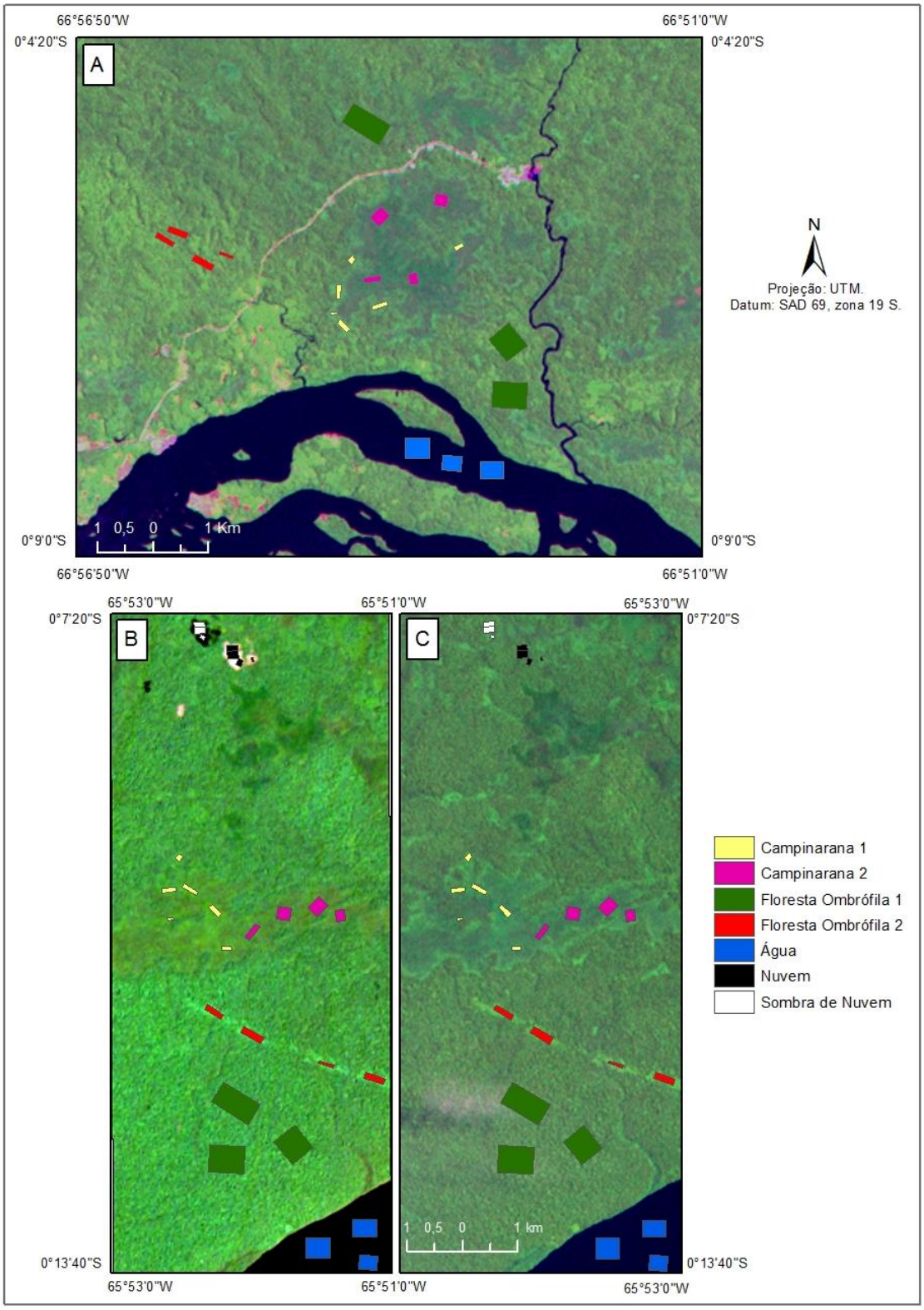


Figura C.1 - Regiões de Interesse selecionadas para comparação entre as imagens Landsat ETM 7 e Hyperion. (a): Composição Landsat ETM das bandas 7, 4, 1 (RGB), da área de estudos; (b): Composição Landsat ETM das bandas 7, 4, 1 (RGB), para a mesma área recoberta pelo Hyperion; (c) Composição Hyperion das bandas 204, 29, 16 (RGB).

Anexo D - Esquema ilustrando a organização dos microvales evidenciadas na área de estudos

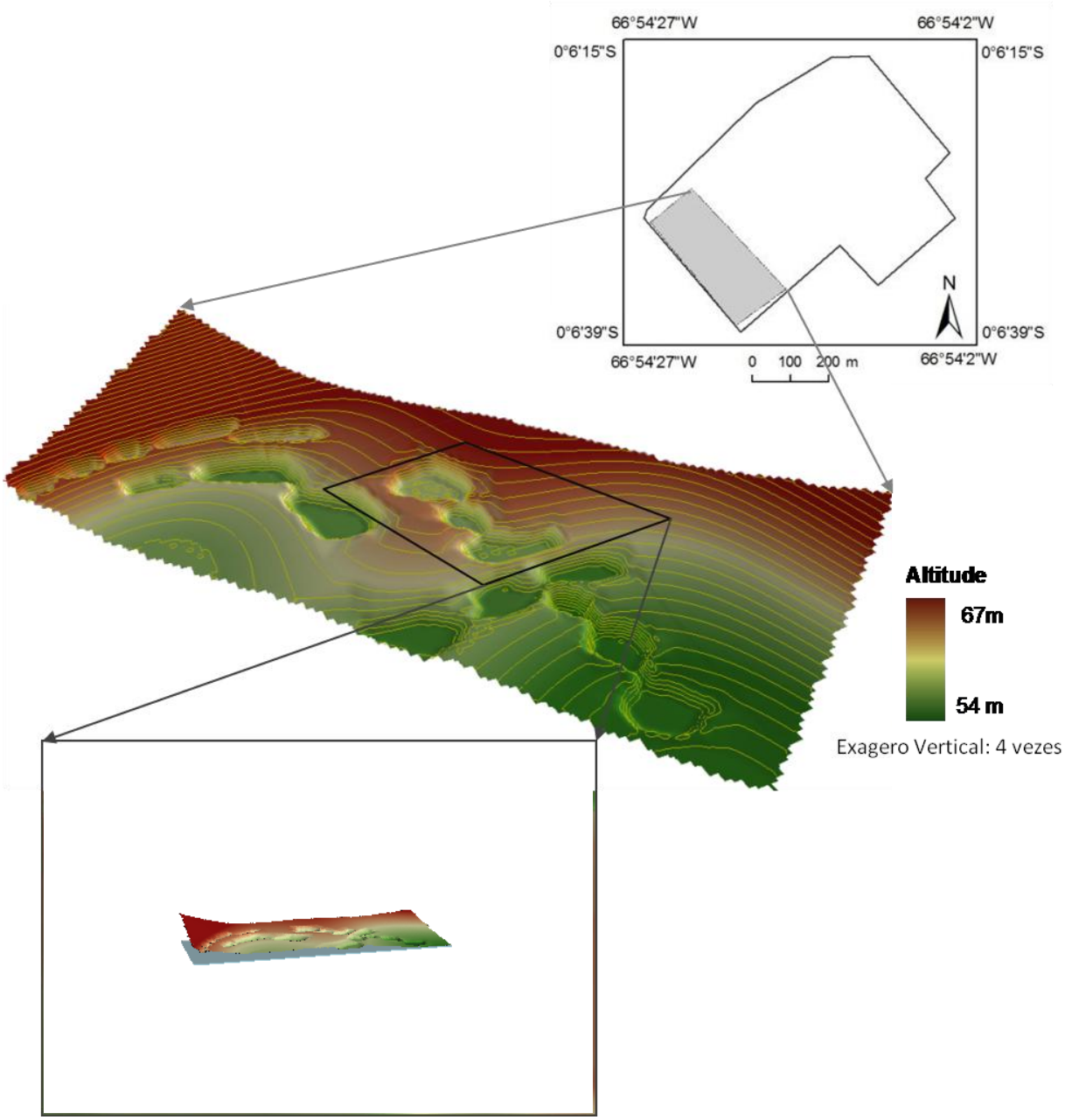


Figura D.1 - Esquema ilustrando um modelo de organização dos microvales, em 3 dimensões, de acordo com observações de campo.

Anexo E - Comparação entre as cotas altimétricas da imagem SRTM e do altímetro

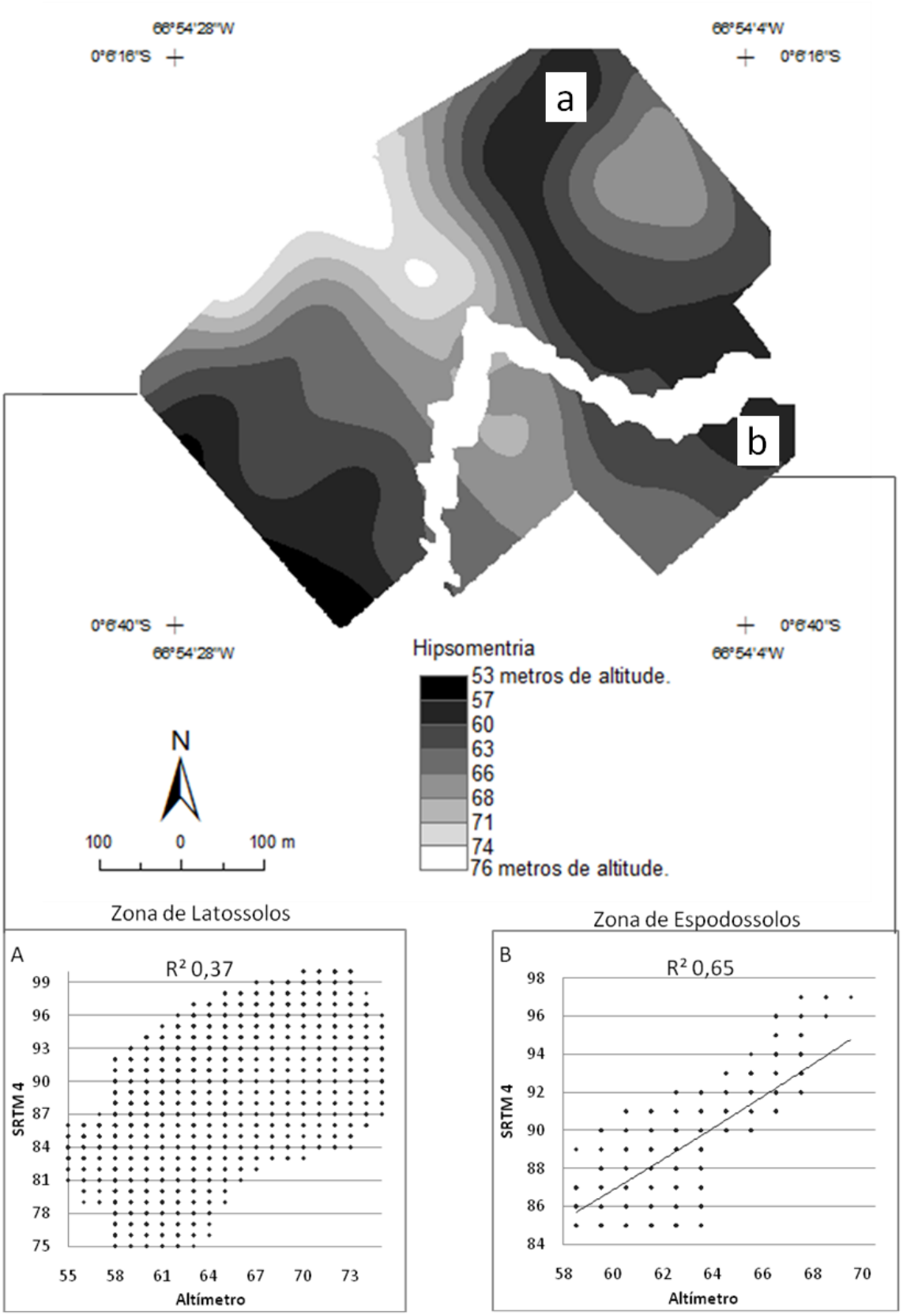


Figura E.1 - Comparação entre as cotas altimétricas das imagens SRTM 4 e os dados coletados em campo, para a área de Latossolo (a) e de Espodossolo (b).

Anexo F - Semivariogramas das amostras de concentração de goethita e hematita, ajustadas aos modelos mais adequados

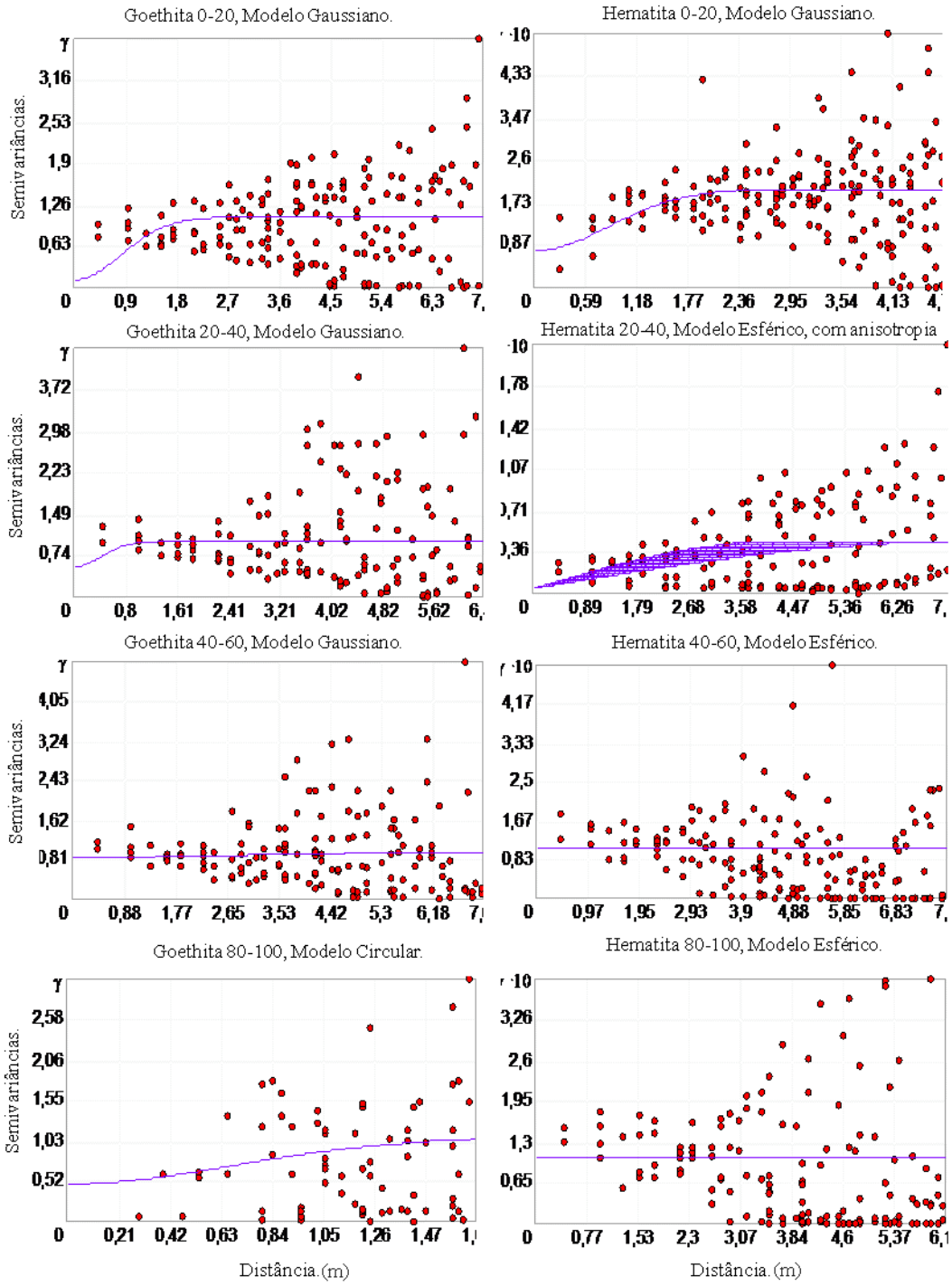


Figura F.1 - Semivariogramas da goethita e da hematita ajustados aos modelos indicados.

Anexo G - Esquema de classificação da vegetação brasileira de acordo com IBGE (1992)

Formações					
CLASSES DE FORMAÇÕES	SUBCLASSES DE FORMAÇÕES	GRUPOS DE FORMAÇÕES	SUBGRUPOS DE FORMAÇÕES	FORMAÇÕES (Propriamente ditas)	SUBFORMAÇÕES
Estrutura/Formas de vida	Clima/Déficit hídrico	Fisiologia/Transpiração e Fertilidade	Fisionomia (Hábitos)	Ambiente/relevo	Fisionomia específica (Facies)
FLORESTA (Macrofanerófitos, Mesofanerófitos, Lianas e Epífitos)	OMBRÓFILA (0 a 4 meses secos)	Higrófita (Distróficos e Eutróficos)	DENSA	Aluvial Terras baixas Submontana Montana Alto-montana	Dossel uniforme Dossel emergente
			ABERTA	Terras baixas Submontana Montana	Com palmeiras Com cipó Com bambu Com sororoca
			MISTA	Aluvial Submontana Montana Alto-montana	Dossel uniforme Dossel emergente
FLORESTA (Macrofanerófitos, Mesofanerófitos, Lianas e Epífitos)	ESTACIONAL (4 a 6 meses secos ou com 3 meses abaixo de 15° C)	Higrófita/Xerófita (Álicos e Distróficos)	SEMIDECIDUAL	Aluvial Terras baixas Submontana Montana	Dossel uniforme Dossel emergente
		Higrófita (Xerófita e Eutróficos)	DECIDUAL	Aluvial Terras baixas Submontana Montana	Dossel uniforme Dossel emergente
CAMPINARANA (Campinas) (Xeromórfitos, Nanofanerófitos, Caméfitos, Geófitos, Lianas e Epífitos)	OMBRÓFILA (0 a 2 meses secos)	Higrófita (Álicos e Distróficos)	FLORESTADA ARBORIZADA GRAMÍNEO-LENHOSA	Relevo tabular e/ou Depressão fechada	Com palmeiras Sem palmeiras

Figura G.1 - Taxonomia da vegetação brasileira de acordo com IBGE (1992, p. 13), a partir do nível de formação, com destaque para os dois táxons evidenciados na área estudada (linhas pretas tracejadas). A classificação regional no âmbito do presente trabalho discriminou os táxons no nível de subgrupo de formação.

Anexo H.1 - Matriz de correlação dos dados e representação gráfica da análise fatorial em componentes principais

Tabela H.1- Matriz de correlação linear entre os atributos apresentados na tabela.

		Argila				Cor		Goethita			
	Profundidade	0-20	20-40	40-60	80-100	20-40	80-00	0-20	20-40	40-60	80-100
Argila	0-20	1.00									
	20-40	0.86	1.00								
	40-60	0.82	0.93	1.00							
	80-100	0.76	0.81	0.82	1.00						
Cor	20-40	0.79	0.81	0.78	0.67	1.00					
	80-00	0.79	0.81	0.78	0.67	1.00	1.00				
Goethita	0-20	0.31	0.40	0.29	0.42	0.19	0.19	1.00			
	20-40	0.46	0.56	0.47	0.50	0.24	0.24	0.83	1.00		
	40-60	0.52	0.57	0.50	0.51	0.26	0.27	0.73	0.86	1.00	
	80-100	0.36	0.37	0.33	0.39	0.19	0.19	0.46	0.58	0.57	1.00

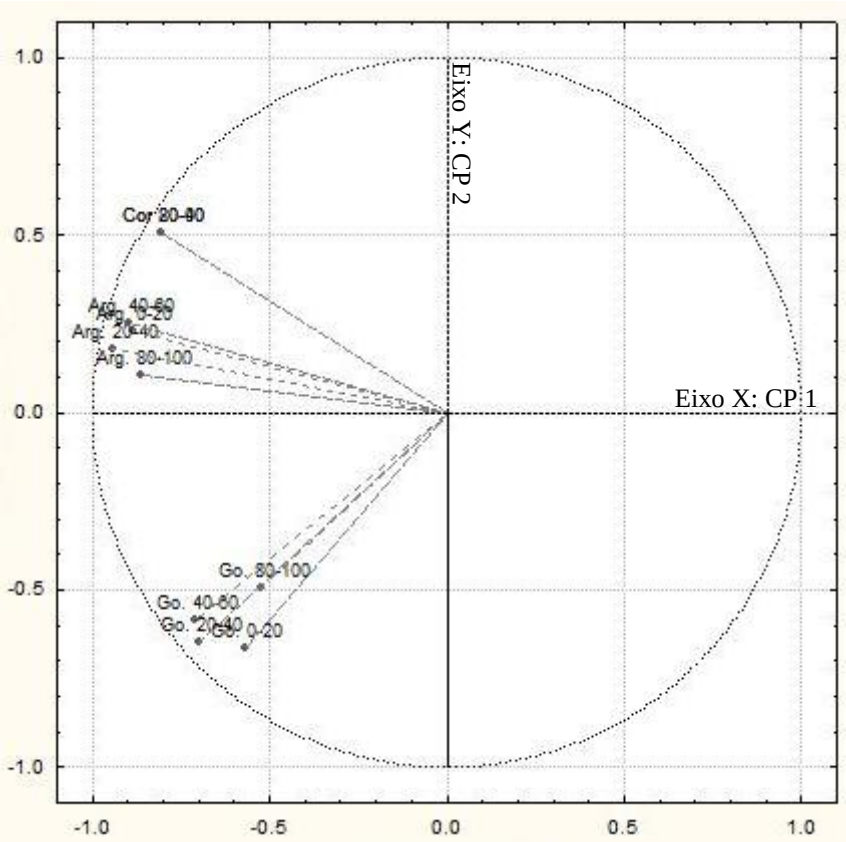


Figura H.1 – Representação gráfica da análise fatorial em componentes principais.