



Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Geociências

VINICIUS BORGES MOREIRA

GEOCRONOLOGIA EM AMBIENTES DE VEREDAS E CAMPOS DE MURUNDUS NA
CHAPADA UBERLÂNDIA-UBERABA: SUBSÍDIOS À EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

CAMPINAS
2017

VINICIUS BORGES MOREIRA

GEOCRONOLOGIA EM AMBIENTES DE VEREDAS E CAMPOS DE MURUNDUS NA
CHAPADA UBERLÂNDIA-UBERABA: SUBSÍDIOS À EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA
OBTENÇÃO DE TÍTULO DE MESTRE EM GEOGRAFIA
NA ÁREA DE CONCENTRAÇÃO ANÁLISE AMBIENTAL
E DINÂMICA TERRITORIAL.

ORIENTADOR: PROF. DR. ARCHIMEDES PEREZ FILHO

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO VINICIUS
BORGES MOREIRA E ORIENTADA PELO PROF. DR.
ARCHIMEDES PEREZ FILHO

CAMPINAS
2017

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

M813g Moreira, Vinicius Borges, 1992-
Geocronologia em ambientes de veredas e campos de murundus na
chapada Uberlândia-Uberaba : subsídios à evolução da paisagem / Vinicius
Borges Moreira. – Campinas, SP : [s.n.], 2017.

Orientador: Archimedes Perez Filho.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Geocronologia. 2. Paisagem. 3. Morfometria. 4. Triângulo Mineiro (MG).
I. Perez Filho, Archimedes, 1947-. II. Universidade Estadual de Campinas.
Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Geochronology of veredas and campos de murundus
environments of the Uberlândia-Uberaba plateau : subsidies to evolution of the landscape

Palavras-chave em inglês:

Geochronology

Landscape

Morphometry

Triangulo Mineiro (MG)

Área de concentração: Análise Ambiental e Dinâmica Territorial

Titulação: Mestre em Geografia

Banca examinadora:

Archimedes Perez Filho [Orientador]

Raul Reis Amorim

Cenira Maria Lupinacci da Cunha

Data de defesa: 03-02-2017

Programa de Pós-Graduação: Geografia



Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geografia

AUTOR: Vinicius Borges Moreira

**GEOCRONOLOGIA EM AMBIENTES DE VEREDAS E CAMPOS DE MURUNDUS
NA CHAPADA UBERLÂNDIA-UBERABA: SUBSÍDIOS À EVOLUÇÃO DA
PAISAGEM**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Archimedes Perez Filho

Aprovado em: 03/02/2017

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho

Prof. Dr. Raul Reis Amorim

Prof^a. Dr^a. Cenira Maria Lupinacci da Cunha

A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora, consta no processo de vida acadêmica do aluno.

Campinas, 03 de fevereiro de 2017.

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo financiamento do projeto de pesquisa (Processo nº 2015/10417-1) que tornou viável a execução desta dissertação aos moldes que foi proposta.

Ao orientador e amigo Archimedes Perez Filho, pelas longas conversas e discussões sobre pesquisa e vida acadêmica, por proporcionar uma experiência fantástica que é o amadurecimento profissional e pessoal no ambiente universitário.

Aos meus pais João Batista Moreira, Maria de Fátima Borges Moreira e minha Irmã Gabriella Borges Moreira, pelo apoio incondicional na conclusão de mais uma etapa da minha vida, e por incentivar sempre meus estudos mesmo longe de casa.

À minha namorada e companheira Marina Silva Araújo, que mesmo distante sempre me apoia e incentiva dando segurança e conforto.

Ao incentivo e apoio que recebi de familiares e amigos de Uberlândia-MG minha terra natal!

Aos amigos do grupo de pesquisa do Laboratório de Geomorfologia da UNICAMP, pelas experiências trocadas e pelo auxílio em todas as etapas desta dissertação, sejam em trabalhos de campo, seminários de grupo ou em conversas sobre a pesquisa.

Aos docentes e funcionários do Instituto de Geociências pela colaboração na minha formação acadêmica e profissional.

RESUMO

Na região do Triângulo Mineiro – MG ocorrem extensas e contínuas chapadas de superfície aplainada, que se apresentam de maneira escalonada, separadas por vales fluviais encaixados. Dentre estas, destaca-se a chapada Uberlândia-Uberaba, área objeto desta dissertação. Sobre a chapada ocorrem veredas e campos de murundus que consistem em subsistemas típicos do Cerrado brasileiro, comumente associados a rede de drenagem e relevo tabular, entendidos aqui, como ambientes chave na interpretação paleoambiental holocênica. Para caracterizar e compreender os processos de formação destes ambientes, e sua evolução na paisagem, associando-os a pulsos climáticos holocênicos, foram propostas algumas metodologias e técnicas fundamentais na análise geomorfológica. Aplicação de índices morfométricos na rede de drenagem e bacias hidrográficas associadas, elaboração de perfis topomorfológicos, caracterização químico-física do material da cobertura superficial dos subsistemas analisados e datações absolutas por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada). A partir deste contexto entende-se que, oscilações/pulsações climáticas holocênicas propiciaram condições ambientais para abatimento geoquímico, erosão diferencial e entalhamento/ alargamento de canais fluviais sobre a chapada, entre períodos quentes/úmidos e quentes/secos, proporcionando condições ideais para formação de veredas e campos de murundus. Paleoclimas alteraram as paisagens da região de ocorrência das chapadas, gerando diferentes estádios de evolução, passíveis de identificação por meio das técnicas aqui propostas. Os resultados da análise morfométrica indicaram que os campos de murundus e veredas ocorrem nas áreas de incidência das Coberturas Cenozoicas e no contato entre a cobertura e a Formação Marília respectivamente, sendo estas fortemente condicionadas pela dinâmica fluvial e pluvial. A textura encontrada para os murundus foi muito argilosa, indicando ser material de origem da Cobertura Cenozoica. As veredas obtiveram resultado de textura média, correspondente ao material de origem arenítico da Formação Marília. A LOE, confirmou que veredas e campos de murundus tratam-se de ambientes formados durante o período Holoceno, possivelmente em duas fases distintas, 3.500 à 4.000 A.P e 1.000 à 2.000 A.P. Indicando ao menos (cinco) estádios de evolução da paisagem que se desenvolveu principalmente pela influência de pulsos climáticos associados aos aspectos físicos regionais.

Palavras-chave: Geocronologia. Evolução da Paisagem. Morfometria. LOE. Chapada Uberlândia-Uberaba.

ABSTRACT

In the region of the Triângulo Mineiro - MG there are extensive and continuous plateau of planed surface, which are presented in a staggered way, separated by inland fluvial valleys. Among these, the Uberlândia-Uberaba plateau, the subject area of this dissertation, stands out. On the plateau there are veredas and campos de murundus that consist of subsystems typical of the Brazilian Cerrado, commonly associated to drainage network and tabular relief, understood here, as key environments in the Holocene paleoenvironmental interpretation. In order to characterize and understand the processes of formation of these environments, and their evolution in the landscape, associating them with Holocene climatic pulses, some fundamental methodologies and techniques were proposed in geomorphological analysis. Application of morphometric indices in the drainage network and associated basins, elaboration of topomorphological profiles, chemical-physical characterization of the surface cover material of the analyzed subsystems and absolute dating by OSL (Optically Stimulated Luminescence). From this context it is understood that Holocene climatic oscillations / pulsations provided environmental conditions for geochemical abatement, differential erosion and carving / widening of fluvial channels on the plateau, between hot / humid and hot / dry periods, providing ideal conditions for formation of veredas and campos de murundus. Paleoclimates altered the landscapes of the region of occurrence of the plateau, generating different stages of evolution, which can be identified through the techniques proposed here. The results of the morphometric analysis indicated that the campo de murundus and veredas occur in the incidence areas of the Cobertura Cenozoica and in the contact between the cover and the Formação Marília respectively, being these strongly conditioned by the fluvial and pluvial dynamics. The texture found for the murundus was very clayey, indicating to be material of origin of Cobertura Cenozoica. The veredas obtained a result of average texture, corresponding to the material of arenitic origin of the Formação Marília. The OSL confirmed that the veredas and campos de murundus are environments formed during the Holocene period, possibly in two distinct phases, 3,500 to 4,000 AP and 1,000 to 2,000 AP. Indicating at least five stages of evolution of the landscape that developed Mainly due to the influence of climatic pulses associated with regional physical aspects.

Key-words: Geochronology. Evolution of the Landscape. Morphometry. LOE. Chapada Uberlândia-Uberaba.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1:	Localização da chapada Uberlândia-Uberaba.....	20
Figura 2:	Bacias hidrográficas que drenam a chapada Uberlândia-Uberaba.....	21
Figura 3:	Declividade chapada Uberlândia-Uberaba.....	22
Figura 4:	Solos chapada Uberlândia-Uberaba.....	23
Figura 5:	Unidades litoestratigráficas do Triângulo Mineiro.....	25
Figura 6:	Síntese dos principais eventos estruturais do Oeste Mineiro.....	30
Figura 7:	Unidades Geomorfológicas do Triângulo Mineiro.....	33
Figura 8:	Relação de superfícies geomórfológicas, litologia e tipos de solos.....	39
Figura 9:	Formação de Veredas por interligações de depressões Semicirculares.....	42
Figura 10:	Vereda de superfície aplainada.....	43
Figura 11:	Vereda de encosta e vereda-várzea.....	43
Figura 12:	Vereda-terraço e vereda encaixada.....	44
Figura 13:	Processo de erosão diferencial como hipótese para formação dos murundus.....	48
Figura 14:	Organograma da proposta metodológica.....	52
Figura 15:	Parâmetro utilizado para o cálculo do índice SLtrecho.....	54
Figura 16:	Princípio da geração de imagem raster para densidade de lineamentos.....	56
Figura 17:	Exemplo de basculamento à esquerda em bacia hidrográfica.....	57
Figura 18:	Perfil longitudinal do Rio Claro.....	62
Figura 19:	“Cachoeira da Fumaça” Rio Claro.....	63
Figura 20:	Perfil longitudinal do Alto Rio Uberabinha.....	64
Figura 21:	“Cachoeira do Sucupira” Rio Uberabinha.....	64
Figura 22:	Perfil longitudinal do Ribeirão Beija-Flor.....	65
Figura 23:	Perfil longitudinal do Ribeirão Bom Jardim.....	66
Figura 24:	Cachoeira do “Bom Jardim”.....	67
Figura 25:	Perfil longitudinal do Rio da Rocinha.....	67
Figura 26:	Lineamentos da rede de drenagem da chapada Uberlândia-Uberaba.....	69
Figura 27:	Diagrama de rosácea para comprimento total e número de lineamentos....	70
Figura 28:	Densidade de Lineamentos da chapada Uberlândia-Uberaba.....	71
Figura 29:	Fator de simetria topográfica transversa Rio Claro.....	73
Figura 30:	Fator de simetria topográfica transversa Rio da Rocinha.....	73
Figura 31:	Fator de simetria topográfica transversa Ribeirão Bom jardim.....	74
Figura 32:	Fator de simetria topográfica transversa alto Rio Uberabinha.....	75
Figura 33:	Amostragem da rede de drenagem da chapada Uberlândia-Uberaba e áreas de entorno.....	76
Figura 34:	Valores médios para densidade de drenagem.....	77
Figura 35:	Valores médios para densidade hidrográfica.....	77
Figura 36:	Índice de Concentração de Rugosidade chapada Uberlândia-Uberaba.....	78
Figura 37:	Distribuição espacial dos pontos de coleta.....	79
Figura 38:	Veredas em baixos terraços fluviais.....	80
Figura 39:	Coleta de sedimentos para datação LOE.....	80
Figura 40:	Perfil topomorfológico ponto V01.....	81
Figura 41:	Coleta do ponto V02.....	82
Figura 42:	Nível de baixo terraço fluvial.....	84
Figura 43:	Coleta de sedimentos para LOE.....	84
Figura 44:	Perfil topomorfológico pontos BTF02, BTF03 e BTF04.....	85
Figura 45:	Perfil topomorfológico ponto BTF01.....	85
Figura 46:	Terraço fluvial no Rio Uberabinha.....	86
Figura 47:	Murundus sobre terraço.....	86
Figura 48:	Campo de murundus conectado a canal permanente ano de 1964.....	89

Figura 49:	Campo de murundus separado por cultura anual ano de 2016.....	89
Figura 50:	Ilustração representando composição interna dos murundus.....	90
Figura 51:	Microrrelevo de murundu.....	91
Figura 52:	Coleta de sedimentos para datação.....	91
Figura 53:	Microrrelevo de murundu.....	92
Figura 54:	Termiteiro sobre murundu.....	92
Figura 55:	Equipe de coleta em campo de murundus.....	92
Figura 56:	Perfil campo de murundus pontos CM06, CM04 e CM05.....	93
Figura 57:	Lagoa temporária seca (mês de agosto 2015).....	93
Figura 58:	Lagoa temporária com água (mês de fevereiro 2015).....	93
Figura 59:	Termiteiro sobre murundu.....	100
Figura 60:	Termiteiro sobre murundu.....	100
Figura 61:	Termiteiro em pasto abandonado.....	100
Figura 62:	Termiteiro em pasto abandonado.....	100
Figura 63:	Valores médios de Saturação de Bases (V%).....	102
Figura 64:	Valores médios da relação silte/argila.....	103
Figura 65:	Valores médios de CTC.....	103
Figura 66:	Diagrama de textura.....	104
Figura 67:	Síntese dos resultados de LOE X Pulsos climáticos.....	106
Figura 68:	Cenário de evolução (A).....	108
Figura 69:	Cenário de evolução (B).....	109
Figura 70:	Cenário de evolução (C).....	109
Figura 71:	Cenário de evolução (D).....	110
Figura 72:	Cenário de evolução (E).....	110

LISTA DE TABELAS

Tabela 1:	Índice SL (<i>Slope Length</i>) Rio Claro.....	62
Tabela 2:	Índice SL (<i>Slope Length</i>) Alto Rio Uberabinha.....	64
Tabela 3:	Índice SL (<i>Slope Length</i>) Ribeirão Beijaflor.....	65
Tabela 4:	Índice SL (<i>Slope Length</i>) Ribeirão Beija-flor.....	66
Tabela 5:	Índice SL (<i>Slope Length</i>) Rio da Rocinha.....	67
Tabela 6:	Fator de assimetria de bacia de drenagem das principais bacias hidrográficas que compõem a chapada Uberlândia-Uberaba.....	71
Tabela 7:	Análise Química (PontoV01).....	82
Tabela 8:	Análise Granulométrica (Ponto V01).....	83
Tabela 9:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (PontoV01).....	83
Tabela 10:	Análise Química (PontoV02).....	83
Tabela 11:	Análise Granulométrica (PontoV02).....	83
Tabela 12:	Análise Química (PontoV03).....	83
Tabela 13:	Análise Granulométrica (PontoV03).....	83
Tabela 14:	Análise Química (Ponto BTF01).....	86
Tabela 15:	Análise Granulométrica (Ponto BTF01).....	86
Tabela 16:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF01).....	86
Tabela 17:	Análise Química (Ponto BTF02).....	87
Tabela 18:	Análise Granulométrica (Ponto BTF02).....	87
Tabela 19:	Análise Química (Ponto BTF03).....	87
Tabela 20:	Análise Granulométrica (Ponto BTF03).....	87
Tabela 21:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF03).....	87
Tabela 22:	Análise Química (Ponto BTF04).....	87
Tabela 23:	Análise Granulométrica (Ponto BTF04).....	87
Tabela 24:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF04).....	88
Tabela 25:	Análise Química (Ponto BTF05).....	88
Tabela 26:	Análise Granulométrica (Ponto BTF05).....	88
Tabela 27:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF05).....	88
Tabela 28:	Análise Química (Ponto CM01).....	94
Tabela 29:	Análise Granulométrica (Ponto CM01).....	94
Tabela 30:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM01).....	94
Tabela 31:	Análise Química (Ponto CM02).....	94
Tabela 32:	Análise Granulométrica (Ponto CM02).....	95
Tabela 33:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM02).....	95
Tabela 34:	Análise Química (Ponto CM03).....	95
Tabela 35:	Análise Granulométrica (Ponto CM03).....	95
Tabela 36:	Análise Química (Ponto CM04).....	95
Tabela 37:	Análise Granulométrica (Ponto CM04).....	95
Tabela 38:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM04).....	96
Tabela 39:	Análise Química (Ponto CM05).....	96
Tabela 40:	Análise Granulométrica (Ponto CM05).....	96
Tabela 41:	Análise Química (Ponto CM06).....	96
Tabela 42:	Análise Granulométrica (Ponto CM06).....	96
Tabela 43:	Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM06).....	96
Tabela 44:	Análise Química (Ponto CM07).....	96
Tabela 45:	Análise Granulométrica (Ponto CM07).....	97
Tabela 46:	Análise Química (Ponto A2).....	97
Tabela 47:	Análise Granulométrica (Ponto A2).....	98
Tabela 48:	Análise Química (Ponto A3).....	98
Tabela 49:	Análise Granulométrica (Ponto A3).....	98

Tabela 50:	Análise Química (Ponto A42).....	98
Tabela 51:	Análise Granulométrica (Ponto A42).....	98
Tabela 52:	Análise Química (Ponto A5).....	98
Tabela 53:	Análise Granulométrica (Ponto A5).....	99
Tabela 54:	Análise Química (Ponto A6).....	99
Tabela 55:	Análise Granulométrica (Ponto A6).....	99
Tabela 56:	Análise Química (Ponto A1).....	101
Tabela 57:	Análise Granulométrica (Ponto A1).....	101
Tabela 58:	Análise Química (Ponto A4).....	101
Tabela 59:	Análise Granulométrica (Ponto A4).....	101
Tabela 60:	Análise Química (Ponto C1).....	101
Tabela 61:	Análise Granulométrica (Ponto C1).....	101
Tabela 62:	Análise Química (Ponto C2).....	101
Tabela 63:	Análise Granulométrica (Ponto C2).....	101

LISTA DE QUADROS

Quadro 1:	Cronoestratigrafia do Triângulo Mineiro.....	26
Quadro 2:	Eventos e cronologias relativas de superfícies geomorfológicas/aplainamento.....	36
Quadro 3:	Identificação e localização das amostras coletadas em veredas..... Identificação e localização das amostras coletadas em terraços fluviais.....	82
Quadro 4:	Identificação das amostras coletadas em campos de murundus.....	86
Quadro 5:	Identificação e localização das amostras coletadas em interflúvios	94
Quadro 6:	Identificação das amostras coletadas em termiteiros.....	97
Quadro 7:		100

LISTA DE SIGLAS

A.P – ANTES DO PRESENTE

E.U.A – ESTADOS UNIDOS DA AMÉRICA

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA

FABD - FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIA DE DRENAGEM

FSTT - FATOR DE SIMETRIA TOPOGRÁFICA TRANSVERSA

GPS – SISTEMA DE POSICIONAMENTO GLOBAL

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA

ICR - ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DA RUGOSIDADE

ICR – ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE

LAGRO - LABORATÓRIO AGRONÔMICO

LOE – LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA

MAR - MULTIPLE ALIQUOT REGENERATIVE-DOSE

POLOCENTRO – PROGRAMA DE DESENVOLVIMENTO DOS CERRADOS

SAR - SINGLE ALIQUOT REGENERATIVE-DOSE

SIG – SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA

SL - SLOPE LENGTH

SRTM - SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION

TM – TRIÂNGULO MINEIRO

UNICAMP – UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

USGS - UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

Sumário

1.	Introdução	16
2.	Objetivos	18
2.1	Objetivo geral.....	18
2.2	Objetivos específicos	18
3.	Hipótese	19
4.	Justificativa	20
5.	Caracterização da área de estudo	21
6.	Referencial teórico	26
6.1.	Caracterização geológica regional.....	26
6.1.1	Aspectos litológicos	26
6.1.2	Aspectos estruturais.....	31
6.2	Aspectos Geomorfológicos	33
6.2.1	Compartimentação Geomorfológica regional	33
6.2.2	Superfícies Geomorfológicas.....	36
6.3	Oscilações e pulsações climáticas Quaternárias.....	41
6.4	Veredas e campos de Murundus	42
6.4.1	Veredas	42
6.4.2	Campos de Murundus	47
6.5	Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	51
7.	Materiais e Métodos	54
7.1	Concepção teórica	54
7.2	Análises Morfométricas.....	55
7.2.1	Índice de Hack e Perfis longitudinais.....	56
7.2.2	Análise de Lineamentos da rede de drenagem	57
7.2.3	Fator de assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)	59
7.2.4	Fator de simetria topográfica transversa (FSTT).....	60
7.2.5	Densidade de drenagem e densidade hidrográfica	60
7.2.6	Índice de Concentração de Rugosidade	61
7.3	Procedimentos operacionais em campo e laboratório	62
7.4.1.	Análise Granulométrica	62
7.4.2.	Análise Química	63

7.4.3. Luminescência Opticamente Estimulada	63
8. Resultados e discussões.....	64
8.1. Morfometria	64
8.1.1. Análise do Índice de Hack em perfis longitudinais.....	64
8.1.2. Lineamentos da Rede de Drenagem.....	72
8.1.3. Fator de assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)	74
8.1.4. Fator de simetria topográfica transversa (FSTT).....	75
8.1.5. Densidade de drenagem e densidade hidrográfica	78
8.1.6. Índice de concentração de rugosidade (ICR)	80
8.2. Trabalhos de campo e análises laboratoriais	81
8.2.1. Veredas	83
8.2.2. Baixos Terraços fluviais	87
8.2.3. Campos de murundus.....	91
8.2.4. Interflúvio	102
8.2.5. Termiteiros	105
8.3. Interpretação dos resultados das análises químicas, físicas e LOE	107
8.3.1. Análise dos parâmetros químicos das amostras	107
8.3.2. Análise dos resultados granulométricos utilizando diagrama de textura .	109
8.3.3. Correlação dos resultados de datação por LOE e ocorrência de pulsos climáticos holocênicos.....	111
8.4. Estádios de evolução da paisagem na chapada Uberlândia-Uberaba durante o Holoceno	114
9. Conclusões	117
Referências	1173
Anexos.....	126

1. Introdução

No interior do estado de Minas Gerais, região do Triângulo Mineiro (TM), destaca-se na paisagem extensas e contínuas chapadas de superfície aplainada, que ocorrem sucessivamente de maneira escalonada, separadas por vales fluviais encaixados. Algumas destas chapadas abrigam subsistemas de complexa elucidação, cuja origem ainda hoje é amplamente discutida, sendo talvez, ambientes decisivos para a interpretação da evolução recente da paisagem regional.

De acordo com Casseti (1994) os relevos tabuliformes das chapadas são caracterizados por camadas sedimentares horizontais ou sub-horizontais, associadas a derrames basálticos e ou subcamadas resistentes concordantes, podendo estar associadas a eventos de pediplanação Terciários que deram forma as superfícies aplainadas.

Segundo Ab'Sáber (2007) os planaltos sedimentares aplainados da região central do Brasil, consistem em extensas chapadas que variam de 600 a 1100 metros de altitude aproximadamente, recobertos naturalmente por vegetação de Cerrado. Esta unidade de relevo é seccionada por vales fluviais ocupados por matas de galeria, caracterizando-se como “domínio dos chapadões recobertos por Cerrado e penetrados por florestas galerias”.

No complexo arranjo das paisagens do domínio morfoclimático em questão, pode ser encontrado em determinados locais cicatrizes ou resquícios de paleoambientes não condizentes com as características ambientais atuais, portanto, formadas num período anterior. Em geomorfologia a análise das formas de relevo podem auxiliar na interpretação destes ambientes pretéritos, sugerindo sua gênese, agente e período de formação com o auxílio de técnicas geocronológicas.

A instabilidade climática do período Quaternário foi responsável por grandes transformações da litosfera, modificando as relações bióticas e abióticas em quase todo globo terrestre. Nas regiões tropicais continentais ocorreram processos particulares, devido a maior entrada de água e calor no sistema, que deram origem a algumas formas de relevo que reconhecemos nos dias atuais (PENTEADO, 1983).

Na vasta gama de pesquisas relacionadas ao Quaternário destacam-se trabalhos relativos ao Pleistoceno, palco das quatro grandes glaciações descritas por Penck e Bruchner (1901, p. 101, apud Penteado, 1983, p.175), devido a quantidade e uniformidade de evidências e processos descobertos até o momento, que consolidaram o tema de pesquisa. Porém há diversas evidências demonstrando que no Quaternário tardio e Holoceno, houve

também mudanças climáticas significativas, que afetaram o modelado da superfície em determinados locais, deixando factível a análise de microformas pelo viés geomorfológico.

Entre os municípios de Uberlândia e Uberaba, sobre a chapada, ocorrem formas e microformas de relevo que dão aspectos únicos a esta paisagem, denominadas de veredas e campos de murundus, principais objetos de estudo deste trabalho.

De forma geral pode-se caracterizar as veredas como áreas de exsudação, ou seja, surgência do lençol freático em vales côncavos com fundo plano, preenchido por Gleissolos que possui elevada concentração de matéria orgânica. O buriti (*Mauritia Flexuosa*) é a espécie vegetal característica deste meio, por se adaptar a hidromorfia constante no ambiente core da vereda, destacando-se na paisagem em formato de renques ou dispersos ao longo de toda vereda (BOAVENTURA, 2007).

Os campos de murundus são caracterizados pela ocorrência de microrrelevo (montículos ou morrotes) circulares ou elípticos com tamanho variável, ocorrendo em depressões côncavas úmidas localizadas em relevo de topo plano e fundo de vales. Estas áreas estão associadas as nascentes de córregos e possuem lençol freático superficial, que oscila de acordo com os períodos chuvoso e seco do ano. Sobre os murundus é comum a ocorrência de arbustos e pequenas árvores (SCHNEIDER, 1996).

Na chapada Uberlândia-Uberaba as veredas e campos de murundus não se restringem as áreas de nascentes, pois ocupam também planícies e baixos terraços fluviais de quase todos os cursos d'água, associados a áreas de intensa dinâmica hidrológica.

A fim de compreender a gênese e evolução de tais ambientes, foram utilizadas algumas técnicas e metodologias basais para execução desta pesquisa. Caracterização físico-química e datações absolutas por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) consistem em recursos técnicos fundamentais para o reconhecimento do período de deposição de coberturas superficiais que recobrem ambientes de nascentes, planícies fluviais e baixos terraços fluviais, locais de ocorrência de veredas e campos de murundus.

Integrando objetivos, técnicas e resultados a Teoria Geral dos Sistemas forneceu a fundamentação teórico-metodológica para a realização desta pesquisa, possibilitando a correlação entre diferentes elementos naturais, auxiliando na interpretação da evolução da paisagem na chapada Uberlândia-Uberaba a partir da análise dos subsistemas anunciados.

2. Objetivos

2.1 Objetivo geral

Caracterizar os subsistemas de veredas e campos de murundus que ocorrem na chapada Uberlândia-Uberaba associados aos fundos de vale e depressões, a fim de compreender sua gênese, ambiente de formação e evolução na paisagem.

2.2 Objetivos específicos

- Interpretar a dinâmica fluvial atual e pretérita dos principais canais que drenam a área de estudo, por meio de análises morfométricas.
- Caracterizar e obter informações cronológicas do material referente as coberturas superficiais de veredas, murundus e terraços fluviais que ocorrem sobre a chapada Uberlândia-Uberaba.
- Correlacionar as oscilações/pulsos climáticos holocênicos à origem do material de recobrimento das veredas e campos de murundus.

3. Hipótese

A chapada Uberlândia-Uberaba passou por diversos estádios de evolução que possibilitaram condições ambientais para o surgimento dos subsistemas de veredas e campos de murundus, associados a rede de drenagem, estes possuem características físicas e biológicas atuais, cuja gênese se constituiu em período recente: Holoceno.

4. Justificativa

Pesquisas relativas a caracterização de paleoambientes associados a paleoclimas em região de relevos tabuliformes, retomam a discussão sobre a importância do clima para a morfogênese recente, ampliando a área de aplicação da metodologia consolidada no projeto “Evolução da paisagem e geocronologia do relevo no Planalto Ocidental e na Depressão Periférica Paulista/SP” FAPESP nº 2012/00145-6.

Ao empregar o uso de técnicas de datação absoluta como a LOE, que possibilita o conhecimento do período de deposição de sedimento em ambientes de veredas e campos de murundus, pode-se refutar ou reafirmar hipóteses que foram elaboradas por cronologia relativa no passado, auxiliando no avanço do debate científico.

Os resultados desta pesquisa também visam colaborar com a divulgação da importância da conservação de ambientes frágeis como as veredas e campos de murundus, contribuindo para a elaboração e formulação de políticas públicas aplicadas ao planejamento ambiental.

5. Caracterização da área de estudo

A chapada Uberlândia-Uberaba está localizada na região do TM, oeste de Minas Gerais, ocupando áreas dos municípios de Uberlândia, Uberaba, Nova Ponte e Sacramento entre as coordenadas geográficas 18° 53' 53.95" Sul / 48° 19' 21.95" Oeste e 19° 43' 07.80" Sul / 47° 28' 02.65" Oeste.

A delimitação da área de estudo foi realizada a partir da vetorização das áreas de cimeira com topo plano, levando-se em consideração as características topográficas e geomorfológicas, adaptando a metodologia de Baccaro (1991). Foi utilizada como referência para delimitação da chapada sua borda erosiva, onde ocorrem contatos abruptos entre diferentes patamares. Em locais que não havia este limite visível, prevaleceu a cota topográfica de 900 metros como referência para os limites da chapada, conforme a Figura 1.

A chapada é drenada pelas bacias hidrográficas dos rios, Claro, alto curso do Uberabinha e ribeirões Bom Jardim e Beija-Flor, afluentes do rio Araguari que desaguam no rio Paranaíba, Figura 2. Na encosta voltada para o sul, nascem os rios Tijuco e Uberaba e seus tributários que seguem direção oposta aos rios que drenam a chapada, desaguando no rio Grande, neste setor ocorrem várias capturas de drenagem. Esta unidade de relevo se configura como importante divisor de águas regional, pois divide rios e córregos que drenam para o rio Paranaíba e Grande.

Figura 1 – Localização da chapada Uberlândia-Uberaba

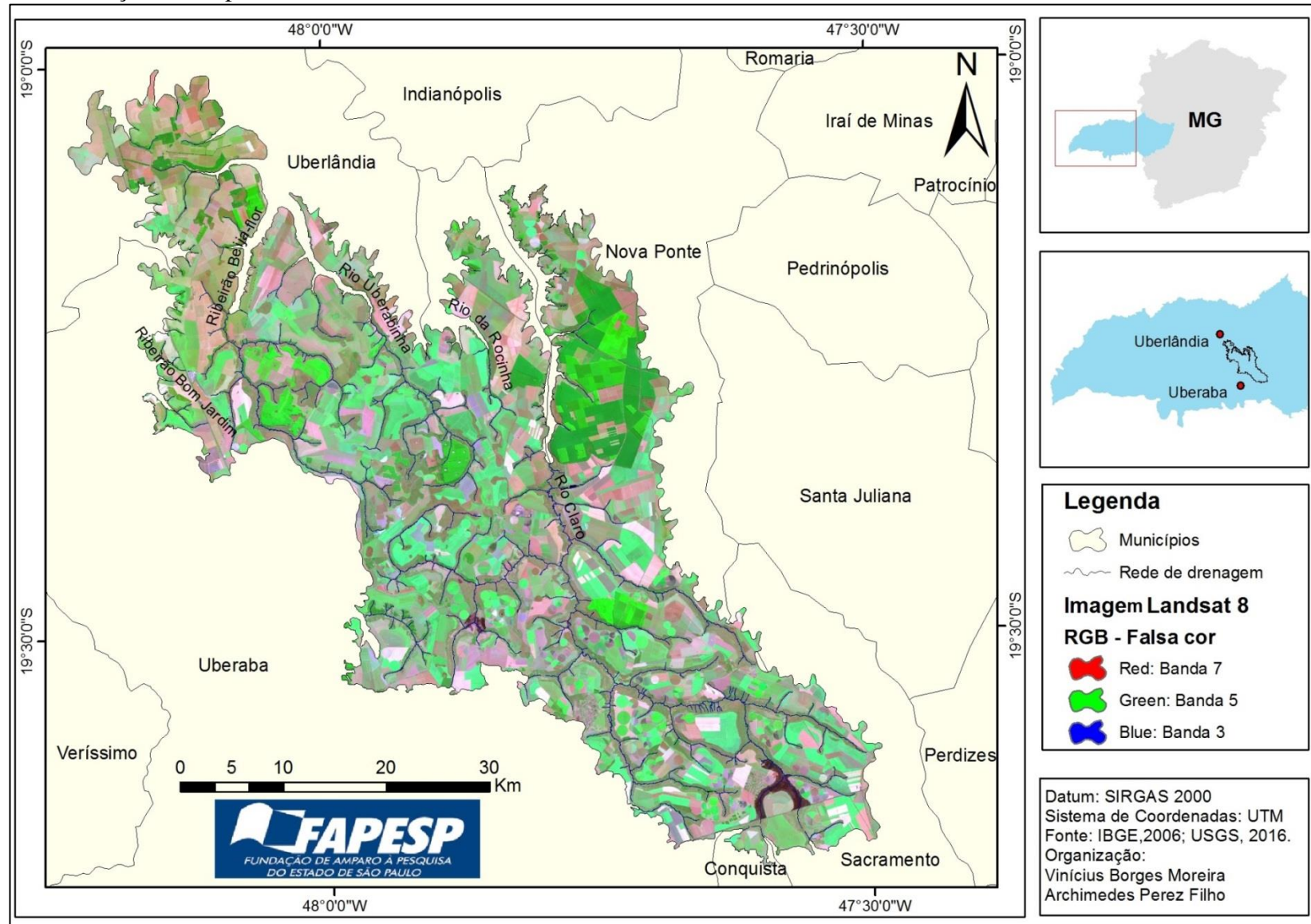
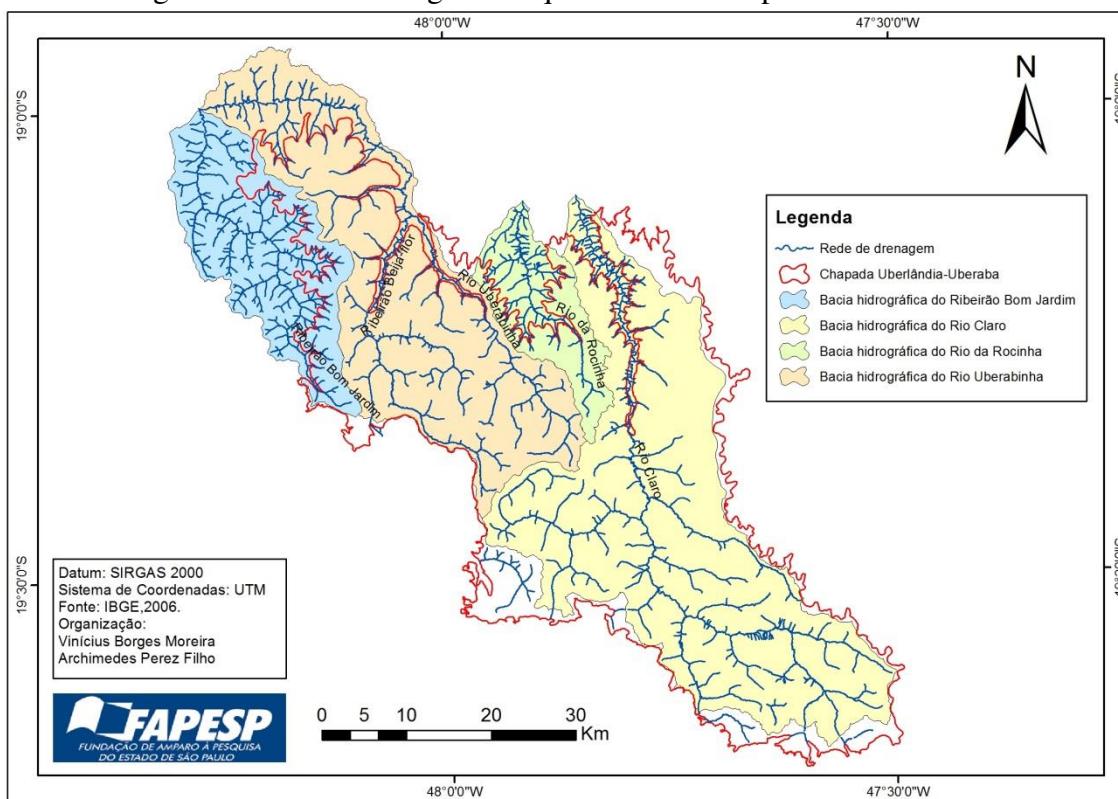


Figura 2 – Bacias hidrográficas que drenam a chapada Uberlândia-Uberaba



O clima da região é classificado como AW, megatérmico, segundo a classificação de Köppen, com chuvas de verão e secas de inverno, de acordo com ROSA, et. al. (1991).

A Estação climatológica da Universidade Federal de Uberlândia, localizada na cidade de Uberlândia-MG, coordenadas $18^{\circ} 55' 01''$ sul e $48^{\circ}15' 58''$ oeste, altitude de 869m, disponibiliza dados que são importantes na caracterização climática regional. De acordo com esta estação, no período de 1997 à 2012, a temperatura média anual da região foi de (23°C), tendo máximas no mês de setembro e outubro (30°C), e mínimas nos meses de junho e julho (15°C). A precipitação média é de 1516 mm/ano, sendo os meses mais chuvosos dezembro e janeiro e secos julho e agosto (OLIVEIRA, 2013).

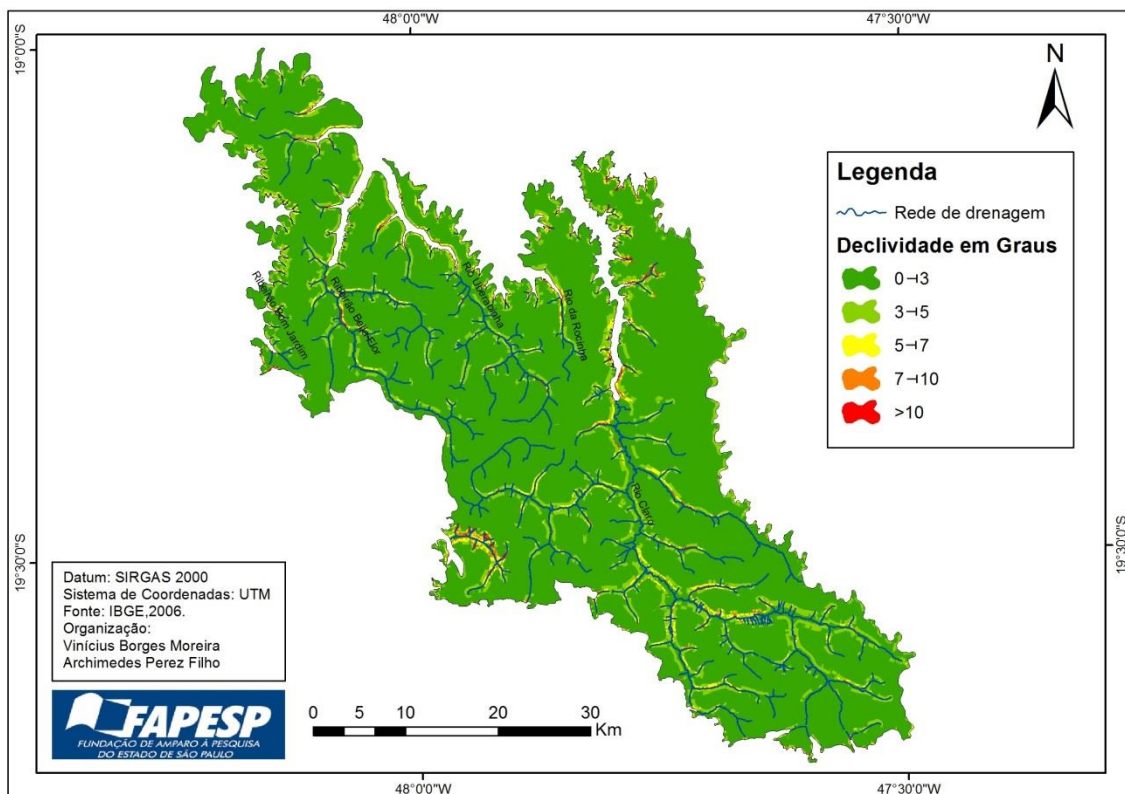
A cobertura vegetal da chapada que naturalmente era composta por diversas fitofisionomias do domínio dos Cerrados, foi amplamente substituída por culturas anuais mecanizadas e silvicultura, devido às aptidões do relevo, clima e disponibilidade hídrica da região. De acordo com Schneider (1996), esse processo se inicia na década de 1960, sendo a região do TM palco da “revolução verde”. Programas governamentais como POLOCENTRO (Programa de Desenvolvimento dos Cerrados) incentivaram e financiaram a ampliação das áreas agricultáveis a partir do uso de defensivos agrícolas, fertilizantes e mecanização,

diminuindo drasticamente as áreas ocupadas por Cerrado afetando, portanto, áreas de ocorrência de veredas e campos de murundus.

De acordo com o levantamento histórico do uso das terras da alta bacia do Rio Uberabinha realizado por Schneider (1996), em 1964, 97,79% da área era ocupada por vegetação natural de Cerrado, campos úmidos e matas. Em 1994 a área ocupada pela mesma vegetação foi reduzida para somente 43,52%. Ao observar imagens aéreas mais recentes e ao realizar trabalho de campo na região, pode-se observar que poucas áreas úmidas em fundos de vale permanecem com a cobertura vegetal natural, pois quando não foram substituídas são ocupadas por espécies invasoras.

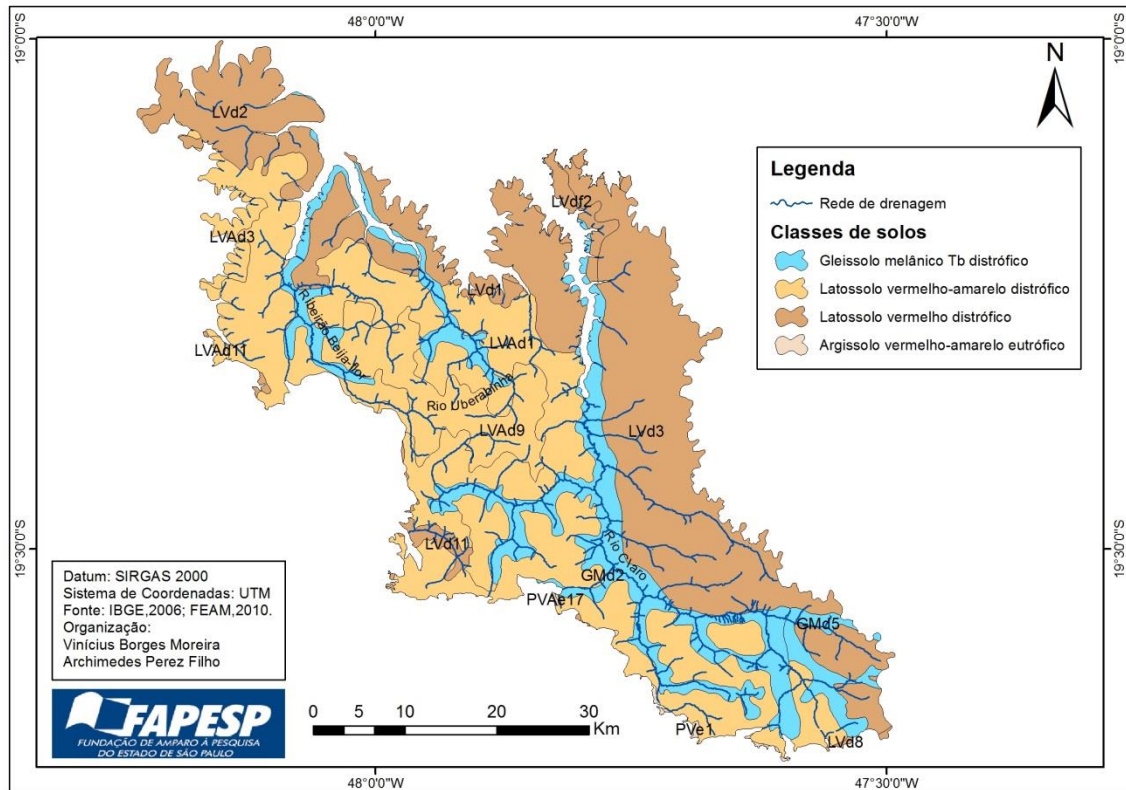
A chapada Uberaba-Uberlândia também pode ser caracterizada por sua baixa declividade, conforme Figura 3. Nos interflúvios (níveis de cimeira) a declividade predominante é menor que 3° e somente oscila positivamente em fundos de vale. Nos limites escarpados da chapada (zonas de capturas de drenagem) a declividade aumenta consideravelmente devido ao contato erosivo entre patamares geomorfológicos, indicando avanço dos processos.

Figura 3 – Declividade chapada Uberlândia-Uberaba



De acordo com mapeamento de solos disponibilizado pela FEAM (2010) escala 1:650.000, Figura 4, ocorrem na chapada predominantemente em interflúvios, rampas e vertentes os Latossolos amarelos e vermelho-amarelos. Restringem-se aos fundos de vale e depressões os Gleissolos que estão intimamente ligados a oscilação de água constante do nível de lençol freático.

Figura 4 – Solos chapada Uberlândia-Uberaba



Em relação a litologia toda a chapada é estruturada por arenitos da Formação Marília recobertos por Coberturas Cenozoicas, que são base para a característica de relevo tabular da chapada e condições ambientais favoráveis a concentração de umidade (BARCELOS, 1984). No item a seguir os aspectos litológicos e geomorfológicos serão apresentados com maior detalhe, apoiados com o debate de algumas das principais bibliografias sobre a temática em âmbito regional.

6. Referencial teórico

6.1. Caracterização geológica regional

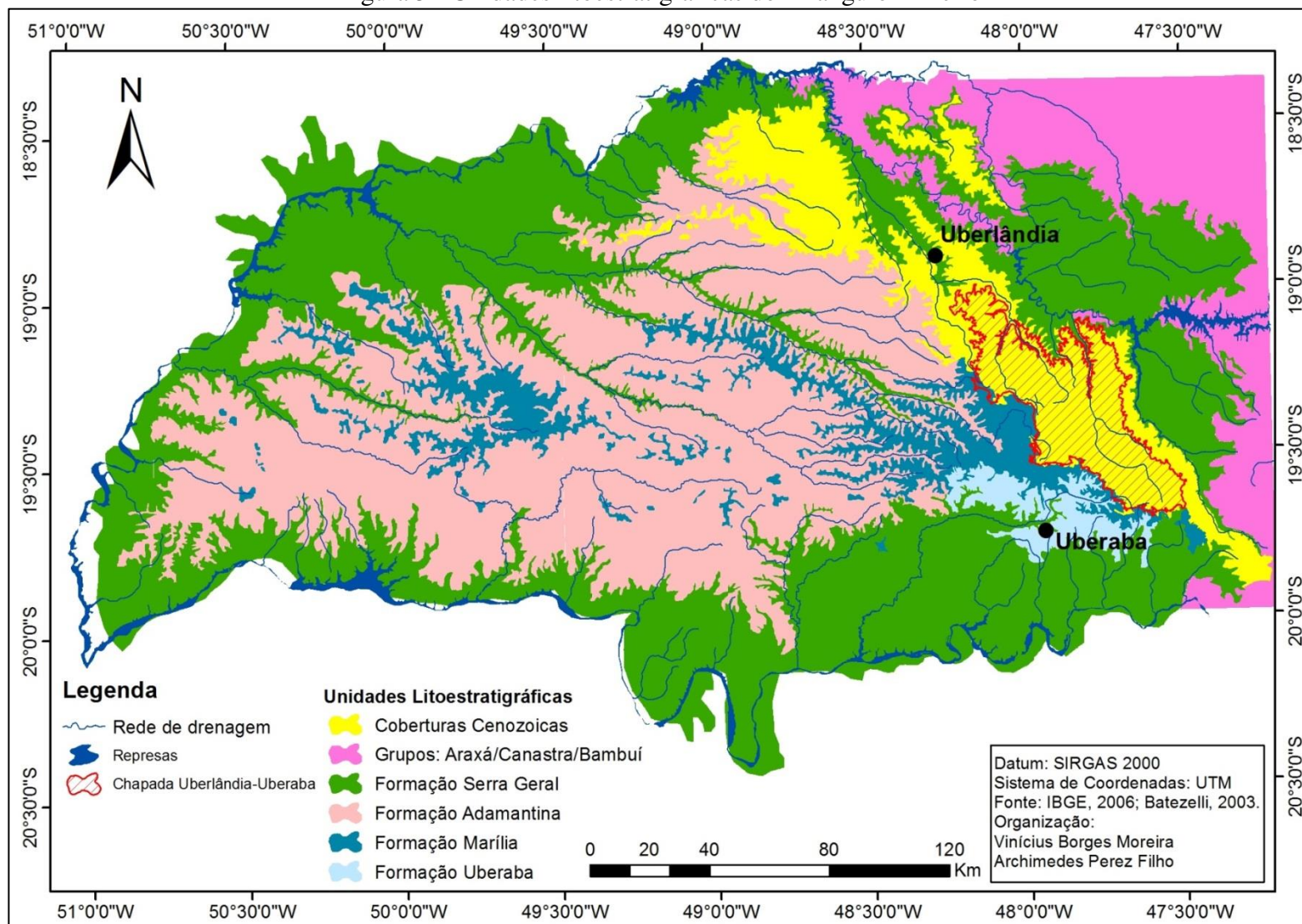
6.1.1 Aspectos litológicos

A identificação e caracterização dos aspectos litológicos da região do TM são essenciais para interpretação da dinâmica e evolução da paisagem, pois, é o substrato que sustenta a porção mais superficial da crosta terrestre. Vários eventos climáticos, deposições sedimentares e movimentação tectônica ocorridas durante milhões de anos, produziram os grupos e formações litológicas regionais, condicionando, a disposição dos elementos da paisagem atual.

De acordo com Batezelli (2003) inspirado por Barcelos (1984), a região do TM e adjacências possui três grandes tipologias de rochas, são elas: sedimentares (Bacia Bauru e depósitos Cenozoicos), metamórficas (embasamento Pré-Cambriano– Grupo Araxá, Bambuí e Canastra) e magmáticas (Formação Serra Geral e intrusões alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba) conforme a Figura 5 e Quadro 1.

Utilizando maior escala de análise, Nishiyama (1989) identificou em afloramentos no município de Uberlândia e áreas proximais, outra formação que possui menor ocorrência na região, as rochas da Formação Botucatu, seus afloramentos foram identificados no vale do rio Araguari entre os córregos Marimbondó e Buracão.

Figura 5 - Unidades litoestratigráficas do Triângulo Mineiro



Fonte: Barcelos (1984) modificado por Batezelli (2003) e adaptado pelo autor.

Quadro 1 – Cronoestratigrafia do Triângulo Mineiro

Era	Período	Grupo	Formação
Cenozoico	Quaternário	-	Depósitos aluviais e pedimentos
	Terciário		Coberturas Cenozoicas ou Detrito Lateríticas
Mesozoico	Cretácio	Grupo Bauru	Marília Adamantina Uberaba
		São Bento	Serra Geral
	Jurássico	São Bento	Botucatu
Neoproterozoico	Criogeniano	Araxá	-
	Toniano	Canastra Bambuí	-

Fonte: CODEMIG, 2014; Lima, 1996.

O grupo Araxá é a única unidade do Proterozóico encontrada próximo a área de estudo no TM, tendo seu principal afloramento no rio Araguari e baixo curso do rio Uberabinha (NISHIYAMA, 1989). Caracteriza-se por metamorfitos da fácies epidoto-anfibolito, contendo quartzitos que ocorrem em discordância angular com o complexo de base, formando cristas com direcionamento associados a falhas em muitas das vezes, identificáveis por imagens orbitais e não-orbitais. A litologia apresenta grande variedade de rochas como: xistos, xistos biotíticos, muscovita, granada xisto, anfibolitos, quartzitos, micaxistos, micaxistos feldispático, mármore e gnaisses, dentre outras. Atividades tectônicas regionais deformaram os xistos e gnaisses aprestando dobramentos em escala de afloramento (IANHEZ et. al., 1983).

A formação Botucatu é constituída por arenitos que estão acima do embasamento cristalino do grupo Araxá e sob/intercalado as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral ou Grupo Bauru, tendo pouca ocorrência de afloramentos na região. De origem desértica os grãos do arenito são arredondados e opacos indicando o transporte eólico, sua estratificação é predominantemente plano paralela passando para cruzada. Em alguns pontos é comum

encontrar troncos de árvores bem conservados por conta da silificação da rocha. (NISHIYAMA, 1989).

A partir deste nível estratigráfico as formações são expostas na própria escarpa erosiva da chapada Uberlândia-Uberaba ou aflorando superficialmente em corte de estradas ou em vales de rios analisados, tornando-se material de origem das coberturas superficiais.

A Formação Serra Geral é constituída por rochas basálticas com pequenas lentes de arenitos alternados aos derrames, possui aspecto maciço contendo fraturas irregulares e subconchoidais, formando espessuras variadas de derrame. É composta por rochas de coloração escura a cinza-escuro, granulação média e fina, localmente vítreas, quando alteradas adquirem coloração amarelada (IANHEZ et al, 1983). O evento que originou a província magmática é reconhecido como a maior manifestação ígnea continental da Terra, ocupando uma área superior a 1.200.000 km² da Bacia Sedimentar do Paraná. No TM suas rochas podem chegar a espessura de 150 metros, e encontram-se expostas no vale dos principais rios sob os arenitos do Grupo Bauru (NISHIYAMA, 1989), (BATEZELLI, et. al., 2005).

Acima dos derrames basálticos encontra-se as rochas sedimentares do grupo Bauru, que possui como base a Formação Uberaba, ocorrendo próximo a sede do município de mesmo nome (porção oriental do TM). A formação Uberaba se constitui de rochas como arenitos tufáceos associados a siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos de origem epiclástica, derivando do próprio basalto da Formação Serra Geral e Rochas do embasamento Cristalino (grupo Araxá e Canastra). Possui cerca de 70 metros de espessura restringindo-se ao entorno de Uberaba. (BARCELOS,1993), (BATEZELLI, 2003).

Paralelamente a formação Uberaba no sentido a Oeste da área de estudo (porção ocidental do TM) sobre a Formação Serra Geral ocorre a Formação Adamantina (Grupo Bauru), uma formação de grande amplitude geográfica e diversidade litológica. No TM é composta por arenitos finos e médios, avermelhados, moderadamente selecionados e com estratificação cruzada, plano-paralela com marcas onduladas (BARCELOS, 1993). Os dados de superfície encontrados por Batezelli (2003) apontam espessura de até 100 metros para esta formação.

A Formação Marília se constitui como conjunto de rochas superior do Grupo Bauru, sendo subdividida por Barcelos (1984) em Três membros distintos: Echaporã (ocorre a sudoeste do TM), Ponte Alta e Serra da Galga. A formação é composta principalmente por arenitos grossos e conglomeráticos, calcretes nodulares, calcários e sedimentos conglomeráticos pouco litificados. De acordo com Batezelli (2003) em superfície esta

formação chega a 60 metros de espessura, porém em subsuperfície chega a 100 metros de profundidade, conforme poços aferidos na região.

De acordo com Barcelos (1993) acima da formação Uberaba está o membro Ponte Alta da Formação Marília, que possui elevada concentração de cimento carbonático, agrupado nas rochas ou em níveis de fraturas. As lentes de calcários são facilmente observadas na base da escarpa Oeste da Chapada Uberlândia-Uberaba, ou em morros testemunhos ao longo da BR-050 entre Uberlândia e Uberaba. Na região este calcário possui fins econômicos, sendo utilizado principalmente para correção de acidez do solo e até mesmo para produção de cimento no distrito de Ponte Alta, município de Uberaba. De acordo com Barcelos (1993) esses calcários são de origem lacustre concentrados no processo de formação da rocha.

Após diversos trabalhos de campo no TM, Batezelli (2003) conclui que o membro Ponte Alta consiste em lentes de calcário dentro da unidade Serra da Galga, discordando de autores pretéritos que apontavam um contato gradacional entre as duas unidades.

O Membro superior da Formação Marília na região é a face Serra da Galga, constituída por coberturas de topos aplainados e bordas escarpadas entre os rios Grande, Paranaíba e Araguaari. De acordo com Barcelos (1993), formando relevos de serras tabulares em toda sua área de ocorrência na porção oriental do TM. Composta por arenitos conglomeráticos muito friáveis com estratificação cruzada, também possui quantidade significativa de carbonato de cálcio, porém em menor quantidade que no membro Ponte Alta. De acordo com Batezelli (2003) os solos que derivam dessa rocha são muito friáveis dando origem a solos arenosos favorecendo erosão mecânica e o aparecimento de voçorocas.

Recobrimo parte da litologia regional, especialmente sobre a chapada Uberlândia-Uberaba e adjacências, ocorrem as Coberturas Cenozoicas descritas por Barcelos (1984) ou coberturas detrítico-lateríticas caracterizadas por Mamede et. al. (1983) como: Superfícies aplainadas localizadas em cotas superiores a 800 metros, sobre litologias Paleozoicas e Mesozoicas da bacia sedimentar do Paraná. Cangas lateríticas na base sob argilas mosqueadas e pacotes argilosos ou areno-argilosos homogêneos com cerca de 20 metros de espessura.

Há debates importantes na literatura sobre a origem do material de recobrimento Cenozoico. Uma linha de pesquisadores aponta para indícios de sedimentação Terciária recobrimo níveis de aplainamento, e outra vertente, apresenta indícios de alteração *in situ* de rochas subjacentes, sendo que, no projeto RADAMBRASIL pedólogos, geólogos e geomorfólogos apresentam diferentes hipóteses sobre o tema. Nos próximos itens do trabalho serão apresentadas características encontradas na área de estudo, indicando um posicionamento no debate, correlacionado os resultados a evolução recente da paisagem.

6.1.2 Aspectos estruturais

Os padrões estruturais geológicos podem ser identificados por meio das feições lineares, fraturas e falhas. Ao analisar estas características na referida área de pesquisa, faz-se necessário relembrar que o TM está inserido em uma extensa bacia sedimentar intracratônica, cujo, o eixo principal se alinha em uma direção NNE-SSO a N-S (Rio Paraná) e os principais rios que compõe esta bacia sedimentar ocorrem num sentido transversal ao eixo principal. Os rios Grande e Paranaíba e seus respectivos afluentes seguem essa mesma lógica, expressando um direcionamento ditado pela evolução tectônica regional pré-existente atribuída a porção NE da bacia sedimentar do Paraná (ALMEIDA, 1981).

De acordo com Hasui et. al. (1975, P.23, apud Barcelos, 1993, p.12), durante o Mesozoico especificamente entre o Jurássico e Cretáceo a faixa divisória entre a bacia Sanfranciscana e Bacia Sedimentar do Paraná (sul de Goiás e Oeste de Minas Gerais), sofreu grande dinamismo decorrente da reativação Wealdeniana, produzindo processos de sedimentação e magmatismo alcalinos, sendo reativada ao menos mais duas vezes durante o Fanerozóico.

Posteriormente Hasui e Haralyi (1991), apresentam informações complementares em relação a região, concluindo que a flexura de Goiânia retomou suas atividades, causando intensa movimentação de blocos em falhas pré-existentes durante o período entre o Neojurássico/Neocretáceo, quando se forma a depressão de Abaeté. O soerguimento do Alto Paranaíba (área fonte de sedimentação do Grupo Bauru e possivelmente de posteriores coberturas) ocorre no período Neocretáceo a partir de intrusões e em seguida forma-se a depressão de Uberaba. Os autores ainda ressaltam que esta movimentação marcou profundamente a Formação Uberaba e todo o Grupo Bauru, sendo notórios os alinhamentos NW-SE, NE-SW. Os alinhamentos identificados coincidem com o direcionamento das rochas do embasamento Pré-cambriano, indicando uma reativação dos processos.

Ao termino da sedimentação do grupo Bauru na região do TM, houve um período de estabilidade tectônica, que segundo Batezelli (2003) foi rompida durante o Terciário com a reativação da Sutura de Itumbiara e Lineamento do Rio Grande. Esta movimentação resultou na compartimentação da bacia Bauru na região, formando várias depressões preservando unidades litoestratigráficas distintas com a Formação Uberaba.

Almeida (1981) aponta em sua síntese sobre a Bacia Sedimentar do Paraná que as reativações tectônicas continuaram Pós-Cretáceo chegando até o Cenozoico, portanto afetando diretamente a disposição atual da rede drenagem regional.

6.2 Aspectos Geomorfológicos

Os aspectos geomorfológicos regionais são resultantes de processos dinâmicos internos da crosta terrestre e externos, desta associação, originam-se as formas do relevo, elemento fundamental para a interpretação das paisagens e processos atuais, assim como, para a reconstrução de paleoambientes e paleoclimas.

6.2.1 Compartimentação Geomorfológica regional

A região do TM está localizada na unidade geomorfológica denominada pelo projeto RADAM BRASIL Mamede et. al. (1983) como: “Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná” sub-unidade “Planalto Setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná”. De acordo com o relatório a sub-unidade possui dois patamares distintos, sendo eles, pertencentes as cotas topográficas de 350 à 650 metros e 650 à 1000 metros. Portanto a área de estudo deste trabalho estaria inserida no patamar mais elevado, a unidade é caracterizada por superfícies pediplanadas ou superfície de aplainamento elaborada por processos de peneplainação, afetando litologias pré-cambrianas, cretáceas e terciárias.

Segundo o levantamento realizado por Machado (2010) durante o mapeamento de Geodiversidades do Estado de Minas Gerais, a região do TM se insere na grande unidade geomorfológica “Domínios das Unidades Agradacionais”, e sub-unidade “Domínio das Unidades Agradacionais em rochas sedimentares Litificadas”. Este domínio é composto por dois padrões de relevo distintos descritos a seguir.

Os “Planaltos e Baixos Platôs” que correspondem a superfícies ligeiramente mais elevadas que o padrão circundante, formas tabulares ou colinas muito amplas e pouco dissecadas, sistemas de drenagem principal com forte entalhamento, sendo a deposição de planícies fluviais restritas, ou em vales fechados. A inclinação da vertente varia entre 2 e 5° com topo plano e suave ondulado. Há predomínio dos processos de pedogênese e pontualmente eventos de laterização. Ocasionalmente podem ocorrer processos de erosão laminar e linear.

O padrão de relevo “Chapadas e Platôs” caracterizam superfícies tabulares alçadas ou relevos soerguidos com formas planas ou aplainadas e incipiente dissecação. A amplitude do relevo varia ente 0 e 20 metros, configurando topos planos, possuem escarpas erosivas ou vertentes íngremes que a delimita. Há franco predomínio dos processos de pedogênese,

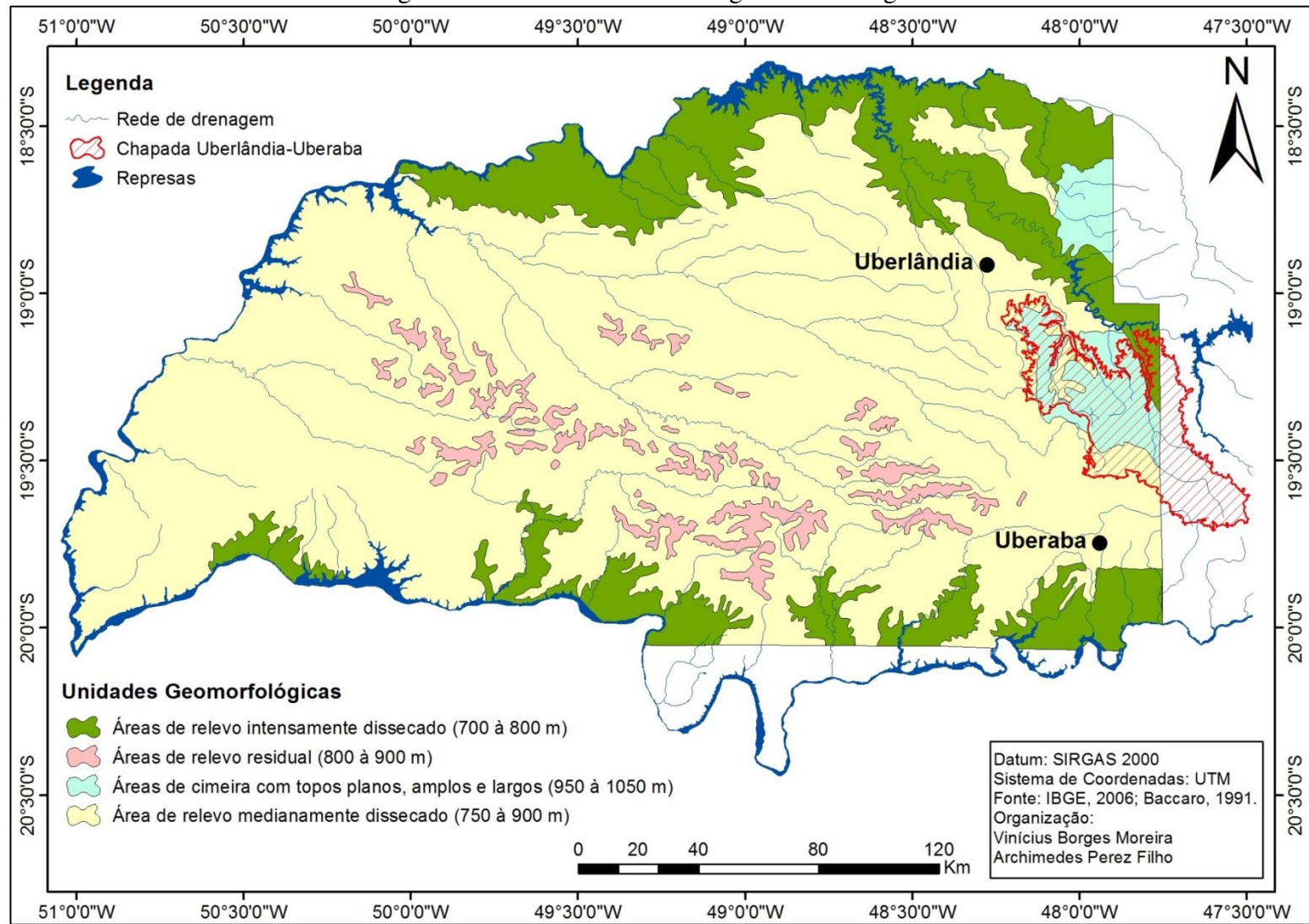
produzindo latossolos profundos, com frequentes ocorrência de laterização. A área de trabalho se enquadra nas características desta unidade de relevo.

Baccaro (1991) propôs quatro unidades geomorfológicas para a região do TM, conforme Figura 7, levando em consideração aspectos geológicos, formas e nível de dissecação do relevo, detalhando um pouco mais os compartimentos descritos anteriormente.

A unidade geomorfológica “Área de Relevo Intensamente Dissecado” corresponde a áreas próximas aos vales dos rios Araguari, Paranaíba e Grande, contemplando seus afluentes próximos, caracteriza-se por ser intensamente dissecada apresentando vertentes abruptas, corredeiras e cachoeiras. Exibe altimetria variada, devido aos topos aplainados que ocorrem nos interflúvios dos afluentes mais distantes entre 700 e 800 metros. Rupturas abruptas atingem por volta de 24 a 40° sendo mantidas por diferentes derrames basálticos, caracterizando a transição para o patamar mais rebaixado 640 e 700 metros, alcançando os vales dos rios Paranaíba e Araguari exumando rochas pré-cambrianas.

Com maior dimensão areal na região a unidade “Áreas com Relevo Medianamente Dissecado” apresenta topos nivelados entre 750 e 900 metros, com formas convexas e vertentes entre 3 e 5° de declividade. A Formação Adamantina é a mais representativa nesta unidade, sendo recoberta por sedimentos Cenozóicos em determinados locais. Há maior presença de processos de ravinamento e voçorocamento, principalmente em áreas ocupadas por pastagem, sendo a instabilidade das vertentes mais pronunciadas. É comum a presença de concreções ferruginosas associadas a Gleissolos e subsistema de veredas.

Figura 7 - Unidades Geomorfológicas do Triângulo Mineiro



Fonte: Baccaro, 1991. Adaptado pelo autor.

Caracterizam-se por bordas escarpadas erosivas de até 150m as “Áreas de Relevo Residual”, delimitadas por contornos irregulares atingem declividade de até 45°. São divisores de águas das principais bacias hidrográficas entre 800 e 900 metros, consideradas localmente como “Serras”. Esta unidade apresenta relevo intensamente dissecado com formas convexas nas vertentes e anfiteatros expressivos, a exposição dos arenitos da Formação Marília tipifica esta unidade, apresentando bordas escarpadas usadas também como referência para delimitação da chapada Uberlândia-Uberaba. Ocorrem com maior frequência processos de ravinamentos e escorregamentos de massa, sobretudo nas escarpas de declividade maior de 20°.

A unidade superior que representa a área de estudo (chapada Uberlândia-Uberaba), se refere a “Áreas de Cimeira com topos planos amplos e largos”, ocorre entre as cotas de 950 e 1050 metros, vertentes com baixa declividade entre 3 e 5°, rede de drenagem com baixa densidade e pouca ramificação, superfícies aplainadas e recobertas por sedimentos Cenozoicos. Abaixo dos solos altamente pedogeneizados ocorrem camadas de crosta ferruginosa e conglomerado basal composto por fragmentos de arenitos e basalto. Em ambas as margens de todos os canais fluviais ocorrem Gleissolos, em muita das vezes, povoados por “murundus” que são abundantes neste unidade. Quase todos os vales são amplos de fundo úmido, poucos são povoados por matas galeria e buritis. Sulcos ravinas e voçorocas não são comuns nesse compartimento que possui textura do solo muito argilosa.

As classificações de unidades geomorfológicas apresentadas possuem diferentes metodologias de aplicação, alterando o nível de detalhamento devido a escala de trabalho adotada. Quanto aos processos que geraram tais unidades, existe uma unanimidade, a sucessão de ciclos de deposição e desnudação ocorridos no Cenozoico, provocados por oscilações climáticas Terciárias.

6.2.2 Superfícies Geomorfológicas

As superfícies geomorfológicas podem ser caracterizadas como superfícies de erosão ou acumulação, resultantes de processos estruturais ou paleoclimáticos, esculpidas em diferentes períodos/épocas geológicas, sendo eventos de curta duração ou prolongadas (MARQUES NETO, 2014). De acordo com Silva (2009) os níveis de superfícies mais elevados são mais antigos e os mais rebaixados são mais jovens.

A forma e extensão das superfícies geomorfológicas podem ser diversificadas, dependendo da atividade tectónica, resistência e homogeneidade da litologia que sofreu o

processo. Rochas mais resistentes a erosão tendem a sustentar por mais tempo e de maneira contígua as superfícies (SILVA, 2009). Em área de ocorrência de litologias tenras as superfícies geomorfológicas tendem a serem fragmentadas, porém em alguns locais, com características específicas como a chapada Uberlândia-Uberaba, a superfície é continua devido a ocorrência de paleosuperfícies resistentes (pavimento detrítico-laterítico) e baixa densidade da rede de drenagem, que diminui a atuação dos processos erosivos de separação da superfície.

De acordo com Salgado (2007), considerando a grande quantidade de trabalhos relacionados ao tema disponível atualmente, não se pode compreender a origem das superfícies de aplainamento ou superfícies geomorfológicas de um determinado local, por meio de um único modelo teórico, pois existem acertos e falhas em cada um deles. Torna-se necessária uma visão mais ampliada para considerar tais hipóteses de origem das superfícies para uma determinada região. Por tanto, justapor diversos autores e suas cronologias relativas referentes a períodos de aplainamento do relevo, pode ser o caminho para assim chegar a conclusões sobre as chapadas do TM.

Autores como De Martone (1943), Almeida (1964), King (1956), Barbosa (1959), Ab'Saber (1962), Bigarella et. al. (1965) e Valadão (1998) propuseram cronologias para diversas superfícies reconhecidas no interior do território brasileiro, porém, a cronologia entre estes autores difere quanto período e agente escultural/estrutural.

Silva (2009) apresenta quadro síntese comparativo dos eventos de aplainamento e cronologias Quadro 2, conforme os autores supracitados, reconhecendo similaridades e complemento entre suas obras.

Quadro 2 – Eventos e cronologias relativas de superfícies geomorfológicas/aplainamento

Autor Período Época	De Martone (1943)	King (1956)	Ab'Saber (1962)	Bigarella et al (1965)	Barbosa (1959)	Almeida (1964)	Valadão (1998)
Quaternário		Ciclo Paraguai	Superfície Jundiá	Terraços Pedimentos	Superfície Pleistocênica		
Plio-Pleistoceno				Pd1		Diversas Superfícies ao longo de vales, originados por erosão de vertentes, sem aplainamento lateral	Superfície Sul-Americana II
Néogeno	Superfície Neogénica	Ciclo Velhas	Superfície Neogénica		Superfície "Araxá"		Superfície Sul-Americana I
Terciário Médio			Superfície de cristas médias	Pd2		Superfície Japi	Superfície Sul-Americana
Paleógeno	Superfície Paleogénica	Ciclo Sulamericano		Pd3	Superfície Pós-Bauru		
Cretáceo superior		Ciclo Pós Gondwano	Superfície dos altos campos		Superfície Gondwana		
Cretáceo Médio	Superfície de Campos	Ciclo Gondwano					
Jurássico							
Triássico		Superfície Desértica					
Permiano							
Carbonífero						Superfície Itaguá	
Devoniano						Superfície Itapeva	

Fonte: Silva, 2009. Adaptado pelo autor.

A superfície "Sul-americana" de King (1956) foi amplamente discutida e reconhecida no território nacional, sendo citada por diversos autores como demonstra a revisão feita por Marques Neto (2014). Para região do TM Baccaro (1991) relaciona a superfície Sul-americana de King (1956) aos níveis de cimeira (topos planos que ocorrem entre 950 e 1050 metros) que foram aplainados por processos denudacionais, posteriormente foram esculpidas pelo ciclo "Velhas" dando aspecto escalonar as chapadas.

Devido a maior correlação apresentada em outros trabalhos, será usado como referência o modelo de King (1956) nesta pesquisa, para o entendimento da formação de superfícies geomorfológicas na região e área de estudo.

Após a sedimentação do Grupo Bauru no TM que data do Cretáceo superior, no Paleógeno, de acordo com King (1956), ocorreu um vasto período com clima seco/semiárido de proporções continentais, que como resultado produziu superfícies de aplainamento e nivelou diversas topografias do relevo no Brasil e África, formando extensos pavimentos dentríticos na superfície e dando formato tabular as chapadas da região estudada.

Posteriormente a esse evento, segundo King (1956), ocorreu outro período de erosão durante o Neógeno que caracterizou o ciclo “Velhas”.

O ciclo “Velhas” seria responsável pela incisão de vales fluviais em Minas Gerais e São Paulo, entalhando as chapadas produzidas pelo ciclo anterior, sendo que, raramente atinge a fase de aplainamento generalizado. A diferença de níveis topográficos da superfície Sul-Americana e ciclo “Velhas” é de aproximadamente 100 metros, tendo como característica maior ramificação dos canais de drenagem e cristas para a superfície mais recente. Esse ciclo também é responsável pela origem dos extensos depósitos arenosos que denominado de Formação Barreiras na região costeira de idade Pliocênica.

Concordando com King (1956) em alguns aspectos, Ab'saber (1972), aponta que após o termino da sedimentação do Grupo Bauru, houve um período mais seco/semiárido, proporcionando processos de aplainamento, remobilizando materiais, rebaixando o topo das chapadas e produzindo base de cangas lateríticas, sendo hoje superfícies correspondentes aos níveis de cimeira. Durante parte do Terciário o clima se tornou mais úmido sendo estabelecido o sistema de drenagem atual que entalhou as chapadas.

Já no Quaternário o ultimo ciclo descrito por King (1956) denominado “Paraguaçu”, seria responsável pelo aprofundamento dos canais fluviais estabelecidos, que na nossa interpretação, exumou as rochas Neo-proterozoicas encontradas nos vales dos rios Uberabinha e Araguari.

Ainda sobre os processos de aplainamento e superfícies geomorfológicas Mamede et. al. (1983) conclui que, o compartimento “Planalto Ocidental da Bacia do Paraná” foi submetido por no mínimo a três fases erosivas marcantes, sendo elas, Pediplano Terciário que truncou e expos todas as rochas pós-paleozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná. Pediplano Pliopleistocênico, responsável pelo nivelamento dos planaltos regionais e diminuição da espessura da cobertura terciária, e por último cita o Pediplano Neopleistocênico, o qual esculpiu os compartimentos rebaixados de planalto e retocou as superfícies erosivas citadas anteriormente.

Após os processos de erosão por aplainamento ocorreram processos de aggradação, ou seja, há deposição de material alóctone sobre as superfícies aplainadas das chapadas nos níveis de cimeira. Tal hipótese é formulada devido a diferenciação do material de recobrimento, para com os solos gerados pela alteração de rochas *in situ*.

Mamede et. al. (1983) denomina os recobrimentos das superfícies aplainadas de Sedimentos Terciários, indicando que, onde este ocorre na região do TM, dão origem a Latossolos vermelhos/amarelos de textura muito argilosa fortemente pedogeneizados. No

“Planalto Ocidental da Bacia do Paraná” se distribui entre as cotas topográficas de 700 e 1000 metros, possuindo de 20 à 40 metros de espessura aproximadamente, sendo possível observar que em alguns locais já sofreu processos erosivos de aplainamento, reduzindo o tamanho da cobertura, caracterizando o último processo de aplainamento identificado pelo projeto RADAM BRASIL.

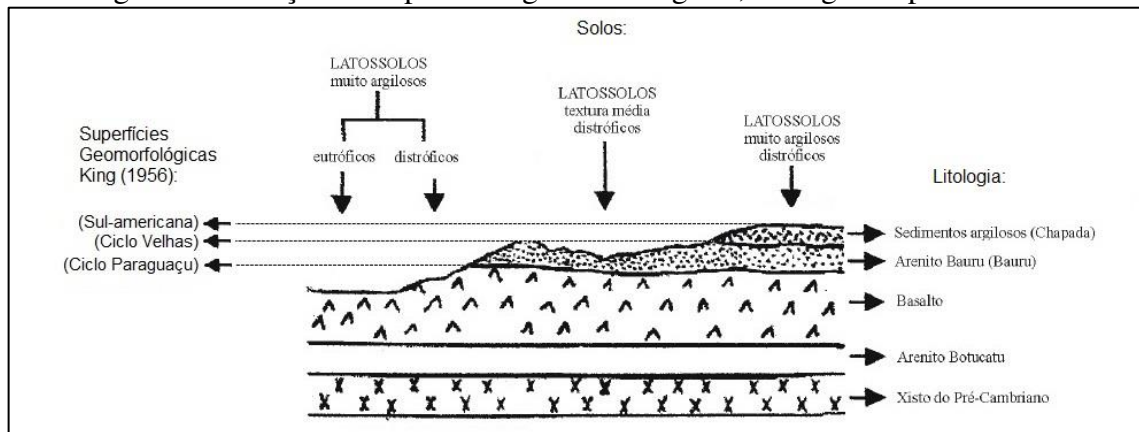
Barcelos (1984) identifica os recobrimentos em níveis aplainados como Coberturas Cenozoicas, identificadas pela sua textura muito lisa de tonalidades claras no canal 5 e 7 das imagens LANDSAT e RADAR, ocorrendo na região do TM principalmente sobre os planaltos da Formação Marília e planaltos dissecados da Formação Serra Geral.

Outra linha de pensamento defendida por Lima (1996) e Feltran Filho (1997), sugere a hipótese de que após os eventos erosivos de aplainamento das superfícies, não ocorreram depósitos sedimentares, todo material encontrado atualmente sobre as chapadas do TM seriam derivados da própria alteração *in situ* da rocha subjacente, seja ela arenítica ou não. Estas duas hipóteses serão mais bem debatidas nos resultados e discussões, confrontadas com os resultados obtidos nos trabalho de campo e mapas produzidos.

Após o conteúdo exposto ficam evidentes os vários processos de retrabalhamento do relevo Pós-Cretáceo, sendo resposta principalmente de processos exógenos ocasionados pela oscilação climática durante todo Terciário e início do Quaternário. Confirmando a teoria de Ab’Saber (1971) que em períodos secos e quentes predominaram os processos de denudação seguido de agradação, e em períodos quentes e úmidos prevalecem o aprofundamento dos canais fluviais e entalhamento generalizado do relevo.

Correlacionando superfícies geomórficas, litologia e formação de solos na região do TM, Ramos et. al. (2006), identificam três patamares com diferentes tipos de solos correspondentes a litologias. Os dados apresentados por estes autores coincidem com todas as características observadas na chapada Uberlândia-Uberaba e áreas adjacentes, concordando com as unidades geomorfológicas de Baccaro (1991). Foi adicionado ao modelo de Ramos et. al. (2006), as superfícies de king (1956), concordando com Mamede et. al. (1983) e Barcelos (1984) em relação a evolução da paisagem regional, tornando-se a referência para análise dos resultados desta dissertação, Figura 8.

Figura 8 – Relação de superfícies geomórfológicas, litologia e tipos de solos



Fonte: Ramos et. al. (2006) adaptado pelo autor.

6.3 Oscilações e pulsações climáticas Quaternárias

Os ciclos climáticos identificados anteriormente que ativaram processos de elaboração do relevo em períodos anteriores ao Quaternário, continuaram com intensidade menor, porém com recorrência maior durante o Pleistoceno e Holoceno, sendo um dos agentes que geram as formas mais superficiais da paisagem.

Em relação aos processos climáticos de elaboração do relevo Pleistocênicos, existe vasta literatura sobre oscilações climáticas e morfogênese no Brasil, destacamos: Ab'Saber (1969, 1977), Ab'Saber et. al. (1961), Bigarella e Mousinho (1965), Melo e Ponçano (1983), Penteado (1968), Perez Filho (1987), Tricard (1965), Suguio (2010), dentre outros. Estes autores identificaram diferentes níveis de aplainamento, formação de terraços fluviais/marinhos e seus depósitos correlativos, com o objetivo de relacionar a origem dos mesmos, as diversas oscilações climáticas Quaternárias por datações relativas e absolutas.

Não é objetivo deste trabalho identificar as oscilações climáticas e suas implicações no relevo em todo Pleistoceno, pois estes eventos não são identificáveis em ambientes de veredas e campos de murundus, que supomos ser resposta de pulsações climáticas mais recentes, relacionadas ao final do Pleistoceno e Holoceno.

De acordo com Suguio (2010), há várias dificuldades na coleta de informações paleoclimáticas holocênicas, devido a escassez e descontinuidade das informações registradas na superfície da crosta terrestre. Destacam-se as pesquisas referentes a técnica de palinologia associadas a datação absoluta por radiocarbono, que podem fazer uma alusão ao clima de acordo com a reconstrução da vegetação pretérita e datação de sedimentos com material orgânico (SUGUIO, 2010).

De forma geral poucas são as obras e dados que se referem a pulsações climáticas no Holoceno, sendo esta época ainda menos explorada nas pesquisas geomorfológicas com cronologia absoluta. Em aproximações por cronologia relativa, Bigarella e Mousinho (1965) identificaram níveis de pedimentos sobre terraços fluviais e várzeas com características atuais, portanto estão, diretamente associadas ao Holoceno. Posteriormente Orellana-Penteado (1980) aplica metodologia correlacionada para explicar a existência de murundus no Planalto Central, mas também se utilizando de cronologia relativa.

A chapada Uberlândia-Uberaba possui formas e microformas associadas a processos de morfogênese recente, resultantes de mudanças ambientais da atual época geológica, que serão caracterizados a seguir.

6.4 Veredas e campos de Murundus

6.4.1 Veredas

As veredas foram amplamente estudadas não somente na ciência geográfica, como em diversas áreas da ciência, possuindo bibliografia extensa, sendo tratada tipicamente como subsistema ou ecossistema do domínio dos Cerrados. Porém este trabalho abordará somente as obras de cunho geográfico, para uma revisão das características físicas com ênfase geomorfológica.

As veredas são importantes fontes de água perene no Cerrado, mantendo a vazão de rios e córregos durante o período não chuvoso, configurando-se como área de exudação, ou seja, em contato com a água sub-superficial.

Os autores Melo (1992), Melo e Espindola (2006) pesquisaram sobre as veredas do município de Buritizeiros região Noroeste de Minas Gerais com enfoque na sua morfologia classificando-as como: depressões rasas e alongadas pouco profundas de fundo plano, possuindo três níveis de umidade compostas por Gleissolos, onde na borda da depressão é sazonalmente úmida, na média e baixa porção da depressão é permanentemente úmida. No fundo plano ocorrem solos saturados e organossolos, possuindo renques de buritis (*Mauritia vinífera* Mart; *Mauritia Flexuosa*) e gramíneas higrófilas. A partir dos fundos planos das veredas inicia-se a drenagem de canais fluviais que podem ser acompanhados em suas margens pelas veredas em fundo de vale.

Aspectos biogeográficos foram explorados por Ferreira (2003), ao destacar a variabilidade de espécies da flora e sua importância para a manutenção deste subsistema do Cerrado. Carvalho (1991) e Ferreira (2003), também levantam a questão da fragilidade deste

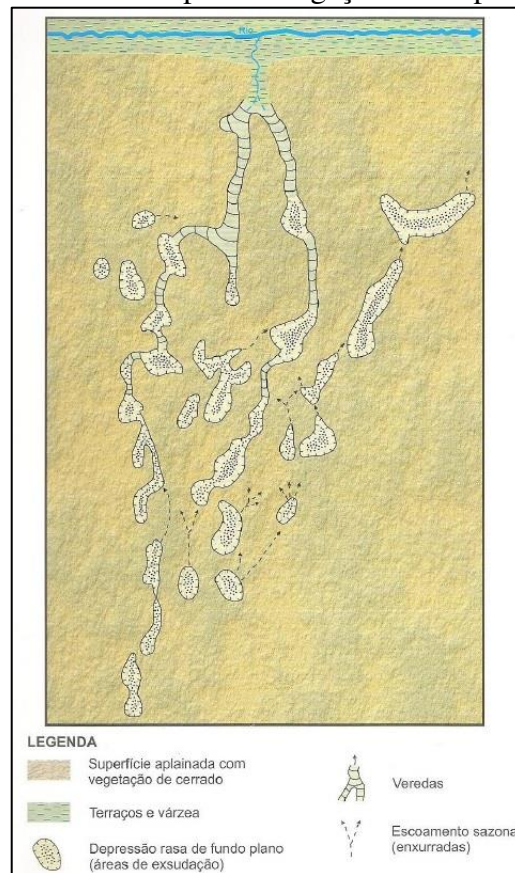
ambiente e a dificuldade de regeneração quando alterado pela ação humana, abrangendo discussões sobre legislação ambiental, uso e ocupação nas áreas do entorno e nas próprias veredas. Os principais problemas identificados por Ferreira (2003) em relação a degradação das veredas foram: alagamento na construção de pequenas barragens para represamento de água, contaminação por defensivos agrícolas e assoreamento devido o mal manejo das vertentes.

Pesquisas com viés geomorfológico evolutivo se destacam nos trabalhos produzidos por: Freyberg (1932), Barbosa (1967), Boaventura (1978, 1981, 2007), Lima (1996) e Ferreira (2003) dentre outros. Os autores citados pesquisaram em diferentes regiões do Cerrado, como: Noroeste de Minas Gerais, Triângulo Mineiro e Sudeste de Goiás, regiões enquadradas no “Domínio dos chapadões recobertos por Cerrados e penetrados por florestas-galerias” descrito por Ab’Saber (1971). Quanto a forma e caracterização física das veredas todos estes autores são concordantes, porém existe divergentes hipóteses quanto sua origem. Nesta perspectiva destacam-se os trabalhos de Boaventura (1974, 1981 e 2007) e Lima (1996), que se opõe, quanto a origem e estádios de evolução das veredas.

Durante o levantamento de recursos naturais de Sagarana, região Noroeste de Minas Gerais, Boaventura (1974) relaciona a origem e evolução das veredas com a existência de diferentes superfícies de aplainamento que moldam as chapadas da região, ocorrência de clima mais úmido posteriormente a formação das superfícies e ocorrência de solos arenosos. Ainda segundo o autor a evolução das veredas se dá pela interligação de depressões circulares ou semicirculares acompanhando o caimento da superfície aplainada e ou controlada por fraturas pré-existentes conforme Figura 9. Boaventura (1974) conclui que a vereda é uma fase transitória da evolução da rede de drenagem, que se mantém estável devido ao baixo declive e a ocorrência de camadas impermeáveis em subsuperfície, que impedem o aprofundamento do talvegue.

No 2º Plano de Desenvolvimento Integrado do Noroeste Mineiro, Boaventura (1981) retoma as pesquisas sobre a gênese das veredas, abrangendo as análises iniciais, classificando tipologias de acordo com o estágio de evolução do relevo, reavaliando as condicionantes para sua ocorrência as quais são: Existência de superfície de aplainamento, Ocorrência de camada permeável superficial superposta a camada impermeável, condições de exorreísmo, nível de base local e um fator climático fundamental, a ocorrência de duas estações bem definidas (seca e chuvosa) no intervalo de um ano, definido conforme a classificação de Koppen por AW tropical.

Figura 9 - Formação de Veredas por interligações de depressões semicirculares

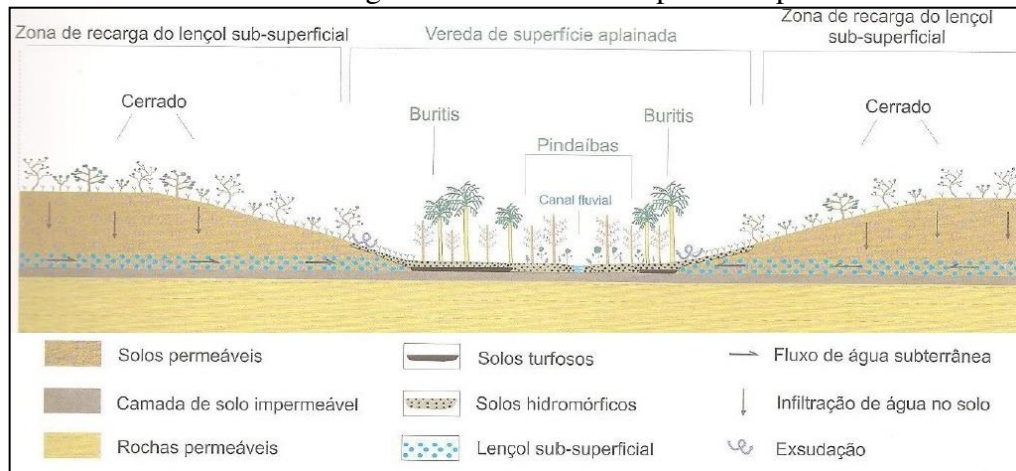


Fonte: Boaventura (2007), adaptado pelo autor.

Em obra mais recente, Boaventura (2007) realiza com detalhe a classificação dos tipos de veredas, propostas por ele em 1981. Segundo o autor de acordo com a geomorfologia regional e estágio de evolução as veredas são tipificadas em:

- Veredas de superfícies aplainadas (Figura 10): Possui área de exsudação do lençol freático, com solos argilosos, frequentemente turfoso na zona encharcada e solo arenoso ou siltoso na sua área menos úmida, com a presença ou não de buritis ou mata de galeria.

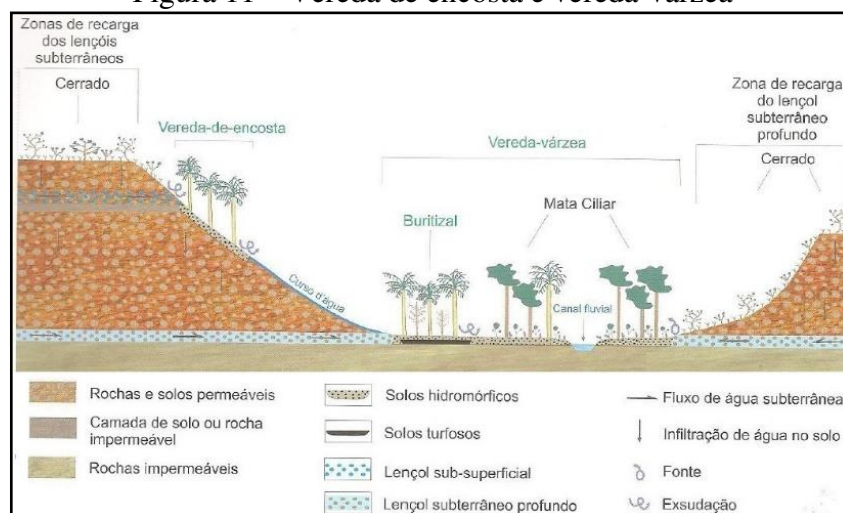
Figura 10 - Vereda de superfície aplainada



Fonte: Boaventura, 2007. Adaptado pelo autor.

- Vereda-várzea (Figura 11): Área de exsudação do lençol freático, em transição para área de acumulação de sedimentos aluviais, típico de planície de inundação ou várzea, com vegetação transicional de espécies herbáceas e buritizais para mata de galeria.
- Vereda de encosta (Figura 11): área de exsudação do lençol freático, com solo arenoso, eventualmente argiloso, com cobertura herbácea, com a presença ou não de buritis, ocorrendo nas bordas das chapadas, em declives poucos acentuados, em formas semelhantes a meia lua.

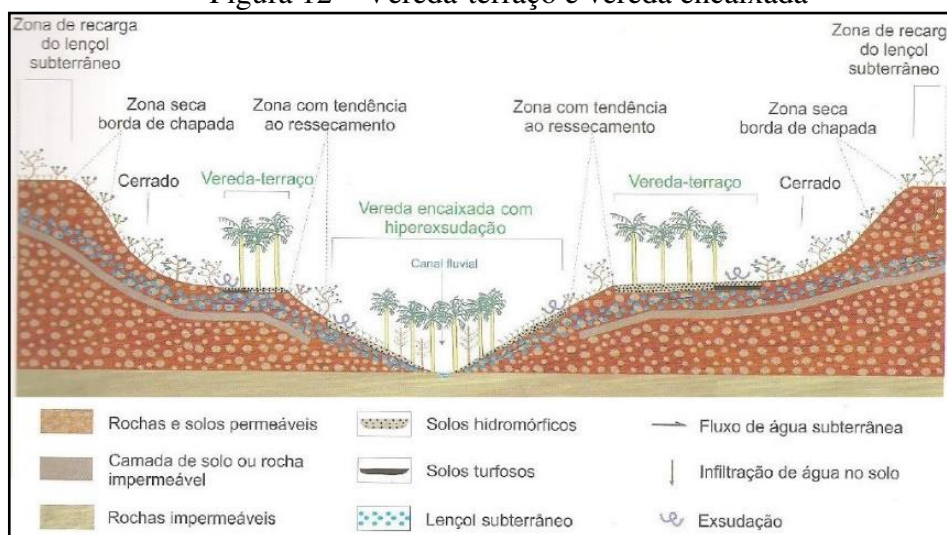
Figura 11 – Vereda de encosta e vereda-várzea



Fonte: Boaventura, 2007. Adaptado pelo autor.

- Vereda de terraço e vereda encaixada (Figura 12): São estádios posteriores aos descritos até aqui, quando processos geomorfológicos já atuaram sobre o relevo e posteriormente a vereda foi instalada adequando-se as novas condições ambientais.

Figura 12 – Vereda-terraço e vereda encaixada



Fonte: Boaventura, 2007. Adaptado pelo autor.

As hipóteses de origem das veredas são concentradas em duas linhas de pensamento, primeiramente a desenvolvida por Boaventura (1978) que evidencia os processos que formaram as superfícies de aplainamento e posteriormente erosão do relevo como responsáveis pela formação destes ambientes. Segundo o autor as veredas se formaram pela interligação de depressões fechadas (áreas mal drenadas) sobre a superfície de aplainamento, ocorrendo trasbordamento e escoamento superficial das águas, durante os períodos chuvosos acompanhando a inclinação da vertente, ou linhas estruturais, o entalhamento fluvial ocasiona um retrabalhamento das margens e o processo de erosão remonte. Desta forma, segundo Ferreira (2008) origina-se o ambiente propício para o desenvolvimento da vegetação típica de vereda em diferentes estádios de evolução.

A segunda hipótese de origem, desenvolvida por Lima (1996) foi inspirada por trabalhos realizados por Mcfarlane (1989) e Filizola e Boulet (1993, p.70, apud Lima, 1996, p.8) realizados no continente Africano em vales de dambos, ambientes similares as veredas do Cerrado brasileiro. Segundo o autor as veredas foram formadas a partir de processos geoquímicos e pedogenéticos primordialmente, onde ocorreram precipitações de minerais (argilas e ferro), a partir de processos contínuos de lixiviação e hidromorfia, resultando no abatimento do relevo em determinados locais sobre as superfícies de aplainamento num primeiro momento. Posteriormente a água acumulada em pequenas depressões inicia a incisão

do talvegue, também por perda geoquímica, condicionada por pequenas fraturas e lineamentos preexistentes, direcionada pelo declive da topografia que possivelmente sofreu abatimento de blocos basculados da chapada. De acordo com Lima (1996) somente muito tempo após esses processos geoquímicos a morfogênese fluvial se instala, sendo secundária em relação a formação das veredas e do próprio vale.

As teorias sobre a origem e evolução apresentadas pelos dois autores são coerentes, sendo importante ponto de partida para aplicação das propostas metodológicas traçadas para alcançar as conclusões desejadas.

6.4.2 Campos de Murundus

Murundus são microformas ou microrrelevos típicos do Cerrado brasileiro, caracterizam-se por pequenas elevações ou montículos convexos, possuindo base circular ou elíptica com tamanho variando de 2 à 6 metros de diâmetro na largura e 0,5 à 2 metros de altura (dependendo da local de ocorrência ou estágio de degradação pode variar de tamanho), comumente são associados a termiteiros. Sua vegetação consiste em gramíneas ciperáceas. Sobre os murundus maiores podem ocorrer pequenas espécies arbóreas (SCHNEIDER, 1996).

Por meio de interpretação de imagens aéreas Araújo Neto (1981), denomina a área de ocorrência de microrrelevos como “campos de murundus”, estando geralmente associados a rede de drenagem, são áreas deprimidas que possuem formato circular ou de ameiba, facialmente detectadas pela ocorrência abundante dos montículos de aspecto “encalombado” que se distribuem caoticamente (SCHNEIDER, 1996). Os campos de murundus descritos ocorrem com frequência sobre as chapadas aplainadas na região central do país, assim como as veredas.

De acordo com Castro Júnior (2002) os murundus ocorrem em campos aluvionares inundáveis das planícies e depressões, bem como em campos brejosos de encosta de planaltos e serras. Penteado-Orellana (1980) destaca a relação das microformas com a proximidade do lençol freático, apontando que o mesmo ocorre no contado entre a base da encosta e a planície aluvial. Há um segundo tipo de murundus, que não estão associados a rede de drenagem, conforme Oliveira Filho (1988), estes se localizam no alto dos interflúvios, onde os solos são bem drenados em meio ao campo limpo. São tipos mais raros associados somente ao escoamento superficial, foram descritos por Eiten (1975, p.40, apud Oliveira Filho, 1988, p.31) ocorrendo na região do Norte de Goiás e Sul do Maranhão.

Dependendo da região do país onde ocorre, o murundu é conhecido por outras denominações. Na região do TM e Serra da Canastra possui a designação de “covoal” (SCHNEIDER e SILVA, 1991). No Pantanal mato-grossense e na Depressão Cuiabana são reconhecidos como morrote, cocoruto, capãozinho e ilha Cunha et al. (1983, p.78, apud Castro Júnior, 2002, p. 86) . Na Planície do Araguaia, entre os estados de Goiás e Mato Grosso é conhecido como varjão e também como monção Eiten (1983, p.98, apud Castro Júnior, 2002, p.88).

A ocorrência de microrrelevos semelhantes aos murundus é relatada em diversos países, grande parte deles nas Savanas africanas, onde existem condições ambientais relativamente semelhantes as do Cerrado. Araújo Neto (1981), Oliveira Filho (1988) e posteriormente Castro Júnior (2002), fazem excelente revisão da literatura internacional demonstrando que existem relatos de microrrelevos em locais para além do Brasil e continente africano, apontando trabalhos importantes feitos nos E.U.A e Venezuela, por exemplo.

É comum haver confusão conceitual na literatura entre murundus e termiteiros/cupinzeiros, porém sua estrutura, material, forma, tamanho e localização espacial são totalmente divergentes, havendo necessidade de trabalhos de campo e coletas de amostras para distinguir os murundus dos termiteiros.

A dinâmica hidrológica dos campos de murundus é diferenciada em relação as veredas, por ocorrerem grandes variações sazonais do lençol freático. De acordo com Schneider e Silva (1991) no período chuvoso, o nível do lençol freático se eleva aproximando-se da superfície, formando uma lagoa temporária no centro da depressão povoada pelos murundus. Durante o período seco o lençol d’água é rebaixado e o campo de murundus perde praticamente toda água acumulada secando a lagoa.

De acordo com Castro Junior et. al. (2004) que monitoraram o nível d’água de campos de murundus (utilizando piezômetros) durante um ano, pode-se afirmar que a variação do mesmo, ocorre devido a existência de dois níveis de lençol freático distintos, separados por uma camada de argila. O primeiro nível, superficial, varia de acordo com o período de chuvas, sendo o segundo, abastecido pelo primeiro e pelo escoamento subsuperficial, mantendo assim, a perenidade de rios e córregos associados na estação seca do ano.

Trabalho realizado em topossequência por Schneider e Silva (1991), na cabeceira do córrego da Fortaleza região do TM, descreve que as vertentes da depressão povoada por murundus são caracterizadas por Gleissolos de textura argilosa. O fundo plano é composto por uma fina camada de deposição de matéria orgânica associado a Organossolos.

A autora Schneider (1996) apresenta três tipos diferentes de campos de murundus que ocorrem na alta bacia do rio Uberabinha: depressões fechadas de topo; cabeceira de drenagem; e vertentes de vales. Para além das características gerais já descritas anteriormente, dentre estes tipos, ocorrem mudanças no formato das depressões, indicando possíveis estádios de evolução da paisagem. As depressões fechadas de topo são circulares ou elípticas não estando interligadas de forma perene a nenhum canal fluvial. As depressões associadas a cabeceiras de drenagem possuem forma alongada similar a uma gota d'água, tendo conexão com o curso fluvial superficialmente, por uma faixa linear mais estreita, possuindo murundus enfileirados no seu entorno. Por fim, os campos de murundus que ocorrem em vertentes de vales margeiam em formato linear as planícies de inundação de cursos fluviais. Fernandes Corrêa (1989, p.32, apud Schneider, 1996, p.79) os interpreta como áreas de ocupação mais antigas por murundus, que estão sendo destruídas pelo entalhamento do vale fluvial.

Existem algumas hipóteses sobre a origem e evolução dos murundus que podem ser divididas em duas linhas de pensamento biótica e abiótica. Destaca-se no Brasil o trabalho de Oliveira Filho (1988), que apoia a teoria biótica utilizando como principal referência o trabalho realizados por Methews (1977), este autor relaciona a atividade de várias gerações e espécies de térmitas a construção do montículo, sendo as primeiras colônias de espécies adaptadas a umidade constante no ambiente dos campos de murundus. Tais colônias teriam sido destruídas por tamanduás e tatus e reconstruídas por outras espécies de térmitas que não necessariamente eram adaptadas a umidade, por estarem acima do nível do lençol freático nesse momento. A sucessão de construção das colônias e destruição teria dado o formato convexo atual e criado condições para instalação da vegetação em seu topo.

Os trabalhos que consideram a hipótese de formação abiótica para os murundus tem grande apoio na geomorfologia e dinâmica superficial das águas, nesta perspectiva, a erosão diferencial é o principal fator para a origem dos montículos. Destaca-se os trabalhos realizados por Penteado-Orellana (1980), Araújo Neto (1981), Batista et. al. (2013) e demais pesquisadores de Brasília que seguem a mesma linha de raciocínio.

De acordo com Araújo Neto (1981)¹ os murundus seriam formados por processos de erosão superficial, onde os murundus consistiriam em unidades mais resistentes a erosão do solo, sendo os núcleos resistentes de origem laterítica recoberto por gramíneas, o que impede o transporte superficial. Batista et. al. (2013) aprofunda as análises feitas por Araújo Neto

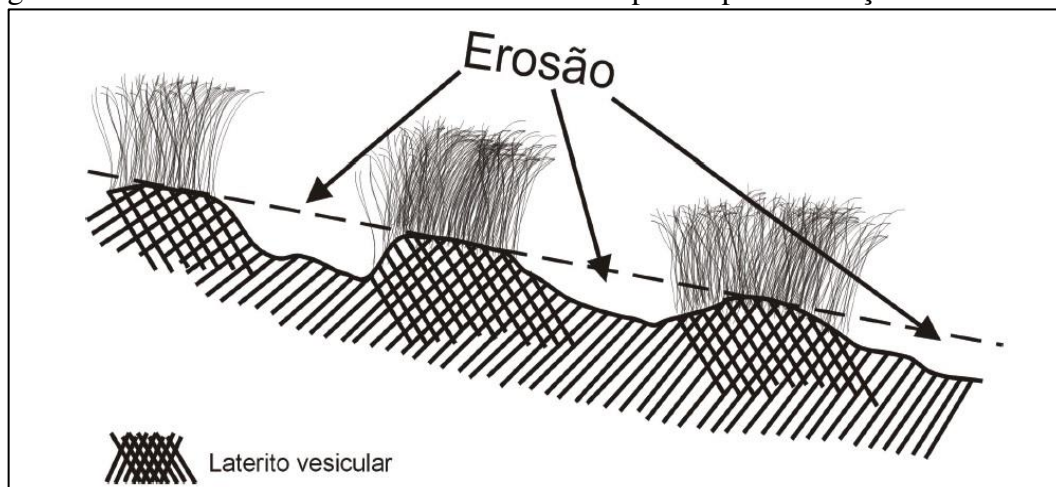
¹Este autor considera as duas hipóteses de origem para os murundus, porém destacaremos aqui somente sua hipótese abiótica, que é uma das principais conclusões de seu trabalho.

(1981), explicando como ocorre o processo geoquímico de precipitação do ferro em Gleissolos para formação dos lateritos. De acordo com Batista et. al. (2013) o sistema funciona da seguinte forma:

“O Fe^{3+} é reduzido por condições de hidromorfismo gera Fe^{2+} , que é solúvel e, portanto, pode ser mobilizado por fluxos oblíquos de água. Esse ferro deposita-se nas porções inferiores, gerando plintita, que, quando exposta a condições de oxirredução, endurece, formando os lateritos. As amostras dessa porção apresentam um predomínio de goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$) e hematita (Fe_2O_3). Na porção superior topograficamente, devido à presença de água e de condições de acidez do meio, a caulinita é quebrada, transformando-se em gibbsita” (Batista et. al. 2013, p. 57).

Os lateritos formados são em muita das vezes vesiculares, facilitando o acúmulo de sedimentos, que posteriormente são colonizados pela vegetação, considerados os pontos de maior resistência aos processos erosivos, sendo a área limítrofe dos lateritos vesiculares, mais susceptível à erosão conforme a Figura 13.

Figura 13 - Processo de erosão diferencial como hipótese para formação dos murundus



Fonte: Batista et. al. (2013). Adaptado pelo autor.

A partir de interpretações geomorfológicas Pentead-Orellana (1980) propõe outro cenário de evolução para a formação dos murundus, baseada nas oscilações climáticas holocênicas, tendo como protagonista a morfogênese fluvial e depósitos de pedimentos em fundo de vale, associados a episódios climáticos quente/úmidos e quente/secos. A autora propôs um modelo de evolução dos vales fluviais que explicam a existência dos murundus associados a rede de drenagem. Como base se apoiou na curva de Fairbridge (1962) que assinala as posições relativas do nível do mar à oscilações climáticas para América do sul, e nos trabalhos realizados na depressão Periférica Paulista (PENTEADO, 1968).

De acordo com Pentead-Orellana (1980) houve quatro fases marcantes no período Holoceno que caracterizaram a formação dos murundus em fundo de vale, são elas: 1- clima seco acentuado com pedimentação; alargamento dos vales com pavimentação dentrítica. 2 – oscilação úmida; alteritos e solos; incisão dos vales; instalação dos primeiros cupinzeiros na encosta. 3 – Seco; pedimentação e embutimento e alargamento de vales; Coluviação sobre várzeas; expansão das rampas coluviais; 4 – Atual; incisão de talvegues; retomada erosiva; seccionamento de rampas de colúvio e formação dos montículos.

Quanto a evolução das depressões onde são encontrados os murundus, também existem duas propostas distintas. Schneider (1996) aponta os processos geoquímicos como responsáveis pela formação das depressões, teoria muito similar a formação das veredas na fase inicial.

Mamede et. al. (1983) propõe outra explicação para a ocorrência destas depressões, considerando-as como “bajadas” residuais de antigas drenagens endorreicas, formadas durante um clima mais seco que o atual.

As diversas hipóteses e teorias apresentadas sucintamente aqui, não são totalmente excludentes, sendo que vários autores agregam as propostas tentando compreender os processos em diferentes regiões do país.

6.5 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A LOE é um dos métodos de datação absoluta indicada para datação dos eventos deposicionais Quaternários, desde sua consolidação na década de 1980, a partir das relevantes contribuições de Aitken (1985) e de Huntley et. al. (1985). O método abrange amplo período do Quaternário (SALLUN et al, 2007). Segundo Guedes et. al. (2011) a LOE pode ser aplicada na datação de grande maioria dos depósitos sedimentares, especialmente os aluviais e coluviais, por basear-se na luminescência de minerais comuns em sedimentos como o quartzo e o feldspato. Guedes et. al. (2011) afirma que a luminescência é o fenômeno de emissão de luz por materiais que foram expostos a radiação ionizante e posteriormente submetidos a agentes excitantes. O período de tempo que os minerais forem submetidos à radiação favorecerá a emissão dos elétrons, que podem ter permanecido presos por milhares de anos nos defeitos dos cristais analisados.

Cordier (2010) afirma que, quando o mineral é exposto à luz, os elétrons presos absorvem a energia dos fótons incidentes e são liberados, podendo se recombinar com os defeitos do cristal. Essa recombinação, segundo o autor, é acompanhada pela emissão de um

sinal luminescente, cuja intensidade depende da quantidade de elétrons liberados. Os sedimentos, quando transportados, sofrem foto esvaziamento pela luz solar, sobrando somente o nível de LOE residual. Uma vez soterrado, o sedimento fica protegido da exposição ao sol e a energia da radiação ionizante do novo ambiente começa a acumular-se nos minerais (GUEDES et. al., 2011). Após o transporte, o grão é depositado e recoberto por sedimentos que o protegem da radiação solar. Em seguida, o mineral sofre mais uma vez a radiação do ambiente soterrado, permitindo a aquisição de um sinal que pode ser medido em laboratório após estímulo (CORDIER, 2010).

O estímulo é realizado quando a amostra é exposta à luz sendo que o comprimento de onda emitido dependerá da fonte luminescente (CORDIER, 2010). O método, segundo Sallun et. al. (2007) e Guedes et. al. (2011) consiste na liberação de cargas radioativas produzidas por elétrons presentes ou aprisionados em minerais cristalinos (quartzo ou feldspato, em particular), através do estímulo luminoso, sendo possível a mensuração do período de tempo em que ocorreram os últimos eventos deposicionais por causa da emissão de luminescência. Sallun et. al. (2007) afirma que, idades maiores que 800.000 são obtidas somente em grãos de quartzo colocados em ambientes com baixos níveis de radiação ambiental. No entanto, podem ocorrer dificuldades na obtenção de sinais do quartzo em amostras com idade abaixo de 1.000 anos (GUEDES et al, 2011). Com relação ao feldspato, os autores afirmam que o uso desse mineral deve ser evitado, devido a frequente perda espontânea da luminescência natural. A idade de sedimentação pode ser determinada dividindo-se a dose acumulada desde o soterramento do sedimento pela dose anual (taxa de dose) de radiação natural, por meio da aplicação da equação: $\text{Idade} = \text{Paleodose} / \text{Dose Ambiental}$ (MARQUES NETO E PEREZ FILHO, 2012). A paleodose se refere à radiação ionizante do decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio (além de uma contribuição menor de radiação cósmica); a dose ambiental é a taxa com que a amostra foi exposta à radiação ionizante. As estimativas de dose acumulada para a datação de sedimentos podem ser feitas pelo método de alíquota múltipla - MAR (*multiple aliquot regenerative-dose*) ou pelo método de alíquota única - SAR (*single aliquot regenerative-dose*), conforme Wintle e Murray (2006).

O método MAR consiste na medição em cerca de 20 a 40 grãos minerais, nos quais são aplicadas diferentes doses de radiação em laboratório, permitindo a obtenção de uma curva de crescimento que representa a resposta da luminescência do material à radiação (SALLUN et al, 2007). No entanto, alguns grãos das amostras podem ter sido expostos de forma heterogênea à luz solar, fazendo com que alguns grãos tenham sido zerados e outros não. Ao se realizar a normalização das medidas obtidas, a idade aparente representa o valor

médio de luminescência de todos os grãos, o que favorece a média de valores maiores que a idade da última exposição solar (SALLUN et al, 2007).

A respeito do método SAR, Guedes et. al. (2011) afirma que muitas medidas de luminescência são feitas sobre grãos individuais de cada amostra coletada, o que permite a diminuição do erro nas medidas, além de identificar se o sinal de luminescência foi completamente zerado em todos os grãos.

7. Materiais e Métodos

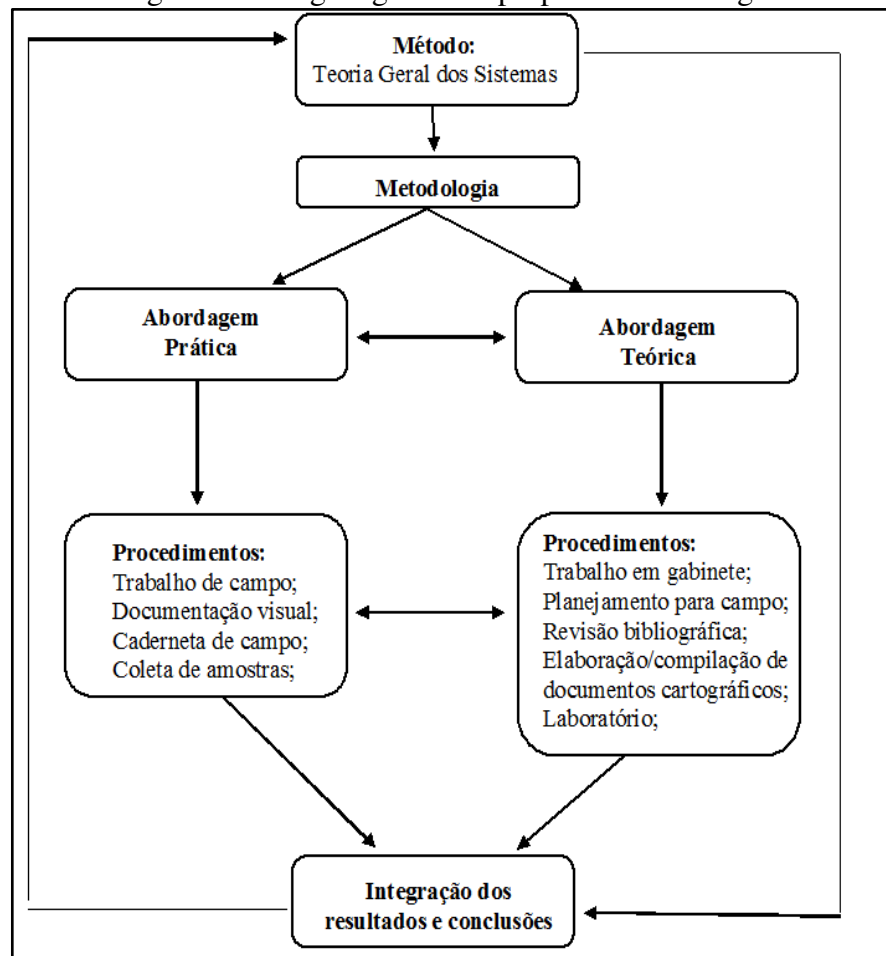
7.1 Concepção teórica

A presente pesquisa é respaldada pela Teoria Geral dos Sistemas como método. A análise sistêmica considera que os elementos da paisagem possuem caráter complexo, mantendo uma interdependência entre si. A teoria que embasa tal concepção teve sua origem na Física em estudos relacionados à termodinâmica, porém atingiu sua maior repercussão na ciência com Ludwin Von Bertalanffy (1973) que utilizou esta concepção nos estudos relacionados a Biologia. Strahler (1952) e Chorley (1962) iniciaram estudos sistêmicos na geomorfologia em meados do século XX, disseminando essa concepção nos estudos geográficos. Christofolletti (1974) foi o principal divulgador do pensamento sistêmico no Brasil.

Em geomorfologia, sistemas podem incluir uma bacia hidrográfica, um canal fluvial, segmento de rio, uma vertente e/ou um perfil longitudinal de um rio, dentre outros, que por trocarem energia e matéria com seu ambiente, são exemplos de sistemas abertos. Portanto a abordagem sistêmica se torna fundamental nos estudos de geocronologia e evolução da paisagem, pois a análise e integração dos elementos torna possível, uma visão ampliada sobre a área/objeto de estudo.

A Figura 14 sintetiza a proposta metodológica geral do trabalho, constituindo em abordagens teóricas, práticas e procedimentos. A abordagem teórica se refere ao trabalho em gabinete, relacionados ao aprofundamento da revisão bibliográfica, ao planejamento das atividades de campo, elaboração e compilação de documentos cartográficos, de imagens orbitais e não orbitais, laboratório, dentre outros. A abordagem prática consiste na realização de trabalhos de campo, documentação visual, elaboração de caderneta de campo e coleta de amostras para futuro processamento em laboratório.

Figura 14 – Organograma da proposta metodológica



Organizado pelo autor

7.2 Análises Morfométricas

As análises morfométricas fornecem relevantes informações sobre aspectos morfológicos no âmbito das bacias hidrográficas e do canal fluvial. Parâmetros quantitativos contribuem para elucidação do comportamento da rede de drenagem, que, segundo Christofletti (1969), possibilita a compreensão de várias questões geomorfológicas, onde, neste trabalho ajudará a entender processos que alteraram as dinâmicas e fluxos dos referidos canais fluviais que drenam a chapada.

De acordo com Etchebehere (2000) os índices morfométricos são importantes indicadores de mudanças dos cursos d'água, pois reagem imediatamente a qualquer processo de deformação crustal que se apresente na paisagem, podendo apontar alterações do nível de base decorrentes de mudanças climáticas, ação tectônica e ou mudança litológica.

7.2.1 Índice de Hack e Perfis longitudinais

Considerando a importância dos estudos morfométricos, foram aplicados nos principais canais fluviais que compõe a chapada Uberlândia-Uberaba o índice *Stream Gradient Index* ou índice SL (*Slope Length*) proposto por Hack (1973), que contribui como elemento prático na determinação das anomalias na concavidade natural do perfil longitudinal de um rio, possibilitando, a comparação das alterações ao longo de determinado segmento fluvial.

Para a aplicação do índice foram utilizadas 12 cartas topográficas elaboradas pelo (IBGE, 2006) na escala 1:50.000 do projeto SP/MG/GO, para extração da rede de drenagem e curvas de nível, base para a elaboração dos perfis longitudinais e aplicação do índice de Hack. Também foi utilizado um mapa geológico na escala aproximada de 1:500.000 Barcelos (1984), que foi adicionado aos perfis longitudinais.

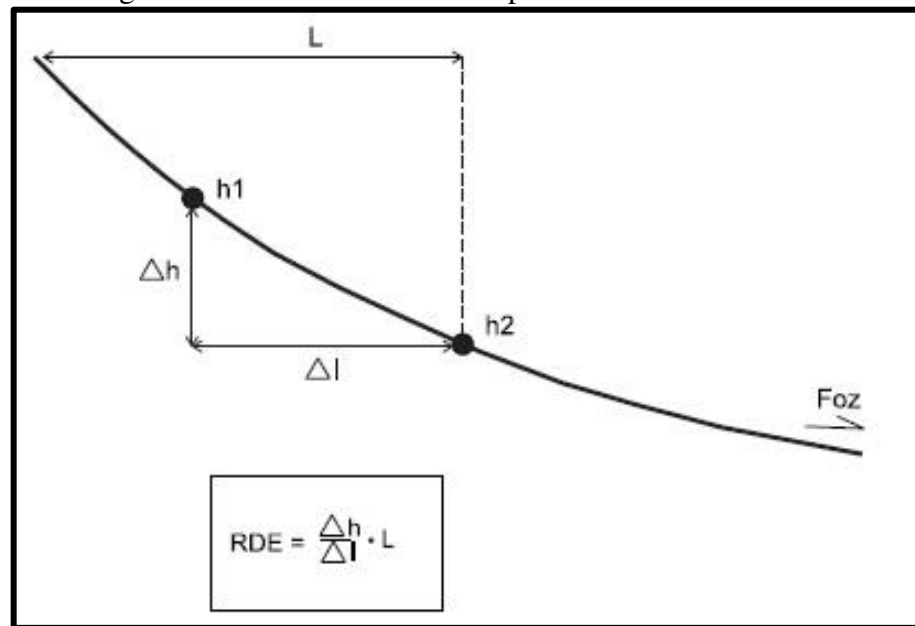
O perfil longitudinal dos canais fluviais foram analisados a partir do plano cartesiano, onde a inserção de dados do canal, elevação no eixo “Y” e comprimento do rio no eixo “X”, sendo representada por uma forma côncava. As rupturas abruptas dessa forma indicam anomalias do canal, que podem ter origem endógena ou exógena alterando o estágio de equilíbrio do rio (MONTEIRO et. al, 2014).

Com base no perfil longitudinal foi elaborado uma linha de tendência logarítmica, denominada como linha de melhor ajuste, que, quando sobreposta ao perfil longitudinal auxiliou na identificação das anomalias.

Para calcular o índice de Hack de determinado trecho do canal (SLtrecho), foi utilizada a seguinte fórmula representado pela Figura 15.

$$SL_{trecho} = (\Delta h / \Delta l) * L$$

Figura 15 – Parâmetro utilizado para o cálculo do índice SLtrecho



Fonte: Etchbehere (2006)

Como intuito de obter o valor SL referente a todo o canal fluvial, foi utilizada: ΔA relação entre a diferença total de altitude da nascente à foz e $\log L_{total}$ o logaritmo do comprimento total da drenagem (MONTEIRO et. al., 2014).

$$SL_{total} = \Delta A / \log L_{total}$$

Ao dividir os valores de SL_{trecho} por SL_{total} encontra-se o valor referente a anomalias do canal, descritas por Seeber & Gornitz (1983) *apud* Etchebehere (2000). Estes autores classificam como anomalias de primeira ordem valores entre 2 e 10 e anomalias de segunda ordem valores acima de 10.

Todos os procedimentos descritos foram realizados nos *softwares* Arcgis 10.2.2 e Excel 2013. Posteriormente realizaram-se trabalhos de campo, onde foram observadas e confirmadas as anomalias e rupturas de relevo nos locais identificados nos perfis.

7.2.2 Análise de Lineamentos da rede de drenagem

De acordo com Etchebehere, Saad e Fulfaro (2007), “lineamentos consistem em feições lineares topográficas ou tonais observáveis por imagens fotográficas, que podem representar descontinuidades estruturais”.

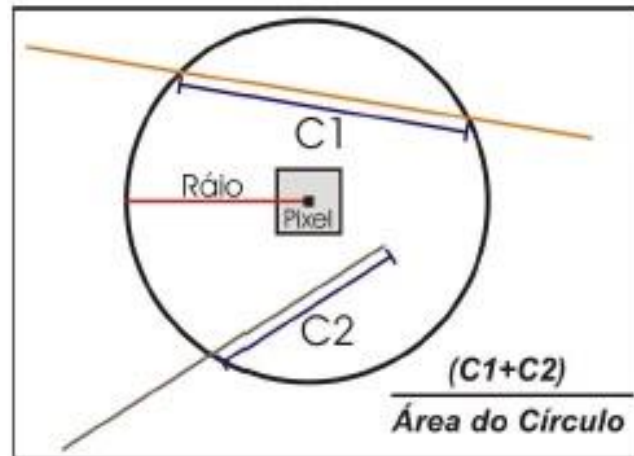
A partir do mapa de lineamentos pode-se caracterizar áreas de maior ocorrência ou densidade de lineamentos, com o objetivo de identificar áreas chaves para observações em campo e eventuais mensurações da orientação das principais estruturas.

Para elaboração do mapa de lineamentos foram utilizadas cartas topográficas para reconstituição da rede de drenagem e imagens de radar SRTM com resolução de 30 metros, disponibilizada pelo *U.S. Geological Survey* (USGS), do qual foram geradas imagens sombreadas a partir dos azimutes solares de 45°, 180°, 315° e 360°, conforme a metodologia proposta por Correia e Fôñseca (2010). A partir das imagens foram extraídos os lineamentos com base na rede de drenagem.

Após a confecção do mapa de lineamentos foram elaborados dois diagramas de rosácea, com a finalidade de conhecer as direções preferenciais da rede de drenagem e qual as direções dos maiores lineamentos. Para tal, foram extraídos os ângulos de cada lineamento cartografado, agrupando-os a cada 15° de inflexão, construindo assim diagramas com ângulos de 0° a 360°. A quantidade de lineamentos agrupados é representada pelo tamanho da coluna angular, partindo do centro do gráfico para as bordas, quanto maior a coluna, maior a quantidade de lineamentos agrupados.

O mapa de densidade de lineamentos foi elaborado por meio da geração de uma imagem raster a partir dos lineamentos cartografados. A construção do modelo raster tem como princípio a amostragem circular, onde a partir de um pixel, estipula-se um raio com comprimento de 2000 metros. Os lineamentos abarcados pela amostragem circular tiveram seu comprimento somado e posteriormente divididos pela área do círculo, gerando um valor de densidade para cada pixel da imagem na unidade Km/Km², conforme representado pela Figura 16, (OLIVEIRA, et. al., 2009). Os pixels gerados foram agrupados em cinco classes distintas, representando a densidade de lineamentos da chapada Uberlândia-Uberaba.

Figura 16 - Princípio da geração de imagem *raster* para densidade de lineamentos



Fonte: Oliveira, et. al (2009)

As metodologias apresentadas foram desenvolvidas em ambiente SIG, com o auxílio dos *softwares* Arcgis 10.2.2 e *ER Mapper 6.4*. Posteriormente realizaram-se trabalhos de campo, onde foram observadas e confirmadas algumas das feições lineares cartografadas no presente trabalho.

7.2.3 Fator de assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)

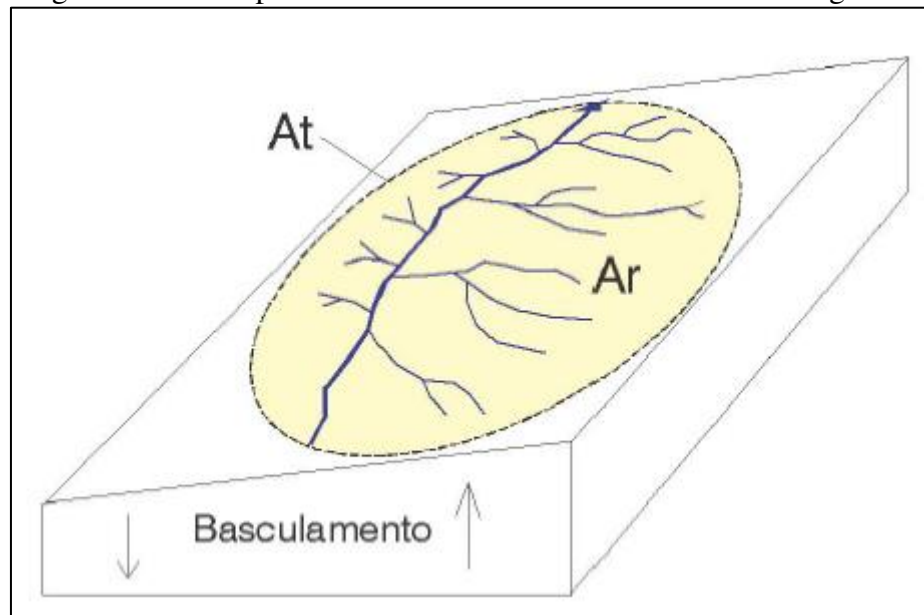
O FABD é um índice que avalia para qual margem predomina a migração de um rio. De acordo com Hare e Gardner (1984), a assimetria de uma bacia está relacionada à migração preferencial de um determinado canal fluvial. Cox (1994) aponta que a dinâmica lateral de um rio pode estar vinculada a sua dinâmica interna, do ponto de vista do sistema fluvial, ou possuindo como causa externa provável processo tectônico.

Para calcular o índice foi utilizada a proposta metodológica de Hare e Gardner (1984), utilizando a seguinte relação, onde o Fator de assimetria corresponde a área da bacia à direita do rio (A_r), dividido pela área total da bacia (A_t), multiplicada por 100.

$$FA=100.(A_r/A_t)$$

A Figura 17 ilustra a relação da assimetria de bacia com a migração por basculamento do canal fluvial analisado.

Figura 17 – Exemplo de basculamento a direita em bacia hidrográfica



Fonte: Salamuni, 2004.

7.2.4 Fator de simetria topográfica transversa (FSTT)

Proposto por Cox (1994), este índice indica a oscilação do canal fluvial em relação ao eixo central da bacia hidrográfica analisada por meio dos valores de T que oscilam entre 0 e 1. Quanto mais próximo de 0 maior é a simetria, enquanto valores próximos a 1 indicam assimetria. Os denominadores são obtidos por meio da formula:

$$T=Da/Dd$$

Sendo (Da) distancia horizontal entre o canal analisado até o eixo médio da bacia e (Dd) distancia horizontal entre o divisor de águas da bacia e o eixo médio. Para calcular o índice foram usados intervalos de 2 km representando cada trecho da bacia analisada, utilizando a metodologia descrita por Valézio (2016).

7.2.5 Densidade de drenagem e densidade hidrográfica

A análise da densidade de drenagem e densidade hidrográfica são importantes elementos nos estudos hidrográficos e morfométricos, auxiliando em correlações sobre aspectos estruturais da bacia hidrográfica contribuindo para caracterização, gênese e evolução da paisagem como apontou Himura e Ponçano (1994).

Para realizar os parâmetros quantitativos foram utilizadas as cartas topográficas 1:50.000 disponibilizadas pelo IBGE (2006), com a finalidade de restituição da rede de drenagem da chapada, áreas do entorno e classificação da rede de drenagem de acordo com Strahler. Posteriormente foram sobrepostas amostras circulares com raio de 2 km, distribuídos de maneira uniforme sobre a área analisada conforme Rodrigues (2006).

A densidade de drenagem foi calculada a partir da proposta de Ray e Fischer (1960) *apud* Rodrigues (2006), onde descreve que densidade de drenagem é a relação entre o comprimento total dos canais de 1ª ordem e área amostral, calculado pela expressão:

$$Dd=Lt/A$$

Por sua vez a densidade hidrográfica foi calculada a partir da proposta de Souza (1975) *apud* Rodrigues (2006), segundo a autora densidade hidrográfica é a relação entre a quantidade de canais de 1ª ordem e área amostral, calculado pela expressão:

$$Dh=N1/A$$

7.2.6 Índice de Concentração de Rugosidade

O Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) de acordo com Sampaio e Augustin (2014), refere-se a metodologia de obtenção qualitativa tridimensional dos aspectos homogêneos do relevo, apresentando-se como técnica auxiliar nos mapeamentos geomorfológicos e identificação de unidades do relevo.

A técnica aplicada tem como base a proposta de Variabilidade Espacial da Declividade proposta por Hobson (1972), onde rugosidade (R) corresponde a relação entre a área da superfície do terreno inclinada (Si) e a área de superfície do terreno reduzida ao plano (Sp), sendo:

$$R = Si/Sp$$

Para aplicação do índice foi utilizado modelo digital de elevação, SRTM com resolução de 30 metros, disponibilizadas pela USGS, para gerar modelo *raster* com valores de declividade por pixel. Posteriormente o modelo *raster* foi transformado em vetor de pontos,

possibilitando a aplicação do estimador de densidade Kernel utilizando um raio amostral de 564 metros.

7.3 Procedimentos operacionais em campo e laboratório

Para realização da pesquisa foram planejados três trabalhos de campo, com a finalidade de observar, reconhecer, documentar/analisar as características físico-químicas e coletar sedimentos referentes a cobertura superficial na chapada Uberlândia-Uberaba para realização de análises granulométricas, químicas e LOE. Para realizar caracterização topomorfológica dos locais de coleta foram elaborados perfis transversais utilizando GPS geodésico TRIMBLE, modelo GEOEXPLORER XH 2008.

Ao todo foram coletadas 130 amostras em diversas profundidades e locais da chapada, almejando contemplar com os pontos amostrais as características regionais/loais.

7.4.1. Análise Granulométrica

Para realização da análise granulométrica foram coletadas amostras de coberturas superficiais em baixos terraços fluviais, veredas, campos de murundus, termiteiros e interflúvios nas profundidades de 0 à 200 centímetros. As profundidades das coletas variaram de acordo com as características do material encontrado e nível do lençol freático.

Após a coleta as amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Solos da Faculdade de Engenharia Agrícola na UNICAMP, onde foi realizada a análise granulométrica, com a separação das amostras em frações de areia muito grossa, grossa, média, fina e muito fina, além das frações de argila e silte, por meio do método de peneiramento e pipeta, conforme Camargo et al. (1986) e EMBRAPA (1997).

A granulometria possibilita a identificação da dimensão das partículas que constituem o material analisado, proporcionando a compreensão dos agentes atuantes durante o transporte e deposição desse material.

7.4.2. Análise Química

Análises de macro e micro nutrientes consistem em investigações químicas, objetivando a determinação de pH, medido em potenciômetro, com relação solo água de 1:2,5; determinação de carbono por oxidação com dicromato-ácido sulfúrico; bases extraídas com solução de HNO₃ 0,05N; alumínio com solução N de KCl e hidrogênio por acetato e cálcio a pH 7; capacidade de troca catiônica (CTC/100g de argila), onde calculada dividindo-se a capacidade de cátions do solo pela porcentagem de argila e multiplicando-se o resultado por 100; cálculo da saturação de bases retidas pelo complexo de troca catiônica a pH 7. Os procedimentos descritos foram realizados no Laboratório Agrônomo – LAGRO em Campinas-SP. Para analisar as amostras foi utilizada a metodologia proposta por Perez Filho et. al. (1980).

7.4.3. Luminescência Opticamente Estimulada

Para coleta das amostras LOE foram utilizados tubos de PVC escuros, com 60 cm de comprimento e 6 cm de diâmetro com tampas bem ajustadas. A coleta ocorreu por meio de abertura de trincheiras em locais selecionados, posteriormente o tubo amostral foi posicionado na horizontal e enterrado para coletar o sedimento, por fim o tubo foi retirado e tampado nas duas extremidades.

Foram tomadas as medidas necessárias para que o sedimento coletado não tivesse contato com a luz solar, sendo que as amostras foram cuidadosamente envolvidas em sacos plásticos pretos para evitar qualquer exposição, conforme recomendações de coleta e transporte do material, fornecidos pelo laboratório responsável pela análise. O material foi coletado em 10 pontos de coberturas superficiais contemplando baixos terraços fluviais, planícies aluviais e campos de murundus.

As amostras para datação por LOE foram enviadas ao Laboratório Datação Comércio & Prestação de Serviços LTDA e analisadas por meio do protocolo SAR (WINTLE; MURRAY, 2006), a fim de se obter a idade absoluta dos eventos deposicionais, correlacionando-os com os paleoclimas que atuaram na elaboração dos níveis de depósitos.

8. Resultados e discussões

8.1. Morfometria

Os índices morfométricos aplicados neste trabalho serviram como base para a realização dos trabalhos de campo, pois por meio destes foi possível a identificação de locais propícios para coleta de amostras e caracterização dos subsistemas e formas analisadas. Os parâmetros morfométricos associados aos mapas litológicos, geomorfológicos e pedológicos foram fundamentais na identificação de áreas de influência fluvial atual e pretérita.

8.1.1. Análise do Índice de Hack em perfis longitudinais

Após a aplicação do índice de Hack nos principais canais fluviais que drenam a chapada Uberlândia-Uberaba, foram identificados trechos anômalos, referindo-se a rupturas ou “*kinick ponits*”, que interferem na dinâmica erosiva e, conseqüentemente, nos setores de deposição e erosão do rio. Este parâmetro apresentado juntamente com o perfil longitudinal, proporcionara a interpretação da influência litoestrutural e climática sobre a rede de drenagem, que de certo modo, conduziram os padrões de deposição de sedimentos, e conseqüentemente da distribuição espacial destes em terraços fluviais.

Com a finalidade de obter uma análise geral do comportamento dos principais canais fluviais que compõem a rede de drenagem, os perfis serão analisados separadamente e depois correlacionados, identificando as anomalias e inferindo seus processos de formação.

O Rio Claro representado pela Figura 18 e Tabela 1, possui mais de 110 km de comprimento, sendo o rio de maior extensão analisado. O perfil longitudinal deste rio possui os maiores “*knickpoints*” observados, com um pico máximo de anomalia com valor de SL igual a 435 no ponto reconhecido em campo como “cachoeira da fumaça” Figura 19.

A partir da nascente do rio no km 5.4, pode-se observar o primeiro ponto de ruptura no perfil longitudinal, provavelmente ocasionado pela confluência de um tributário, modificando seu potencial erosivo, porém, não refletida no valor de SL. Nota-se que sobre a chapada a rede de drenagem possui um comportamento totalmente diferente em relação as outras unidades de relevo. Os próximos pontos de ruptura do canal ocorrem a partir do quilometro 75 do perfil, onde fica nítido a influência do substrato litológico e fraturas da rocha basáltica.

As rochas basálticas da Formação Serra Geral, foram originadas por derrames magmáticos horizontais e possuem diversas camadas subsequentes correspondentes aos períodos de reativação vulcânica, podendo ser identificadas no perfil longitudinal do rio

(IANHEZ, 1983). O basalto se caracteriza por ser uma rocha extremamente fraturada e irregular, formando corredeiras e cachoeiras, quando aflorando no leito do canal fluvial.

Durante a realização de trabalhos de campo não foi possível aferir em nível de mapeamento, as áreas fora da chapada Uberlândia-Uberaba recobertas pela Cobertura Cenozoica, conforme descrito por Mamede et. al. (1983), por este motivo está representada em todos os perfis com pontos de interrogação.

A linha de melhor ajuste se distanciou do perfil longitudinal do Rio Claro devido a grande diferença entre os patamares limite da chapada e área mais dissecada, não indicando, portanto, movimento de “*horst and graben*”.

Figura 18 – Perfil longitudinal e índice SL do Rio Claro

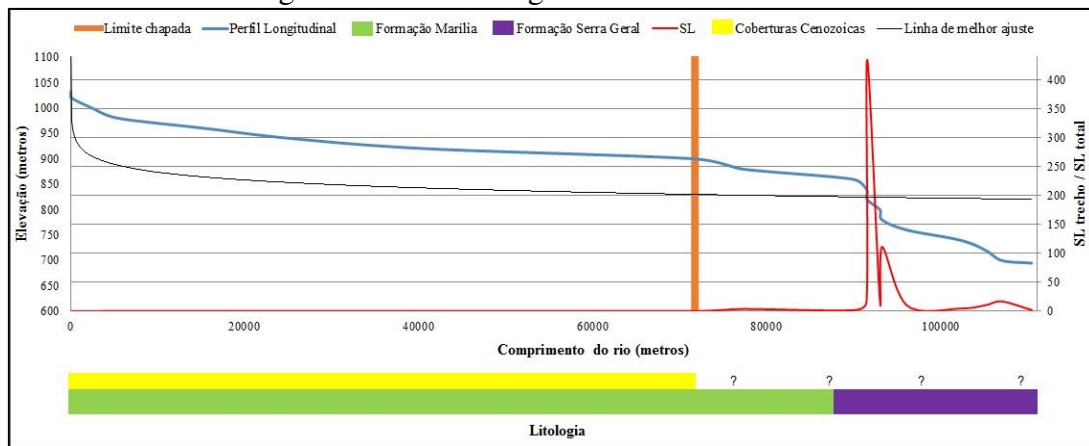


Tabela 1 – Índice SL (*Slope Length*) Rio Claro

Trecho (cotas alt.)	Δh	ΔL (trecho)	ΔL (total)	SL $(\Delta h/\Delta L)*L$	SL total = $(\Delta h/\log L_{total})$	SLtrecho/SL total
1032 - 1020	12	94,64	94,64	12,00	66,82	0,18
1020 - 1000	20	2380,92	2475,56	20,79	66,82	0,31
1000 - 980	20	2993,88	5469,44	36,54	66,82	0,55
980 - 960	20	10000,7	15470,14	30,94	66,82	0,46
960 - 940	20	9955,62	25425,76	51,08	66,82	0,76
940 - 920	20	15583,22	41008,98	52,63	66,82	0,79
920 - 900	20	30726,45	71735,43	46,69	66,82	0,70
900 - 880	20	5468,27	77203,7	282,37	66,82	4,23
880 - 860	20	12677,09	89880,79	141,80	66,82	2,12
860 - 840	20	1560,18	91440,97	1172,18	66,82	17,54
840 - 820	20	62,86	91503,83	29113,53	66,82	435,70
820 - 800	20	1461,53	92965,36	1272,16	66,82	19,04
800 - 780	20	249,56	93214,92	7470,34	66,82	111,80
780 - 760	20	2890,48	96105,4	664,98	66,82	9,95
760 - 740	20	6124,05	102229,45	333,86	66,82	5,00
740 - 720	20	2902,84	105132,29	724,34	66,82	10,84
720 700	20	1856	106988,29	1152,89	66,82	17,25
700 - 695	5	3415,61	110403,9	161,62	66,82	2,42

Figura 19 – “Cachoeira da Fumaça” Rio Claro



Fonte: Luz Netto, 2015.

Com aproximadamente 98 km de comprimento o perfil longitudinal do Alto curso do rio Uberabinha Figura 20 e Tabela 2, possui similaridades com o anterior, porém não apresenta valores de SL tão elevados, demonstrando uma transição menos abrupta entre contatos litológicos. Desde a nascente os valores de SL sobem progressivamente ultrapassando o valor 2 no quilometro 41, apresentando portanto anomalia de primeira ordem. O valor do índice SL continua crescendo lentamente até apresentar um pico no km 90, que

modifica o padrão do canal, indicando mudança da litologia sedimentar para o basalto, representado pela ruptura da “cachoeira do Sucupira” Figura 21.

A falta de detalhe do mapa geológico pode estar mascarando o limite real entre os contatos litológicos, como se pode observar na Figura 20 a mudança de litologia ocorreu muito antes da ruptura no basalto.

Figura 20 – Perfil longitudinal e índice SL do alto Rio Uberabinha

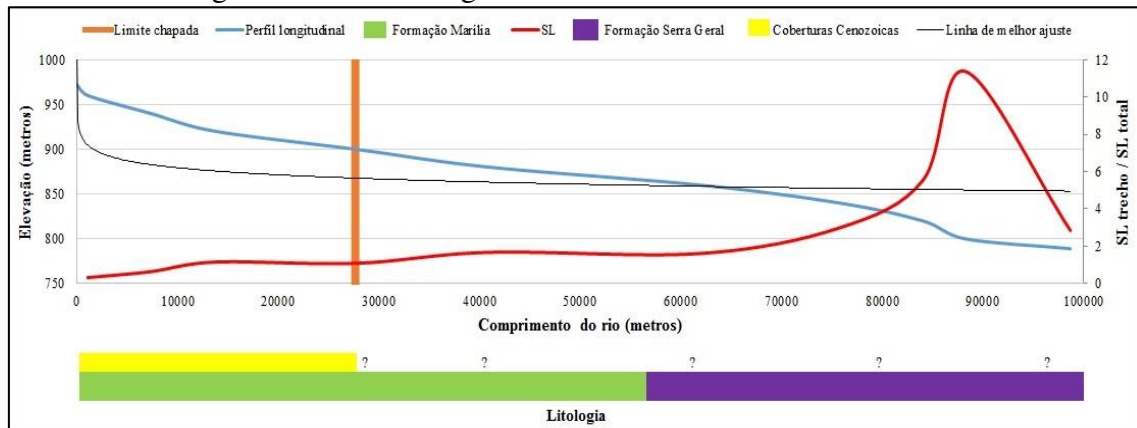


Tabela 2 – Índice SL (*Slope Length*) alto Rio Uberabinha

Trecho (cotas alt.)	Δh	ΔL (trecho)	ΔL (total)	SL $(\Delta h/\Delta l)*L$	SL total = $(\Delta h/\log L_{total})$	SL trecho/SL total
972 - 960	12	1065,94	1065,94	12,00	36,64	0,33
960 - 940	20	6223,38	7289,32	23,43	36,64	0,64
940 - 920	20	6490,75	13780,07	42,46	36,64	1,16
920 - 900	20	13872,31	27652,38	39,87	36,64	1,09
900 - 880	20	13315,12	40967,5	61,54	36,64	1,68
880 - 860	20	20954,02	61921,52	59,10	36,64	1,61
860 - 840	20	13839	75760,52	109,49	36,64	2,99
840 - 820	20	8285,94	84046,46	202,87	36,64	5,54
820 - 800	20	4241,88	88288,34	416,27	36,64	11,36
800 - 789	11	10402,44	98690,78	104,36	36,64	2,85

Figura 21– “Cachoeira do Sucupira” Rio Uberabinha



Fonte: DMAE, 2015

O ribeirão Beija-Flor Figura 22 e Tabela 3 possui aproximadamente 56 km de comprimento, sendo o menor curso d'água selecionado na área de estudo, apresenta a mesma litologia em toda sua extensão, com valores de SL crescentes desde sua nascente. Logo após os quatro primeiros quilômetros o ribeirão possui anomalias maior que 2, porém, próximo a sua foz retoma valores de SL inferior a 2, caracterizando sutis rupturas causando pequenas alterações no canal fluvial, podendo indicar movimentos tectônicos recentes. Durante os trabalhos de campo realizados, pode ser observado que o ribeirão Beija-flor possui amplos baixos terraços fluviais no médio e baixo curso, que podem estar correlacionados as rupturas do canal.

O perfil longitudinal não está muito distante da linha de melhor ajuste, porém sua forma difere, indicando certo desequilíbrio. O perfil não apresenta grandes rupturas, o que é condizente com a característica da litologia associada Cobertura Cenozoica.

Figura 22 – Perfil longitudinal e índice SL do Ribeirão Beija-Flor

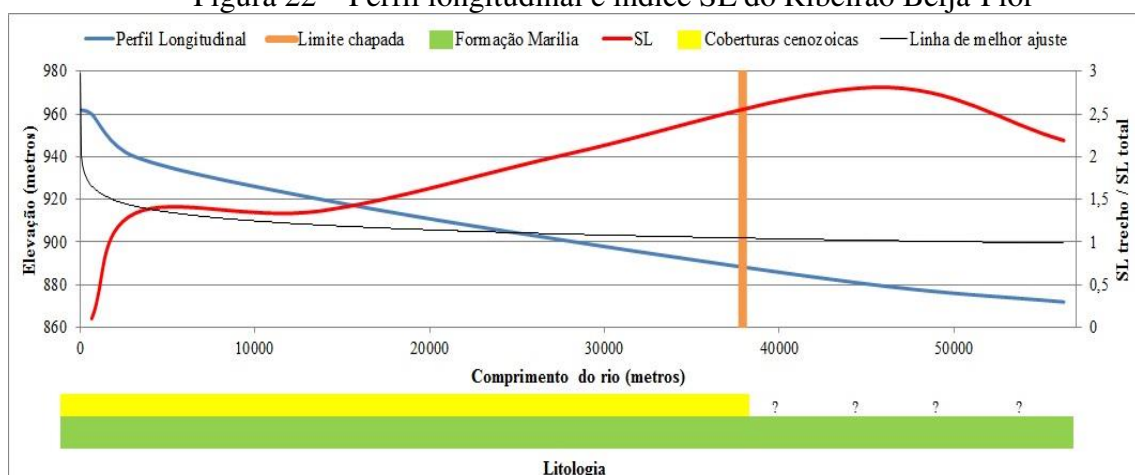


Tabela 3 – Índice SL (*Slope Length*) Ribeirão Beija-flor

Trecho (cotas alt.)	Δh	ΔL (trecho)	ΔL (total)	SL ($\Delta h/\Delta l$)*L	SL total = ($Ah/\log L_{total}$)	SL trecho/SL total
962 - 960	2	661,17	661,17	2,00	18,94	0,11
960 - 940	20	2476,1	3137,27	25,34	18,94	1,34
940 - 920	20	10660,42	13797,69	25,89	18,94	1,37
920 - 900	20	14576,62	28374,31	38,93	18,94	2,06
900 - 880	20	17053,98	45428,29	53,28	18,94	2,81
880 - 872	8	10849,56	56277,85	41,50	18,94	2,19

O perfil longitudinal do ribeirão Bom Jardim Figura 23, possui 58 km de comprimento, destacando-se por ser o canal que mais se aproximou da linha de melhor ajuste, apresentando em quase toda sua extensão a noção de equilíbrio. A partir do quilometro 22 os valores de SL apresentam anomalias de primeira ordem Tabela 4, pouco acima da média 2, mantendo-se neste valor até a ruptura abrupta no basalto, representado pela “cachoeira do Bom Jardim” Figura 24, onde apresenta um pico de valor 13. Esta bacia hidrográfica possui pouca área sobre a chapada Uberlândia-Uberaba, porém é muito característica por apresentar o tipo de vereda descrito por Boaventura (2007) como vereda de encosta, pois parte dos seus canais de primeira ordem, nascem no contado dos compartimentos exercendo o processo de erosão remontante exumando a chapada.

Figura 23 – Perfil longitudinal e índice SL do Ribeirão Bom Jardim

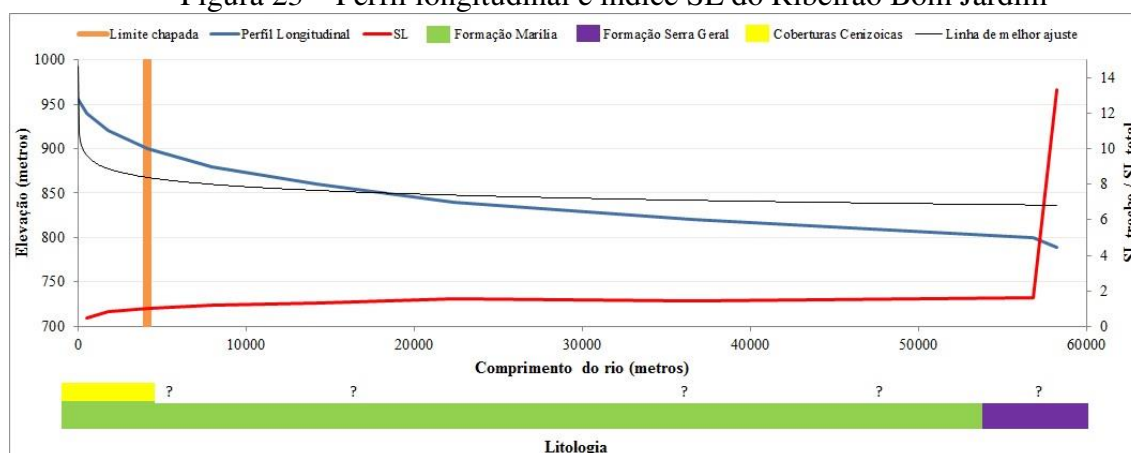
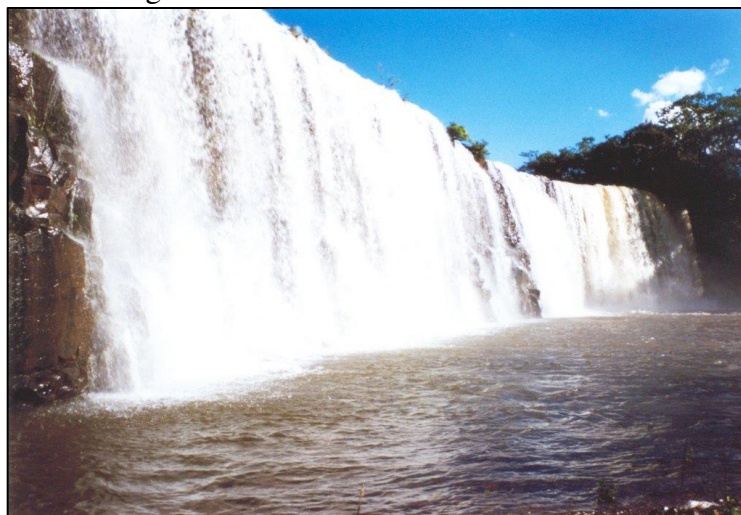


Tabela 4 – Índice SL (*Slope Length*) Ribeirão Beija-flor

Trecho (cotas alt.)	Δh	ΔL (trecho)	ΔL (total)	SL $(\Delta h/\Delta l)*L$	SL total = $(\Delta h/\log L_{total})$	SL trecho/SL total
956 - 940	16	535,21	535,21	16,00	35,04	0,46
940 - 920	20	1273,24	1808,45	28,41	35,04	0,81
920 - 900	20	2306,51	4114,96	35,68	35,04	1,02
900 - 880	20	3816,74	7931,7	41,56	35,04	1,19
880 - 860	20	6255,35	14187,05	45,36	35,04	1,29
860 - 840	20	8158,71	22345,76	54,78	35,04	1,56
840 - 820	20	14211,12	36556,88	51,45	35,04	1,47
820 - 800	20	20291,78	56848,66	56,03	35,04	1,60
800 - 789	11	1372,99	58221,65	466,46	35,04	13,31

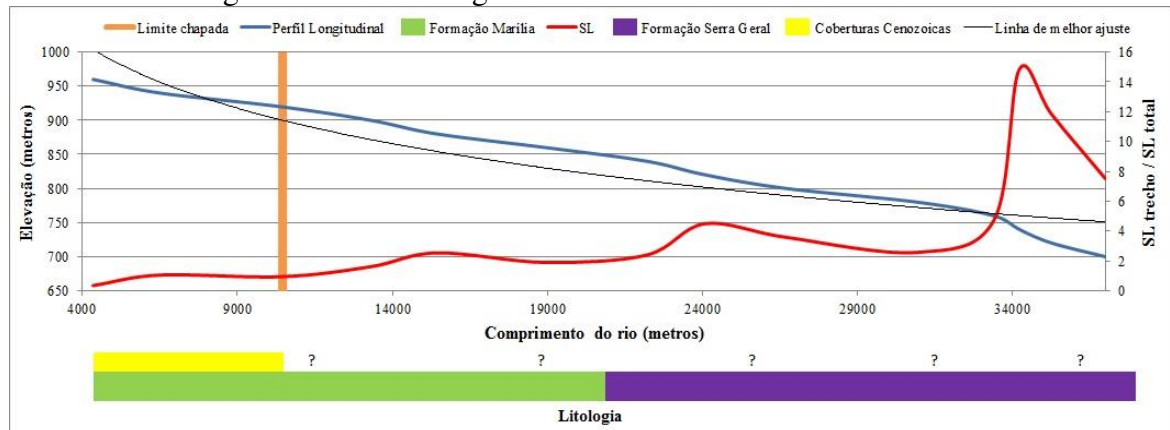
Figura 24 – “Cachoeira do Bom Jardim”



Fonte: DMAE, 2015

Em seus 58 km de extensão o perfil longitudinal do rio da Rocinha, Figura 25, apresenta-se escalonado, sendo o único analisado nesse trabalho com esta característica, possui pouco mais de 10 quilômetros sobre a chapada, posteriormente possui várias rupturas em sequencia sobre rochas areníticas e basálticas, mas que não recebem altos valores de SL conforme a Tabela 5 mesmo sendo anômalos.

Figura 25 – Perfil longitudinal e índice SL do Rio da Rocinha

Tabela 5 – Índice SL (*Slope Length*) Rio da Rocinha

Trecho (cotas alt.)	Δh	ΔL (trecho)	ΔL (total)	SL ($\Delta h/\Delta l$)*L	SL total = ($\Delta h/\log L_{total}$)	SL trecho/SL total
960 - 940	20	4348,03	4348,03	20,00	56,91	0,35
940 - 920	20	2170,43	6518,46	60,06606986	56,91	1,06
920 - 900	20	3885,37	10403,83	53,55387003	56,91	0,94
900 - 880	20	2896,55	13300,38	91,83601181	56,91	1,61
880 - 860	20	2134,83	15435,21	144,6036453	56,91	2,54
860 - 840	20	3516,14	18951,35	107,7963335	56,91	1,89
840 - 820	20	3251,29	22202,64	136,57742	56,91	2,40
820 - 800	20	1880,96	24083,6	256,0777475	56,91	4,50
800 - 780	20	2622,14	26705,74	203,6942345	56,91	3,58
780 - 760	20	4219,42	30925,16	146,5848861	56,91	2,58
760 - 740	20	2472,08	33397,24	270,1954629	56,91	4,75
740 - 720	20	810,28	34207,52	844,3382534	56,91	14,84
720 - 700	20	1048,14	35255,66	672,7280707	56,91	11,82
700 - 694	20	1729,34	36985	427,7354366	56,91	7,52

Ao observar os resultados deste índice de forma agrupada, avalia-se que a tectônica não é o principal agente modelador do relevo local, apesar do índice ter sua principal aplicabilidade neste viés. Os aspectos litológicos e as coberturas superficiais assumem protagonismo neste contexto, sendo refletidas no padrão vertical dos canais fluviais.

A espacialização deste índice auxiliou na própria delimitação da área de estudo e ajuda a entender os patamares construídos pelos eventos de aplainamento descritos por King (1956). Sobre a chapada os canais principais possuem um padrão suave e sem rupturas acentuadas conforme os valores de SL apresentados, indicando o condicionamento da cobertura superficial. A jusante da chapada os canais analisados são completamente afetados pela litologia, provocando setores com alto valor SL, rupturas abruptas e escalonamento,

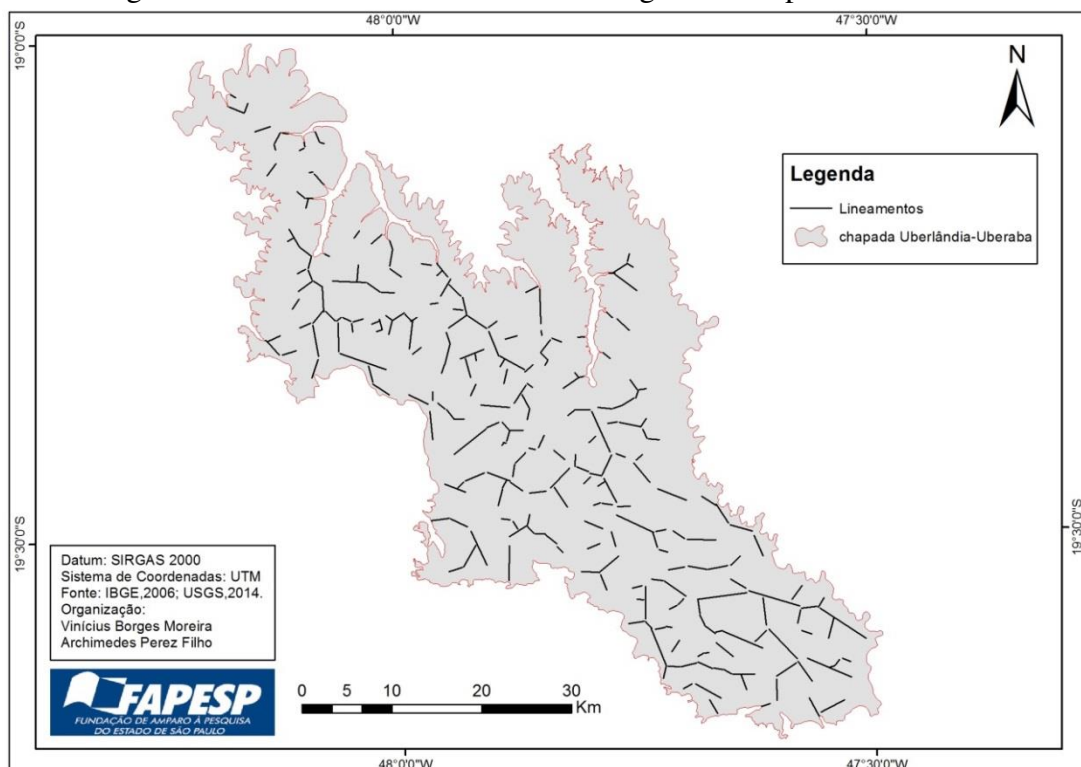
caracterizando, portanto outras unidades geomorfológicas como foram descritas por Baccaro (1991).

Tendo em vista as informações obtidas pelos índices SL e perfis longitudinais de cada curso d'água analisados, fica latente que alguns processos se repetem e provavelmente possuem a mesma origem.

8.1.2. Lineamentos da Rede de Drenagem

Os lineamentos da rede de drenagem cartografados para a chapada, Figura 26, evidenciam o controle estrutural/tectônico e direções preferenciais. Lembrando que os canais de primeira ordem podem estar vinculados as coberturas superficiais, enquanto os canais de maior ordem a outros processos.

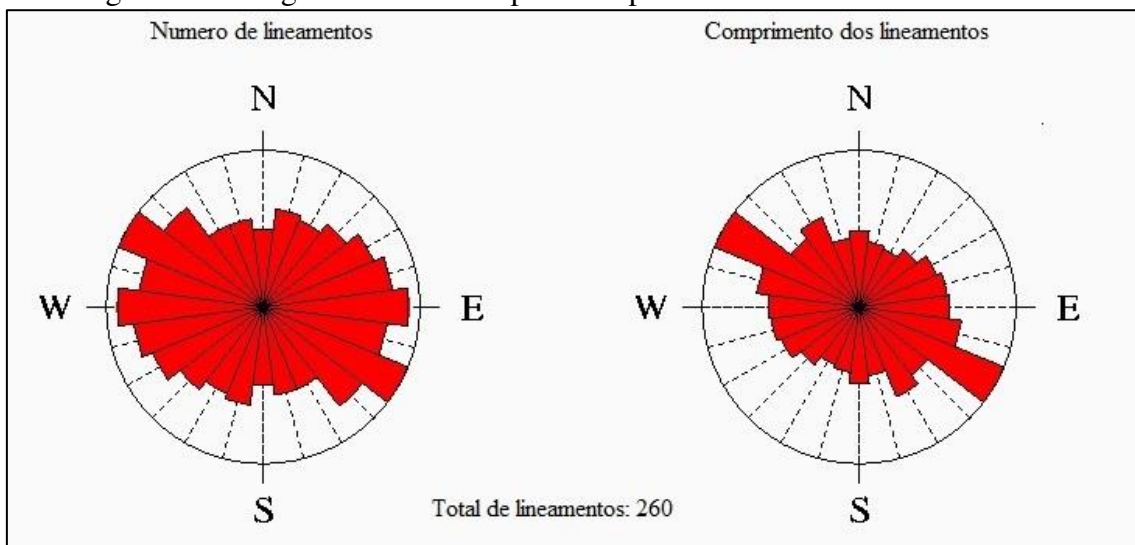
Figura 26 – Lineamentos da rede de drenagem da chapada Uberlândia-Uberaba



Para correlacionar as feições lineares da rede de drenagem fez-se necessário desenvolver diagramas de rosácea, elaborados para representar a quantidade de lineamentos e direções preferenciais da rede de drenagem da chapada Uberlândia-Uberaba Figura 27. Os diagramas apresentaram resultados distintos que devem ser analisados separadamente para melhor interpretação.

A rosácea de número de lineamentos apresentou várias direções em seus agrupamentos, indicando a ação de diferentes processos de estruturação da rede de drenagem da região, porém, evidencia maior concentração nas direções WNW-ESE. As outras direções apareceram em um patamar abaixo, com menor concentração, oscilando muito entre elas, portanto representando agentes difusos, não concebendo o sentido preferencial da rede de drenagem.

Figura 27 – Diagrama de rosácea para comprimento total e número de lineamentos



A rosácea, referente a comprimento total dos lineamentos, apresenta-se como determinante na direção dos mesmos, pois ressalta com ampla vantagem os lineamentos na direção WNW-ESE, diferentemente da rosácea anterior, confirmando este como o direcionamento preferencial dos lineamentos da rede de drenagem da chapada, que pode ser relacionada, de acordo com a literatura, com antigas falhas que condicionaram intrusões na região do TM e a sutura de Itumbiara (HASUI e HARALYI, 1991).

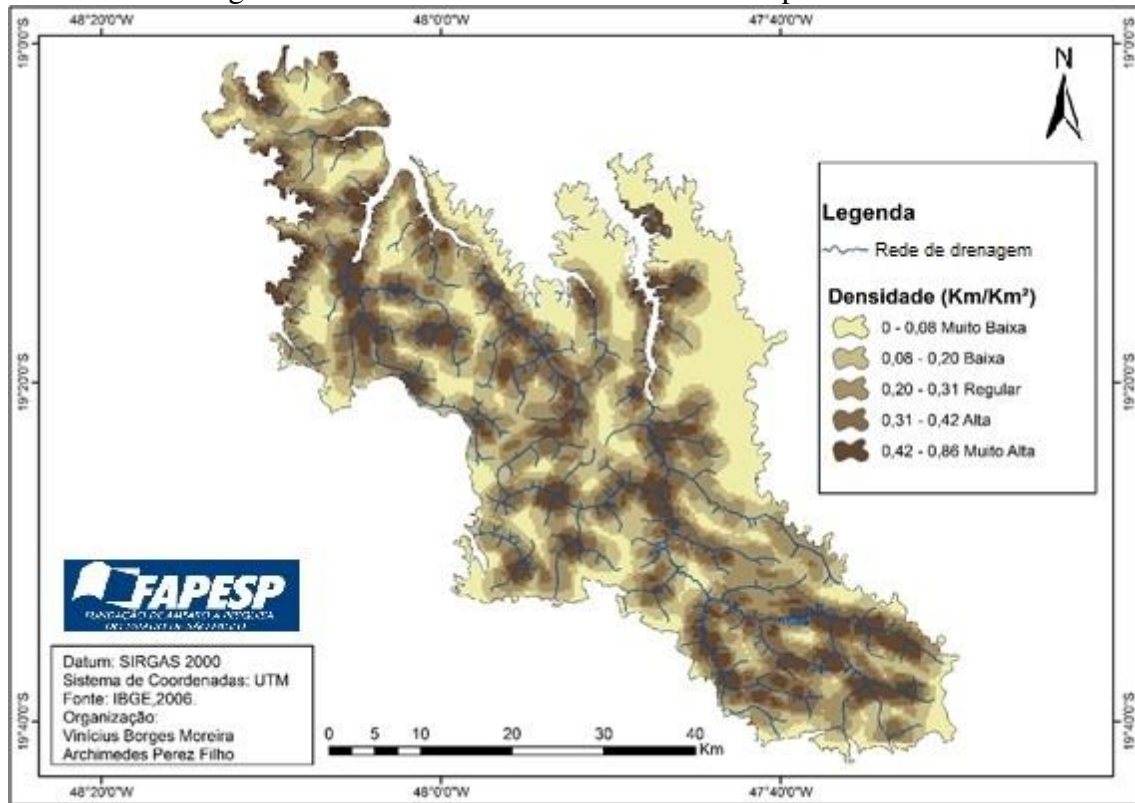
A área de pesquisa passou por vários eventos de reativação estrutural a milhões de anos, tendo influência no faturamento das rochas sedimentares Cretáceas e Coberturas Cenozoicas posteriores, contribuindo também com o direcionando e estabelecimento da rede de drenagem atual.

A densidade de lineamentos representada pela Figura 28 confirma e destaca os resultados obtidos nos outros mapas e diagramas elaborados.

Batezelli (2003) elaborou o mapa de lineamentos da rede de drenagem para toda a região do TM, onde os principais direcionamentos encontrados foram NW-SE, identificando o padrão de drenagem como sub-paralelo e fortemente condicionado pelo substrato rochoso,

justificando-os pelo histórico estrutural da região, variáveis também encontradas neste trabalho.

Figura 28 -Densidade de Lineamentos da chapada Uberlândia-Uberaba.



8.1.3. Fator de assimetria de Bacia de Drenagem (FABD)

Os resultados apresentados pelo índice devem ser analisados conforme descrito por Salamuni (2004), os valores de FABD iguais ou próximos a 50 revelam pouca ou nenhuma atividade tectônica, valores maiores que 50 indicam um provável basculamento da margem direita da bacia, enquanto os menores de 50 indicam provável basculamento da margem esquerda Tabela 6.

Tabela 6 - Fator de assimetria de bacia de drenagem das principais bacias hidrográficas que compõem a chapada Uberlândia-Uberaba

(FABD)					
Bacia hidrográfica	Alto Rio Uberabinha	Rio Claro	Ribeirão Bom Jardim	Ribeirão Beija-Flor	Rio da Rocinha
Ar (km²)	156,30	551,62	232,86	176,09	85,23
At (km²)	841,79	1148,05	398,62	296,87	196,92
FA =	18,56	48,04	58,41	59,31565	43,28255

As bacias hidrográficas analisadas demonstraram comportamento diversificado, indicando basculamentos divergentes para cada setor da chapada analisado. A bacia do rio Claro se caracterizou com pouca ou ausência de basculamento, obtendo o valor mais próximo a 50. Os ribeirões Bom Jardim e Beija-Flor possuem pouco basculamento a direita podendo inferir alguma dinâmica local de abatimento de blocos. Por sua vez o rio da Rocinha obteve pouco basculamento a esquerda.

O alto rio Uberabinha obteve o menor valor registrado, caracterizando forte basculamento a esquerda, inferindo importante abatimento de blocos na bacia e ou falhas que direcionaram o canal principal para a esquerda.

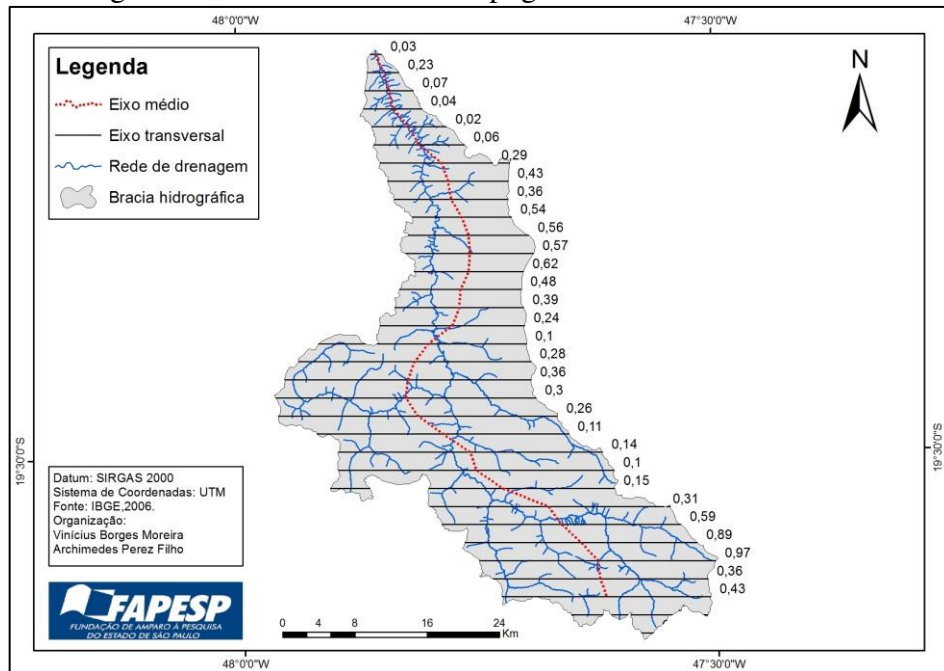
Em contexto geral é difícil afirmar que houve um basculamento desta chapada, sendo que somente a bacia do rio Uberabinha possui evidências geométricas de basculamento mais acentuada. O índice FSTT deve auxiliar a interpretação destes dados.

8.1.4. Fator de simetria topográfica transversa (FSTT)

O fator de FSTT auxiliou na interpretação da migração lateral do canal fluvial sendo complementar aos resultados do FABD, pois ao individualizar trechos da bacia amplia-se o nível de detalhamento, tendo como referência o eixo central da bacia.

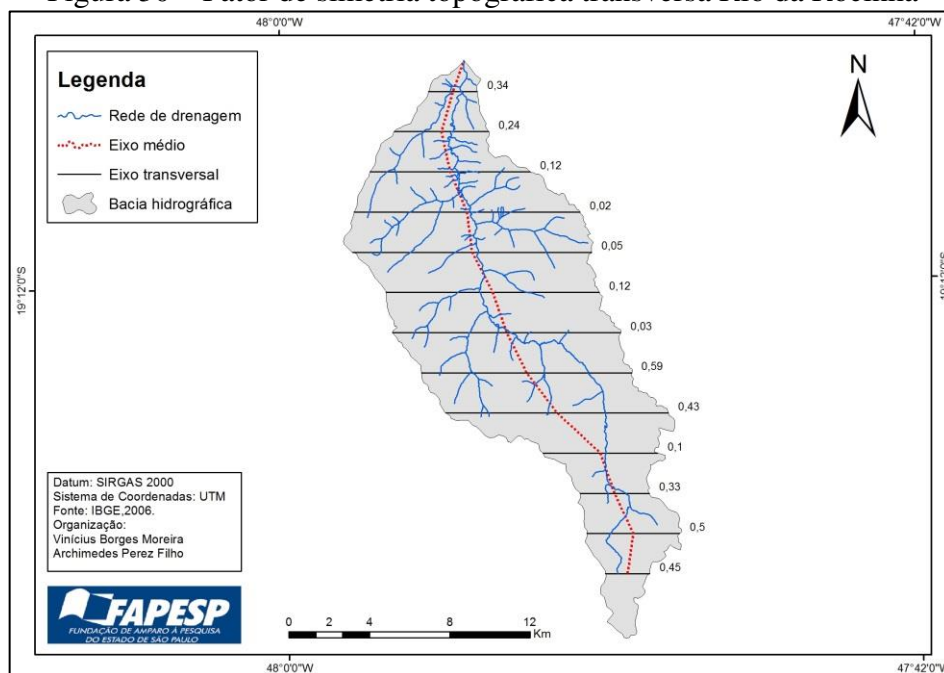
Os valores do índice obtidos para bacia hidrográfica do rio Claro, Figura 29, expõe um pouco da dinâmica já observada nos índices anteriores, existe um tipo de comportamento no alto curso (área da chapada) e outro no médio e baixo curso (fora da Chapada). No baixo curso afloram as rochas basálticas e o canal se torna encaixado e não possui migração lateral, apresentando os valores próximos de 0, que segundo Cox (1994) representa ausência de migração lateral do canal. No médio e alto curso (área da chapada) o rio oscila a direita e a esquerda do eixo médio, porém com valores não muito elevados. Os únicos valores destoantes da média do rio são próximos a principal nascente (0,97; 0,89; 0,59), pois o rio nasce próximo ao limite direito da bacia depois segue para próximo do eixo médio.

Figura 29 – Fator de simetria topográfica transversa Rio Claro



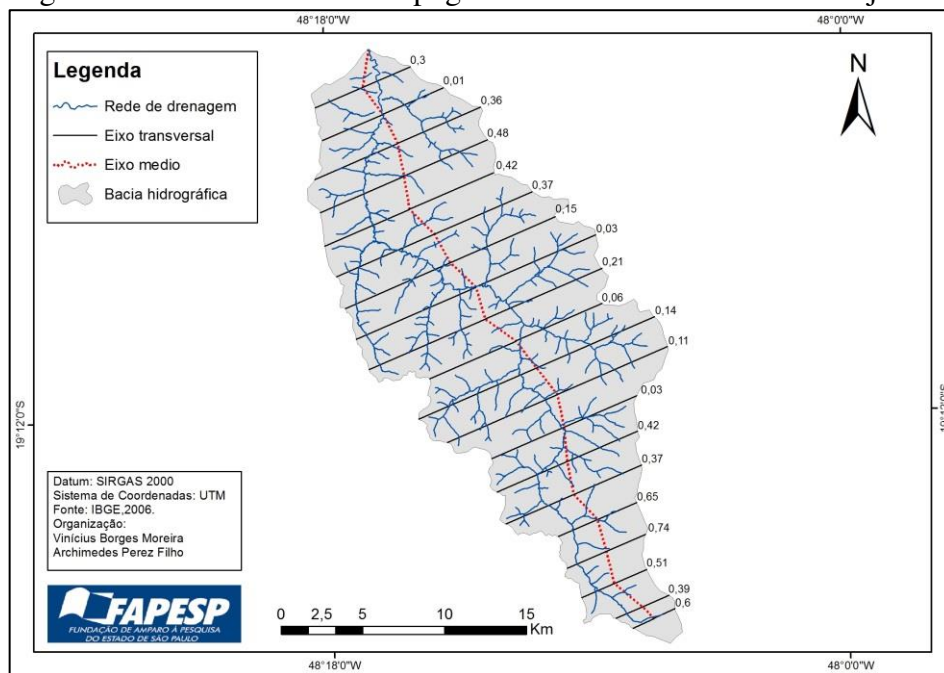
Os valores encontrados na bacia do rio da Rocinha obtiveram resultados muito similares ao rio Claro, drenagem encaixada no baixo curso resultando em baixa assimetria e pouca divagação lateral. No médio e alto curso, ocorre o contrário como se pode observar na Figura 30.

Figura 30 – Fator de simetria topográfica transversa Rio da Rocinha



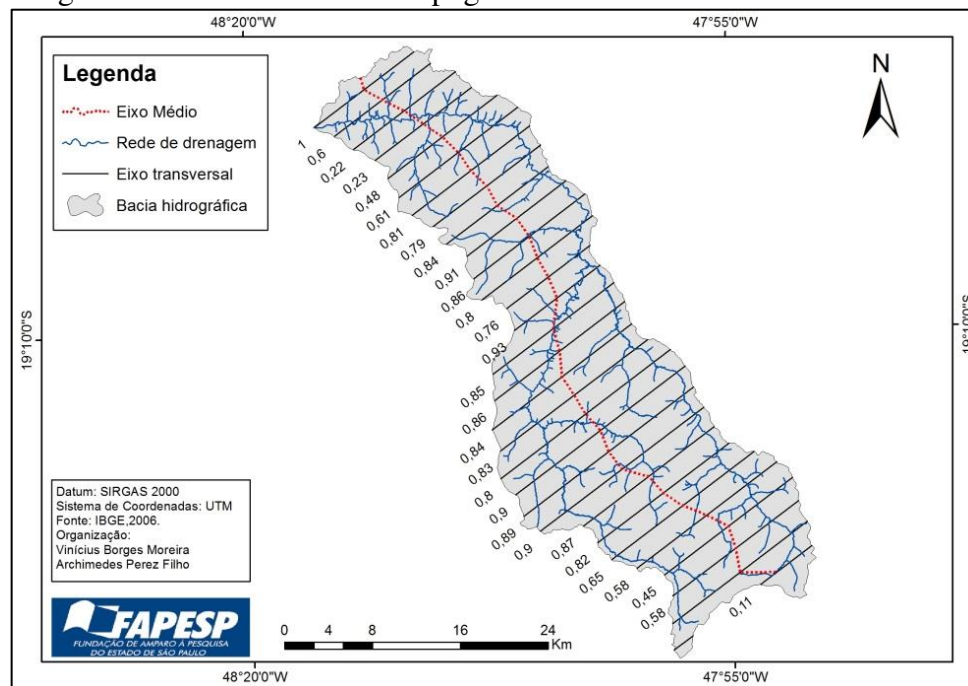
A pesar de possuir pouca área sobre a chapada o ribeirão Bom Jardim, Figura 31, não demonstrou comportamento diferenciado da mesma. A litologia que embasa grande parte bacia do ribeirão Bom Jardim é a Formação Marília, pois somente próximo ao seu exutório afloram as rochas da Formação Serra Geral. Em geral os valores encontrados oscilam próximo ao eixo médio, destoando somente trechos próximos a nascente no alto curso da bacia com valores elevados como 0,74 e 0,65.

Figura 31 - Fator de simetria topográfica transversa Ribeirão Bom jardim



Por fim a bacia hidrográfica do alto rio Uberabinha, Figura 32, novamente possui padrão completamente diferente dos demais, confirmando os indícios de basculamentos apresentados no FABD. Analisado juntamente com seu principal afluente ribeirão Beija-Flor, apresentou em sua grande maioria valores próximos a 1, somente se aproximando de 0 quando muda de direção no baixo curso.

Figura 32 - Fator de simetria topográfica transversa alto Rio Uberabinha

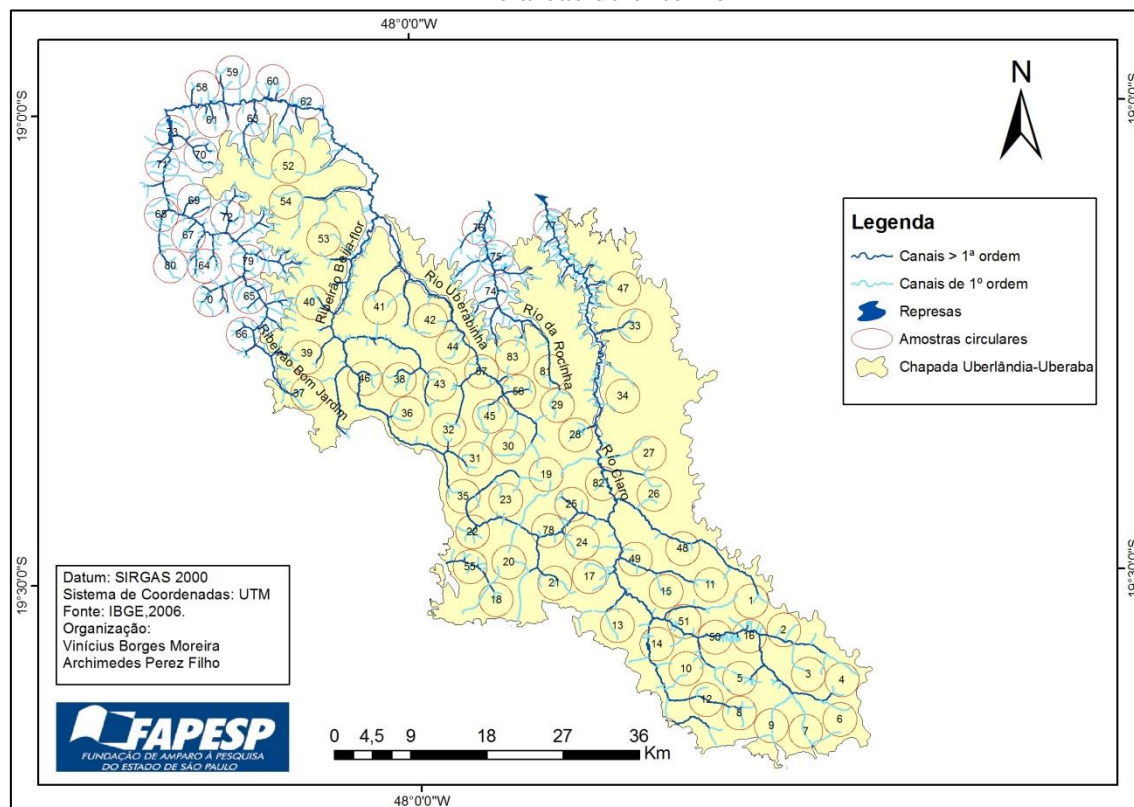


Com a aplicação do índice observou-se que os rios analisados quando sobre a chapada e Formação Marília, possui maior variação lateral em relação ao eixo médio (exceto rio Uberabinha). Tal dinâmica possibilita a formação de níveis de terraços fluviais e alargamento de vales, consolidando ambiente favorável ao surgimento de veredas e campos de murundus que acompanham o canal fluvial em fundo de vale. De maneira geral quando os rios atingem a Formação Serra Geral encaixam seu vale e não possuem dinâmica lateral o que dificulta a formação veredas e campos de murundus nestes patamares.

8.1.5. Densidade de drenagem e densidade hidrográfica

A Figura 33 representa a distribuição das amostras circulares sobre a rede de drenagem da chapada Uberlândia-Uberaba e áreas do entorno, por meio desta técnica foi possível aferir os valores absolutos e médios para densidade de drenagem e densidade hidrográfica.

Figura 33 - Amostragem da rede de drenagem da chapada Uberlândia-Uberaba e áreas de entorno



Os valores médios de densidade de drenagem e densidade hidrográfica Figuras 34 e 35, não deixam dúvidas quanto a importância da cobertura superficial na área de estudo para manutenção do equilíbrio hidrológico da chapada. As Coberturas Cenozoicas retardam os processos erosivos mantendo a rede de drenagem pouco densa, sendo a quantidade de canais de primeira ordem muito inferiores em relação área de entorno analisada. Nesse contexto também possui papel importante as subcamadas concrecionárias e o nível de base local, descritos por vários autores como Baccaro (1991), Schneider (1996), Pentead-Orellana (1980), dentre outros, como agentes que retardam os processos erosivos superficiais.

Os valores absolutos de cada amostra circular (Anexo 1), detalha ainda mais as análises onde se destaca duas amostras circulares sobre a chapada, 16 e 50 que obtiveram valores elevados. Ao observar o mapa pedológico e durante os trabalhos de campo, foram identificadas como áreas de Gleissolos muito argilosos que apresentam instabilidade na sua estrutura, onde se inicia processos de erosão e estabelecimento de pequenos canais.

Figura 34 – Valores médios para densidade de drenagem

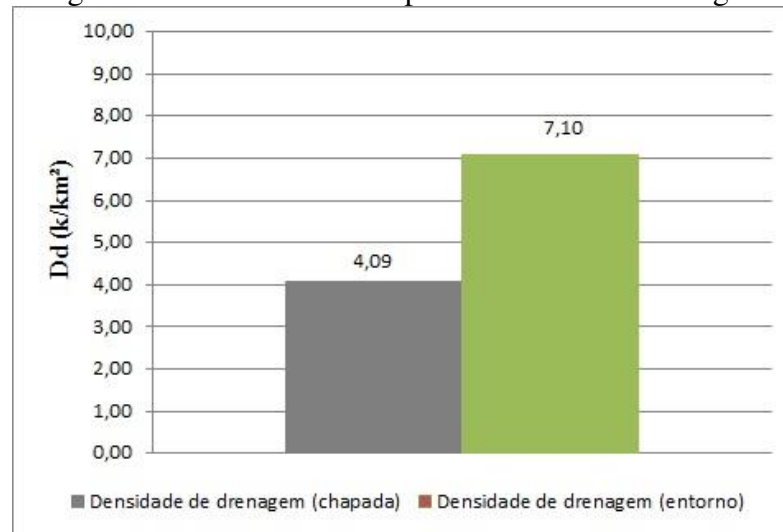
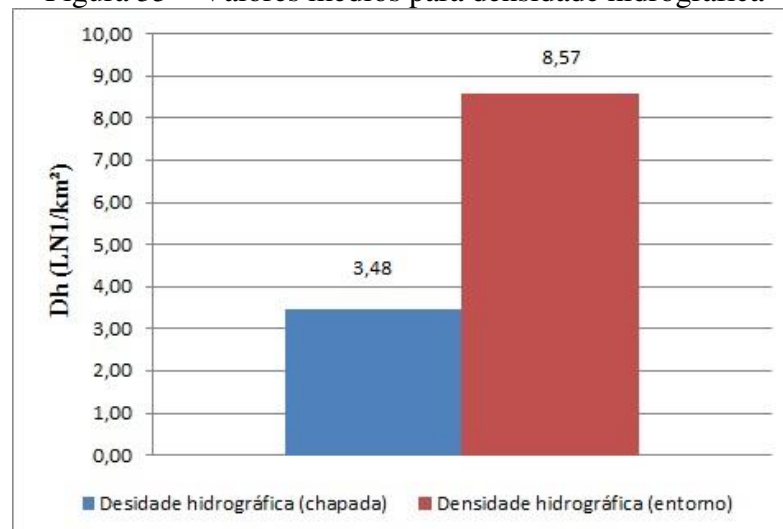


Figura 35 – Valores médios para densidade hidrográfica



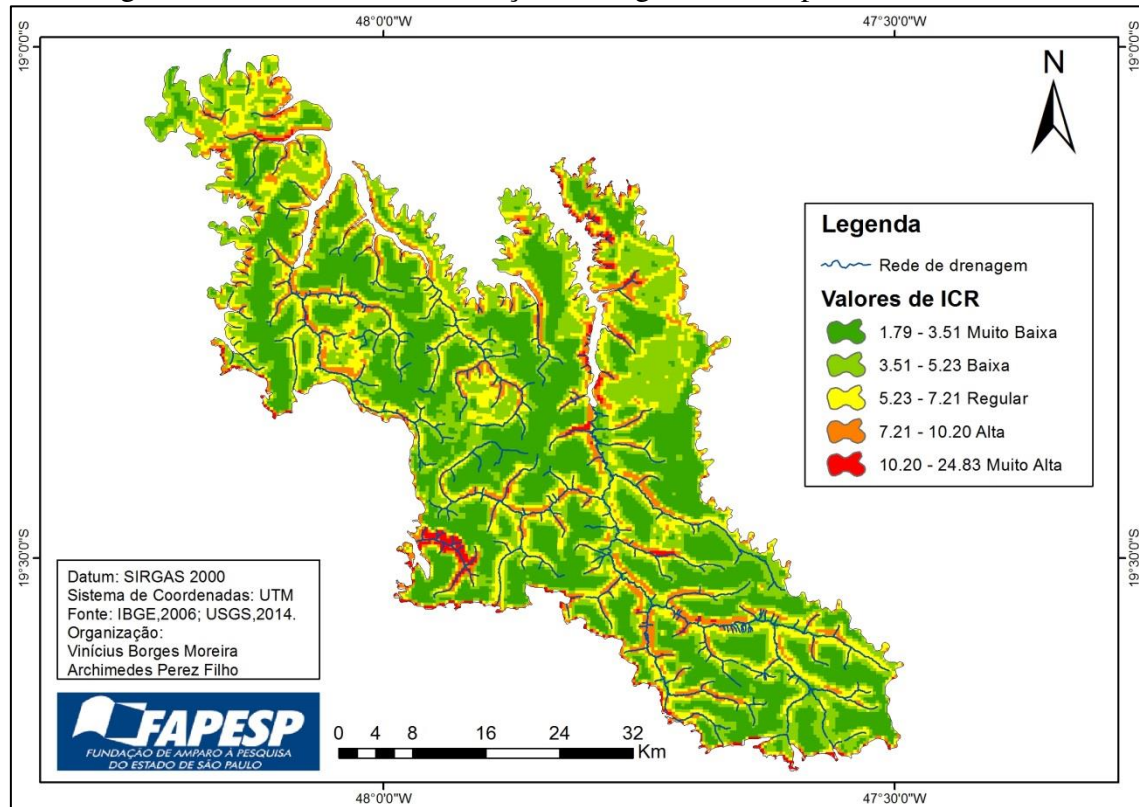
8.1.6. Índice de concentração de rugosidade (ICR)

A proposta do ICR é uma técnica quantitativa muito relevante, pois evidencia as diferenças de rugosidade entre patamares do relevo, auxiliando em mapeamentos visuais, sendo muito eficaz em áreas de litologia e geomorfologia variada. A chapada Uberlândia-Uberaba é uma unidade geomorfológica homogênea, por tanto, o índice não demonstrou muita concentração de rugosidade predominando valores baixos e muito baixos conforme a Figura 36 ilustra.

O ICR apresentou relevantes resultados, podendo ser correlacionados com os índices anteriores como, por exemplo, a densidade de drenagem. As áreas indicadas com maior

rugosidade são os fundos de vales e escarpas erosivas (limites da chapada), cuja variação atimétrica por área é maior, portanto aumentando o valor de ICR.

Figura 36 – Índice de Concentração de Rugosidade chapada Uberlândia-Uberaba

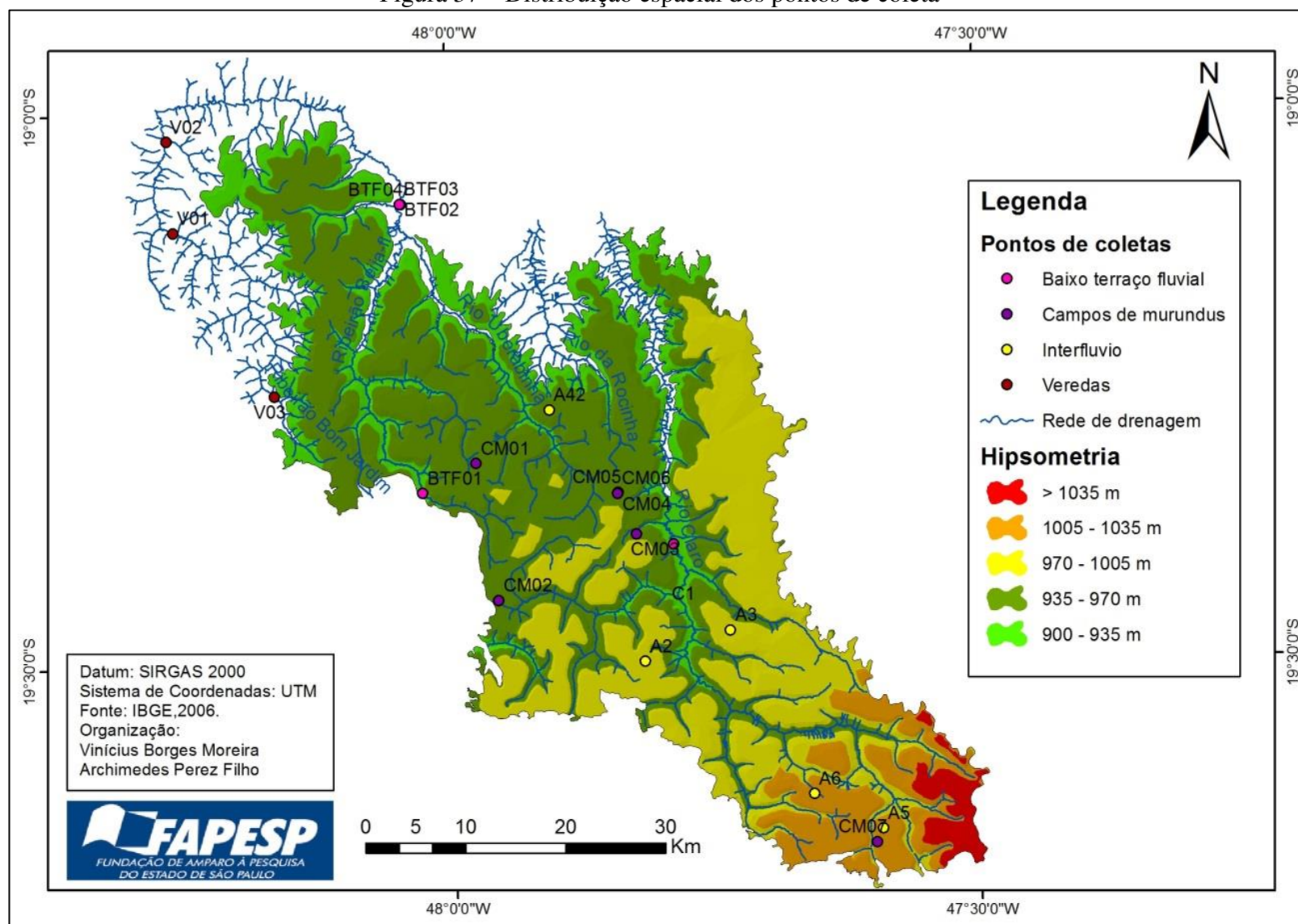


8.2. Trabalhos de campo e análises laboratoriais

A coleta de sedimentos das coberturas superficiais na chapada Uberlândia-Uberaba foram realizadas em três etapas, ocorrendo excursões práticas em julho e agosto de 2015 para coletas em veredas e campos de murundus (aproveitando o período seco, onde o lençol freático está rebaixado) e abril de 2016 para coletas de interflúvio e termiteiros. Durante a realização dos trabalhos de campo foram escolhidos 20 pontos para coleta de material em diferentes profundidades, nos ambientes de baixos terraços fluviais, interflúvios, veredas, campos de murundus e termiteiros. Lembrando que estes ambientes, em muitas das vezes, ocorrem sobrepostos em um mesmo local.

A Figura 37 apresenta a distribuição espacial dos pontos de coleta, a partir das amostras foram realizadas análises granulométricas, químicas e datações absolutas por LOE.

Figura 37 – Distribuição espacial dos pontos de coleta



8.2.1. Veredas

As veredas ocorrem em menor frequência sobre a chapada analisada, restringindo-se a algumas nascentes e fundos de vales, próximo as áreas de contato entre a chapada e o patamar subjacente. Aparentemente são veredas do tipo “encosta” como classifica Boaventura (2007), estas veredas exumam a Cobertura Cenozoica e se estabelecem no contato entre a cobertura e o arenito da Formação Marília.

O ambiente “core” das veredas de encosta está quase sempre saturadas, o que impediu a coleta de sedimentos de forma adequada na maioria dos pontos pré-selecionados. Porém a jusante da chapada Uberlândia-Uberaba na bacia hidrográfica do ribeirão Bom Jardim, foram coletados pontos próximos a veredas que possuíam ótimas condições para coleta. Estes constituíram em importantes resultados na comparação com o material encontrado sobre a chapada, pois possuem características químicas e granulométricas diferentes, por se tratar de material de origem distinta.

As Figuras 38 e 39 referem-se a exemplos de local de coleta em ambiente de veredas. No ponto (V01) foi coletado sedimentos próximo a vereda que ocorre sobre nível de baixo terraço fluvial. Observa-se que nos primeiros 20 cm da cobertura superficial ocorre camada orgânica e posteriormente o horizonte que foi datado por LOE, referente a base das veredas (terraço). Para compreender melhor a dinâmica morfogenética do fundo de vale foi realizado um perfil topomorfológico da encosta ao rio com DGPS, Figura 40, identificando as diferentes formas de relevo no fundo de vale, que puderam ser ilustradas com o apoio da metodologia descrita por Boaventura (2007).

Figuras 38 e 39 – Veredas em baixos terraços fluviais e coleta de sedimentos para datação LOE



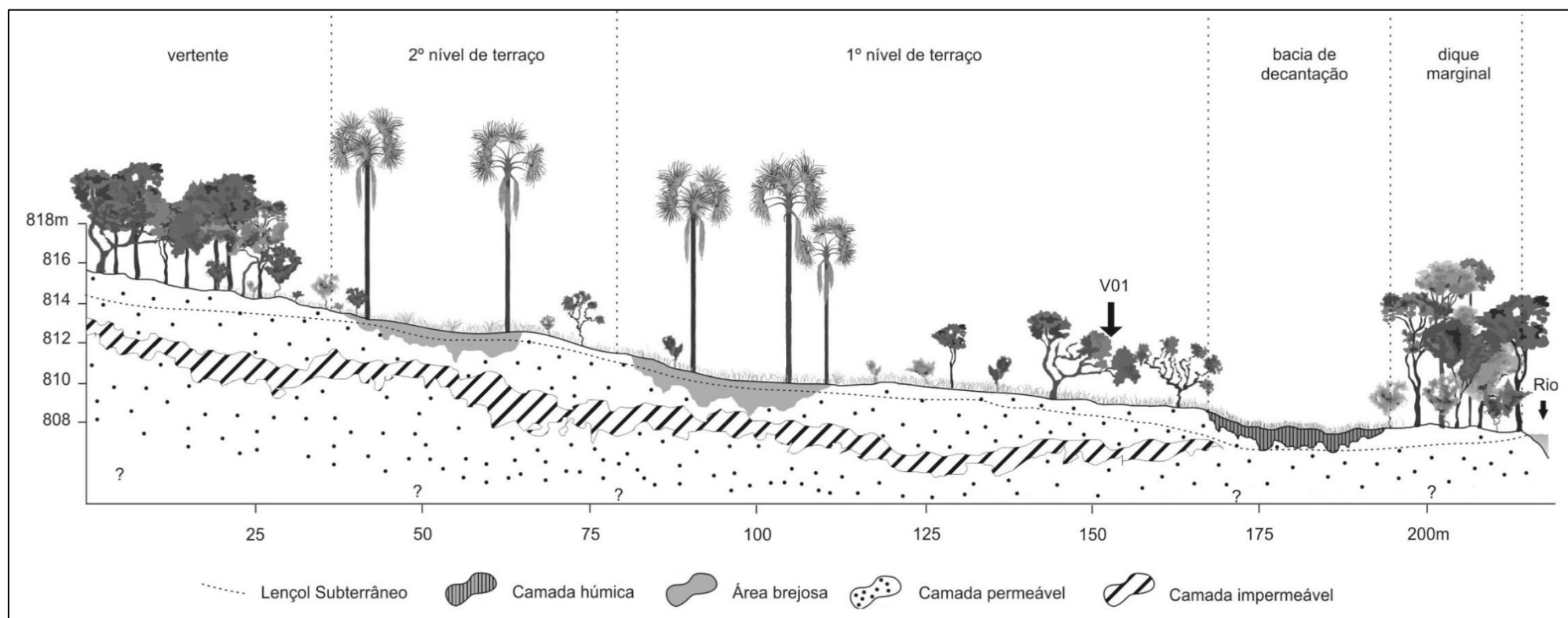


Figura 40 – Perfil topomorfológico ponto V01

Foram coletados outros dois pontos em veredas fora da chapada, o ponto V02 Figura 41, representando a borda do anfiteatro de uma vereda e o ponto V03 identificando o material orgânico que ocorre no centro da vereda, área permanentemente encharcada com material orgânico. O Quadro 3 localiza os pontos coletados e suas respectivas altimetrias, posteriormente são apresentados os resultados das análises laboratoriais Tabelas 7 à 13.

Figura 41 - Coleta do ponto V02



Quadro 3 – Identificação e localização das amostras coletadas em veredas

Código do ponto de amostragem	Coordenadas	Altitude de coleta (metros)
V01	19° 6'23.37" S 48°15'37.02" O	820
V02	19° 01' 26.6" S 48° 15' 55.35" O	802
V03	19° 15' 21,77" S 48° 9' 59,92" O	880

Tabela 7 - Análise Química (Ponto V01)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl ²	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	5,3	4,1	4,5	2	3	0,03	8,7	0,2	0,1	2	6,7	9,0	3,7
40-60cm	5,9	4	4,4	0,7	1	0,01	4,7	0,1	0,1	1	3,7	4,9	4,3
110-130cm	6,2	4,1	4,5	0,4	2	0,01	3,4	0,1	0,1	0,6	2,8	3,6	5,8
150-170cm	6,2	3,9	4,3	0,3	1	0,01	3,3	0,1	0,1	0,8	2,5	3,5	6,0

Tabela 8 - Análise Granulométrica (Ponto V01)

	AREIA								
Profundidade	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	18	16	56	182	233	505	249	246	0,99
40-60cm	2	8	59	224	257	550	260	190	0,73
110-130cm	7	30	212	330	175	754	155	91	0,59
150-170cm	6	10	165	313	200	694	204	102	0,50

Tabela 9 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto V01)

Profundidade	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
60 cm	2.470 ± 210	1,5	0,3	600 ± 80

Tabela 10 - Analise Química (Ponto V02)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl ₂	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	6,6	4,6	5	2,7	4	0,24	2,2	1,7	0,8	0,1	2,1	4,9	55,5
60-80 cm	6,5	5,1	5,5	1,3	2	0,12	2,6	1,3	0,5	0,1	2,5	4,5	42,5

Tabela 11 - Análise Granulométrica (Ponto V02)

	AREIA								
Profundidade	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	14	33	130	201	144	522	330	148	0,45
60-80 cm	7	22	86	155	123	393	477	130	0,27

Tabela 12 - Analise Química (Ponto V03)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl ₂	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	5,5	4,1	4,5	11,5	5	0,07	7,2	0,4	0,2	0,8	6,4	7,9	8,5

Tabela 13 - Analise Granulométrica (Ponto V03)

	AREIA								
Profundidade	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	1	1	0	3	12	17	674	309	0,46

8.2.2. Baixos Terraços fluviais

Baixos terraços fluviais consistem em superfícies planas localizadas aproximadamente de 2 à 5 metros acima do nível atual do rio, possuindo leve inclinação no sentido do canal fluvial, podendo possuir um ou mais níveis, indicando antigos patamares dos rios (CHISTOFOLETTI, 1974; SUGUIO, 2010). O terraço fluvial também pode ser caracterizado como planícies fluviais abandonadas ou como forma integrante da planície que excepcionalmente é reativada em eventos extremos. O material encontrado em níveis de terraços fluviais indicam fases evolutivas do relevo pelo entalhamento fluvial e depósitos correlativos.

As Figuras 42 e 43 são referentes ao ponto de coleta (BTF01), nesse local foi encontrado baixo terraço fluvial recoberto por gramíneas e lençol freático muito superficial, não ocorrendo veredas nem campos de murundus sobre o mesmo. Assim como nas veredas, foi realizado um perfil topomorfológico, Figura 44, com auxílio do GPS para subsidiar a identificação das formas em fundo de vale para coleta de amostras.

Um dos terraços fluviais investigados perfil topomorfológico Figura 45 e Figura 46 estão fora da área de ocorrência da chapada, mas incide próximo a cota de 900 metros do rio Uberabinha, ao lado do limite da bacia, possuindo murundus de textura muito argilosa, Figura 47, sobre parte do terraço. Provavelmente o terraço sofreu processos de pedimentação, onde foi soterrado pelo material da vertente, o que justifica a formação dos murundus em terraços fluviais de acordo com Penteado-Orellana (1980) comprovado pela idade absoluta obtida pela LOE que o murundu é mais recente que o terraço. Nesse local também foram identificados vários paleocanais, apontando uma dinâmica muito ativa do rio Uberabinha na construção de níveis de terraços. O Quadro 4 localiza os pontos de demais coletas e as Tabelas 14 a 27 apresentam os resultados.

Figura 42 e 43 – Nível de baixo terraço fluvial e coleta de sedimentos para LOE



Figura 44 – Perfil topomorfológico pontos BTF02, BTF03 e BTF04

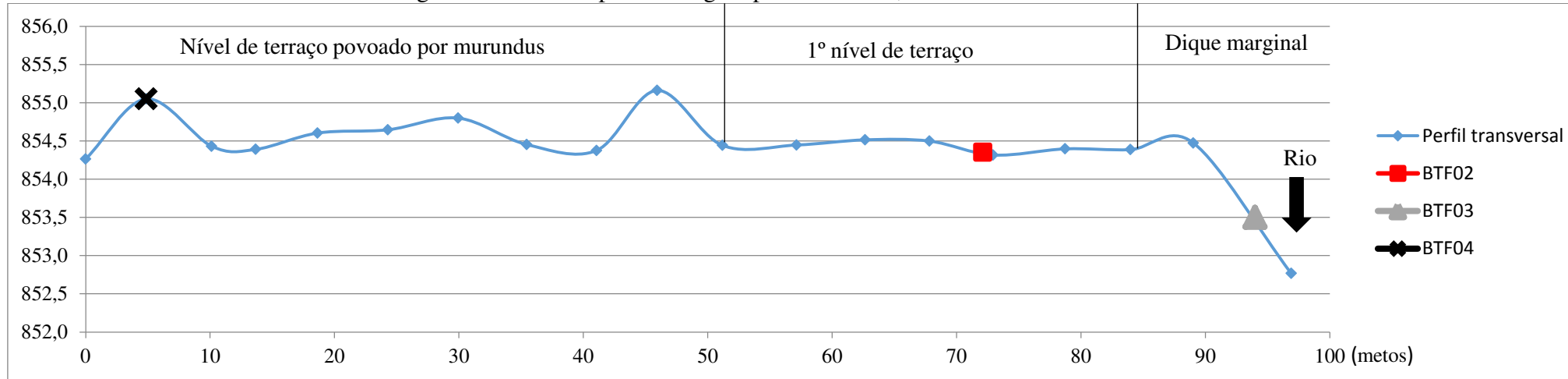
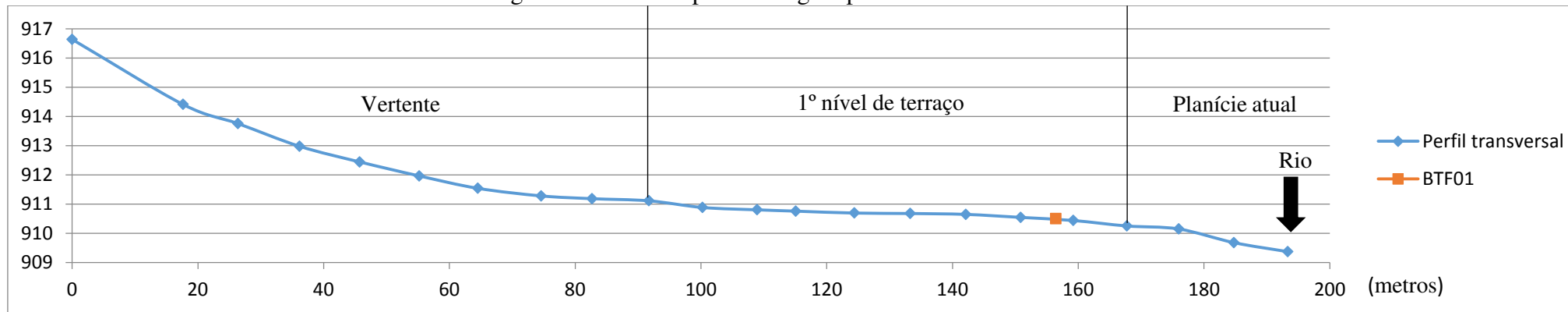


Figura 45 – Perfil topomorfológico ponto BTF01



Figuras 46 e 47 – Terraço fluvial no rio Uberabinha e murundus sobre terraço



Quadro 4 – Identificação e localização das amostras coletadas em terraços fluviais

Código do ponto de amostragem	Coordenadas	Altitude de coleta (metros)
BTF01	19°20'42.14" S 48° 1'37.56" O	922
BTF02	19° 5'1.62" S 48° 2'38.73" O	865
BTF03	19° 05' 01,1" S 48° 02' 40,7 O	863
BTF04	19° 5'1.64" S 48° 2'37.47" O	867
BTF05	19°23'40.30"S 47°47'20.80"O	905

Tabela 14 - Análise Química (Ponto BTF01)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl ₂	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	4,8	3,8	4,2	3,8	4	0,02	15	0,2	0,1	1,5	13,5	15,3	2,1
60 -80 cm	6,2	4,1	4,5	0,9	2	0,01	3,5	0,3	0,1	0,3	3,2	3,9	10,5

Tabela 15 - Análise Granulométrica (Ponto BTF01)

	AREIA								
Profundidade	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/ Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	5	26	41	22	15	109	540	351	0,65
60 -80 cm	5	24	82	101	86	298	532	170	0,32

Tabela 16 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF01)

Profundidade	Dose Anual (μ Gy/ano)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
60 cm	3.410 $\pm$ 155	14,0	0,7	4.100 $\pm$ 390

Tabela 17 - Análise Química (Ponto BTF02)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	6,7	4,4	4,8	0,9	2	0,01	2,1	0,2	0,1	0,1	2,0	2,4	12,9
60- 80 cm	6,7	4,9	5,3	0,9	1	0,01	2	0,2	0,1	0,1	1,9	2,3	13,4

Tabela 18 - Análise Granulométrica (Ponto BTF02)

	AREIA								
Profundidade	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/ Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	16	29	192	161	132	530	353	117	0,33
60- 80 cm	8	23	156	155	142	484	362	154	0,43

Tabela 19 - Análise Química (Ponto BTF03)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	6	4,1	4,5	2,2	4	0,03	4,3	0,6	0,2	0,4	3,9	5,1	16,2
60- 80 cm	5,8	4,1	4,5	1,6	3	0,01	5,1	0,3	0,1	0,5	4,6	5,5	7,4

Tabela 20 - Análise Granulométrica (Ponto BTF03)

	AREIA								
Profundidade	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/ Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	0	6	10	369	180	565	204	231	1,13
60- 80 cm	0	7	234	389	133	763	169	68	0,40

Tabela 21 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF03)

Profundidade	Dose Anual (μ Gy/ano)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
60 cm	1.570 $\pm$ 65	2,9	0,6	1.850 $\pm$ 170

Tabela 22 - Análise Química (Ponto BTF04)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	5,7	3,9	4,3	3,3	2	0,07	5,6	0,1	0,1	0,7	4,9	5,9	4,6
60- 80 cm	5,7	4,3	4,7	2,3	1	0,02	5,6	0,1	0,1	0,4	5,2	5,8	3,8

Tabela 23 - Análise Granulométrica (Ponto BTF04)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
Profundidade	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	34	16	33	63	138	284	480	236	0,49
60- 80 cm	3	19	40	53	141	256	520	224	0,43

Tabela 24 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF04)

Profundidade	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
60 cm	3.640 ± 225	4,5	0,5	1.240 ± 140

Tabela 25 - Análise Química (Ponto BTF05)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl ₂	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0- 20 cm	5,6	4,4	4,8	14,4	10	0,04	6,7	0,2	0,1	0,1	6,6	7,0	4,8
50 cm	6	4,6	5	2,3	4	0,02	4,3	0,1	0,1	0,3	4,0	4,5	4,9
70 cm	5,8	5	5,4	4,9	5	0,02	5,2	0,4	0,1	0,1	5,1	5,7	9,1
100-120 cm	6,6	5,2	5,6	1,3	2	0,01	2,2	0,2	0,1	0,1	2,1	2,5	12,4
140-160 cm	6,9	5,4	5,8	0,5	2	0,01	1,7	0,1	0,1	0,1	1,6	1,9	11,0

Tabela 26 - Análise Granulométrica (Ponto BTF05)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
Profundidade	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
0- 20 cm	7	13	29	70	86	205	186	609	3,27
50 cm	2	4	10	11	28	55	556	389	0,70
70 cm	4	14	27	33	48	126	407	467	1,15
100-120 cm	3	18	169	265	111	566	300	134	0,45
140-160 cm	7	28	164	296	136	631	265	104	0,39

Tabela 27 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto BTF05)

Profundidade	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
50 cm	4.860 ± 300	5,6	0,4	1.150 ± 130

8.2.3. Campos de murundus

Os campos de murundus foram encontrados principalmente nas porções mais elevadas da chapada Uberlândia-Uberaba, consistindo em depressões de topos planos que acumulam água associadas a canais de primeira ordem, caracterizando-se como nascentes de canais fluviais na chapada. Algumas destas depressões não estão conectadas aos canais fluviais de

forma perene, como observou Feltran Filho (1997), porém no período de chuvas são conectadas pelas águas superficiais formando microrrelevos de murundus entre o canal perene e a depressão. Muitos destes murundus entre a depressão e o canal perene foram destruídos pela ocupação humana como se pode observar pelas Figuras 48 e 49.

Figuras 48 – Campo de murundus conectado a canal permanente ano de 1964



Fonte: USAF, 1964.

Figura 49 – Campo de murundus separado por cultura anual ano de 2016

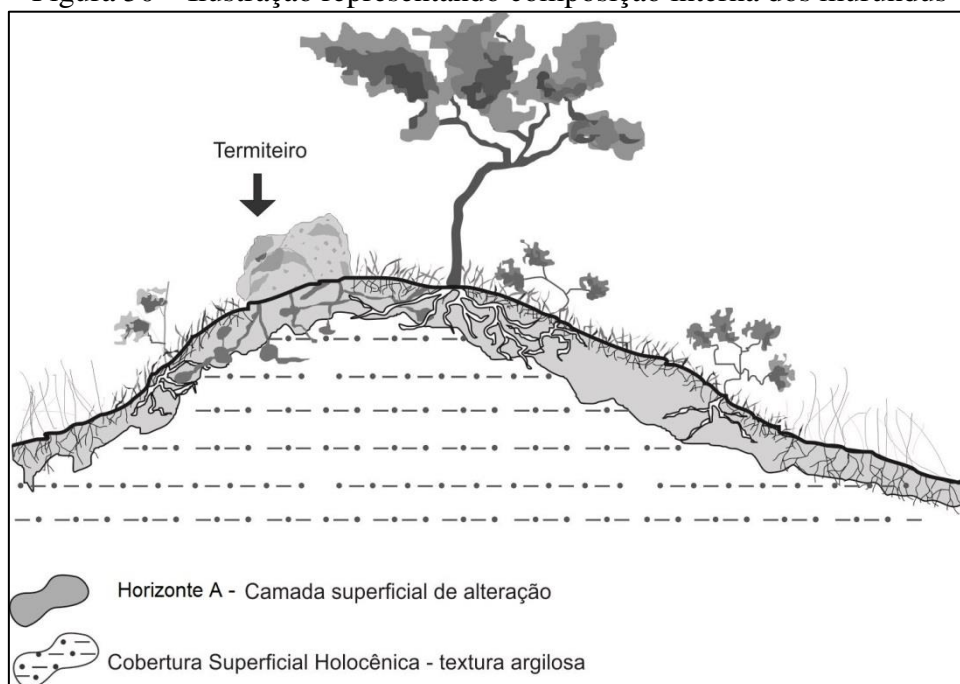


Fonte: Google Earth, 2016.

Na chapada Uberaba-Uberlândia os murundus não se restringem as depressões e também ocorrem nas planícies e em terraços fluviais com frequência, o que nos leva a considerar a atuação de processos erosivos para a formação dos mesmos.

Nas depressões e fundos de vale ocorrem os murundus que foram analisados, microrrelevos compostos por material argiloso, assim como toda a depressão e fundo de vale. Sobre os murundus ocorrem vários termiteiros. As térmitas são importantes agentes de remobilização de sedimento e solos, porém não atuam no interior do murundu, somente ocupam o topo da sua superfície fugindo da umidade na base conforme a Figura 50. Foram abertos diversos murundus para observação durante os trabalhos de campo, todos possuíam a mesma configuração interna. Nem todos os murundus possuem termiteiros ativos no seu topo, muitas das vezes já foram destruídos ou nem mesmo foram edificadas. Pequenas árvores e arbustos também podem ocorrer no topo de murundus, mas não é regra.

Figura 50 – Ilustração representando composição interna dos murundus



Observados por perspectiva aérea as depressões onde ocorrem os murundus, possuem aspectos de dolinas, portanto sua origem pode estar ligada a processos geoquímicos, pois ocorrem em ambiente redutor, perdendo minerais pelo processo de lixiviação.

As Figuras 51, 52, 53, 54 e 55, ilustram os locais de coleta de sedimentos em campos de murundus. Os microrelevos analisados foram abertos ao meio para coleta de sedimentos em profundidades variadas, possibilitando a caracterização física e química do mesmo.

Com a finalidade de compreender melhor a dinâmica das depressões povoadas por murundus, foi realizado com auxílio do GPS um perfil transversal da borda para o centro da depressão Figura 56. No centro do campo de murundus foi encontrada uma lagoa temporária que estava totalmente seca no período de estiagem, Figura 57, o que possibilitou a coleta de sedimentos e encontrar uma camada concrecionária ferruginosa. Posteriormente voltamos no período chuvoso no mesmo local e a lagoa estava cheia d'água Fotografia 58. A dinâmica hidrológica dos campos de murundus é muito variável, sendo este ambiente dependente da sazonalidade climática da região. O Quadro 5 localiza os pontos de coleta e as tabelas 28 à 45 apresentam os resultados das amostras analisadas.

Fotografias 51 e 52 – Microrrelevo de murundu e coleta de sedimentos para datação



Fotografias 53 e 54 - Microrrelevo de murundu e termiteiro sobre murundu



Fotografia 55 – Equipe de coleta em campo de murundus



Figura 56 – Perfil campo de murundus pontos CM06, CM04 e CM05

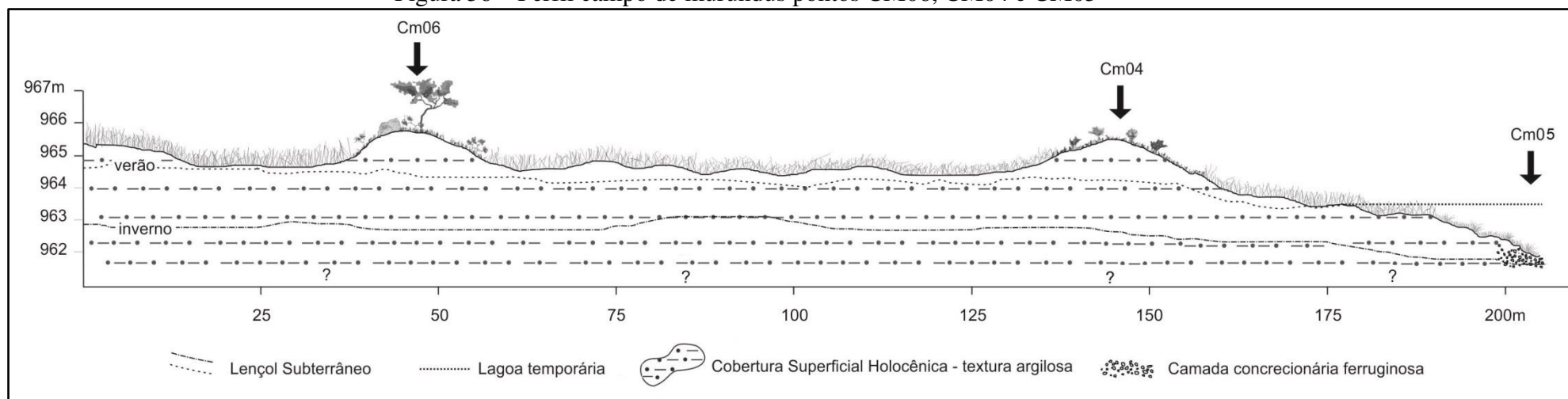


Figura 57 e 58 – Lagoa temporária seca (mês de agosto 2015) e com água (mês de fevereiro 2015)



Quadro 5 - Identificação das amostras coletadas em campos de murundus

Código do ponto de amostragem	Coordenadas	Altitude de coleta (metros)
CM01	19° 19' 07.7" S 47° 58' 33.2" O	968
CM02	19° 26' 34.3" S 47° 57' 24.2" O	966
CM03	19° 23' 05.5" S 47° 49' 28.8" O	949
CM04	19°20'49.80" S 47°50'29.40" O	975
CM05	19°20'48.65" S 47°50'27.95" O	972
CM06	19°20'52.03" S 47°50'31.56" O	976
CM07	19°39'57.74" S 47°35'58.65" O	1018

Tabela 28 - Análise Química (Ponto CM01)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	5,6	4	4,4	2,9	6	0,14	6,7	0,4	0,2	0,1	6,6	7,4	9,9
60-80 cm	6,4	4,4	4,8	1,6	1	0,05	2,9	0,4	0,2	0,1	2,8	3,6	18,3
80-100 cm	6,7	4,6	5	1,2	2	0,01	2,1	0,4	0,1	0,1	2,0	2,6	19,5
120-140 cm	6,4	5	5,4	1,3	6	0,02	2,8	0,8	0,3	0,1	2,7	3,9	28,6
160-1.80 cm	6,9	5,7	6,1	0,7	3	0,01	1,7	0,7	0,2	0,1	1,6	2,6	34,9

Tabela 29 - Análise Granulométrica (Ponto CM01)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
Profundidade	g/kg								
0-20 cm	6	35	59	35	17	152	740	108	0,15
60-80 cm	9	26	64	39	19	157	749	94	0,13
80-100 cm	14	48	85	41	17	205	700	95	0,14
120-140 cm	17	40	84	40	16	197	708	95	0,13
160-180 cm	16	43	81	48	21	209	705	86	0,12

Tabela 30 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM01)

Profundidade	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
80 cm	4.600 $\pm$ 210	15,5	3,5	3.380 $\pm$ 325

Tabela 31 - Análise Química (Ponto CM02)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	5,4	4,2	4,6	2,5	1	0,08	7,8	1	0,3	0,2	7,6	9,2	15,0
60 cm	6,1	4,6	5	1,7	2	0,02	3,7	1	0,3	0,1	3,6	5,0	26,3
90-110 cm	6,5	5,2	5,6	1,1	4	0,01	2,5	1	0,3	0,1	2,4	3,8	34,4
130-150 cm	6,6	5,4	5,8	0,8	4	0,01	2,2	1	0,3	0,1	2,1	3,5	37,3

Tabela 32 - Análise Granulométrica (Ponto CM02)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
Profundidade	g/kg								
0-20 cm	7	43	65	32	18	165	708	127	0,18
60 cm	11	40	62	36	17	166	715	119	0,17
90-110 cm	7	41	75	35	26	184	730	86	0,12
130-150 cm	10	45	83	39	22	199	723	78	0,11

Tabela 33 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM02)

Profundidade	Dose Anual (μ Gy/ano)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
60 cm	4.970 $\pm$ 170	10,0	1,8	2.000 $\pm$ 170

Tabela 34 - Análise Química (Ponto CM03)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
20 cm	6,8	5,6	6	0,8	4	0,07	1,9	0,9	0,3	0,1	1,8	3,2	40,1
50 cm	5,7	4,2	4,6	2,4	4	0,03	5,8	0,8	0,2	0,1	5,7	6,8	15,1
70 cm	6	4,4	4,8	1,8	4	0,05	4,4	0,8	0,3	0,1	4,3	5,6	20,7
110 cm	6,6	5,2	5,6	0,9	4	0,14	2,2	0,9	0,3	0,1	2,1	3,5	37,9

Tabela 35 - Análise Granulométrica (Ponto CM03)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
Profundidade	Grossa				Fina	TOTAL			
	g/kg								
20 cm	9	24	59	54	35	181	726	93	0,13
50 cm	1	14	34	32	24	105	786	109	0,14
70 cm	4	21	36	36	18	115	789	96	0,12
110 cm	5	20	54	43	23	145	714	141	0,20

Tabela 36 - Análise Química (Ponto CM04)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0 - 20cm	5,8	4,3	4,7	1,9	4	0,02	5,3	0,2	0,1	0,6	4,7	5,6	5,7
50cm	6	4,8	5,2	1,6	7	0,01	4,1	0,2	0,1	0,3	3,8	4,4	7,0

Tabela 37 - Análise Granulométrica (Ponto CM04)

Tabela 57 - Análise Granulométrica (Ponto CMO4)									
	AREIA						ARGILA	SILTE	Relação Silte/ Argila
Profundidade	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	AREIA TOTAL			
	g/kg								
0 - 20cm	8	11	21	18	18	76	741	183	0,25
50cm	1	6	19	21	16	63	739	198	0,27

Tabela 38 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM04)

Profundidade	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
50 cm	5.100 $\pm$ 330	19,3	2,5	3.790 $\pm$ 440

Tabela 39 - Análise Química (Ponto CM05)

Profundidade	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	6,5	4,7	5,1	1	13	0,02	2,5	0,2	0,1	0,1	2,4	2,8	11,3
60-80 cm	6,5	5,3	5,7	0,6	14	0,01	2,4	0,1	0,1	0,1	2,3	2,6	8,0

Tabela 40 - Análise Granulométrica (Ponto CM05)

Tabela 46 - Análise Granulométrica (Ponto CMO5)									
	AREIA						ARGILA	SILTE	Relação Silte/ Argila
Profundidade	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	AREIA TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	26	62	113	59	21	281	641	78	0,12
60-80 cm	14	21	40	22	14	111	725	164	0,23

Tabela 41 - Análise Química (Ponto CM06)

Profundidade	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	5,7	4	4,4	2,8	2	0,06	6	0,2	0,1	0,8	5,2	6,4	5,7
40-60 cm	6,1	4,8	5,2	1,5	2	0,01	3,8	0,1	0,1	0,2	3,6	4,0	5,2

Tabela 42 - Análise Granulométrica (Ponto CM06)

Tabela 12 - Análise Granulométrica (Ponto CMOB)									
	AREIA						ARGILA	SILTE	Relação Silte/ Argila
Profundidade	Muito Grossa	Grossa	Média	Fina	Muito Fina	AREIA TOTAL			
	g/kg								
0-20 cm	14	13	20	18	15	80	739	181	0,24
40-60 cm	3	6	14	15	13	51	754	195	0,26

Tabela 43 - Datação Por Luminescência Opticamente Estimulada (Ponto CM06)

Profundidade	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos A.P)
50 cm	5.420 $\pm$ 500	7,7	1,1	1.420 $\pm$ 200

Tabela 44 - Análise Química (Ponto CM07)

	pH			%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA							%
Profundidade	SMP	CaCl2	Agua	M.O	Resina	K	H+Al	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
0-20 cm	5,3	4,2	4,6	4,9	3	0,1	8,8	0,7	0,1	1,3	7,5	9,7	9,3
20-40 cm	5,5	4	4,4	2,6	2	0,04	7,5	0,3	0,1	0,7	6,8	7,9	5,5
40-60 cm	6,2	4,6	5	1,4	1	0,01	3,5	0,2	0,1	0,1	3,4	3,8	8,1
60-80 cm	6,3	4,9	5,3	1,3	4	0,01	3,3	0,2	0,1	0,1	3,2	3,6	8,6
80-100 cm	6,5	5,1	5,5	1,3	22	0,01	2,5	0,2	0,1	0,1	2,4	2,8	11,0
100-120 cm	6,7	5,2	5,6	0,9	24	0,01	2,1	0,1	0,1	0,1	2,0	2,3	9,1

Tabela 45 - Análise Granulométrica (Ponto CM07)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação Silte/Argila
	Grossa				Fina	TOTAL			
Profundidade	g/kg								
0-20 cm	9	13	14	11	17	64	672	264	0,39
20-40 cm	3	13	12	13	17	58	727	215	0,30
40-60 cm	5	14	21	14	15	69	752	179	0,24
60-80 cm	5	23	26	15	15	84	725	191	0,26
80-100 cm	5	20	36	21	15	97	712	191	0,27
100-120 cm	11	27	64	79	78	259	139	602	4,33

8.2.4. Interflúvio

As coletas de interflúvio foram realizadas com a finalidade de correlacionar o material de coberturas superficiais encontrados em fundos de vale, com o material do topo da vertente. Não foram coletadas amostras nas profundidades 0-20 cm, pois como se trata de uma área que há décadas possui ocupação agrícola mecanizada, tratores e arados já revolveram tal profundidade por várias vezes. Portanto foram analisadas as profundidades a partir de 60 cm, coletando amostras até o nível do lençol freático ou atingindo a profundidade de 120 cm. O Quadro 6 localiza os pontos de coleta e as Tabelas 46 à 55 expõe os resultados.

Quadro 6 – Identificação e localização das amostras coletadas em interflúvios

Código do ponto de amostragem	Coordenadas	Altitude de coleta (metros)
A2	19°29'59.86"S 47°49'4.99"O	984
A3	19°28'22.10"S 47°44'11.38"O	980
A42	19°16'17.33"S 47°54'20.13"O	965
A5	19°39'13.35"S 47°35'37.41"O	1038
A6	19°37'18.62"S 47°39'31.90"O	1022

Tabela 46 - Análise Química (Ponto A2)

	pH/ CaCl ₂ Água	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
Profundidade		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
60 - 80	5	1,7	2	0,05	0,5	0,4	0,1	3	4,05	23,46
100 - 120	5,3	1,2	2	0,03	0,5	0,3	0,1	2,4	3,3	24,92

Tabela 47 - Análise Granulométrica (Ponto A2)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
60 - 80	3	43	81	37	22	186	697	117	0,17
100 - 120	0	47	94	38	21	200	701	99	0,14

Tabela 48 - Análise Química (Ponto A3)

	pH/ CaCl ₂ Água	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
Profundidade		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
60 - 80	4,5	1,7	2	0,02	1,3	0,20	0,10	4	5,62	27,05
100 - 120	5,2	1	2	0,01	0,50	0,10	0,10	2,70	3,41	17,89

Tabela 49 - Análise Granulométrica (Ponto A3)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
60 - 80	0	24	47	40	25	136	759	106	0,14
100 - 120	0	20	47	36	26	129	751	120	0,16

Tabela 50 - Análise Química (Ponto A42)

Profundidade	pH/ CaCl ² Agua	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
60 – 80	5	1,5	2	0,03	1,30	0,4	0,1	3	4,83	35,82
100 – 120	5,3	1,4	2	0,04	0,80	0,40	0,10	2,5	3,84	32,29

Tabela 51 - Análise Granulométrica (Ponto A42)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
60 – 80	0	16	48	32	17	113	788	99	0,13
100 – 120	2	15	43	32	14	106	724	170	0,23

Tabela 52 - Análise Química (Ponto A5)

Profundidade	pH/ CaCl ² Agua	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
60 -80	5,30	1,4	2	0,09	1	0,5	0,1	2,6	4,2	37,0
100 - 120	5,10	1,4	2	0,04	1	0,4	0,1	2,2	3,7	38,5

Tabela 53 - Análise Granulométrica (Ponto A5)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
60 -80	0	32	55	24	15	126	754	120	0,16
100 - 120	3	39	48	22	14	126	728	146	0,20

Tabela 54 - Análise Química (Ponto A6)

Profundidade	pH/ CaCl ² Agua	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
60 - 80	5,2	1,1	2	0,03	1	0,4	0,1	2,1	3,6	39,39

Tabela 55 - Análise Granulométrica (Ponto A6)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
60 - 80	2	46	89	35	17	189	723	88	0,12

8.2.5. Termiteiros

Durante a realização dos trabalhos de campo ficou latente a diferenciação entre termiteiros e murundus. Forma, dimensão, porosidade, umidade, localização e cor são alguns dos aspectos diferenciáveis visualmente entre ambos. Para sanar qualquer confusão entre estes dois elementos foram coletadas amostras de termiteiros sobre murundus já analisados e em pastagens localizadas na chapada. Houve o cuidado de coletar material do núcleo do termiteiro, onde as características físico-químicas estariam mais preservadas. As Figuras 59, 60, 61 e 62, ilustram os locais e forma de coleta e o Quadro 7 os localiza. As Tabelas 56 à 63 expõe os resultados de laboratório.

Fotografias 59 e 60 – Termiteiro sobre murundu



Fotografias 61 e 62 – Termiteiro em pasto abandonado



Quadro 7 – Identificação das amostras coletadas em termiteiros

Código do ponto de amostragem	Coordenadas	Altitude de coleta (metros)
A1	19° 5'2.16"S 48° 2'35.89"O	865
A4	19°20'51.71"S 47°50'31.25"O	998
C1	19°26'54.47"S 47°47'31.53"O	940
C2	19°39'57.99"S 47°35'57.00"O	1012

Tabela 56 - Análise Química (Ponto A1)

Profundidade	pH/ CaCl ² Agua	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
-	5,10	7,10	7	0,17	2,70	1	0,2	6	10,7	38,43

Tabela 57 - Análise Granulométrica (Ponto A1)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
-	0	5	29	72	128	234	517	249	0,48

Tabela 58 - Análise Química (Ponto A4)

Profundidade	pH/ CaCl ² Agua	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
-	5	19,70	15	0,52	3	0,10	0,10	7,10	10,82	33,46

Tabela 59 - Análise Granulométrica (Ponto A4)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
-	87	78	40	16	10	231	487	282	0,58

Tabela 60 - Análise Química (Ponto C1)

Profundidade	pH/ CaCl ² Agua	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
-	4,5	5,6	5	0,19	2,3	1,1	0,3	7,3	11,19	32,08

Tabela 61 - Análise Granulométrica (Ponto C1)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
-	3	28	110	100	33	274	622	104	0,17

Tabela 62 - Análise Química (Ponto C2)

	pH/ CaCl ₂ Agua	%	P ppm	mEq / 100 ml TFSA						%
Profundidade		M.O	Resina	K	Ca	Mg	Al	H	CTC	V
-	5,1	6,7	2	0,1	2,2	0,6	0,1	4,6	7,6	38,16

Tabela 63 - Análise Granulométrica (Ponto C2)

	AREIA								
	Muito	Grossa	Média	Fina	Muito	AREIA	ARGILA	SILTE	Relação
	Grossa				Fina	TOTAL			Silte/ Argila
Profundidade	g/kg								
-	13	24	43	19	11	110	739	151	0,20

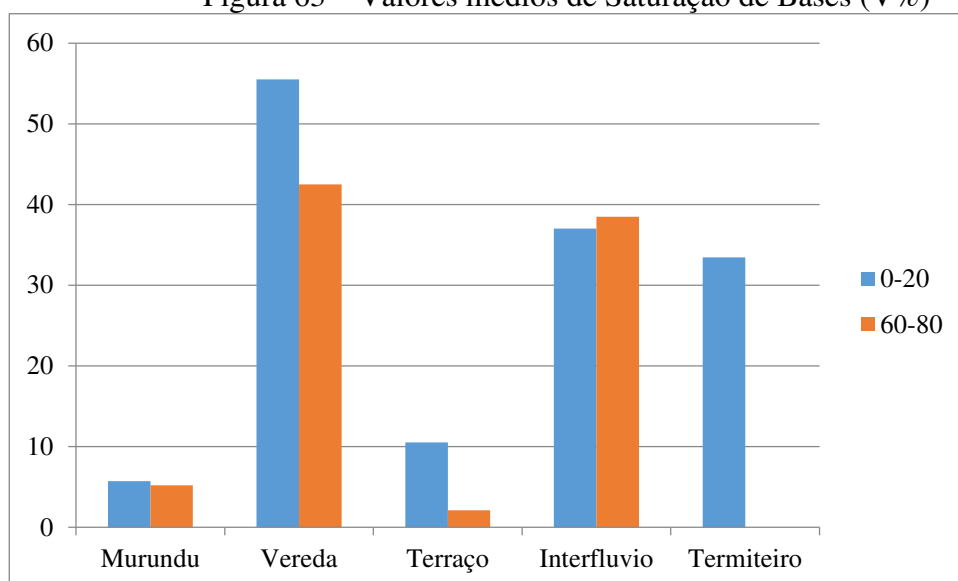
8.3. Interpretação dos resultados das análises químicas, físicas e LOE

8.3.1. Análise dos parâmetros químicos das amostras

De acordo com Perez Filho *et. al.* (1980), alguns parâmetros químicos são fundamentais para identificar o grau de intemperismo de coberturas superficiais, são eles: Capacidade de troca catiônica de argilas (CTC), relação silte/argila e saturação de bases (V%). Segundo os autores os valores de CTC, relação silte/argila e V% decaem de acordo com a profundidade das camadas analisadas, a medida que aumenta a idade da cobertura superficial. Os valores de V% decaem mais rapidamente com a instalação de pedogênese, seguido por silte/argila e por ultimo CTC.

Portanto de acordo com essa metodologia, as coberturas mais antigas teriam maior características de intemperismo. As Figuras 63, 64 e 65 apresentam o valores médio de (V%), relação silte/argila e CTC entre veredas, baixos terraços fluviais, campos de murundus, interflúvios e termiteiros.

Figura 63 – Valores médios de Saturação de Bases (V%)



A saturação por bases que seria o primeiro parâmetro químico a decair segundo Perez Filho et. al. (1980), dando destaque para veredas e terraços com decaimento mais acentuado, enquanto interflúvios e campos de murundus praticamente se mantêm inalterados. Com apenas uma variável o termiteiro deve ser analisado em relação aos outros dados.

Figura 64 – Valores médios da relação silte/argila

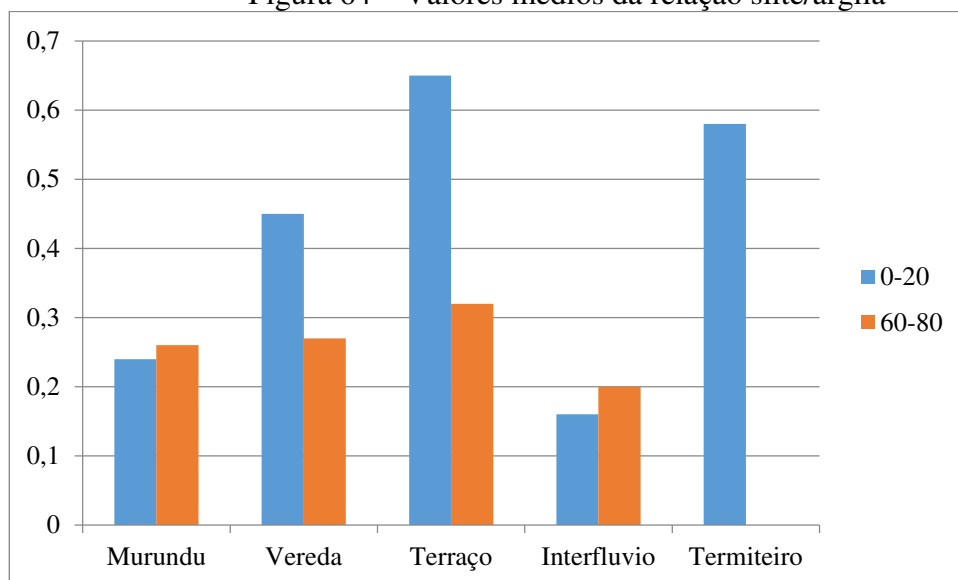
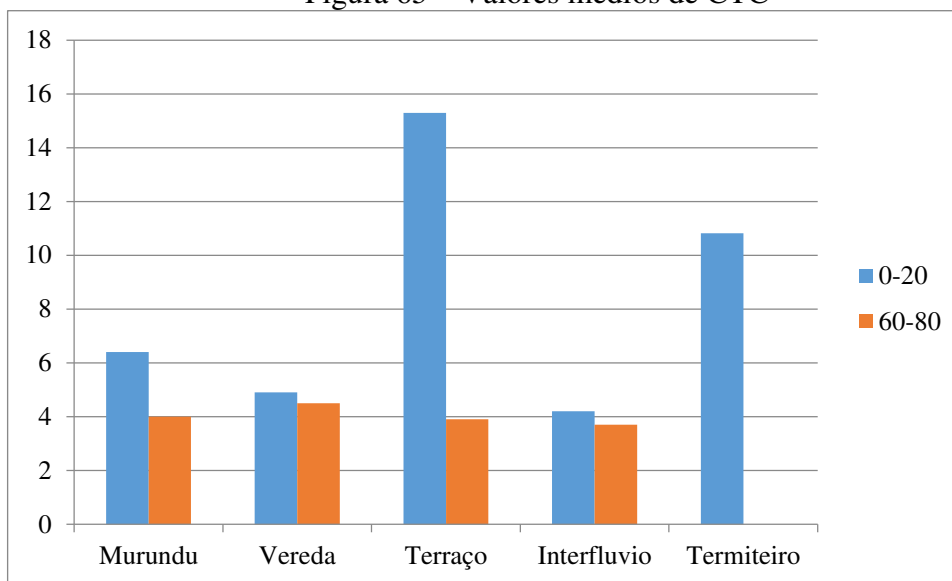


Figura 65 – Valores médios de CTC

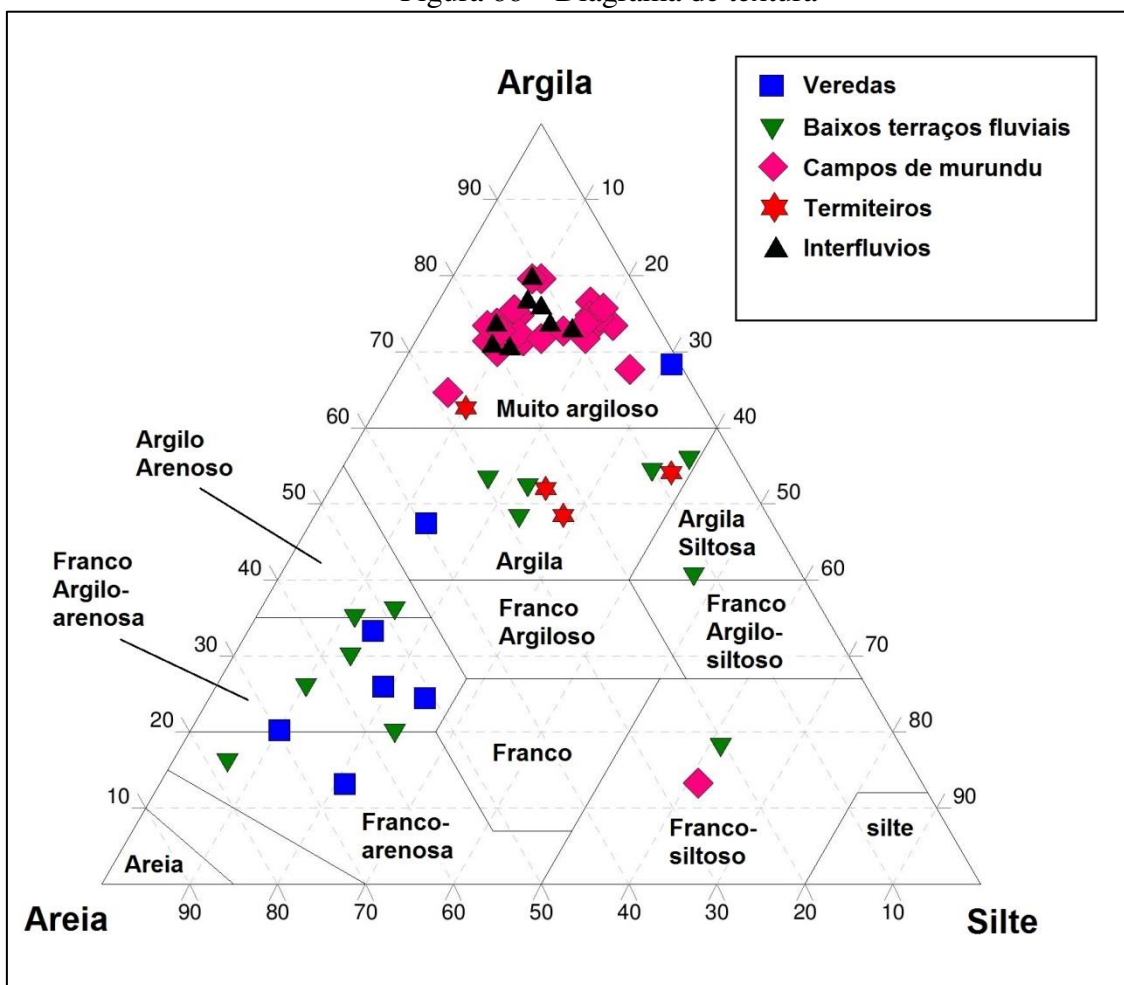


A relação silte/argila e CTC confirma o maior decaimento de valores para o terraço que de acordo com as análises químicas possui a cobertura superficial mais antiga confirmando os resultados obtidos pela datação por LOE, seguida das veredas, murundus e interflúvios. Os valores obtidos para o termiteiro não puderam ser correlacionados com nenhum outro, pois demonstrou padrão peculiar, provavelmente por se tratar de material muito recente, ainda não intemperizado.

8.3.2. Análise dos resultados granulométricos utilizando diagrama de textura

Para uma melhor visualização dos valores granulométricos das amostras coletadas e com a finalidade de obter as classes texturais, foi elaborado o diagrama de textura Figura 66 de acordo com a metodologia de Lemos e Santos (1996).

Figura 66 – Diagrama de textura



Ao analisar o gráfico observa-se que todas as amostras coletadas em campos de murundus e interflúvios apresentaram classe textural muito argilosa, mesmo em profundidades variadas o material demonstrou ser bastante homogêneo quanto a textura, somente um ponto (CM07) a 120 cm de profundidade fugiu a regra. Este é mais um dos indicadores encontrado em campo que apoia a teoria de deposições de Coberturas Cenozoicas em níveis de cimeira, que foram retrabalhadas recobrando depressões e fundos de vales na chapada, tornando-se material de origem dos murundus conforme Penteadó- Orellana (1980) descreve.

As amostras coletadas em veredas tiveram uma pequena variação entre as classes texturais, mas todas tendendo a um padrão mais arenoso, somente uma amostra entrou na classe argila e outra muito argilosa, estas foram coletadas no centro da vereda (área encharcada) e possuem textura característica do local. Neste momento fica claro que a origem do material depositado em ambiente de veredas fora da chapada, possui origem ou agente de

transporte divergente dos campos de murundus, aproximando-se mais das características arenosas da Formação Marília.

Os terraços fluviais obtiveram os resultados mais diversos, apresentando-se em várias áreas do gráfico. O ambiente de formação dinâmico do mesmo pode ajudar a entender tal discrepância nas classes texturais, pois os terraços são formados por material transportado pelos rios e também pela contribuição da vertente. Os rios podem transportar sedimentos mais grosseiros por arraste ou mais finos por suspensão, todo esse material pode ser depositado na sua planície de inundação quanto o rio extravasa seu leito regular, chegando até mesmo depositar material nos baixos terraços fluviais, que também são caracterizadas como antigas planícies de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981).

As diversas profundidades de coleta em terraços fluviais também influenciam no resultado da análise textural, pois nos vários perfis que foram abertos em campo, pode observar a alternância de camadas orgânicas, argilosas e arenosas. Cada uma destas camadas são testemunhos da energia e capacidade de transporte do rio durante períodos pretéritos, podendo ser indicativos de pulsações climáticas mais recentes, com capacidade suficiente de alternar o regime hidrológico dos rios na região.

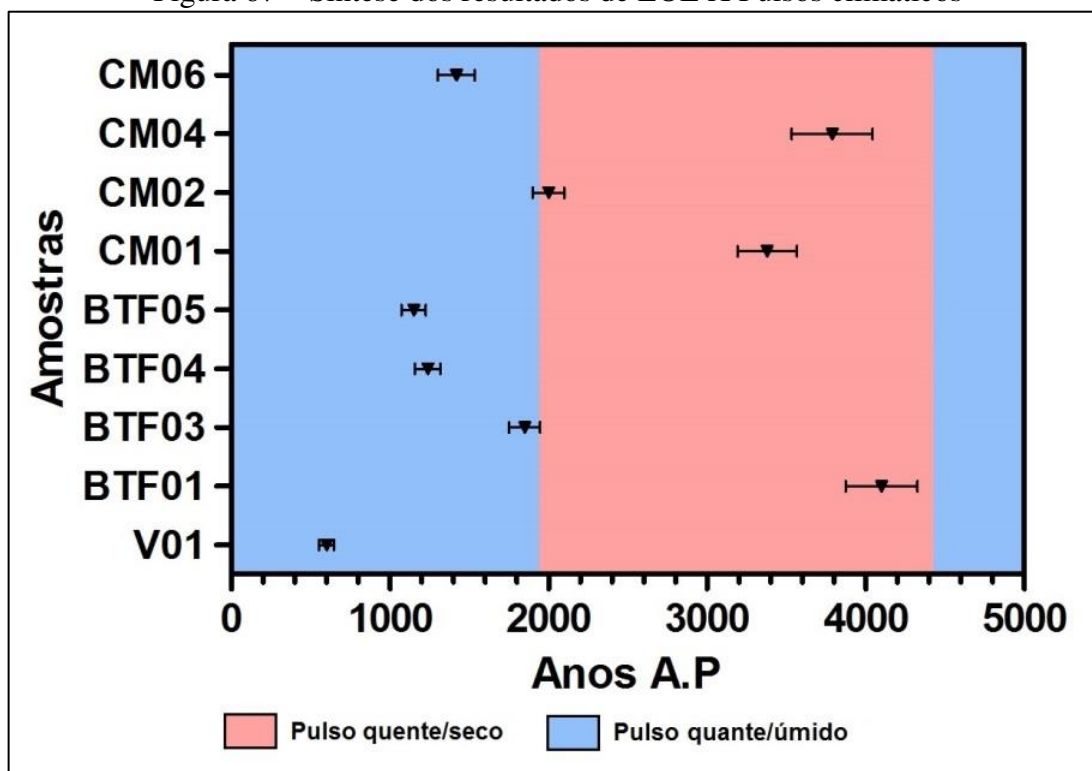
As amostras de termiteiros analisadas obtiveram o resultado esperado, as térmitas transportam somente o material de superfície e ou subsuperfície rasa, portanto todo material argiloso já detectado caracterizado em campos de murundus e interflúvios.

8.3.3. Correlação dos resultados de datação por LOE e ocorrência de pulsos climáticos holocênicos

Para melhor analisar as idades absolutas obtidas por LOE e sua correlação com pulsos climáticos holocênicos, os resultados das amostras juntamente com seu desvio padrão foram plotados em um gráfico de ações, representado pela Figura 67.

Ao analisar a figura observa-se que existem dois setores da tabela que agrupam os resultados. O primeiro grupo se refere ao intervalo de 3.500 à 4.000 A.P, referente a um período mais seco que o presente, onde predominavam processos de alargamento dos vales fluviais formando os terraços e pedimentação. O segundo grupo pertence ao intervalo de 1.000 à 2.000 A.P, caracterizado por período de transição entre seco para úmido atual quando se estabelecem as formas de terraços e microrrelevos em fundo de vale.

Figura 67 – Síntese dos resultados de LOE X Pulsos climáticos



Fonte: Penteado-orellana (1980). Adaptado pelo autor.

Os resultados das datações absolutas obtidas por meio de LOE confirmam a hipótese inicial de que ambientes de veredas e campos de murundus foram formados em período holocênico. Porém ainda é necessário sustentar estes dados com o respaldo de outros autores que tenham utilizado datações absolutas e ou relativas para identificar paleoclimas e paleoambientes.

De acordo com Salgado-Laboriau (1994) no limite entre Pleistoceno/Holoceno predominaram características de clima seco, devido a influência do último máximo glacial nas regiões tropicais a cerca de 12.000 A.P, tendência rompida por um pulso de clima mais úmido posterior.

Estudos realizados por Behling (1995) utilizando a técnica de palinologia na região central do país em sedimento lagunar identifica que entre 9.720 e 5.530 anos A.P, predominou clima quente e seco, sendo que a partir deste período houve aumento da umidade.

Apoiado também por dados palinológicos e datação por radiocarbono, Boaventura (2007) conclui que as veredas atingiram suas características atuais a cerca de 5.000 anos A.P, período relativo a um pulso climático úmido.

Parolin et. al. (2006) descreve a ocorrência de períodos mais seco que o atual entre 3.500 e 1.500 A.P em sua pesquisa realizada no rio Paraná, realizando datação absolutas por termoluminescência e radiocarbono.

Por meio de datação relativa, Penteado-orellana (1980) estabelece uma sequência evolutiva e cronológica dos eventos responsáveis pela formação de microrrelevo de murundus em fundo de vales no planalto central. A autora identifica como 1ª fase o período de 9.000 a 6.000 anos A.P caracterizada por clima seco; 2ª fase intervalo entre 6.000 a 4500 A.P identificando pulso climático úmido; 3ª fase retomada de período seco entre 4.500 a 2.500 A.P e fase atual mais úmida de 2.500 A.P ao presente.

Trabalhos mais recentes realizados no interior do Estado de São Paulo, utilizando-se da técnica de LOE, para identificar e datar coberturas superficiais em níveis de altos e baixos terraços fluviais trouxeram importantes contribuições para o reconhecimento de eventos paleoclimáticos holocênicos. Storani e Perez Filho (2015) e Dias e Perez Filho (2015) correlacionaram a existência de diversos níveis de terraços fluviais a pulsações climáticas.

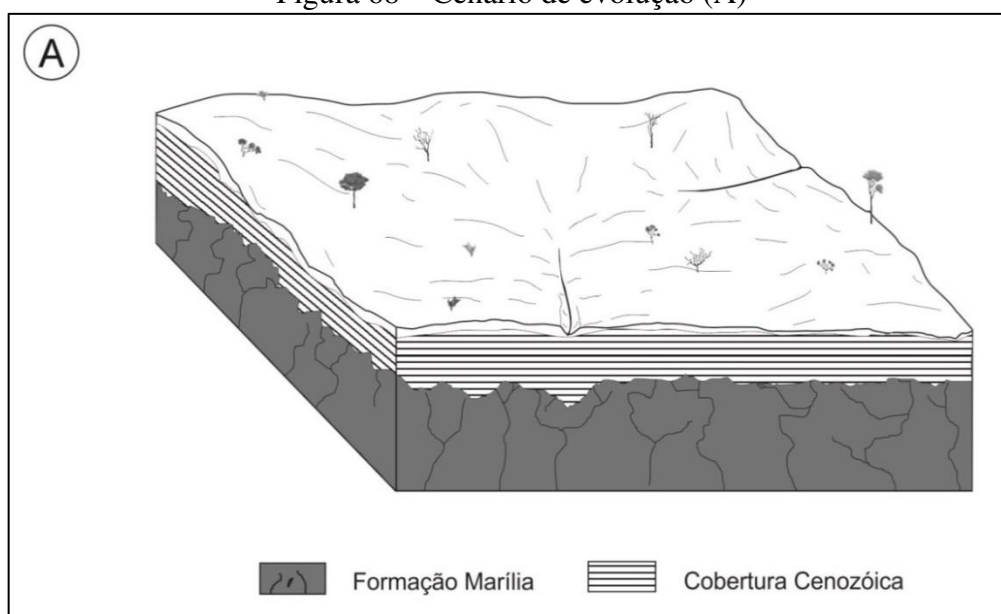
Storani e Perez Filho (2015) reportam-se aos baixos terraços do rio Mogi-Guaçu onde identificaram três níveis, os quais obtiveram das idades de 630 ± 75 A.P para aluviões recentes, 1.150 ± 160 A.P para o nível II e 1950 ± 225 A.P para o nível I terraço mais elevado indicando períodos de incisão do canal durante o Holoceno. Os autores também dataram coberturas pedimentares de encosta tendo o resultado semelhante aos pedimentos da chapada Uberlândia-Uberaba 3650 ± 330 A.P.

Dias e Perez Filho (2015) ao realizar datações por LOE em níveis de terraços do rio Corumbataí, correlacionaram altos terraços formados a 5060 ± 570 A.P a condições climáticas mais secas, porém após esse período os autores acreditam que houve um pulso de clima mais úmido que teria feito o rio abandonar seu antigo leito migrando seu canal. Os autores também datam dois níveis de baixos terraços que estão de 3 a 5 metros do nível atual do rio, identificando-os com idades de 2570 ± 500 A.P e 1.070 ± 190 A.P caracterizando outra mudança de clima seco para úmido.

8.4. Estádios de evolução da paisagem na chapada Uberlândia-Uberaba durante o Holoceno

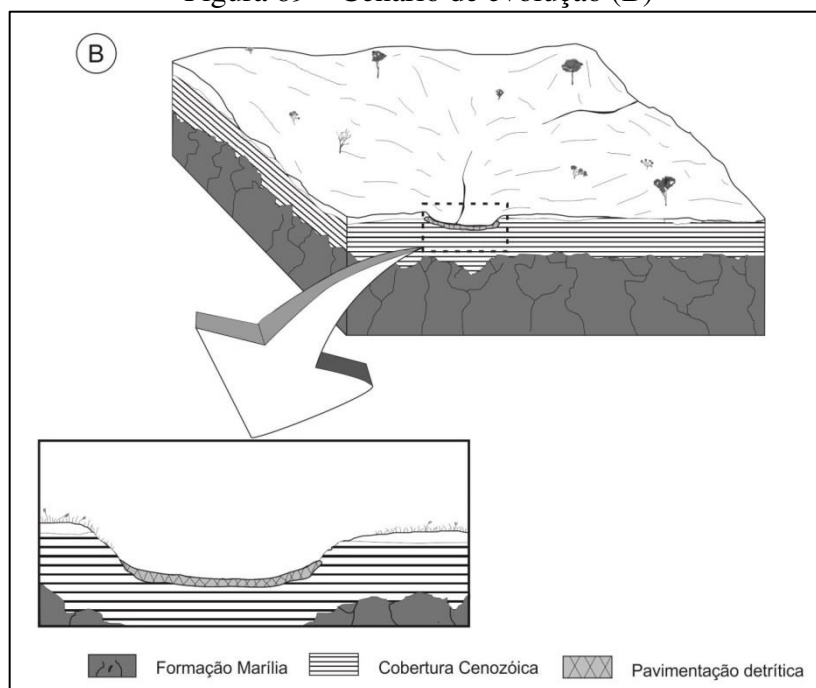
Com a finalidade de sintetizar todas as informações levantadas e discutidas neste trabalho, foram elaborados cinco cenários de evolução da chapada Uberlândia-Uberaba (Figuras 68, 69, 70, 71 e 72), referentes a estádios de evolução onde o clima é destacado como relevante agente de transformação das paisagens recentes, juntamente com os demais processos físicos analisados, adaptando modelo de Penteado-Orellana (1980).

Figura 68 – Cenário de evolução (A)



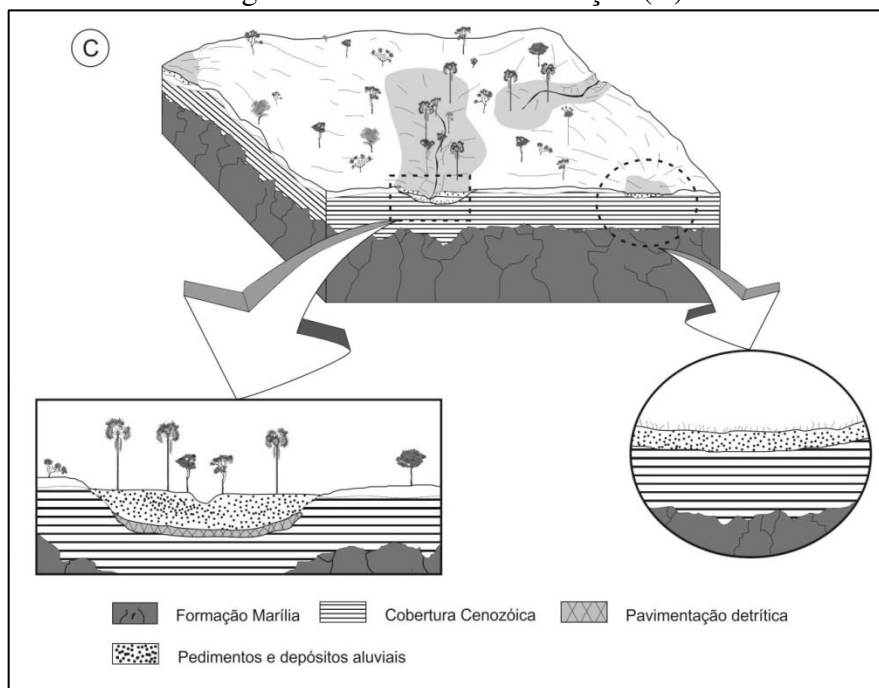
Período de clima seco; Estádio de evolução inicial limite Pleistoceno/Holoceno; Relevo tabular aplainado retocado por Glaciações Pleistocênicas; Baixa ou pouca incisão de canais fluviais; Vegetação esparsa e rarefeita, predomínio de gramíneas e arbustos, pouca vegetação de porte arbóreo. 12.000 à 10.000 A.P.

Figura 69 – Cenário de evolução (B)



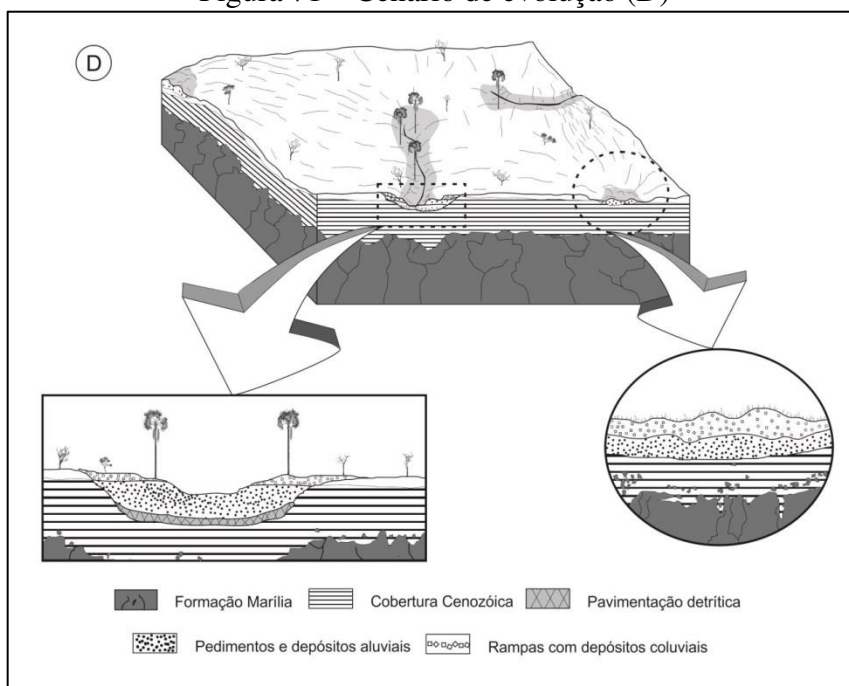
Período de clima seco acentuado; Estádio de evolução secundário, pós-pulso de clima úmido; fase inicial de pedimentação de vales; Predomínio de processos de alargamento dos vales com formação de pavimentação detrítica na base; Retração da vegetação, predomínio de gramíneas e arbustos, pouca vegetação de porte arbóreo. 9.000 à 6000 A.P.

Figura 70 – Cenário de evolução (C)



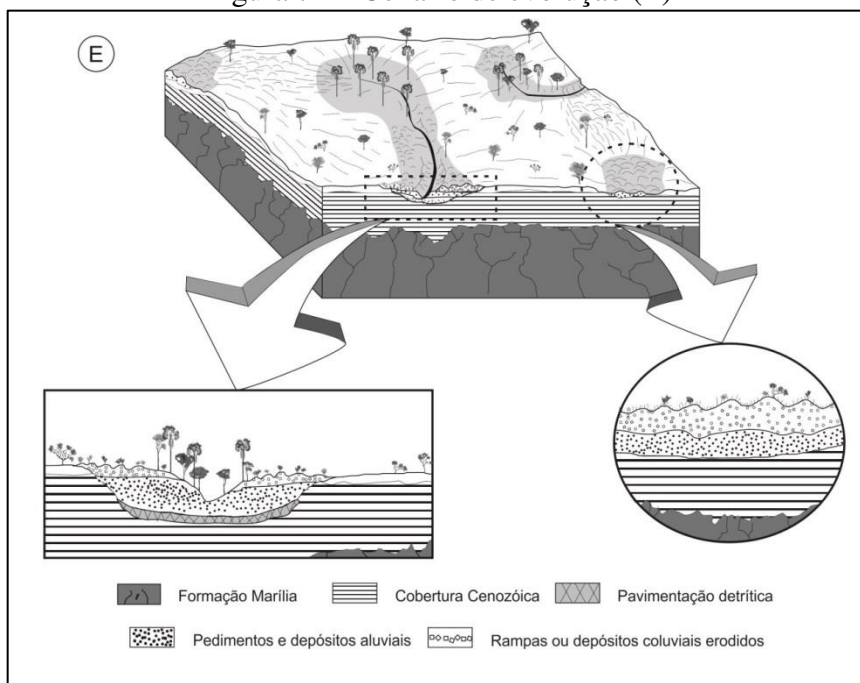
Período de clima úmido a sub-úmido; incisão de vales pedimentados e depósitos aluviais; Surgimento de processos geoquímicos em interflúvios direcionados por fraturas do substrato, proporcionando início do abatimento do relevo; Expansão da vegetação de Cerrado, formação de mata galeria e buritis; Aparição das primeiras veredas com características atuais na borda da chapada; 6000 à 4.500 A.P.

Figura 71 – Cenário de evolução (D)



Período seco; Nova fase de pedimentação em vales e depressões, formando rampas coluvionárias; Embutimento e alargamento de vales; Retração da vegetação de Cerrado em relação ao último estágio, rarefação dos buritis; predomínio de morfogênese mecânica; 4500 à 2000 anos A.P.

Figura 72 – Cenário de evolução (E)



Período úmido atual; incisão de talvegue; retomada de processos erosivos; seccionamento de rapas coluviais por erosão diferencial; estabelecimento dos microrrelevos de murundus associados a depressões e vales; Expansão de vegetação de cerrado; retomada de processos de pedogênese, em depressões e fundos de vales; Estabelecimento de ligação intermitente entre depressões e fundo de vales; 2.000 A.P à atual.

9. Conclusões

Os resultados encontrados por meio da metodologia e técnicas aplicadas demonstraram compatibilidade com parte da bibliografia analisada, possibilitando posicionamento neste tema tão complexo que é a evolução da paisagem em ambientes de veredas e campos de murundus sobre relevo de chapada.

A análise geométrica de canais fluviais e bacias hidrográficas, morfometria, possibilitou conhecer e identificar os locais onde os rios transformaram o relevo apresentando resquícios de paleoambientes, que por meio de análises geomorfológicas, foi possível correlacionar estes a pulsos climáticos holocênicos.

As análises morfométricas realizadas evidenciaram os diferentes processos de formação do relevo que atuam na unidade geomorfológica que consiste a chapada Uberlândia-Uberaba e diferentes unidades do entorno, evidenciando a importância das Coberturas Cenozoicas para a estabilidade dos processos erosivos e manutenção desta unidade de relevo até o presente momento, caracterizada pela ocorrência dos subsistemas de veredas e campos de murundus.

Os dados geocronológicos por LOE logrados nesta pesquisa, correspondentes as idades absolutas das coberturas superficiais analisadas, obtiveram idades menores que 5 mil anos, validando a hipótese inicial de que veredas e campos murundus se constituíram (tal como os conhecemos hoje) em período recente: Holoceno. Resultados de LOE identificaram dois períodos determinantes para a formação das veredas e murundus, 3.500 à 4.000 A.P, referente a um período mais seco que o presente, e o segundo intervalo referente de 1.000 à 2.000 A.P, caracterizado por período de transição entre seco para úmido.

A caracterização físico-química reforça os dados cronológicos, indicando que os murundus são originados de material retrabalhado das Coberturas Cenozóicas. As veredas se instalam no contato entre esta cobertura e o arenito da Formação Marília sobre a chapada Uberlândia-Uberaba, sendo estes subsistemas, de maneira geral, mais recente que a cobertura superficial dos terraços fluviais. As análises texturais auxiliaram na caracterização da cobertura superficial retrabalhada que recobre fundos de vale e depressões na chapada, indicando textura muito argilosa para murundus, interflúvios e cupinzeiros e textura média para veredas e terraços a depender da profundidade analisada.

Quanto as duas teorias antagônicas em relação a gênese dos microrrelevos de murundus (biótica e abiótica), este trabalho conclui que este subsistema foi gerado por processos abióticos, conforme modelo de evolução proposto.

Após eventos de aplainamento Terciários foram estabelecidas as diversas superfícies geomorfológicas, sendo a chapada Uberlândia-Uberaba correspondente a superfície mais elevada na região do Triângulo Mineiro. Coberturas Cenozoicas recobriram algumas destas superfícies caracterizadas por material de matriz argilosa, que deram origem as coberturas superficiais de textura argilosa, base para todos os processos que se sucederam em seguida sobre a chapada. Posteriormente devido as características de relevo tabular e baixa permeabilidade, houve grande concentração de umidade, onde predominaram os processos geoquímicos sobre a chapada durante os períodos úmidos que se sucederam.

A partir de falhas e fraturas do substrato rochoso (Formação Marília), estabeleceram-se locais preferenciais para o surgimento de depressões fechadas, formadas por abatimento geoquímico do relevo. Muitas destas depressões foram interligadas por escoamento superficial pluvial, devido ao transbordamento nos períodos chuvosos e posteriormente conectadas aos canais fluviais, devido a erosão remontante dos afluentes do rio Paranaíba.

Durante o Holoceno pulsações climáticas voltaram a interferir no modelado do relevo da chapada, desta vez de forma mais superficial. Entre períodos úmidos e secos a Cobertura Cenozoica foi retrabalhada formando pedimentos e rampas coluviais nas depressões e fundos de vales já estabelecidos em fase anterior. Em nova fase úmida, o material depositado foi exumado por erosão diferencial, orientada por núcleos de maior resistência, originado a forma característica dos murundus, que posteriormente foram ocupados por térmitas. Desta forma podemos concluir que a formação dos murundus são anteriores a ocupação das térmitas que ocorreria em fase posterior, quando a forma do murundu já estaria estabelecida por processos abióticos.

A partir de uma correlação sistêmica entre tempo, ocorrência de Coberturas Cenozoicas (diversas espessuras) sobre litologias Cretáceas, patamares de relevos aplainados (superfícies geomorfológicas), depósitos de pedimentos em fundo de vales, atuação de processos geoquímicos, pulsações climáticas holocênicas e o estabelecimento do clima tropical com duas estações bem definidas no ano, foi possível o surgimento e desenvolvimento de subsistemas de veredas e campos de murundus durante o período Holoceno sobre a chapada Uberlândia-Uberaba.

A referida chapada tende a desaparecer com o avanço dos processos naturais, pois atualmente é somente um relictos da extensão que outrora possuía. Projetando um cenário futuro, a erosão remontante que está atuante na borda da chapada, provocando capturas da rede de drenagem, tenderá a retirar grande parte da umidade, invertendo alguns canais que drenam sentindo norte (bacia do Rio Paranaíba) para sul (bacia do Rio Grande), sendo assim,

destruindo as veredas e campos de murundus. A partir deste momento, estabelecerão novas relações sistêmicas que darão origem a novos subsistemas do Cerrado. As relações antropogênicas atuantes na chapada Uberlândia-Uberaba, estão acelerando este processo natural, fazendo com que estes subsistemas desapareçam antes do tempo da natureza.

Portanto veredas e campos de murundus caracterizam-se como ambientes frágeis que ainda estão em processo de evolução, considerados ambientes fundamentais para a manutenção de mananciais hídricos da região do Triângulo Mineiro. Todavia a manutenção destes subsistemas implica na distribuição espacial e qualidade da água, que afeta as cidades e comunidades a jusante, dependentes deste ambiente natural.

Referências

AB'SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J.; MARQUES FILHO, P. Ocorrência de pedimentos remanescentes nas fraldas da serra do Iquerim, Garuva, SC. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 4-5, p. 82-93, 1961.

AB'SÁBER, A. N. **Compartimentação topográfica e domínios de sedimentação Pós-Cretácios do Brasil**. 80f. Tese (Concurso para a cadeira de Geografia Física) - Depto. Geografia, Universidade Federal do Paraná. 1962.

AB'SÁBER, A.N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, Igeo-USP (18), 1969.

AB'SÁBER, A.N. **A organização natural das paisagens inter e subtropicais Brasileiras**. III Simpósio Sobre Cerrado. São Paulo. Ed. Edgard Blücher/EDUSP, p. 1-15. 1971.

AB'SÁBER, A. N. Participação das depressões periféricas aplainadas na compartimentação do Planalto brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo. n. 28, p. 1-38. 1972.

AB'SÁBER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, São Paulo, n. 3, p.1-19, 1977.

AB'SÁBER, A. N. **Os Domínios de Natureza no Brasil**. 4ª ed. São Paulo: Ateliê. 151.p, 2007.

AITKEN, M.J. **Thermoluminescence dating**. London: Academic Press, 1985.

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto de Geografia e Geologia**, São Paulo. n. 41, p. 169-263. 1964.

ALMEIDA. F. F. M. de. Síntese sobre a tectônica da bacia do Paraná. In: 3º Simpósio regional de Geologia. **Anais...** Curitiba, p. 1-20. 1981.

ARAÚJO NETO, M. D. **Solos, água e relevo dos campos de murundus na Fazenda Água Limpa, Distrito Federal**. Dissertação (Mestrado em Biologia) – Departamento de Biologia Vegetal, Universidade de Brasília, Brasília, 1981.

BACCARO, C, A, D. Unidades Geomorfológicas do Triângulo Mineiro Estudo Preliminar. **Sociedade & Natureza**. V3, N (5 e 6), p. 37-42. 1991.

BARBOSA, O. Quadro provisório das superfícies de erosão e aplainamentos no Brasil. **Notícia Geomorfológica**, São Paulo. n. 4, p. 31- 33. 1959.

BARBOSA, G. V. Relevo. In: BDMG: **Diagnóstico da economia mineira: o espaço natural**. Belo Horizonte: BDMG, 1967. V. 2, p.69-1 08.

BARCELOS, J. H. **Reconstrução Paleogeográfica da Sedimentação do Grupo Bauru Baseada na sua Redefinição Estratigráfica Parcial em Território Paulista e no Estudo Preliminar Fora do Estado de São Paulo**. Rio Claro, 1984. 190p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1984.

BARCELOS, J. H. Geologia Regional e Estratigrafia Cretácica do Triângulo Mineiro. **Sociedade & Natureza**. V.5, N 9 e 10, p. 9-24. 1993.

BATEZELLI, A. **Análise da Sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. 2003. 187p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

BATEZELLI, A; et al. Petrografia e Evolução Diagenética dos Arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Geociências**, V.35, N(3), p. 311-322. 2005.

BATISTA, G, M, M. et.al. Campos de Murundus da fazenda água limpa da UNB: hipótese de origem. **Revista do Ceam**. V.2, N.1, p. 47-60. 2013.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**. V.14, p. 253-268, 1995.

BERTALANFFY, L. Von. **Teoria Geral dos Sistemas**. Petrópolis: Vozes, 1973. 351p.

BIGARELLA J.J., MOUSINHO, M.R., SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, nº. 16 e 17, p.85-116, 1965.

BIGARELLA J.J., MOUSINHO, M.R., SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos. **Boletim Paranaense de Geografia**, nº. 16 e 17, p.117-155, 1965a.

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método de carbono 14. **Paleoclimas**, São Paulo, 1-22p, 1971.

BOAVENTURA, R.S. **Geomorfologia**. In: Levantamento de recursos naturais e loteamento do projeto integrado de colonização Sgarana. Fundação João Pinheiro. Belo Horizonte. 1974.

BOAVENTURA, R.S. Contribuição aos estudos sobre evolução das veredas. In: ENCONTRO NACIONAL DE GEÓGRAFOS, 3, Fortaleza, 1978, **Anais...** Fortaleza: AGB/UFC. 1978.

BOAVENTURA, R.S. **Contribuição aos estudos sobre a evolução das veredas**. In: Características geomorfológicas. In: Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC). Plano de Desenvolvimento Integrado do Noroeste Mineiro, Vol. 2: Recursos Naturais. Belo Horizonte. CETEC, 1981.

BOAVENTURA, R.S. **Veredas o Berço das Águas**. Ecodinâmica: Belo Horizonte, 1ªed, 264p. 2007.

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

CARVALHO, P. G. S. As veredas e sua importância no domínio dos cerrados. **Informe Agropecuário**, v. 15, n. 168, p. 54-56, 1991.

CASSETI, V. **Elementos de geomorfologia**. Editora da UFG: Goiânia, 137p. 1994.

CASTRO JUNIOR, P,R. **Dinâmica da água em campos de murundus no planalto dos Parecis**. 2002. 195 p. Tese (Doutorado em Geografia) FFLCH-USP. São Paulo. 2002.

CASTRO JUNIOR, P,R; et. al. Dinâmica hídrica em campos de murundus. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. **Anais...** São Paulo-SP. P. 1-18, 2004.

CHORLEY, R,J. **Geomorphology and general systems theory**. U. S. Geol. Survey, 500-B, 10p. 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, Campinas 9 (18): 9-34, 1969.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Ed. Blucher: São Paulo. 1ª edição, 183 p. 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. Ed. Blucher: São Paulo. 313p. 1981.

COLTRINARI, L. Paleoambientes quaternários na América do Sul: primeira aproximação. In: 3º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. **Anais...** Belo Horizonte, p.1-15, 1991.

CORDIER, S. Optically stimulated luminescence dating: procedures and applications to geomorphological research in France. **Géomorphologie**, n.1, p. 21-40, 2010.

CORRÊA, A.C.B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do planalto da Borborema, nordeste do Brasil**. 2001. 386 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

CORRÊA, A. C. B.; ESPÍNDOLA, C. R; MENDES, I. A. Avaliação da dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil, com base no método de datação da (LOE) Luminescência Opticamente Estimulada. In: MENDES, I. A; GERARDI, L. O. (Org.). **Do natural, do Social e de suas interações**. São Paulo, 2002, p. 21-34.

CORREA, A. C. B. FÔNSECA, F, N. lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set. 2010.

COX, R.T. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geol. Soc. Am. Bull**, v. 106, p. 571-581, 1994.

DE MARTONE. Problemas morfológicos do Brasil Atlântico. **Geografia**, V.5, n.4, p. 523-550, 1943.

DIAS, R. L; PEREZ FILHO, A. Ambientes deposicionais neocenoicos nas superfícies de aplainamento na Depressão Periférica Paulista. **Revista Geonorte**, v. 10, p. 66-71, 2014.

DIAS, R. L; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 16(2), p. 341 – 349. 2015.

DMAE. **Estações de captação de água**. 2015. Disponível em: <<http://www.dmae.mg.gov.br/?pagina=Conteudo&id=990>>. Acessado em 10/06/2015.

DULLER, G. A. T. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. **Jour. Quat. Sci.**, 19:183-192, 2004.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Clima do Bioma Cerrado**. Acessado em: 10/04/2015. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/home>>.

ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços Neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista**: Implicações estratigráficas e tectônicas. (Tese de Doutorado) IGCE-UNESP, Vol.I, 264 p. e Vol.II, mapas. Rio Claro-SP, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L; SAAD, A. R; FULFARO, V. J; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações Neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 4, N. 2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M.L.C. et. al. Detecções de Prováveis de Formações Neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante a aplicação de índices RDE (Relação Declividade Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**.25(3). P. 271-287. 2006.
ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p.229-247, 2007.

FELTRAN FILHO, A. **A estruturação das paisagens nas chapadas do Oeste Mineiro**. 1997. 251p. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

FERREIRA. I. M. **O afogar das Veredas**: uma análise comparativa espacial e temporal das Veredas do Chapadão de catalão (GO). 2003. 242 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

FERREIRA. I. M. Paisagens do Cerrado: Aspectos conceituais sobre veredas. In: IX Simpósio Nacional Cerrado. **Anais...** Brasília-DF. p. 1-13. 2008.

Google Earth. Versão 7.1.8.3036. GOOGLE. 2016. Disponível em: <<https://www.google.com/earth/>>. Acesso em: 07/08/2016.

GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAAD, A. R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para a detecção de possíveis deformações neotectônicas. *Revista UnG - Geociências*, v. 10, p. 77-104, 2006.

GUEDES, C. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; DE WITT, R.; AGUIAR, V. A. P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 13, 2011. **Anais...** Búzios-RJ, 2011.

HACK, J. T. Stream profile analysis and stream gradient index. **Journal Research of U. S. Geological Survey**, v. 1, 421-429, 1973.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos Lito-estruturais e Geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**. V.10, p. 57-78. 1991.

HARE P.W; GARDNER I.W. **Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins**. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M & Hack J.T (eds.) *Tectonic Geomorphology. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp.* 1984.

HIMURA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, v. 15, p. 49 – 57, 1994.

HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach In: Chorley, R.J., 1972. **Spatial analysis in geomorphology**. 1972. p. 225-245.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* V 51, p. 2246-59, 1967.

HUNTLEY, D.J.; GODFREY-SMITH, D.I.; THEWALT, M.L.W. Optical dating of sediments. **Nature**, 313, 105-107. 1985.

IANHEZ, A, C. et. al. RADAMBRASIL Folha SE-22. Goiânia: **Geologia**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia / Secretaria Geral, v. 31. 1983. P 23-347.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Geociências – Mapas – **Cartas Topográficas** – Projeto São Paulo / Minas Gerais / Goiás. 2006. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/>>. Acesso em: Junho, 2015.

KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**. 64 (7): 721-732., 1953.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. V18, N2, p. 147-267. 1956.

LIMA, S.do C; QUEIROZ NETO, J.P. As veredas e a evolução do relevo. **Sociedade & Natureza**, v. 15, p. 481- 488, 1996.

LIMA, S. do C. **As Veredas do Ribeirão Panga no Triângulo Mineiro e a Evolução da Paisagem**. 1996. 260f. Tese (Doutorado em Geografia)- Departamento de Geografia, FFLCH/USP, São Paulo/SP, 1996.

LUZ NETTO, F , M. **Identificação dos locais de interesse geomorfológico do Rio Claro Triângulo Mineiro**. 2015, 96.p, Dissertação de Mestrado. UFU, Uberlândia. 2015.

MACHADO, M, F. **Geodiversidade do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CPRM, p.131, 2010.

MAMEDE, L. et al. RADAMBRASIL Folha SE-22. Goiânia: **Geomorfologia**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia / Secretaria Geral, v. 31. 1983. P 338-410.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Datação absoluta por luminescência opticamente estimulada (LOE) de depósitos fluviais da planície aluvial do rio verde, sul de Minas Gerais: discussão preliminar. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 9, 2012. **Anais...** Rio de Janeiro, p. 122 – 134, 2012.

MARQUES NETO, R. As superfícies Geomorfológicas e a evolução do relevo brasileiro: transcurso das ideias e correspondência no sul de Minas Gerais, sudeste do Brasil. **Ra'e ga**, Curitiba. V.32. p.267-295, 2014

MARQUES NETO, R; PEREZ FILHO, A. Compartimentação morfoestrutural da bacia do Rio Verde, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, p. 119-135, 2014.

MARQUES NETO, R; PEREZ FILHO, A. A análise morfométrica a serviço dos estudos neotectônicos: aplicação de índices geomórficos para identificação de efeitos deformacionais recentes na bacia do Rio Verde, sul de Minas Gerais. **Geografia Rio Claro**, v. 39, p. 483-497-497, 2014.

MELO, M.S., PONÇANO, W.L. **Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozoicos no Estado de São Paulo**. São Paulo, IPT. 74 p., 1983 (IPT, Monografias 9).

MELO, D,R. **AS VEREDAS NOS PLANALTOS DO NOROESTE MINEIRO; Caracterizações pedológicas e os aspectos morfológicos e evolutivos**. Mar.1993.218f. Dissertação (Mestrado)- Departamento de Geografia e Planejamento Regional do IGCE, UNESP, Campus de Rio Claro, Rio Claro, São Paulo, 1992.

MELO, D, R; ESPINDOLA, C, R. As veredas nos planaltos de Buritizeiros/MG: estágio atual dos conhecimentos. **Anais...** VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology, Goiânia, Brasil. p. 1-11. 2006.

MONTEIRO. K. Et. Al. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências**, Rio Claro. V. 33, n.4, p. 616-628, 2014.

NISHIYAMA, L. Geologia do Município de Uberlândia e Áreas adjacentes. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v. 1, n. 1, p. 9-16, jan/dez. 1989.

OLIVEIRA, D. A. **Área de preservação permanente em topo da Chapada e sua adequação a legislação federal**. 2013. 124f. (Dissertação de mestrado) Universidade Federal de Uberlândia: Uberlândia. 2013.

OLIVEIRA, D. B; MORENO, R.S; MIRANDA, D. J; RIBEIRO, C. S; SEOANE, J. C.S; MELO, C. L. Elaboração de um mapa de lineamento estrutural e densidade de lineamento através de imagem SRTM, em uma área ao norte do rio Doce, ES. **Anais...** XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, INPE, p. 4157-4163, 25-30 abril 2009.

OLIVEIRA-FILHO, A. T. de. **A vegetação de um campo de monchões microrrelevos associados a cupins na região de Cuiabá (MT)**. 1988. 168 p. Tese de doutoramento IB-UNICAMP, Campinas, SP, 1998.

PAROLIN, M. et. al. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno médio de Taquarassu (MS). **Revista brasileira de paleontologia**, N.9, V.1, p. 137-148, 2006.

PENTEADO, M.M. **Geomorfologia do Setor Centro-Ocidental da Depressão Periférica Paulista**. 1968. 195p. (Tese de Doutorado).UNESP, Rio Claro, 1968.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 3ª ed., 1983.

PENTEADO–ORELLANA. M. M. Microrrelevos associados a térmitas no Cerrado. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas. V. 20, N. 39/40, p. 61-72. 1980.

PEREZ FILHO, A. et al. Relação Solos Geomorfologia em Várzea Do Rio Moji-Guaçu (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. 4: 181-187, 1980.

PEREZ FILHO, A. **Relações solo-relevo na porção centro-oriental do Estado de São Paulo**. Tese (doutorado) - Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Departamento de Ciências Sociais, São Paulo, 1987.

PEREZ FILHO, A; DIAS, R. L. **Geocronologia do material de origem dos solos por meio da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) na Depressão Periférica Paulista (São Paulo-Brasil)**. In: XV Encuentro de Geógrafos de América Latina, 2015. Havana - Cuba. XV Encuentro de Geógrafos de América Latina. Havana - Cuba: Comitê Organizador, 2015. v. 1. p. 1-7.

RADAMBRASIL. **Folha SE-22. Goiânia**: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia / Secretaria Geral, v. 31. 1983. 768p.

RAMOS, M, M, V. Veredas do Triângulo Mineiro: solos, água e uso. **Ciênc. Agrotec**, Lavras. V.30, N.2, p.283-293. 2006.

RICCOMINI. C; CRÓSTA. A.P. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área do granitoide Mandira, SP. **Bol. IG-USP**, Série Cient. 19 23-37, 1988.

RODRIGUES, T, R, I. Influência de reservatórios hidrelétricos na gênese e evolução da rede de drenagem no baixo curso do rio São José dos Dourados (SP). 2006. 218p. Tese de Doutorado. FEAGRI-UNICAMP, Campinas. 2006.

ROSA. et. al. Abordagem preliminar das condições climáticas de Uberlândia. **Sociedade & Natureza**. Uberlândia, V. 5 e 6, n. 3, p.91-108. Dez. 1991.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n.4, p. 469-478, 2004.

SALGADO, A, A, R. Superfícies de Aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**. V.3, N.1, p. 64-78. 2007.

SALGADO-LABORIAU, M, L. **História Ecológica da Terra**. Ed. Edgard Blucher, 1994.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, 37 (2), 2007, p. 402-413

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente – ES**. 2008. Tese de Doutorado. IGC/UFMG. Belo Horizonte, 147 p., 2008.

SAMPAIO T. V. M. & AUGUSTIN C. H. R. R. Índice de Concentração da Rugosidade: Uma Nova Proposta Metodológica para o Mapeamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15, n.1, (Jan-Mar) p.47-60, 2014.

SCHNEIDER, M.O; SILVA, D, B. da. Estrutura pedológica e dinâmica hídrica do “covoal” córrego da fortaleza. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v.3, n. (5 e 6), p.75-89, Dezembro, 1991.

SCHNEIDER, M.O. **Bacia do Rio Uberabinha: Uso agrícola do solo e meio ambiente**. 1996. 157p. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

SILVA, T, M. Superfícies geomorfológicas do planalto sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ** – Rio de Janeiro, v.3, n.20, p. 1-22, 2009.

SOUZA, A. O & PEREZ FILHO, A. Evidências neotectônicas e mudanças climáticas em terraços fluviais da bacia do ribeirão Araquá, São Paulo-BR. In: **Associação Portuguesa de Geomorfólogos (Org.)**. Geomorfologia. Lisboa: Associação Portuguesa de Geomorfólogos, p. 123-129. 2015.

STORANI e PEREZ FILHO. Datação absoluta por meio de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de níveis de baixo terraço fluvial do Rio do Peixe no contexto do Planalto Ocidental Paulista (SP). **Revista Geonorte**, v. 10, p. 37-40, 2014.

STORANI, D. L & PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 16(2), p.191-199. 2015.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of Geomorphology. **Geol. Soc. America Bulletin** (1952), 63, pp. 923-938.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. 2 ed. São Paulo, Oficina de Textos, 408p., 2010.

THOMAS, M. Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology**. 101, p.146-158, 2008.

TRICART, J. **Principes et methods de la geomorphologie**. Paris: Masson Ed., 1965, 201p.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA; FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS; UNIVERSIDADE FEDERAL DE LAVRAS; FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE. **Mapa de solos do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010.

UNITED STATES AIR FORCE - USAF. Fotografias aéreas pancromáticas do município de Uberlândia. Escala 1:60000, 1964/1965.

VALADÃO, R. C. 1998. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)**. Salvador, 243p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 1998.

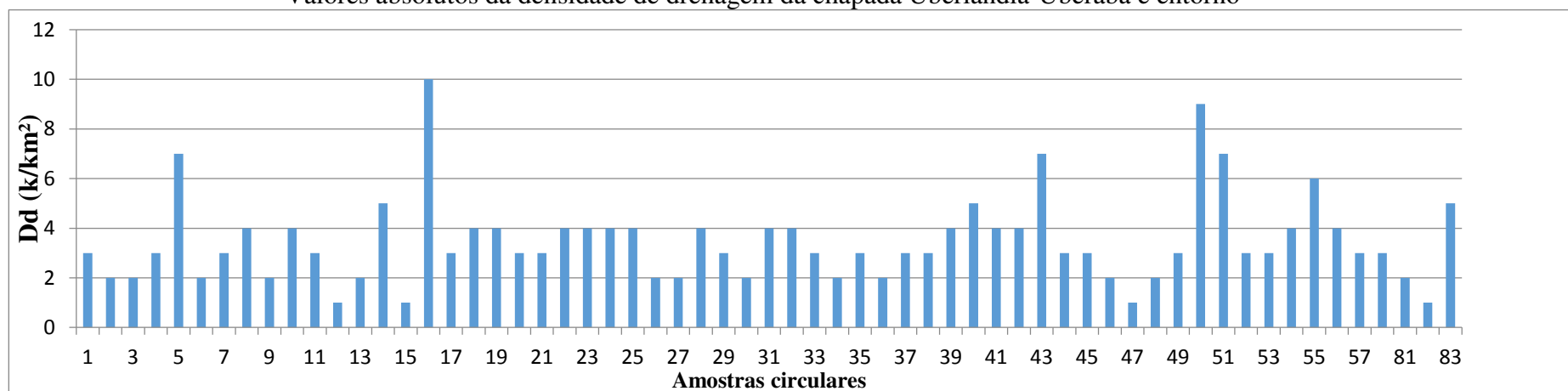
VALEZIO, É, V. **Equilíbrio em Geomorfologia: Geossistemas, planície de inundação e morfodinâmica dos rios Jacaré-Pepira e Jacaré-Guaçu (SP)**. 2016. 112p. (Dissertação de Mestrado) Instituto de Geociências – UNICAMP. Campinas, 2016.

VENEZIANI, P. **Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. 1987. 186f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S.; A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Rations Measurements**, 41. 2006, p. 369-391.

Anexo 1

Valores absolutos da densidade de drenagem da chapada Uberlândia-Uberaba e entorno



Valores absolutos da densidade hidrográfica da chapada Uberlândia-Uberaba e entorno

