



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Roberta Borges Parreira

SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO DE SOLOS HIDROMÓRFICOS -
CAMBISSOLOS NA SUPERFÍCIE DE CIMEIRA DO PLANALTO DO
ESPINHAÇO MERIDIONAL- DIAMANTINA/MG

Belo Horizonte
2018

Roberta Borges Parreira

SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO DE SOLOS HIDROMÓRFICOS -
CAMBISSOLOS NA SUPERFÍCIE DE CIMEIRA DO PLANALTO DO
ESPINHAÇO MERIDIONAL– DIAMANTINA/MG

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Linha de pesquisa: Geografia Física

Orientadora: Profa. Dra. Cristiane Valéria de Oliveira

Belo Horizonte
2018

P258s Parreira, Roberta Borges.
2018 Sistema de transformação de solos hidromórficos-cambissolos na superfície de cimeira do Planalto do Espinhaço Meridional-Diamantina/MG [manuscrito] / Roberta Borges Parreira. – 2018.
120 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Cristiane Valéria de Oliveira.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2018.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 104-116.

Inclui anexo.

1. Ciência do solo – Diamantina (MG) – Teses. 2. Mapeamento do solo – Diamantina (MG) – Teses. 3. Relevo – Diamantina (MG) – Teses. 4. Sensoriamento remoto – Teses. 5. Geoprocessamento – Teses. I. Oliveira, Cristiane Valéria de. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 631.4 (815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

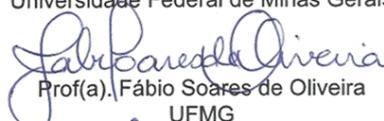
"SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO DE SOLOS HIDROMÓRFICOS-CAMBISSOLOS NA SUPERFÍCIE DE CIMEIRA DO PLANALTO DO ESPINHAÇO MERIDIONAL - DIAMANTINA/MG."

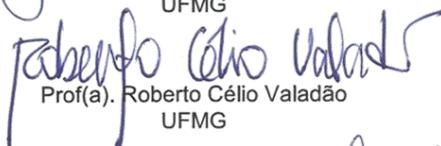
ROBERTA BORGES PARREIRA

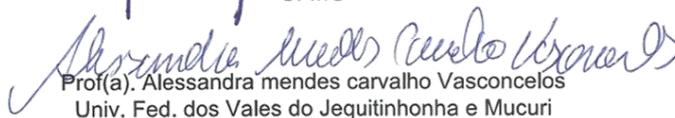
Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 06 de julho de 2018, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Cristiane Valéria de Oliveira - Orientador
Universidade Federal de Minas Gerais


Prof(a). Fábio Soares de Oliveira
UFMG


Prof(a). Roberto Célio Valadão
UFMG


Prof(a). Alessandra Mendes Carvalho Vasconcelos
Univ. Fed. dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri

Belo Horizonte, 6 de julho de 2018.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer, carinhosamente, algumas pessoas que foram importantes para realização dessa dissertação. Os meus agradecimentos começam desde o primeiro campo em setembro de 2017, de quando eu ainda não tinha certeza de como eu realizaria este trabalho. Todos aqui listados foram fundamentais para a realização desta dissertação.

- agradeço inicialmente e carinhosamente ao Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno por me proporcionar a oportunidade de realizar este trabalho e por aguçar minha curiosidade científica e interesse pela pedologia;
- à Prof^a. Dr.^a Cristiane Valéria de Oliveira, pela disponibilidade e abertura desde nosso primeiro encontro e pela orientação nesta dissertação;
- carinhosamente ao Prof. Dr. Roberto Célio Valadão pelos ensinamentos e toda colaboração prestada.
- ao Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira pela colaboração na confecção das lâminas delgadas dos solos e pela disponibilidade e ajuda nas análises das mesmas no Centro de Referência em Patrimônio Geológico e Geodiversidade – GEODIVERSO;
- ao Instituto Estadual de Florestas (IEF) pela autorização de pesquisa concedida no Parque Estadual do Biribiri (PEB), em especial à pessoa do Antônio Alves Afonso, monitor ambiental do PEB e toda sua equipe pela atenção e colaboração;
- reconhecidamente, ao Laboratório de Geomorfologia IGC/UFMG que permitiu que eu realizasse minhas análises laboratoriais. Agradeço ainda, com sincera gratidão e carinhosamente ao técnico deste laboratório, Fernando César, por toda ajuda;
- reconhecidamente, ao Laboratório de Pesquisas Ambientais (NGqA) do Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), órgão complementar do Instituto de Geociências da UFMG, na pessoa Prof. PhD. Adolf Heinrich Horn pela autorização do uso do mesmo;
- aos colegas Felipe Silva Guimarães pela preciosa ajuda no geoprocessamento; Renata Jordan pelas conversas e reflexões e Henrique Machado pela elaboração do perfil geológico;
- à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo;
- carinhosamente ao meu companheiro Igor Ferreira, e toda minha família pela torcida e apoio durante todo processo.

“Uma descoberta, seja feita por um menino na escola ou por um cientista trabalhando na fronteira do conhecimento, é em sua essência uma questão de reorganizar ou transformar evidências, de tal forma que se possa ir além delas assim reorganizadas, rumo a novas percepções”.

Jerone Bruner

RESUMO

Este estudo identificou e investigou um sistema de transformação pedológica na bacia do córrego da Roda, no Planalto de Diamantina – MG. Descreveu, analisou e interpretou os dados observados em campo e por meio de análises laboratoriais, para compreender o funcionamento dos solos sob as atuais condições pedobioclimáticas, bem como, a relação entre sua organização e posição na vertente. A área de estudo está situada na porção sudeste do município de Diamantina, especificamente na superfície de cimeira que integra o Planalto do Espinhaço Meridional, onde ocupa uma reentrância do relevo. A metodologia utilizada envolveu: 1) trabalho de campo: estudo em topossequência, com coletas deformadas e indeformadas de solos em 4 (quatro) perfis em 3 (três) trincheiras e descrição morfológica dos materiais; 2) análises de dados secundários e cartografia (sensoriamento remoto e geoprocessamento); 3) análises laboratoriais: Granulometria; Argila Dispersa em Água (ADA); Densidade de partículas (Dp); Determinação do teor de Carbono Orgânico (CO); Determinação do teor de Fe, extraído por Ditionito Citrato Bicarbonato de Sódio (DCB) e Oxalato Ácido de Amônio (OAA) e micromorfologia. Os resultados demonstram que as organizações dos solos e dos horizontes ao longo da vertente são resultantes do funcionamento de um sistema de transformação pedológica: Organossolos na zona hidromórfica da vertente, Gleissolos e Cambissolos Gleissólicos na zona de transição e Cambissolos Háplicos na zona bem drenada (alta vertente). A partir da identificação desse sistema de transformação foi possível detectar as relações de cada zona de alteração, que indicaram a existência de sequências genéticas de evolução da pedo-morfologia. Cada zona identificada na vertente representou uma etapa de evolução tanto da cobertura pedológica como da própria vertente. Deste modo, pôde-se evidenciar que: 1) os solos da média e alta vertente são relíquias da cobertura hidromórfica; 2) esta cobertura hidromórfica está em desequilíbrio com as condições pedobioclimáticas atuais e, ocupava outrora, uma maior extensão; 3) o córrego da Roda tende a evoluir a remontante, ou seja, o eixo da drenagem tende a se aprofundar, dissecando o platô e na conseqüente extinção do ambiente hidromórfico hoje ainda vigente; 4) a distribuição atual dos solos e do relevo na bacia do córrego da Roda se deve à evolução ao sistema de transformação pedológica; 5) a unidade reliquiar da superfície aplanada de cimeira remanescente, não constitui fenômeno isolado na paisagem, pois condições pedogeomorfológicas semelhantes registram recorrências em outras áreas do Planalto do Espinhaço Meridional.

Palavras-chave: Vertente, sistema de transformação pedológica, Planalto de Diamantina.

ABSTRACT

This study has identified and investigated a pedological transformation system in the Corrego da Roda basin, in the Diamantina Plateau, MG. Employing description, analysis and interpretation of data observed in field work and laboratory analysis to understand the behaviour of soils under the current pedobioclimatic conditions, as well as the relationship between its organization and position in the slope. The studied area is located in the southeast of Diamantina municipality, specifically in a summit surface that composes the Southern Espinhaço Plateau, that is located in a landscape hollow. The methodology applied encompassed: 1) field work: study in topossequence, with deformed and undeformed samples of soils in four soil profiles and three trenches along with the morphological description of materials; 2) analysis of secondary data and cartography (remote sensing and geoprocessing); 3) laboratory analysis: granulometry, clay dispersed in water; particle density; determination of organic carbon content; determination of iron content, obtained through Dithionite Citrate Sodium Bicarbonate and Acid Ammonium Oxalate and micromorphology. The results have shown that the soil and soil horizon organisation along the slope are resulting from the pedological transformation system's operation: Organosols in the hidromorphic slope zone, Gleisols and Gleisol-Cambisols in the transition zone and Haplic-Cambisols in the well-drained zone (higher slope). From identifying this pedological transformation system it was possible to detect the relations of each alteration zone that indicated the existence of genetic sequences of pedomorphological development. Each identified zone in the slope depicted an evolutionary stage of the soil as well as of the slope. Thus it was possible to point that: 1) the high and medium slope soils are relics of the hidromorphic coverage; 2) this hidromorphic coverage shows imbalance with the current pedobioclimatic conditions and previously occupied a greater area; 3) Corrego da Roda tends to evolve upwards, that is the drainage axis tends to deepen, dissecting the plateau and consequently obliterating the hidromorphic environment that still exists currently; 4) the current soil distribution and the landscape in the Corrego da Roda basin come from the development of the pedological transformation system; 5) the relic unit of the remaining flat summit surface is not an isolated phenomena in the landscape, because there are other occurrences of similar pedogeomorphological conditions in other areas of the Meridional Espinhaco Ridge.

Keywords: Slope, pedological transformation system, Diamantina Plateau.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Imagem de satélite com as porções de estudos identificadas	16
Figura 2 - Localização da área de estudo	17
Figura 3 - Área de estudo no contexto do Planalto do Espinhaço Meridional	18
Figura 4 - Planalto do Espinhaço e o setor meridional	35
Figura 5 - Mapa hipsométrico da porção central do Planalto do Espinhaço Meridional	37
Figura 6 - Mapa de declividade da porção central Planalto do Espinhaço Meridional	39
Figura 7 - Aspectos do relevo na porção de estudo do Planalto do Espinhaço.....	41
Figura 8 – Solos desenvolvidos sobre litologias do Supergrupo Espinhaço	44
Figura 9 - Domínios de vegetação verificados no sítio de estudo.....	45
Figura 10 - Perfil longitudinal do ribeirão Soberbo em desequilíbrio	47
Figura 11 - Fluxograma dos procedimentos técnico-metodológicos	49
Figura 12 - Metodologia da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica.....	51
Figura 13 - Triângulo Textural	53
Figura 14 - Processo de separação da argila.....	54
Figura 15 - Procedimento da análise de determinação de CO	57
Figura 16 - Procedimentos da análise extração do Fe por DCB	58
Figura 17 – Conformação do relevo na porção central do Planalto do Espinhaço Meridional	64
Figura 18 - Seção geológica-geomorfológica esquemática do Planalto Meridional do Espinhaço	65
Figura 19 – Localização da bacia do córrego da Roda no contexto geomorfológico	68
Figura 20 - Seções topográficas da bacia do córrego da Roda - Soberbo	69
Figura 21 - Sistema Vertente convexo-retilínea-côncava	71
Figura 22 - Blocodiagrama esquemático da área de estudo	72
Figura 23 - Posição dos perfis na vertente estudada	74
Figura 24 - Croqui representativo da distribuição dos solos na topossequência	75
Figura 25 - Detalhe dos perfis 2 e 3	77
Figura 26 - Presença de petroplintita em profundidade no perfil 4.....	78
Figura 27 - Fotomicrografias representativas dos perfis estudados	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais atributos morfológicos dos solos.....	80
Tabela 2 - Granulometria da TSFA dos perfis estudados.....	83
Tabela 3 - Teores de CO	86

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Aspectos micromorfológicos dos perfis estudados	89
Quadro 2 - Síntese da dinâmica lateral dos perfis na vertente	97

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADA	Argila dispersa em água
Alos	Advanced Land Observing Satellite
AECP	Análise Estrutural da Cobertura Pedológica
APAM	Área de Proteção Ambiental Municipal
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CDB	Citrato-ditionito-bicarbonato
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CO	Carbono orgânico
CTC	Capacidade de troca catiônica
CPMTC	Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa
Dp	Densidade de partículas
DRX	Difração de Raio X
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
Fe	Ferro
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEF	Instituto Estadual de Florestas
IF	Índice de floculação
IGAM	Instituto Mineiro de Gestão das Águas
IGC	Instituto de Geociências
IGCE	Instituto de Geociências e Ciências Exatas
MHNJB	Museu de História Natural e Jardim Botânico
Ma	Milhões de anos
MO	Matéria orgânica
OAA	Oxalato ácido de amônio
PEB	Parque Estadual do Biribiri
PUC Minas	Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais
P1	Perfil 1
P2	Perfil 2
P3	Perfil 3
P4	Perfil 4
pH	Potencial Hidrogeniônico

rpm	Rotações por minuto
SBCS	Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
SdEM	Serra do Espinhaço Meridional
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TCC	Trabalho de conclusão de curso
TFSA	Terra fina seca ao ar
UFMG	Universidade Federal de Minas Gerais
UFOP	Universidade Federal de Ouro Preto
UGI	União Geográfica Internacional
UPGRHs	Unidades de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Apresentação	13
1.2	Contextualização geral e localização da área de estudo	15
1.3	Questões norteadoras e objetivos	18
CAPÍTULO 2	SISTEMAS DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA	19
2.1	Introdução	19
2.2	Coberturas pedológicas e os sistemas de transformação	19
CAPÍTULO 3	DINÂMICA FLUVIAL EM SUPERFÍCIES APLANADAS E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM	24
3.1	Introdução	24
3.2	Evolução das superfícies de aplanamento	24
3.3	Dinâmica fluvial em relevos aplanados	29
CAPÍTULO 4	ARCABOUÇO GEOLÓGICO E CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA INVESTIGADA	34
4.1	Introdução	34
4.2	Contexto geológico-geomorfológico	34
4.3	Características gerais do clima, solos e cobertura vegetal	42
4.4	Hidrografia e rede de drenagem	45
CAPÍTULO 5	PROCEDIMENTOS TÉCNICO-METODOLÓGICOS	48
5.1	Introdução	48
5.2	Etapa de gabinete	50
5.2.1	<i>Embasamento teórico-metodológico: levantamento e análise de dados secundários, cartográficos e de sensoriamento remoto</i>	50
5.3	Etapa de campo	51
5.4	Etapa de laboratório	52
5.4.1	<i>Análise física</i>	53
5.4.2	<i>Análise química</i>	56
5.4.3	<i>Descrição micromorfológica</i>	59
5.5	Tratamento, análise e interpretação dos dados da pesquisa	60
CAPÍTULO 6	ESTRUTURAÇÃO DA COBERTURA PEDOLÓGICA	62
6.1	Introdução	62

6.2 Morfologia e dinâmica hídrica da área de estudo.....	62
6.3 Sistema de transformação pedológica: análise dos dados morfológicos, micromorfológicos e analíticos	79
6.4 Evolução do sistema de transformação pedológica e do relevo	96
CAPÍTULO 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	102
REFERÊNCIAS.....	104
ANEXOS	117

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O Planalto do Espinhaço é um conjunto de terras altas que abrange considerável extensão no território de Minas Gerais e em parte da Bahia. Esse planalto ainda pode ser compartimentado em dois principais setores: o meridional e setentrional, os quais apresentam diferentes organizações morfológicas regionais. Para este trabalho, as investigações concentraram-se no setor meridional do Espinhaço, no município de Diamantina, onde é notório o predomínio morfológico de extensos platôs. Segundo Abreu (1982), esses platôs são também denominados como Planalto de Diamantina, e são representados pelas porções mais elevadas de superfícies de cimeiras residuais no domínio do Planalto do Espinhaço Meridional.

O Planalto do Espinhaço Meridional constitui importante unidade geológico-geomorfológica e hidrológica, como também contempla domínios morfotectônicos distintos, herança dos eventos ocorridos no Brasileiro, mais tarde indiretamente afetados pelo processo de abertura do Atlântico Sul, iniciado no mesozoico (VALADÃO, 1998). Suas terras altas divide três das mais importantes bacias hidrográficas do sudeste brasileiro: a oeste, a do rio São Francisco e, a leste, as bacias dos rios Doce e Jequitinhonha.

Desta maneira, o Planalto do Espinhaço Meridional tem sido de interesse de estudiosos da geologia, desde o século XIX com Eschwege (DOSSIN et al., 1984; 1987; 1990; 1993; DUSSIN e DUSSIN, 1995; ALMEIDA-ABREU, 1995; ESPINOZA, 1996; KNAUER, 1990; 1999; 2007; UHLEIN; 1991), e de geomorfologia (ABREU, 1982; SAADI e VALADÃO, 1987; SAADI, 1995, AUGUSTIN, 1995a; 1995b; VALADÃO, 1998; SALGADO, 2002; SALGADO e VALADÃO, 2003; 2005; VALADÃO, 2009; AUGUSTIN, et al., 2011), além de diversas outras áreas do conhecimento (pedologia, turismo, biogeografia, e outros).

No que se refere aos estudos que tratam da interação entre solos e relevo e/ou, particularmente, dos processos pedológicos envolvidos na transformação dos solos e a evolução da paisagem, existe uma escassez de pesquisas nesta porção do Planalto do Espinhaço. Especificamente, na porção do Planalto de Diamantina, as pesquisas ainda são poucas e relativamente recentes, conforme consta em Schaefer et al. (2002). Os autores creem

que a intensa atividade mineradora na região, somada à pobreza dos solos para a indústria agrônômica, contribuíram para que estudos e pesquisas sobre as formações superficiais no Espinhaço Meridional não fossem difundidos e integrados aos levantamentos pedológicos realizados no Brasil. Schaefer et al. (2002) investigaram sequências de solos desenvolvidos sobre o Planalto de Diamantina (superfície cimeira da região, situada acima dos 1400m de altitude), no domínio dos quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho. De acordo com esses autores, Latossolos Amarelos espessos e gibbsíticos existem nas partes mais elevadas assentados em inconformidade sobre o substrato rochoso quartzítico. Partindo desses solos, para jusante, ao longo das encostas, os materiais transicionam para solos arenosos, mal drenados e com acumulação de matéria orgânica, formados sobre material *in situ* (SCHAEFER et al., 2002).

Abreu (1982) citado por Saadi (1995) descreveu também essa superfície cimeira a alguns quilômetros ao sul, na região de Guinda. O autor identificou, nessa superfície, *inselbergs* quartzíticos, couraças ferruginosas associadas às áreas de substrato de filitos hematíticos e zonas hidromórficas deprimidas com turfeiras, areias e cascalhos.

Ferreira Neto et al. (2017), estudaram recentemente, na mesma porção do Planalto de Diamantina na qual insere este estudo, uma sequência de cobertura pedológica com o intuito de discutir a pedogênese de uma vertente, tendo constatado a predominância do processo de laterização na alta/média vertente, enquanto que na baixa vertente verifica-se gleização e a podzolização em ambiente hidromórfico. Além deste, outros estudos como de Ferreira Neto, Soares e Santos (2013), tiveram uma importante contribuição no estudo das coberturas superficiais desta porção do Planalto de Diamantina.

Ainda que não haja tantos estudos quanto às formações superficiais nos domínios do Planalto do Espinhaço Meridional, existe uma demanda de estudos a respeito dessas formações. Nesse contexto, se insere este estudo, que busca analisar a evolução da cobertura pedológica da superfície cimeira nos planaltos que contêm as cabeceiras do córrego da Roda, localizado no Parque Estadual do Biribiri, em Diamantina/MG.

Os planaltos, onde estão localizadas as cabeceiras do córrego da Roda, são remanescentes do Planalto de Diamantina (ABREU, 1982), de superfície plana, situadas acima de 1300m de altitude. Nesta área, o Planalto de Diamantina e suas formações superficiais (solos, couraça ferruginosa) aparecem relativamente bem conservados da intensa dissecação promovida pelas cabeceiras dos afluentes do Rio Jequitinhonha. Estes planaltos podem ser considerados feições relictuais na paisagem do Espinhaço, o que faz com que esta

área contribua para a reconstituição das paisagens pedo-geomorfológicas pretéritas e para uma melhor compreensão do sentido da evolução dos solos e relevo regionais.

1.2 Contextualização geral e localização da área de estudo

Este estudo se fundamenta nos trabalhos que começaram a ser desenvolvidos na área no ano de 2011, sendo estes, parte de um grande projeto fomentado pela FAPESP e coordenado pela UNESP (Universidade Estadual de São Paulo) de Rio Claro - SP (Geografia do IGCE - Instituto de Geociências e Ciências Exatas), no qual envolviam alunos da graduação e do mestrado da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais - PUC Minas.

Os estudos que envolviam alunos de graduação resultaram em meu Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) concluído em 2011, intitulado: “Estudo da Morfologia e de Aspectos Físicos e Químicos dos Solos de uma Vertente da Superfície Cimeira da Bacia do Córrego da Roda, Parque Estadual do Biribiri – MG”¹. Quanto aos estudos desenvolvidos por alunos do mestrado, destacam-se: “Mineralogia e gênese dos solos de uma vertente do planalto de Diamantina-MG – Parque Estadual do Biribiri – Serra do Espinhaço-MG” de Ferreira Neto (2013), “Dinâmica dos elementos químicos e os processos de gênese e evolução dos solos de uma vertente do Planalto de Diamantina - Parque Estadual do Biribiri, Diamantina/MG” de Soares (2013)² e “Caracterização e aspectos genéticos de formações superficiais do Planalto de Diamantina, Espinhaço Meridional-MG” de Santos (2013).

As primeiras pesquisas foram responsáveis por elucidar questões sobre a transformação pedológica e a evolução da paisagem. Estes estudos iniciais investigaram a morfologia e os aspectos físicos e químicos dos solos, bem como identificaram os processos pedogenéticos a que foram submetidos os materiais.

A **Figura 1** mostra o sítio de levantamentos de detalhe, onde as formações superficiais foram estudadas ao longo de uma topossequência (detalhe em vermelho), descritas e amostradas. A cabeceira hidromórfica é onde termina a topossequência.

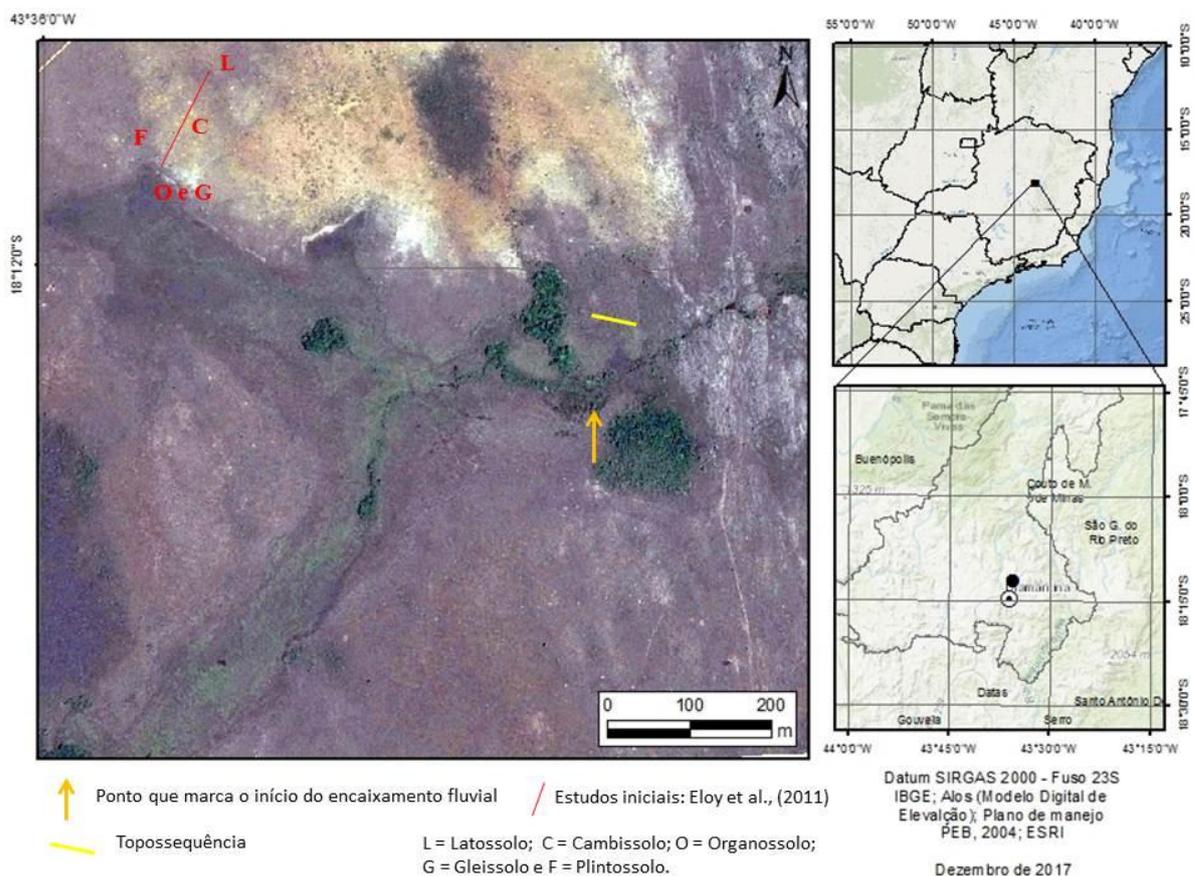
A partir deste estudo (ELOY et al., 2011), constatou-se dois ambientes que se distinguem: as porções de média e alta vertente terminam nos fundos de vales apresentando

¹ Este estudo resultou em um Painel no IX Seminário Cláudio Peres de Prática de Ensino e Geografia Aplicada da PUC Minas no curso de Geografia e um artigo apresentado no XV Simpósio de Geografia Física Aplicada em Vitória/ES no ano de 2013 (Caracterização dos solos de uma vertente representativa da superfície cimeira do Planalto de Diamantina, Parque Estadual do Biribiri / Diamantina – MG).

² Este estudo resultou num artigo publicado nos Anais do XIII Seminário da Pós Graduação em Geografia: 40 anos de contribuição à Geografia Brasileira, 2017, Rio Claro – SP.

solos mais avermelhados, pobres e mais espessos com a ocorrência de Latossolos (SCHAEFER et al., 2002; SANTOS, 2013; SOARES, 2013). Verificam-se também, linhas de pedra e, às vezes, concreções ferruginosas (ELOY et al., 2011). A vegetação é rasteira do tipo Campo Cerrado devido à condição litológica e pedológica da área. Na base da vertente, encontra-se um ambiente de campo hidrófilo, mal drenado, com forte acumulação orgânica e solos pouco desenvolvidos. Isto em função de um regime hídrico caracterizado pela influência do nível freático, que favorece a ocorrência de Gleissolos e Organossolos (ELOY et al., 2011). Notadamente, estes ambientes são bastante particulares do ponto de vista pedológico, hídrico e biológico.

Figura 1 - Imagem de satélite com as porções de estudos identificadas

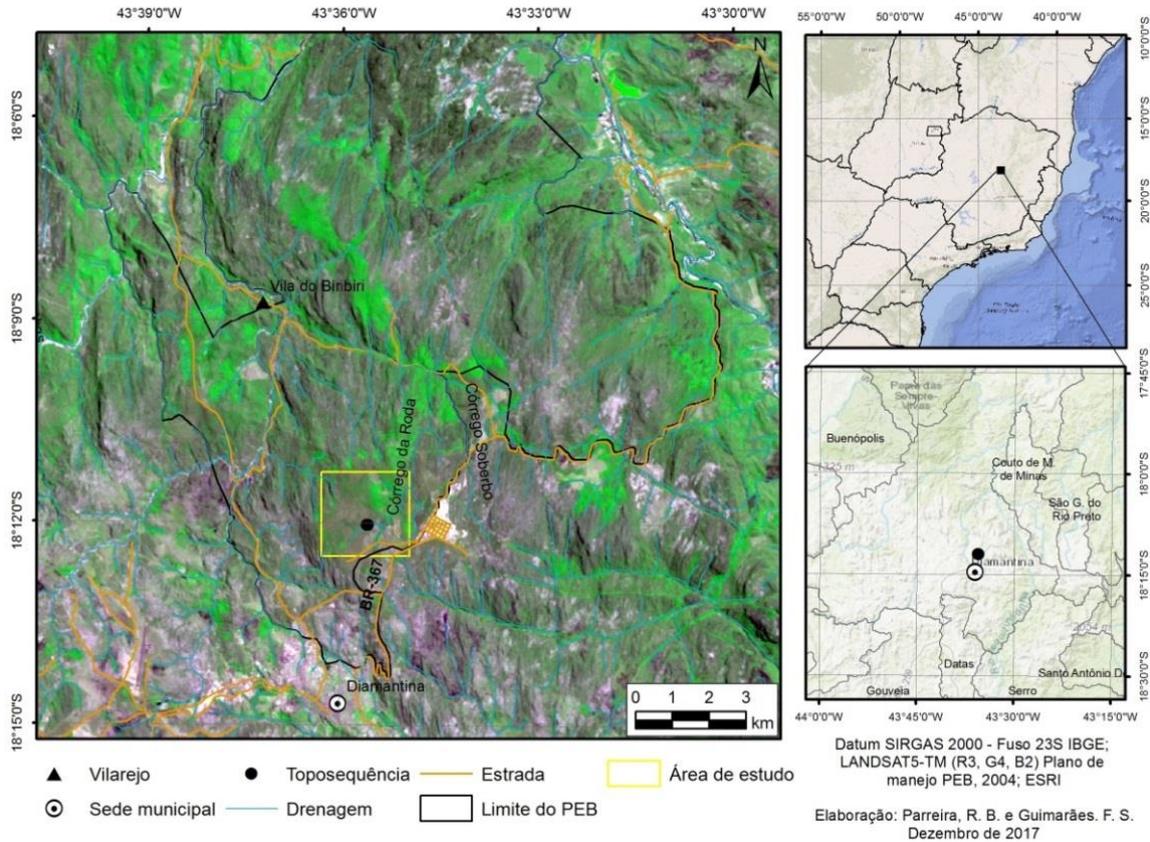


A seta em laranja indica o início do encaixamento da rede de drenagem das cabeceiras do córrego da Roda, que, por sua vez, promove um recuo e desmonte das cabeceiras, além de dismantlar a zonalidade hidromórfica. O traço em amarelo, por sua vez, representa a topossequência deste estudo. Fonte: Elaborado pela autora.

A área em estudo, cujas coordenadas centrais são 18°12'04" S e 43°35'55" O, situa-se a nordeste do estado de Minas Gerais, na porção sudeste do município de Diamantina, no alto vale do rio Jequitinhonha, nos limites do Parque Estadual do Biribiri - PEB, (MINAS

GERAIS, 2004) (Figura 2). O principal acesso é feito pela BR-040 de Belo Horizonte a Paraopeba, BR-135 de Paraopeba a Curvelo e BR-259 até Diamantina.

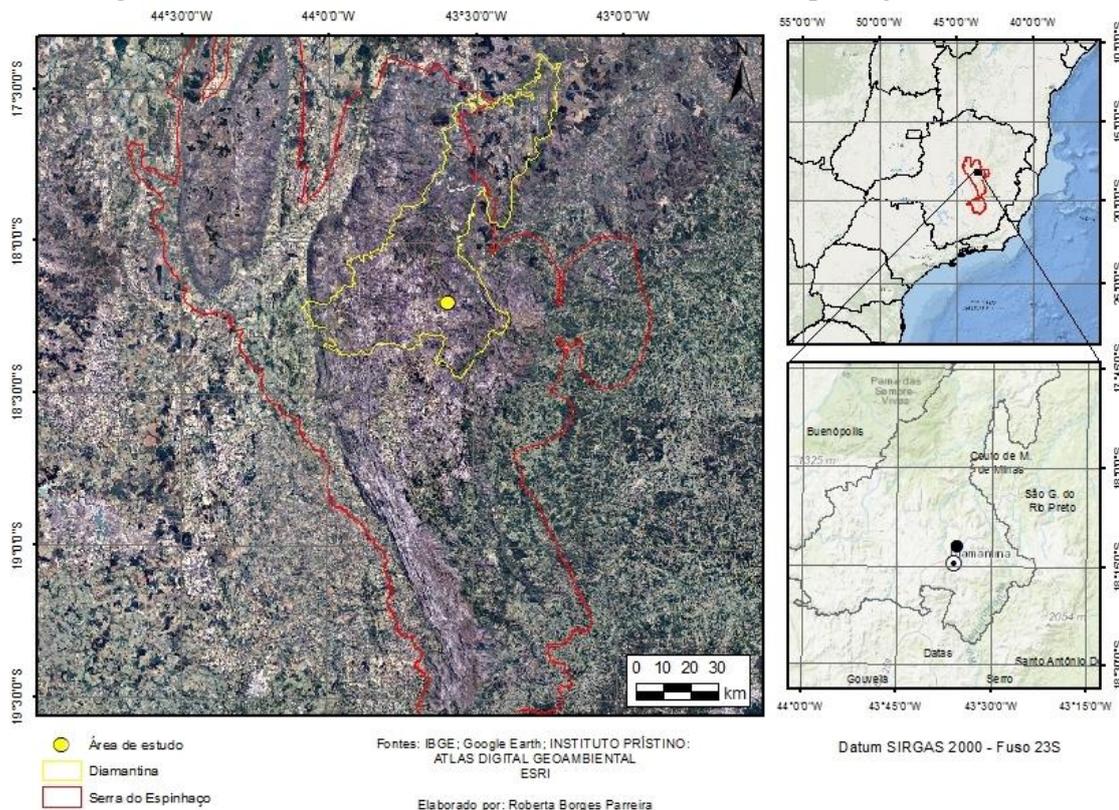
Figura 2 - Localização da área de estudo



Fonte: Elaborado pela autora.

Geomorfologicamente, a área está inserida no contexto do Planalto do Espinhaço, no setor meridional, no domínio do município de Diamantina, onde há o predomínio morfológico de extensos platôs. Segundo Abreu (1982), esses platôs são também definidos como Planalto de Diamantina, este representado pelas porções mais elevadas de superfícies de cimeiras residuais no domínio do Espinhaço Meridional (Figura 3).

Figura 3 - Área de estudo no contexto do Planalto do Espinhaço Meridional



Localização da área de estudo em relação ao Planalto do Espinhaço Meridional. O traçado em vermelho é o limite do Planalto do Espinhaço Meridional e em amarelo, o município de Diamantina. O ponto em amarelo corresponde a localização aproximada da área de estudo.

Fonte: Elaborado pela autora.

1.3 Questões norteadoras e objetivos

Acredita-se que os solos e os ambientes hidromórficos na área investigada encontram-se em desequilíbrio em relação às condições pedobioclimáticas atuais e que ocupavam outrora, uma maior extensão. Esta ideia culminou na formulação da questão que norteia a realização dessa pesquisa: qual é o funcionamento desses solos sob as atuais condições pedobioclimáticas e qual a relação entre a sua distribuição e a posição na vertente?

Sendo assim, este estudo objetivou investigar um sistema de transformação pedológica localizado no Planalto de Diamantina, nas cabeceiras do córrego da Roda.

Para isso, são definidos dois objetivos específicos: i) identificar e caracterizar o processo de transformação pedológica existente na vertente investigada; ii) relacionar aspectos morfológicos e características das formações superficiais em relação a sua posição na vertente, de maneira que possam ser considerados indicadores da evolução do relevo.

CAPÍTULO 2

SISTEMAS DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA

2.1 Introdução

Este capítulo compreende uma abordagem acerca dos primeiros estudos sobre a cobertura pedológica desenvolvidos no Brasil, e que permitiram o avançar nas ideias sobre sistemas de transformação em solos. Pelo fato de tais estudos serem ainda relativamente recentes no Brasil, isto é, sobretudo a partir da década de 1980 (QUEIROZ NETO, 2002), é importante a apresentação de conceitos básicos relacionados ao tema.

2.2 Coberturas pedológicas e os sistemas de transformação

O início dos estudos científicos sobre as coberturas pedológicas se deu no final do século XIX, com o russo Vasilli V. Dokouchaev ao observar a variabilidade latitudinal climática de seu território e como se comportavam suas respectivas coberturas (ESPÍNDOLA, 2010). Segundo Torrado et al. (2005), Dokouchaev ainda elaborou os conceitos de solo, perfil, horizontes e formação do solo, no contexto das relações dos fenômenos naturais, sendo posteriormente tais conceitos vinculados a uma formulação matemática por Jenny (1941), onde: $Solo = f(\text{material de origem, relevo, clima, organismos, tempo})$.

Milne (1935), citado por Queiroz Neto (2002), introduziu a abordagem de solos no contexto de paisagens, sendo apresentado o conceito de catena, isto é, as distribuições ordenadas ligadas à superfície topográfica (BOULET et al., 1990; QUEIROZ-NETO, 2002). O conceito de catena busca compreender a distribuição dos solos nas vertentes e nas paisagens em sucessões contínuas, interpretando, desta forma, os processos responsáveis por essa distribuição (QUEIROZ NETO, 2002).

Com o avanço dos estudos pedológicos, novas contribuições foram elaboradas e discutidas dentro da ciência pedológica, como processos de perda, transferência, acumulação, biogeodinâmica e transformações laterais. Vários estudiosos também contribuíram para este avanço nos estudos, como em Delvigne em 1965, Bocquier (1973) e Chauvel (1977). Destaca-se que Bocquier, em 1971, percebeu que a distinção lateral do solo podia depender dos próprios processos pedológicos e, até mesmo, conduzir para a evolução das formas de relevo (BOULET et al., 1990). No final da década de 1970, e início da década de 1980, novas

interpretações sobre a gênese dos solos e suas respectivas distribuições nas formas de relevos foram aliadas aos estudos pedológicos, através da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (BOULET, 1978; QUEIROZ NETO, 1988; BOULET et al., 1990).

Decerto, a Análise Estrutural da Cobertura Pedológica introduziu novas interpretações acerca da gênese dos solos e suas distribuições no modelado do relevo. Por meio desta análise foi ainda possível atribuir uma nova visão sobre a estruturação dos solos, isto é, introduzir as noções de cobertura pedológica, como um corpo contínuo que recobre as vertentes (QUEIROZ NETO, 2002). Para mais, permitiu uma melhor compreensão sobre a distribuição lateral das coberturas, seus funcionamentos, gêneses, além de suas relações geomorfológicas (QUEIROZ NETO, 2010).

Diversos estudos contribuíram para estes novos conceitos, que se deram inicialmente na França e depois no Brasil. Importante destacar a contribuição dos trabalhos realizados por um grupo de pesquisadores brasileiros e franceses coordenados por Queiroz Neto e Ruellan, inicialmente em Marília, Bauru e Guaíra, no Estado de São Paulo e mais tarde em outras regiões do país (QUEIROZ NETO, 2011). Outros estudos se deram a partir destes, como em Moniz (1980); Carvalho et al. (1983); Lucas et al. (1984); Nascimento (1993); Filizola (1994); Salomão (1994); Kertzman (1996); Cunha (1996), dentre outros.

Sob a perspectiva da observação lateral das coberturas pedológicas, Boulet (1974) comprovou a existência de coberturas em desequilíbrio em relação às condições atuais, isto é, as organizações elementares estão em constante transformação. Desde então, os estudos desenvolvidos baseados nestas novas perspectivas levaram ao reconhecimento e à definição dos sistemas pedológicos em equilíbrio dinâmico ou em transformação. Estes estudos ainda são escassos no Brasil e seu conhecimento é de grande interesse, uma vez que informa sobre a relação genética e funcional entre os diferentes volumes que constituem a cobertura do solo (SOUBIÈS e CHAUVEL, 1984).

Os sistemas pedológicos em equilíbrio dinâmico, ou sob a ótica de Tricart (1977), os “meios estáveis”, correspondem à estabilidade do modelado e sua perspectiva conexão atmosfera-litosfera, em uma lenta e constante evolução, resultante da permanência do tempo com a ação combinada de fatores. A evolução dos processos mecânicos é pequena e sempre lenta (TRICART, 1977). Segundo Queiroz Neto (2011) os sistemas pedológicos em equilíbrio dinâmico:

“Ocorrem em relevos de colinas amplas e de menor declividade, com vales em forma de vereda ou em “U” muito aberto. Apresentam coberturas latossólicas homogêneas, vertical e lateralmente, ao longo das vertentes passando no sopé a solos hidromórficos (QUEIROZ NETO e PELLERIN, 1994). É bom lembrar que os Latossolos apresentam apenas horizonte A, que acompanha a forma da vertente, sobre um B homogêneo e espesso. Tais sistemas indicam a presença de vertentes regularizadas e em equilíbrio, indicando estabilidade hídrica” (QUEIROZ-NETO, 2011, p.21).

Os sistemas pedológicos em transformação, por sua vez, correspondem a uma transformação de uma cobertura pedológica inicial em outra cobertura com organização e dinâmica, eventualmente, muito diferentes e discordantes (BOULET et al., 1990). O conjunto da cobertura inicial, mais a cobertura transformada, compõem um sistema de transformação pedológica. Nas palavras de Queiroz Neto (2011):

“Os sistemas pedológicos em transformação ocorrem em relevos colinosos e vão aparecer sempre que as relações geométricas entre os elementos da topografia e dos horizontes pedológicos são modificadas. Estas mudanças correspondem, sobretudo, ao aumento das declividades (aprofundamento do vale, mudança climática ou tectônica), provocando desequilíbrios que começam a se manifestar na base da vertente: aumenta a quantidade de água e a energia dos fluxos, que vão provocar fenômenos de hidromorfia, eliminação do ferro e desestabilização da argila (LUCAS, 1989; CASTRO, 1990). Paralelamente, as soluções podem aportar íons, provocando modificação das condições estruturais e físico-químicas e, até, neo formações mineralógicas” (QUEIROZ-NETO, 2011, p.21).

Boulet (1984) constatou dois sistemas pedológicos de transformação lateral, sendo eles: sistemas de transformação sem transferência lateral interna e sistemas de transformação com transferência lateral interna de matéria.

Estudos clássicos exemplificam estes sistemas, como Chauvel em 1977, citado por Boulet et al. (1990), que estudando a região de Casamance no Senegal, concluiu que a passagem dos solos vermelhos ferralíticos para solos brunos amarelados ferruginosos foi causada pelos processos de variações pedoclimáticas anuais em clima com estações contrastadas (períodos seco e úmido). Isto provocou a desestabilização dos microagregados dos solos ferralíticos, diminuindo a porosidade e a percolação da água, o que gerou solos com estrutura mais compacta. Castro (1989), por sua vez, estudou um sistema de transformação Latossolos para Argissolos na região de Marília, com transferência lateral interna de matéria. Nesse sistema de transformação a estrutura microagregada, típica de latossolos, evoluiu para uma estrutura poliédrica, com uma drástica redução da macroporosidade do horizonte B. Isso ocasionou uma saturação temporária de água no limite entre os horizontes A e B, formando um ambiente redutor, propiciando a mobilização do ferro e das argilas e gerando o horizonte B textural.

Os sistemas de transformação pedológica são parte do processo de formação e evolução pedológica, que ocorre por meio de redistribuições, reestruturações e organizações em horizontes (BOULET et al., 1990). Este processo, por sua vez, influenciado pelos fatores bioclimáticos, passa por transformações geoquímicas e pedogeoquímicas e pode dinamizar as formas de relevo.

O intemperismo e a pedogênese atrelados aos sistemas de transformação pedológica são um dos mais decisivos e fundamentais fenômenos de modificação da superfície topográfica. Processos denudacionais de evolução das formas do relevo e das paisagens da superfície dependem da atuação destes processos percussores (ROSOLEN e HERPIN, 2008).

Estudos mostram a relação direta dos sistemas de transformação com a formação de vertentes. Nascimento (1993) corrobora esta ideia ao apresentar, no médio vale do rio Paramirim (Bahia) dois sistema de transformação: 1) solos lateríticos com couraças ferruginosas em silcrete e/ou Planossolo e 2) silcrete em Planossolo. Foi identificado que nos dois processos existe um desequilíbrio das condições pedobioclimáticas atuais. A partir da identificação do sistema de transformação, foram detectadas as relações entre as unidades de mapeamento, que indicaram a existência de sequências genéticas de evolução da pedomorfologia. A autora apontou ainda que a distribuição atual dos solos e do relevo se deu em função da evolução do sistema de transformação pedológica.

Schaefer (1996) descreveu a coexistência de pedossistemas com podzolização contrastante em solos arenosos e latolização herdada em solos argilosos. Características químicas, físicas e mineralógicas nesses solos foram parcialmente herdadas dos materiais de origem e, em parte, associado à história evolutiva da paisagem.

Em apoio a esta concepção, Mafra et al. (2002), ao estudarem a pedogênese de planícies na região do Alto rio Negro, na Amazônia, observaram que a formação dos solos numa planície hidromórfica envolve a transformação de uma cobertura latossólica preexistente, com dissolução dos argilominerais, passando por areia branca e transformando-se em Espodosolos hidromórficos. Os autores observaram que a transformação dos solos teria papel preponderante na evolução do modelado, associado a um aplainamento geral da superfície topográfica.

Lucas et al. (1984)³, ao estudarem uma vertente próximo à Manaus, perceberam a atuação de processos geoquímicos responsáveis pelo sistema de transformação identificado,

³ Lucas et al. (1984) publicaram no Brasil o primeiro trabalho com aplicação da Análise Estrutural (QUEIROZ NETO, 2011).

isto é, (Latossolo transformando-se em Podzólico⁴, , que, por sua vez, passa para Podzol⁵). A denudação geoquímica foi a responsável pelas perdas de argila e pela estruturação da encosta. Por meio de um conjunto de dados de análises morfológicas e analíticas, os autores constataram que há uma relação estreita entre os processos da pedogênese e de morfogênese no ambiente investigado.

A partir do exemplificado, as transformações das coberturas pedológicas contribuem de forma evidente para a transformação das formas de relevo, embora estas mudanças sejam, a *priori*, em uma escala local. Porém, isso não significa que os processos mais superficiais não têm importância na formação do relevo. Boulet (1992) estudou uma cobertura pedológica em Paulínia (interior de SP) de um Latossolo Vermelho para um Latossolo Húmico. O autor apresentou uma reconstituição da cobertura inicial em forma de platô com vertentes convexas, que passaram, por sua vez, a convexo-côncava.

No contexto dos sistemas de transformações pedológicas, processos denudacionais, mecânicos e geoquímicos podem contribuir para a evolução das formas de relevos relativamente aplanados. Tradicionalmente, modelos de evolução regional do relevo consideram os processos geoquímicos e pedogenéticos como os principais mecanismos da morfogênese e do aplanamento das formas de relevo (VITTE, 2001 e 2005; LEÃO, 2011; ROCHA, 2011; SPATTI JUNIOR et al., 2014; JUNIOR et al., 2016).

⁴ No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos corresponde aos Argissolos (SANTOS et al., 2013).

⁵ No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos corresponde aos Espodossolos (SANTOS et al., 2013).

CAPÍTULO 3

DINÂMICA FLUVIAL EM SUPERFÍCIES APLANADAS E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

3.1 Introdução

No primeiro item deste capítulo são apresentadas algumas das principais teorias de evolução de superfícies de aplanamento e exemplos de estudos relacionados. No segundo item, são abordados mecanismos de evolução da rede de drenagem no contexto destas superfícies. Certos conceitos básicos são referidos em função de sua importância na dinâmica de funcionamento da rede de drenagem e no processo de desenvolvimento do relevo.

3.2 Evolução das superfícies de aplanamento

A ciência geomorfológica, desde o século XIX até meados do século XX, concebeu alguns modelos que, embora revelem algumas diferenças entre si, tratam da gênese e evolução das superfícies de aplanamento. São exemplos desses modelos, as proposições de Powell em 1875 e Gilbert em 1877 com a noção de equilíbrio dinâmico; de Davis, com a Teoria de Peneplanação de 1899; a Teoria do *primärrumpf* de Penck de 1924; King (1953) com o modelo de Pediplanação, e as teorias de aplanamento com enfoque climático de Büdel (1957) com a Teoria da Etchplanação, o Sistema de Hack de 1960 e 1975 e Millot em 1983. Todos estes modelos contribuíram para a discussão sobre a evolução do relevo regional, bem como para o debate relativo aos complexos mecanismos e processos que respondem pela geometria das vertentes, que compõem as formas da superfície.

Tais modelos e teorias foram desenvolvidos no esforço de melhor representar a dinâmica da paisagem discutindo a relação entre soerguimento crustal, denudação, recuo de vertentes e superfícies de erosão (SILVA, 1991). Serão apontadas a seguir as principais teorias que foram mais efetivas no apoio ao entendimento sobre a evolução das superfícies no contexto deste trabalho.

Um dos pioneiros a desenvolver o modelo de evolução foi Powell em 1875, que entendia o nível de base como controlador da denudação do relevo, uma vez que para este autor, existia um ponto em que a dinâmica erosiva perderia sua eficiência. Ele definiu o mar como o nível de base geral, sendo este o máximo de potencial erosivo das vertentes. Ele

atentou para a existência de níveis de base “suspensos” onde, à montante deste ponto, as drenagens possuíam energia erosiva interrompida pelos níveis de base locais, restringindo a evolução das encostas apenas até este nível (CHRISTOFOLETTI, 1977; SILVA, 1991).

Sobre a noção de nível de base, é importante ressaltar que a elaboração de uma superfície de aplanamento está associada ao controle de níveis de base (*knickpoint*), e, desta forma, o reconhecimento de diferentes níveis de aplanamento passa pela identificação dos níveis de base locais que são responsáveis pela manutenção ou dissecação de uma dada superfície ao longo do tempo (SMALL, 1986). O nível de base é o ponto controlador da erosão remontante de um canal fluvial. Toda e qualquer mudança na posição do nível de base gera uma retomada da erosão através de uma nova onda erosiva ou de uma fase de entulhamento, que progridem gradativamente ao longo dos cursos dos rios em direção à montante (CHRISTOFOLETTI, 1977). Este conceito é fundamental para se compreender a dinâmica fluvial em relevos aplanados.

Em 1877, Gilbert sugeriu uma noção sistêmica da paisagem, ou seja, sua concepção se baseava na inter-relação entre os elementos da paisagem. Para este autor, esta concepção constitui um sistema geomorfológico dinâmico, no qual, da mesma maneira que os rios e seus níveis de base estão associados aos processos que se desenvolvem nas vertentes, estes estão associados à dinâmica fluvial (SILVA e SANTOS, 2010). Nas palavras dos autores, a base da concepção de Gilbert:

“compreende os sistemas geomorfológicos como um “emaranhado” de variáveis interdependentes: os rios e seus níveis de base locais estão relacionados com os processos que se desenvolvem nas encostas da mesma forma que as encostas, sendo fonte de água e sedimentos para os rios, estão diretamente relacionadas com a dinâmica fluvial. O somatório e a interação de tais processos ao longo do tempo resultariam na elaboração das formas de relevo; as diferenciações morfológicas da topografia resultariam da relação entre as variações na magnitude e intensidade dos processos, desencadeados a partir da atuação de forças internas e/ou externas ao sistema geomorfológico, e as diferenças de resistência do substrato” (SILVA e SANTOS, p. 6 e 7).

Gilbert (*Op. cit*) estabeleceu três leis de erosão: declividade, estrutura e divisores. A primeira determina uma relação entre declividade e erosão, onde quanto mais íngreme a encosta, ou seja, quanto maior a declividade, maior é a erosão; a lei da estrutura está relacionada aos planos de fraqueza da rocha, como uma fratura ou falha, pontos de maior atuação do intemperismo; e a lei dos divisores que trata da tendência do perfil longitudinal de um rio ser côncava para cima quanto mais próximo da cabeceira, local em que a encosta é mais íngreme (HACK, 1960).

Mais tarde, Davis em 1899, apresentou um modelo de “ciclo geográfico” que atribuía pouca importância aos processos que ocorrem no desenvolvimento das encostas. Suas abordagens estavam atreladas às etapas de ciclos de erosão que se caracterizava pelo soerguimento do relevo (BIGARELLA et al., 1965). Davis (1902), conforme citado por Christofolletti (1977), aponta algumas incoerências nas abordagens de Powell e Gilbert em relação ao nível de base, chamando a atenção para a mudança da superfície do mar e para a temporalidade dos níveis de bases locais (CHRISTOFOLETTI, 1977).

Em 1924, Penk ampliou a noção de nível de base ao considerar que os cursos fluviais e as concavidades nas vertentes também são níveis de base para todo o relevo a montante. No entanto, foi King em 1953 que estabeleceu a moderna noção acerca de nível de base, mostrando que qualquer ponto de um curso fluvial ou de uma vertente constitui nível de base para o relevo a montante (CHRISTOFOLETTI, 1977).

Sobre a noção de equilíbrio dinâmico entre materiais e processos, Hack em 1960 resgata os conceitos de Gilbert onde a análise da forma seria o resultado dos processos. De acordo com esta teoria, para que haja este equilíbrio na paisagem, é necessário que exista uma estabilidade entre os processos endógenos e exógenos, bem como, uma funcionalidade na entrada de fluxo de energia no sistema. Hack rompe com as propostas anteriores, pela crença na uniformidade do processo de denudação, por incisão de vales e destruição de divisores em direção a um peneplano, ou por recuo paralelo das vertentes em direção a um pediplano. Para Hack (1960), a denudação preserva as formas existentes (SILVA e SANTOS, 2010).

Segundo Silva e Santos (2010), além de Hack, diversos trabalhos romperam com o paradigma geomorfológico da Teoria da Pediplanação, destacando-se a escola alemã, pelos trabalhos de Büdel em 1933 e a escola francesa com os trabalhos de Tricart em 1977.

No Brasil, alguns acontecimentos importantes colaboraram para a mudança no pensamento geomorfológico, a exemplo a realização do Congresso Internacional da União Geográfica Internacional - UGI em 1956 no Rio de Janeiro, onde o foco central das discussões foi o da problemática dos materiais nas vertentes, principalmente para os paleopavimentos detríticos e o seu significado paleoambiental e geomorfológico (VITTE, 2010).

Outro marco importante foi a vinda de King para trabalhar no Brasil, a convite do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE e de sua contribuição no entendimento e definição das superfícies de erosão brasileiras através da publicação “A Geomorfologia do Brasil Oriental” (KING, 1956). Muitas de suas teorias desenvolvidas no deserto africano, não

se aplicavam ao Brasil. Isso justificou as novas formas de análise, no estudo da evolução do modelado dos pesquisadores brasileiros. Foram desenvolvidas estratégias conceituais e teóricas provocando uma “revolução” mundial dentro da chamada geomorfologia climática (VITTE, 2010).

Outra influência muito forte na geomorfologia brasileira, com repercussões no aspecto da geomorfologia climática e principalmente para a cronogeomorfologia e importante para a estruturação da Teoria dos Refúgios Florestais, foi o surgimento das concepções de biotasia e resistasia por Erhart (1966), conforme citado por Vitte (2010).

Büdel foi um dos pesquisadores que buscou outras formas de análise para explicar a evolução do relevo e dar enfoque ao fator climático. Ele deixou de considerar apenas as variáveis tectônicas em suas abordagens. Büdel consolidou o papel do intemperismo na análise geomorfológica com o conceito de dupla superfície de aplanamento (*doppelten Einebnungsflächen*). Na concepção do autor existe uma “integração dialética” entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial, onde os processos de lixiviação e lessivagem instabilizam os horizontes superficiais, preparando-os para o processo erosivo nas encostas (BÜDEL, 1982).

A escola climática influenciou pesquisadores como e Ab’Saber e Bigarella no Brasil. Segundo esta escola, o tipo de clima que irá determinar os tipos de erosão e conseqüentemente as diferentes superfícies e formas do relevo. Baseados na alternância climática ao longo do tempo, autores como Bigarella em 1964, desenvolveram um modelo de evolução do relevo que promoveriam a ocorrência de pulsos erosivos e superfícies de erosão. Bigarella absorve os fundamentos de superfícies de erosão apresentados por King e o conceito de recuo paralelo de Penck, porém inovando com os aspectos das mudanças climáticas (VITTE, 2010).

Outra teoria de aplanamento por mudanças climáticas é de Millot de 1983, conforme citado por Nascimento (1993). Baseado na alteração intertropical e em processos pedogenéticos para explicar os aplanamentos, o autor sistematizou as ideias contidas em modelos genéticos de pediplanação, elaborados por pedólogos, sobretudo no continente africano, sobre coberturas pedológicas em desequilíbrio. Para Millot a gênese dos aplanamentos estaria na sucessão de climas ao longo do tempo geológico e não, conforme previsto na teoria da etchplanação, na sucessão de estações ao longo do ano (NASCIMENTO, 1993).

De acordo com Nascimento (*Op. cit*), Millot questiona a eficiência dos processos de pediplanação, principalmente aqueles que envolvem a erosão fluvial, sobre rochas duras em áreas extensas, e que, o escoamento pluvial somente serviria para enfatizar as diferenças nas rochas. Entretanto, a ação do escoamento pluvial, sobre rochas tenras, possibilitaria a pediplanação. Para Millot os agentes eficazes para a pediplanação sobre rochas duras são a alteração geoquímica, a transformação pedogenética e a erosão superficial por escoamento pluvial, todas interagindo e operando em conjunto (NASCIMENTO, 1993).

Os quartzitos, rochas resistentes que compõem boa parte do Planalto do Espinhaço, apresentam alta resistência aos processos intempéricos, uma vez que há em sua composição elevado percentual de sílica, elemento de alta estabilidade e baixa solubilidade (REZENDE et al., 2010). Apesar desse fato, em regiões tropicais úmidas, como no caso da área de estudo, é evidente a influência de processos geoquímicos de dissolução na evolução do modelado. Embora as rochas quartzíticas sejam significativamente resistentes aos processos químicos, existe formação de feições geomorfológicas por meio da contribuição da dissolução geoquímica (SIMÕES et al., 2016).

Simões et al. (2016) constataram a influência das diversas rochas aos processos intempéricos, pelas diferenças entre a resistência, sobretudo o quartzito, nas formações superficiais na borda oeste do Planalto do Espinhaço Meridional. O estudo mostrou que a ocorrência das formações superficiais na área de estudo é influenciada pelas características litoestruturais da região.

De acordo com Boulet (1974; 1977), citado por Nascimento (1993), os mecanismos pelo qual há a alteração e a transformação pedológica - um dos principais agentes responsáveis pelo aplanamento das superfícies - tem suas raízes no desequilíbrio pedobioclimático. O escoamento pluvial age sob esta superfície fragilizada, mas a continuidade a montante, da zona de alteração, desloca a ruptura de declive da vertente, induzindo a pedimentação.

Nesta perspectiva, Salgado e Valadão (2003) apontam que os processos denudacionais norteiam, em conjunto com as concepções geotectônicas, as teorias que retratam a evolução do relevo das áreas continentais. Porém, esses processos ainda não são bem compreendidos. Esse fato é atribuído, em parte, ao fato de que a denudação em si resulta da somatória das denudações mecânica e geoquímica, as quais estão fortemente relacionadas e possuem intensidades que variam muito no espaço e no tempo (SALGADO e VALADÃO, 2003).

Os autores (*Op. Cit*) trabalharam nessa perspectiva, ao investigarem a contribuição da denudação geoquímica para a evolução do relevo na Depressão de Gouveia sobre rochas quartzíticas. Neste trabalho eles visam agregar processos tanto mecânicos quanto geoquímicos na interpretação da gênese e evolução do modelado. Os autores apontam que a denudação geoquímica é um dos fatores responsáveis pela erosão diferencial da área, que permitiu a formação de dois compartimentos geomorfológicos distintos: (i) piso da depressão (piso da depressão de Gouveia), e (ii) superfície cimeira (entorno da depressão). No piso da depressão eles observaram elevadas taxas de desnudação geoquímica modelada nos litotipos arqueanos do Complexo Gouveia, enquanto que na superfície cimeira, observaram baixas taxas de denudação geoquímica notadamente nos planaltos modelados, sobretudo, nas unidades quartzíticas do Supergrupo Espinhaço. Outro trabalho importante, dentro deste conceito, foi proposto por Rocha (2011) que correlacionou a denudação geoquímica com a evolução do modelado do Espinhaço Meridional.

3.3 Dinâmica fluvial em relevos aplanados

Os mecanismos de evolução da rede de drenagem e das encostas estão submetidos às dinâmicas dos processos erosivos, sendo um dos principais agentes modeladores do relevo, e as dinâmicas erosivas estão submetidas às variações de forças extrínsecas, como a pluviometria e mudança da cobertura vegetal. O controle exercido pelos aspectos litológicos, tectônicos e estruturais na esculturação da paisagem, também são fatores externos muito importantes na elaboração das formas do relevo (SILVA e SANTOS, 2010).

Em função da variação de todos estes fatores externos e internos, há uma grande variedade e complexidade de respostas dos sistemas geomorfológicos. Isto demonstra uma complexidade temporal e espacial na evolução da paisagem de difícil explicação. A complexidade dessas respostas aos fatores desestabilizadores da paisagem é de fundamental importância na compreensão da elaboração de diferentes formas de relevo.

Sobre o aspecto litológico, embora se reconheça que a litologia seja um dos fatores que influenciam no desenvolvimento das bacias hidrográficas e na elaboração das formas de relevo, esta relação não tem sido simples de ser determinada (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Inúmeros estudos analisaram diversos aspectos da influência litológica e estrutural no relevo. Uma importante contribuição na década de 1970 foi feita por Hack que desenvolveu o

índice que leva seu nome, e que permite comparações de energia dentro dos sistemas das bacias de drenagem, tornando possível que se estabeleça comparações entre elas, facilitando interpretações da influência da geologia (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

Augustin (1995), citado por Fonseca e Augustin (*Op. cit.*), propôs a evolução da drenagem das principais bacias do Espinhaço Meridional em quatro grandes fases que possuem correlação direta com a evolução geotectônica e diferenças litoestruturais dessa região submetida à deformação. São elas:

- 1ª fase: os principais eixos de sinclinais e anticlinais resultantes dos dobramentos durante a tectônica Brasileira influenciaram os padrões de drenagem, sendo que esta influência estrutural permanece até os dias de hoje, orientando parte da drenagem nas direções N-S/S-N;
- 2ª fase: condicionada pelas falhas transcorrentes, fraturas e juntas nas direções E-W/W-E que comandam parte da rede de drenagem, geralmente dextrais;
- 3ª fase: o encaixamento da drenagem se deu predominantemente ao longo das intrusões lineares (diques e sills) de rochas metabásicas tardi-tectônicas do Evento Brasileiro na área Espinhaço, e básicas pós Brasileiro, cuja menor resistência ao intemperismo, é aproveitada para a incisão da drenagem;
- 4ª fase: corresponde ao período Quaternário, onde a ampliação da rede de drenagem se processa com a abertura e o aprofundamento de erosão linear acelerada, em especial voçorocas que, após atingir o nível freático, passam a contribuir diretamente com água e sedimentos para os cursos fluviais.

Os relevos de superfícies aplanadas situadas em posição elevada em relação aos relevos do entorno, como a superfície de cimeira do Planalto de Diamantina, apresentam quase sempre uma morfometria da rede de drenagem, bem como características dos canais fluviais, bastante diferentes das áreas dissecadas do entorno. A gênese desta rede de drenagem, comumente de baixa densidade de canais e caracterizada por vales abertos e hidromórficos, configura diferentes contextos, como lagoas, depressões fechadas e veredas.

Filizola e Boulet (1995) estudaram o desenvolvimento de depressões fechadas e de sua relação com a rede de drenagem em uma superfície aplanada do vale do Paraíba do Sul, em São Paulo. Depressões fechadas são formas de bacia que não possuem um fluxo de saída e são geradas por perda de material solúvel de base (FILIZOLA e BOULET, 1996). Na região sudeste do Brasil, essas depressões podem ser encontradas em vários tipos de rochas. Segundo os autores a formação das depressões ocorre em áreas em que há favorecimento dos

fluxos hídricos verticais, em cruzamentos de lineamentos geológicos associados a sistemas de falhas. Eles constataram que a incorporação das áreas hidromórficas do topo do platô à rede de drenagem não se dá pela erosão remontante dos canais fluviais e captura das depressões, mas sim subsuperficialmente, evoluindo posteriormente para a formação de um canal fluvial em decorrência de rebaixamentos geoquímicos.

A origem das depressões fechadas associadas à cobertura laterítica aluminosa nos topos dos morros e ao longo das vertentes na região de Espera Feliz, MG, divisa com Espírito Santo, foi estudada por Mateus et al. (2016). Os autores constataram que a evolução pedogeomorfológica da vertente e consequente gênese das depressões, teria ocorrido de maneira distinta ao modelo de subsidência por lixiviação geoquímica, mais amplamente conhecida. Foram identificados dois momentos: i) a origem de uma cobertura latossólica relacionada ao avanço vertical da degradação da bauxita e à bioturbação sob condições climáticas úmidas e ii) remoção de partes dessa cobertura em condições climáticas (possivelmente áridas) posteriores.

Essas feições côncavas também foram encontradas sobre sedimentos arenosos da Formação Solimões, no Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental. Rosolen e Herpin (2008) observaram frentes de transformação lateral, a montante a partir do centro da depressão, por meio da expansão dos horizontes hidromórficos, com exportação de matéria particulada e/ ou dissolvida, modificando a textura, estrutura e as propriedades geoquímicas da matriz e acarretando uma diminuição do volume do solo e consequentemente do relevo.

No Espinhaço Meridional diversas depressões das superfícies de aplanamento, as cabeceiras de drenagem, estão preenchidas por turfeiras e constituem nascentes de inúmeros cursos de água de coloração escura, como acontece na área deste estudo. Nessa perspectiva, importante destacar o trabalho de Silva et al. (2009) que mostra a influência da drenagem na diferenciação qualitativa e quantitativa da matéria orgânica.

Dentro da perspectiva da gênese da rede de drenagem das superfícies de aplainamento, outro contexto se configura em ambientes de baixa densidade de canais em vales abertos e hidromórficos: as veredas. Um estudo clássico a esse respeito trata da gênese dos vales hidromórficos com veredas na bacia do Ribeirão Panga, elaborados sobre o mesmo nível de aplanamento (Superfície Sulamericana), no Triângulo Mineiro (LIMA, 1996; LIMA e QUEIROZ NETO, 1996). De acordo com os autores, os vales seriam resultado de uma taxa de pedogênese diferencial, controlada pela geologia e disponibilidade de água. Na bacia do Ribeirão Panga, as veredas teriam se instalado por perdas geoquímicas ao longo de

alinhamentos estruturais (diáclases, fraturas e falhamentos), sendo que, as cabeceiras arredondadas e as depressões fechadas seriam locais privilegiados de ocorrência do cruzamento ortogonal desses alinhamentos, zonas mais favoráveis ao intemperismo e a perdas geoquímicas, principalmente de ferro e argila (LIMA, 1996; LIMA e QUEIROZ NETO, 1996).

Ainda sobre a perspectiva dos mecanismos de evolução da rede de drenagem nas superfícies aplanadas, é importante mencionar o conceito de captura fluvial ou captura de drenagem (*river capture* ou *stream piracy*). Este fenômeno corresponde ao desvio natural das águas de uma bacia hidrográfica para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha (CHRISTOFOLETTI, 1975). É um importante processo no desenvolvimento da drenagem, sujeita ou não a controles estruturais (SUMMERFIELD, 1991). A capacidade de um rio capturar outro depende da sua habilidade de manter seu canal em um nível mais baixo que aquele do rio superior.

Sabe-se hoje, de acordo com a pesquisa bibliográfica (CHRISTOFOLETTI, 1975; SMALL, 1986; BIGARELLA, 1979; SUMMERFIELD, 1991), que a maior parte dos autores parece concordar que esse processo geomorfológico pode ocorrer por meio da absorção de um rio por outro, do recuo de uma das cabeceiras, do aplanamento lateral geral, do transbordamento de um rio em outro ou do desvio subterrâneo de um rio, até que atinja um rio vizinho.

O relevo do sudeste do Brasil, especificamente no estado de Minas Gerais, é bastante afetado pelo evento tectônico distensional paleógeno que deu origem ao “Rift Continental do Sudeste do Brasil” (CHEREM et al., 2013). São observados planaltos escalonados, com nítidos degraus morfológicos, drenados por diferentes bacias hidrográficas. Os degraus resultam da diferença no potencial erosivo das cabeceiras de drenagem, permitindo a ocorrência de capturas fluviais nestas regiões (CHEREM et al., 2013). Em função disso, estudos a respeito de captura de drenagem no sudeste brasileiro são mais comuns, a exemplo: Coelho Neto (2003); Cherem et al. (2013) e Oliveira et al. (2016).

No Espinhaço Meridional, por sua vez, já existem vários estudos recentes que relacionam o processo evolutivo da paisagem ao comportamento da rede de drenagem, baseados na identificação dessas estruturas que atuam como níveis de base locais em perfis longitudinais: (FONSECA e AUGUSTIN, 2014; FONSECA et al., 2014; MILAGRES et al., 2015; LOPES et al., 2016).

No Planalto de Diamantina, Abreu (1982) descreveu vários esquemas de pequenas capturas, atribuídas por ele a falhamentos locais, mas que, mais tarde, foram interpretados por Saadi (1995) como efeitos locais de um falhamento de expressão regional. Ao sul de Diamantina, a atual bacia do alto córrego Rapadura teria sido em tempos históricos, afluente do córrego Candinhos, sentido SE logo. King, em 1956, citado por Saadi (1995) também faz referência nesta área, a capturas exercidas pelo rio São Bartolomeu.

CAPÍTULO 4

ARCABOUÇO GEOLÓGICO E CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA INVESTIGADA

4.1. Introdução

No que diz respeito ao contexto fisiográfico, a porção de estudo insere-se no Planalto de Diamantina, na porção média do Planalto Meridional do Espinhaço. A seguir são apresentadas as principais características físicas da região.

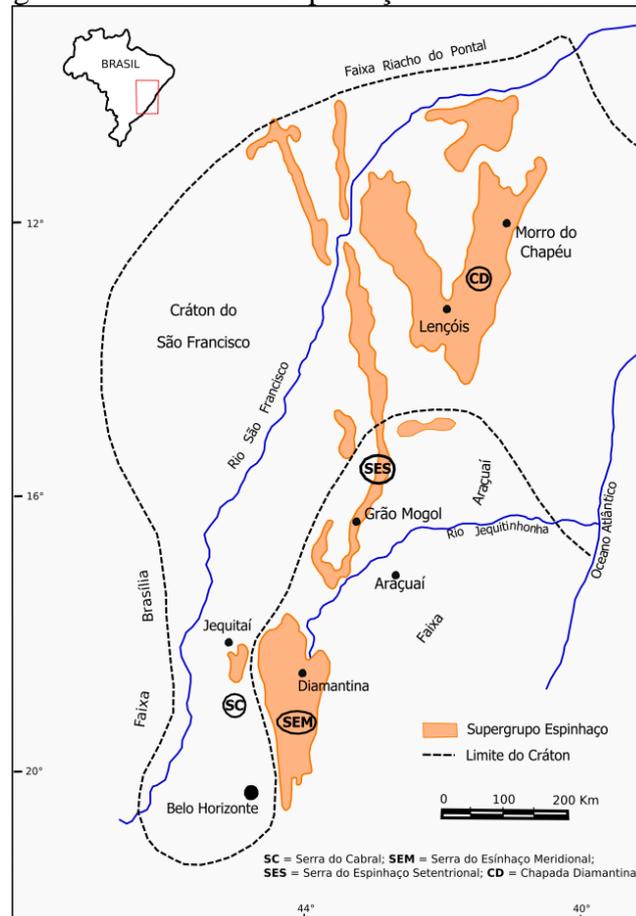
4.2 Contexto geológico-geomorfológico

A Serra do Espinhaço, denominada por Eschwege em 1822 como a espinha dorsal, conforme citado por Barreto (2012), possui uma extensão norte-sul de aproximadamente 1.000 km, entre os estados da Bahia e Minas Gerais, e constitui o mais imponente divisor de águas do Brasil oriental.

O Planalto do Espinhaço se divide em dois compartimentos de planaltos muito bem diferenciados e nitidamente separados por uma zona deprimida de direção NW-SE, passando por Couto de Magalhães, a norte de Diamantina. Estes setores são denominados como Planalto Meridional e Setentrional (SAADI, 1995) (Figura 4). Para o autor, apesar de a geometria encurvada resultar de um mesmo processo geotectônico, essas duas porções correspondem a dois compartimentos de planaltos, nitidamente diferenciados do ponto de vista litoestrutural e morfológico.

Chemale Jr. et al. (2011), por sua vez, dividem o Espinhaço em quatro diferentes segmentos, a saber: (i) Espinhaço Meridional (Figura 4) que se estende desde as proximidades de Belo Horizonte e prolonga-se ininterruptamente até a região de Olhos D'Água (Minas Gerais); (ii) Serra do Cabral, segmento ocidental da cadeia em Minas Gerais, incluindo a Serra da Água Fria; (iii) Espinhaço Setentrional que se inicia na altura do paralelo 17°30'S, em Minas Gerais, onde a serra ocorre separada e deslocada por aproximadamente 30 km na direção NNE da parte Meridional, com prolongamento contínuo do flanco oriental até o Estado da Bahia; (iv) Chapada Diamantina, distribuindo-se inteiramente na porção centro-oriental da Bahia.

Figura 4 - Planalto do Espinhaço e o setor meridional



Fonte: Elaborado pela autora, adaptado de Chaves e Brandão (2004)

O Planalto do Espinhaço divide três importantes bacias hidrográficas do sudeste brasileiro: a oeste, a do rio São Francisco e, a leste, as dos rios Doce e Jequitinhonha. Além de constituir um importante divisor de águas, o Planalto Meridional separa ainda domínios tectônico-morfo- bio-climáticos (VALADÃO, 1998). A bacia do rio São Francisco abarca um cráton, possui relevo suave, vegetação savânica e clima tropical semiúmido. As bacias dos rios Doce e Jequitinhonha, por sua vez, drenam áreas com maior atividade tectônica, com relevo movimentado, vegetação de floresta semidecidual e clima tropical úmido (LEÃO et al., 2012).

Geologicamente, a região possui um geossinclinal de orientação de dobra SSE-NNW. Esta porção foi afetada por todos os ciclos geotectônicos subsequentes após a consolidação da plataforma brasileira (cerca de 1800-1300 Ma), constituindo uma área central do sistema de dobra de Espinhaço. Esta zona móvel sofreu elevação contínua, causando uma grande inversão sinclinal, após o "Brasiliano" (cerca de 600 Ma). Posteriormente, houve o desenvolvimento de falhas marginais que podem ser observadas nos alinhamentos N/S de

escarpas de falha proeminentes na borda ocidental do Planalto de Diamantina (ALMEIDA-PLUG, 1994).

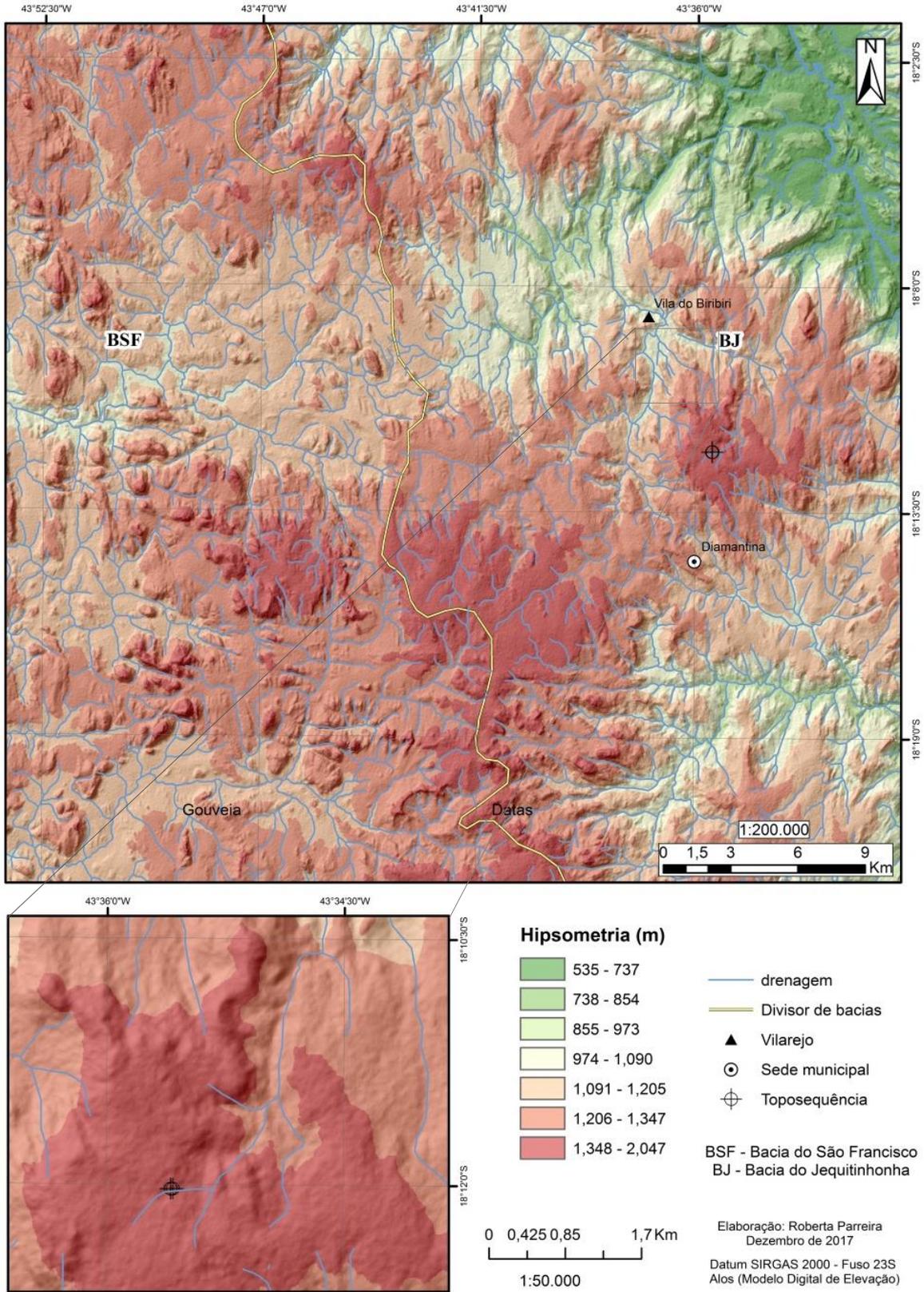
As rochas são intensamente deformadas em virtude das atividades termo-tectônicas, ocorridas no Evento Brasileiro, como empurrões e dobras que convergem para oeste como as principais estruturas regionais (LEÃO et al., 2012). O relevo é marcado pela orientação estrutural de suas feições morfológicas. A cobertura rígida intensamente falhada e fraturada é condicionada pela predominância de quartzitos e filitos. A esculturação promovida pela rede de drenagem formou escarpamentos linhas de cumeada e grandes desníveis topográficos, organizados segundo as direções tectônicas e estruturais (SAADI, 1995; VALADÃO, 1998).

O Planalto do Espinhaço dispõe de dois conjuntos tectonoestratigráficos maiores, o Complexo Basal e o Supergrupo Espinhaço - essencialmente constituído por rochas quartzíticas e, subordinadamente, rochas filíticas, conglomeráticas e vulcânicas (ALMEIDA-ABREU, 1995). As litologias que compõem a área de interesse pertencem, principalmente, ao Supergrupo Espinhaço das quais se destacam três conjuntos maiores, denominados de Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata. O Grupo Guinda abrange tanto as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (KNAUER, 2007).

O Planalto Meridional do Espinhaço, setor de interesse, está localizado na porção sudeste do Cráton do São Francisco e amalgama-se com a Faixa Araçuaí a nordeste (Figura 4). Inicia-se na extremidade meridional da serra, ou seja, nas nascentes do rio Cipó alojadas na serra homônima (SAADI, 1995).

Este setor do Espinhaço forma um maciço com grande variação de formas de relevo (AUGUSTIN et al., 2011). Segundo os autores, as maiores altitudes ocorrem no interior do maciço do Espinhaço, enquanto suas bordas são topograficamente mais baixas. As menores altitudes predominam espacialmente, de maneira mais contínua na borda oeste, limite com Cráton do São Francisco (não contido no mapa), enquanto na borda leste, no domínio do Grupo Macaúbas, há um predomínio de áreas com altitudes entre 886 e 979m, representando topos de vertentes longas e muito dissecadas localizadas em cotas de 651 a 797m. As altitudes mais baixas (518 a 650m) encontram-se restritas aos fundos de vale, em especial no domínio do Grupo Macaúbas (Figura 5). Tais aspectos evidenciam a atuação de processos erosivos muito mais eficazes nas áreas do Cráton do São Francisco (borda oeste) e no domínio do Grupo Macaúbas (borda leste) (AUGUSTIN et al., 2011).

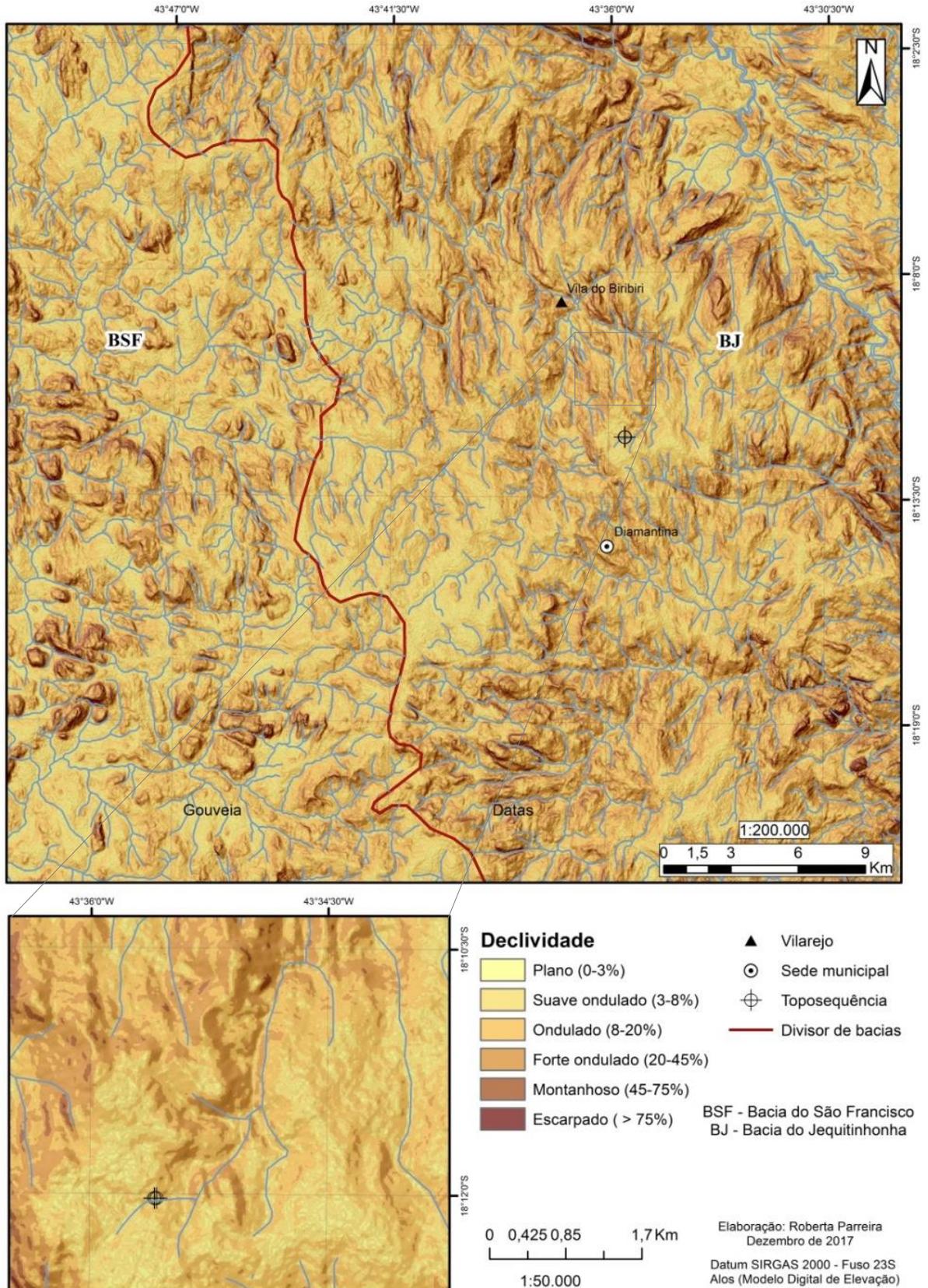
Figura 5 - Mapa hipsométrico da porção central do Planalto do Espinhaço Meridional



Porção central do Planalto Espinhaço Meridional com destaque para a bacia do córrego da Roda e o sítio de estudo, no quadrante menor. A área de estudo encontra-se localizada nas maiores cotas altimétricas do Planalto. Fonte: Elaborado pela autora.

Ainda segundo os autores (*Op. Cit*), as maiores declividades (Figura 6) estão nas bordas erosivas, a oeste, no contato com o Cráton do São Francisco, quanto no seu contato leste com o domínio do Grupo Macaúbas, na região nordeste do mapa, onde também ocorre uma escarpa, a da borda leste. As declividades mais acentuadas encontram-se agrupadas em áreas que marcam os limites oeste e leste do orógeno, ao longo dos vales dos principais cursos de água, acompanhando alinhamentos N-S, com rupturas acentuadas de declive, bem como área localizada na porção central do maciço que funciona como um grande interflúvio entre as drenagens das bacias dos rios Jequitaí, Jequitinhonha e Pardo Grande. Este corresponde a uma extensa área com altitudes acima de 1400m, bem preservada (AUGUSTIN et al., 2011).

Figura 6 - Mapa de declividade da porção central Planalto do Espinhaço Meridional



Porção central do Planalto Espinhaço Meridional com destaque para a bacia do córrego da Roda e o sítio de estudo, no quadrante menor. Na área de estudo há um predomínio das classes, suave ondulada e ondulada, conforme observado no mapa. Fonte: Elaborado pela autora.

Geomorfologicamente, alguns pesquisadores (KING, 1956; ABREU, 1982; SAADI e VALADÃO, 1987) fundamentados na teoria da pediplanação, procuraram identificar superfícies de erosão por meio de níveis altimétricos distintos no Planalto do Espinhaço Meridional, a saber:

- King (1956) reconheceu três níveis superfícies de aplainamentos escalonados na paisagem do Planalto Diamantina: Superfície Gondwana (Cretácio Inferior-Médio), Pós-Gondwana (Cretácio Superior-Paleoceno) e Sulamericana (Eoceno-Oligoceno). A superfície Sulamericana foi definida como pediplano e, os relevos residuais, de *inselbergs*, resultantes de uma série de soerguimentos resultantes dos ciclos de erosão Gondwana, Pós-Gondwana e possivelmente o Sulamericano que agiram sobre a região durante o Mesozóico superior e o Terciário.
- Saadi e Valadão (1987), na região de Gouveia, diferenciaram quatro níveis altimétricos por meio da análise de fotografias aéreas e investigação estratigráfica. Identificaram um relevo residual pós-Cretáceo, de colinas tabulares e cristas monoclinais, modelado nos quartzitos e metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço, sendo este o nível mais elevado (1300m). O segundo nível, entre 1250 e 1300m, caracterizado por superfície tabular, provavelmente do final do Terciário. Com altimetria variando entre 1000 e 1100m, o terceiro nível é marcado por colinas e interflúvios moldados em xistos e granitos, com reconhecimento de paleobacia de idade provável Plio-Quaternária. O quarto nível correspondem a cotas inferiores a 1000m, e é definido por fundos dos vales e planícies colmatadas por sequências aluviais do Quaternário superior e, atuais nos cursos inferiores.

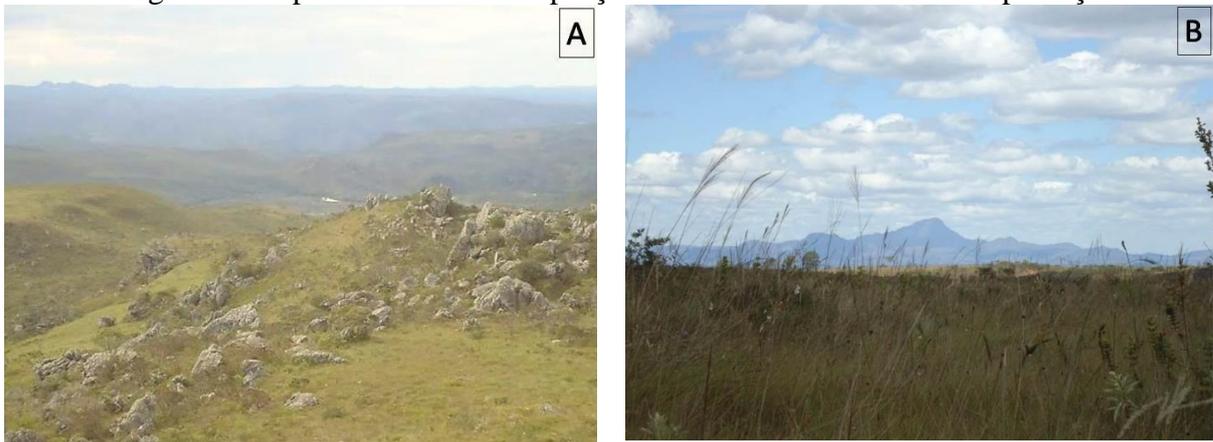
Saadi (1995) aponta que o maior volume topográfico é representado por um planalto de aspecto maciço, cujo teto encontra-se em altitude média de 1.300m, na região de Diamantina, enquanto suas extremidades declinam para cotas médias de 900m, ao norte, e 1.200m, ao sul. A parte central deste planalto, também a mais elevada — correspondente ao Planalto de Diamantina. O Planalto de Diamantina constitui-se de uma superfície cimeira de terras altas que divide as bacias Jequitinhonha e São Francisco (ABREU, 1982). Segundo o autor, corresponde a um dos “tetos” geomorfológicos do Brasil que teve sua origem do desmonte de antigas superfícies de erosão que foram preservadas graças às disposições estruturais a elas associadas.

A evolução do relevo do Espinhaço Meridional, para Saadi (1995), se dá da seguinte maneira: a) borda oeste, com uma altitude média de 400m, traçado regular sustentado por

pacotes de quartzitos e escarpamento resistente aos processos erosivos e; b) borda leste, diferenciada por não apresentar regularidade quanto às formas. Apresenta concavidade voltada para leste no traçado geral com altitudes variando entre 100 e 400m. Além disso, é compreendido de dois ou mais degraus, sendo aparentemente resultado da grande variabilidade de resistência das rochas e de estruturas tectônicas e suas direções. Em virtude de tais características, estas combinações ocasionam, na borda leste, um avanço diferenciado da frente de dissecação movida pelos afluentes dos rios Doce e Jequitinhonha.

Localmente, a área de interesse deste estudo, insere-se na superfície de Nível 3 (Pós-Gondwana), assim como definido por King (1956), com cotas superiores a 1.300 m de altitude (Figura 7 - A), onde prevalecem solos residuais arenosos, , ou ainda, na superfície cimeira do Planalto de Diamantina, como foi denominado por Abreu (1982) (Figura 7 – B). Essa superfície comporta rochas da Formação Sopa Brumadinho, de idade Proterozóica, com predominância de metarenitos, quartzitos, puros ou micáceos, com intercalações de metapelitos, xistos verdes e intrusões de rochas metabásicas e filitos hematíticos (ALMEIDA-ABREU e RENGER, 2002). Além de *inselbergs* quartzíticos, couraça ferruginosa e brejos em depressões hidromórficas de nascentes, onde ocorrem turfeiras cobrindo solos arenosos que estão sobrepostos a areias e cascalhos fluviais e/ou coluviais (ABREU, 1982; SAADI, 1995).

Figura 7 - Aspectos do relevo na porção de estudo do Planalto do Espinhaço



A) Observa-se o relevo mais movimentado, arqueado, com cotas altimétricas variando entre 1.000 – 1.300m e afloramentos de quartzitos. B) Em primeiro plano, observa-se a superfície cimeira do Planalto de Diamantina e ao fundo o Pico do Itambé, ponto culminante do Planalto do Espinhaço, com 2.062m de altitude. Fonte: Arquivo próprio, 2011.

4.3 Características gerais do clima, solos e cobertura vegetal

Segundo classificação de Köppen (1931), regionalmente, o clima da região é classificado como mesotérmico (Cwb), caracterizado por verões brandos e úmidos (outubro a abril), invernos mais frescos e secos (junho a agosto) e curtas transições nos meses de maio e setembro. A precipitação e a temperatura médias anuais variam de 1250 mm a 1550 mm e 18° a 19°C, respectivamente (REZENDE e SALGADO, 2011).

Diniz et al. (2005) definem duas particularidades do clima da região, onde as porções topograficamente mais elevadas apresentam temperaturas sensivelmente mais baixas que as bordas do Planalto do Espinhaço Meridional; e na porção oeste nota-se uma estação seca muito mais pronunciada do que a leste.

Os índices de precipitação e temperaturas amenas verificados em Diamantina podem ser explicados pelo fator orográfico, determinado pela Serra do Espinhaço Meridional, cujos índices altimétricos médios predominantes estão compreendidos entre 1100 m a 1200 m (NEVES et al., 2005). De acordo com dados do INMET (2012), referidos por Soares (2013), a pluviosidade média anual é de 1404,7 mm. Com base na média histórica (1961-1991) dos dados climáticos registrados na Estação de Diamantina, o clima na região apresenta duas estações bem definidas, sendo uma chuvosa, concentrada entre os meses de outubro a abril e outra seca, que predomina de maio a setembro. Os dados de temperatura média máxima e temperatura média mínima indicam que durante a estação chuvosa registram-se temperaturas mais elevadas, cujos índices variam entre 14,9 - 16,1°C (mínimas) e 29,4 - 35,8°C (máximas). Durante a estação seca há valores inferiores para a temperatura, os quais oscilam entre 11,0 - 13,4°C (mínimas) e 21,2 - 23,5°C (máximas) (INMET, 2012 *apud* SOARES, 2013). Portanto, de acordo com a classificação de Köppen (1931), o clima da região é classificado como tropical subquente ou mesotérmico com verões moderados e estação chuvosa durante o verão (Cwb) (NEVES et al., 2005).

Os solos da região são condicionados pelo substrato geológico, sendo o quartzito, a litologia predominante do Supergrupo Espinhaço, e conseqüentemente da Serra do Espinhaço Meridional (ALMEIDA-ABREU, 1995). De acordo com o Plano de Manejo do Parque Estadual do Biribiri – PEB (MINAS GERAIS, 2004), foram identificadas as seguintes classes de solos:

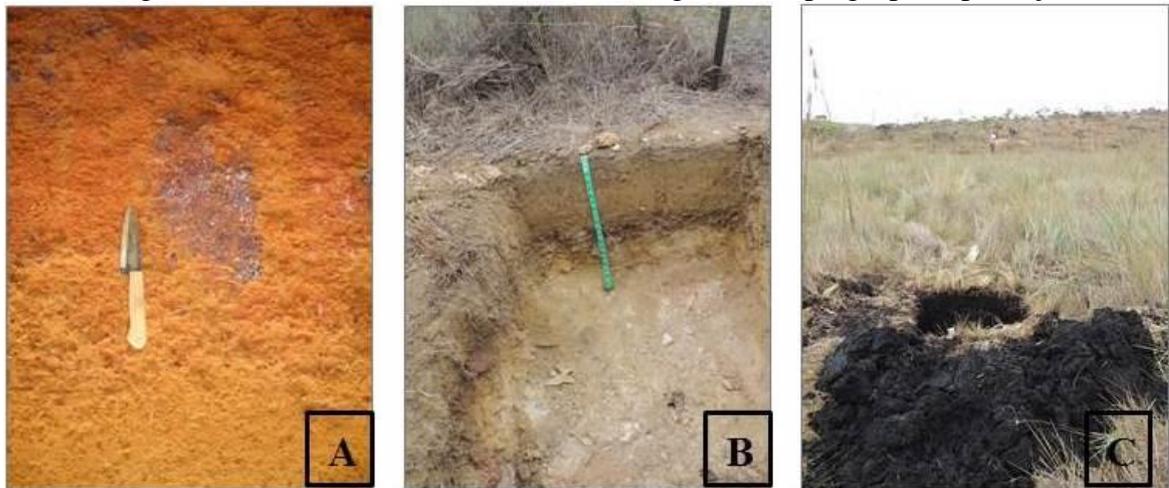
- CAMBISSOLO HÁPLICO TB Distrófico Latossólico: encontrado porção nordeste do parque, sob a superfície onde se instalam os vales em fases de aprofundamento nas

altitudes de 680 – 950 m. Aparecem sobre colinas suaves compostas por sedimentos provenientes dos metarenitos e xistos do Supergrupo Espinhaço. Essas coberturas pedológicas apresentam cores vermelho amareladas (matiz 5YR), são bem drenados e ácidos;

- LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Ácrico típico: encontrado na porção sudeste do parque em altitudes que variam de 1300 a 1600 m. Possui textura argilosa e, em geral, são encontrados onde o relevo é plano a ondulado. Na base desses solos é encontrada uma camada laterítica (canga), assim, o material que origina esses solos consiste de uma mistura de sedimentos originados pelo intemperismo de rochas básicas, xistos, filitos hematíticos e metarenitos. Possui textura argilosa, cor vermelho amarela (matiz 7.5YR), acentuadamente drenado, fortemente ácido, com teores moderados de matéria orgânica no horizonte A;
- LATOSSOLO VERMELHO ACRIFÉRRICO típico: pode ser encontrado em áreas na posição central do parque, na porção oeste e em faixas pontuais a leste em altitudes que variam entre 1000-1250 m. Localizam-se sobre rochas básicas e filitos hematíticos em relevos planos e ondulados. Este tipo de solo apresenta textura argilosa, é bem drenado, fortemente ácido e apresenta elevados teores Fe_2O_3 (22,5%);
- NEOSSOLO LITÓLICO Psamítico típico: são encontrados em áreas bem distribuídas ao longo dos domínios territoriais do parque em variadas altitudes, sempre associados aos afloramentos de rocha. Esses solos são muito rasos e ácidos, apresentam textura arenosa e baixos teores de matéria orgânica;
- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico: ocorre em superfícies aplanadas a 1250-1400 m na porção sudeste e sudoeste do parque. Trata-se de um solo raso e arenoso, extremamente ácido, com teores elevados de matéria orgânica;
- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico: encontra-se em áreas pontuais na porção leste e nordeste do parque (antigos terraços do rio Jequitinhonha), associados aos CAMBISSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos Latossólicos: localizados em altitudes que variam de 680-950 m. São solos bem drenados, que possuem textura arenosa, baixos teores de matéria orgânica;
- NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico: ocorre nos estreitos terraços fluviais e diques marginais dos rios Pinheiros e Jequitinhonha, em relevos planos a suavemente ondulados. Esse solo apresenta textura arenosa, é ácido com baixos teores de matéria orgânica.

Solos que se desenvolvem sobre as litologias do Supergrupo Espinhaço, sobretudo da Formação Sopa Brumadinho, geralmente, são rasos e arenosos, pobres em nutrientes, podzolizados, orgânicos (Figura 8) ou não. Nas bordas do Planalto Meridional e no interior da área conformada sobre o embasamento granítico-gnaíssico são comuns os Latossolos e Cambissolos (DINIZ et al. 2005). Nestas porções, onde ocorrem solos com perfis mais desenvolvidos, em alguns fundos de vale, observa-se acumulação de sedimentos e resíduos de matéria orgânica (SCHAEFER et al., 2002). Nas áreas onde predominam os quartzitos, ocorrem Neossolos litólicos (DINIZ et al. 2005).

Figura 8 – Solos desenvolvidos sobre litologias do Supergrupo Espinhaço



A) Latossolos com concreção ferruginosa (ELOY et al., 2011); B) Solo raso e arenoso C) Solo orgânico. Fonte: Arquivo pessoal, 2017.

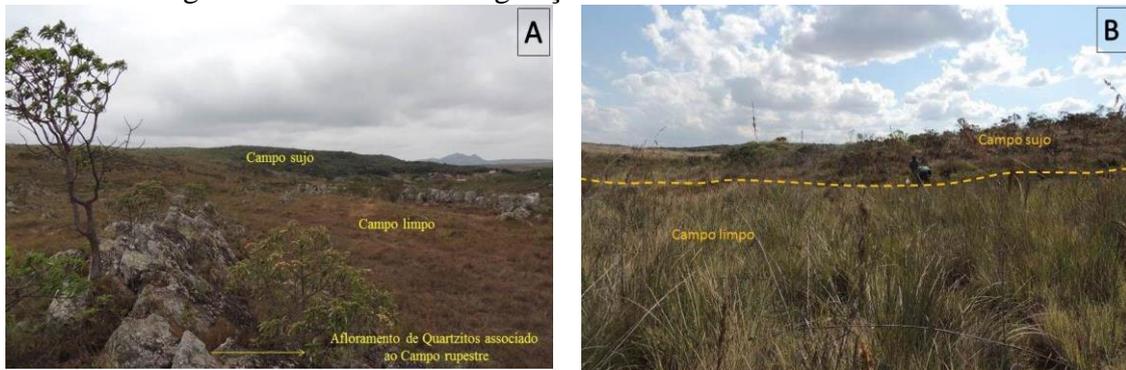
Schaefer (2008) descreveu nos topos dos platôs quartzíticos, Cambissolos Húmicos rasos, com linhas de pedra indicando períodos pretéritos de maior erosão relacionados a um pavimento desértico pedregoso que existia na superfície. A leste da Serra do Cipó, na porção mais elevada da vertente, Valente (2009) identificou Neossolo Litólico Húmico Típico.

No que se refere à cobertura vegetal, no Planalto do Espinhaço desenvolve-se uma variedade de comunidades vegetais que sofrem influência dos condicionantes geológicos, geomorfológicos, pedológicos e climáticos. Assim, o sistema constituído por substrato, onde predominam litologias como o quartzito e filito, elevadas altitudes, solos geralmente rasos, ácidos e pobres em nutrientes e, clima com duas estações bem definidas (MINAS GERAIS, 2004), possibilita a formação de uma vegetação especializada a sobreviver sobre essas condições. Por esta razão, a flora da região do Espinhaço é muito rica, sobretudo, a campestre, com um elevado grau de endemismo (MENDONÇA FILHO, 2005 *apud* SOARES, 2013).

De acordo com Schaefer et al. (2002), o Planalto de Diamantina é a divisão natural entre três reinos de vegetação - as Caatingas de planícies semiáridas, ao nordeste de Minas Gerais, os Cerrados do planalto central brasileiro a oeste e a região de Mata Atlântica, a sudeste. Predominam feições herbáceas, herbáceo-arbustivas e arbustivas das diversas fitofisionômicas vinculadas ao Cerrado, como o Campo Rupestre (associada aos afloramentos rochosos), o Campo Limpo, o Cerrado *stricto sensu* e o Campo sujo. Tais ocorrências estão condicionadas ao clima e aos aspectos morfológicos da serra (MORAIS, 2016). O uso do solo é para preservação, visto que a área está situada num Parque Estadual.

No local de estudo ocorrem basicamente feições herbáceas, herbáceo-arbustivas e arbustivas de Campo sujo e Campo limpo (Figura 9 – A e B) raramente Campo rupestre.

Figura 9 - Domínios de vegetação verificados no sítio de estudo



Ocorre na área de estudo os domínios de vegetação Campo sujo e Campo limpo, conforme pode ser observado nas fotos A e B. Fonte: Arquivo pessoal, 2017.

4.4 Hidrografia e rede de drenagem

Regionalmente, uma estreita faixa da borda leste do Planalto Meridional foi apropriada pelos afluentes de margem esquerda do rio Doce, enquanto o Planalto de Diamantina abarca as cabeceiras do Alto Jequitinhonha (SAADI, 1995). A bacia do Alto Jequitinhonha (UPGRHs – JQ1)⁶ apresenta uma área de drenagem de 19.803 km² e abrange um total de 10 sedes municipais (IGAM, 2018) nas mesorregiões do Vale do Jequitinhonha e Norte de Minas, onde estão municípios como Grão Mogol e Diamantina. A base geológica da bacia é formada principalmente por rochas do Supergrupo Espinhaço, como quartzitos com graus diferenciados de composição de quartzo.

⁶ As Unidades de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos (UPGRHs) foram instituídas pela Deliberação Normativa CERH-MG N°. 06, de 04 de outubro de 2002.

As características geológicas e hidrográficas, somadas à significativa precipitação média anual, criam condições de retenção de água, o que faz do Planalto Meridional uma importante área de recarga e local de um expressivo número de cabeceiras de drenagem (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

O rio Jequitinhonha nasce no município de Serro, em Minas Gerais, deságua na costa litorânea do município de Belmonte no sul do estado da Bahia, depois de percorrer aproximadamente 920 km (GONÇALVES, 1997). Alguns dos principais cursos de água que drenam a área de estudo são: o córrego Tijuco, o córrego Água Limpa, o córrego da Roda, o córrego Soberbo, o córrego da Prata, sendo estes, tributários da margem direita do rio Jequitinhonha.

A rede de drenagem da bacia do Alto Jequitinhonha apresenta eixo principal disposto de forma quase ortogonal, uma vez que seus rios principais apresentam direção de fluxo basicamente S-N. Sua rede de drenagem é bem densa, evidenciando a atuação de processos fluviais intensos (FONSECA e AUGUSTIN, 2014).

O rio Jequitinhonha apresenta grandes variações de orientação das nascentes até a confluência com o rio Araçuaí, seu maior afluente, possui orientação geral SW-NE, para então assumir o sentido WSW-ENE até o município de Salto da Divisa, onde assume a orientação E-W até a sua foz.

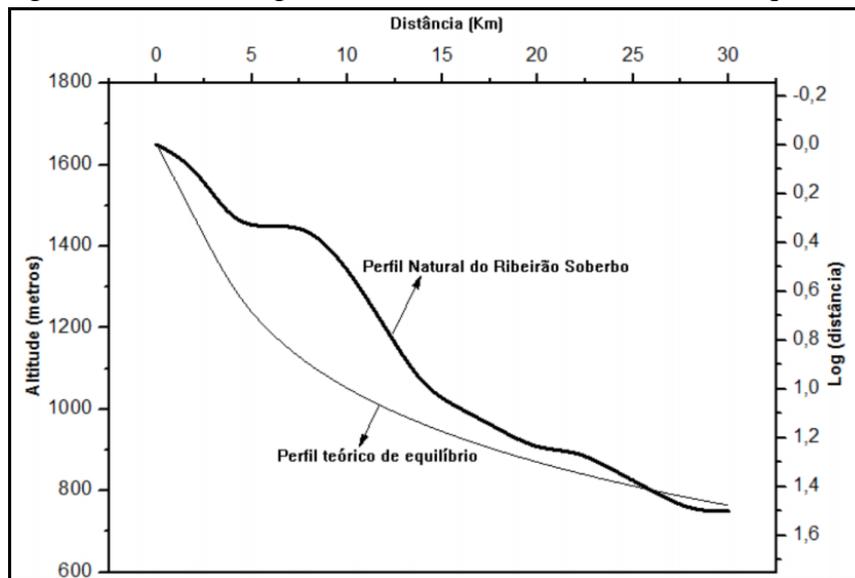
Summerfield (1991) citado por Fonseca e Augustin (2014) destaca que a análise da rede de drenagem pode ser utilizada como um indicador da evolução do relevo, visto que, padrões de drenagem podem indicar controle tectônico, e através de seu reconhecimento é possível compreender e classificar estruturas geológicas regionais.

Localmente, o sítio de estudo encontra-se nos planaltos que contem as cabeceiras do córrego da Roda, sendo este um dos formadores do córrego do Soberbo. A rede de drenagem é constituída de cursos d'água em vales abertos e rasos, que ao correrem sobre superfícies sub-horizontais mais elevadas, podem formar zonas hidromórficas (BUENO, 2011). O padrão de drenagem pode ser definido como dendrítico e retangular e desenvolvem-se tipicamente sobre substratos rochosos cuja resistência é uniforme, como é o caso do quartzito da Formação Sopa Brumadinho.

Lopes et al. (2016), ao analisarem a influência litológica e estrutural em drenagens da porção cimeira do Planalto de Diamantina, observaram que o ribeirão Soberbo (formado pelo córrego da Roda) apresenta anomalias em função de contatos geológicos entre rochas quartzíticas da Formação Sopa Brumadinho, quartzitos micáceos e filitos sericíticos assim

como em função de lineamentos estruturais . Seu perfil longitudinal é marcado por acentuados *knickpoints*, o que implica em distanciamento do equilíbrio dinâmico (Figura 10). Os *knickpoints* ocorrem principalmente devido à: a) confluência com trechos de caudal forte; b) variação da resistência litológica; c) variação eustática (erosão remontante por modificação forte no nível de base) e d) deformações tectônicas ou neotectônicas; características de mudanças no entalhamento do talvegue sugerindo a busca por um equilíbrio dinâmico (MILAGRES et al., 2016).

Figura 10 - Perfil longitudinal do ribeirão Soberbo em desequilíbrio



Fonte: Lopes et al. (2016).

Geralmente, perfis longitudinais apresentam-se em equilíbrio quando o transporte e deposição de sedimentos estão numa relação de sinergia; quando não, afirma-se que o rio possui anomalias ou está em desequilíbrio (LOPES et al., 2016).

CAPÍTULO 5

PROCEDIMENTOS TÉCNICO-METODOLÓGICOS

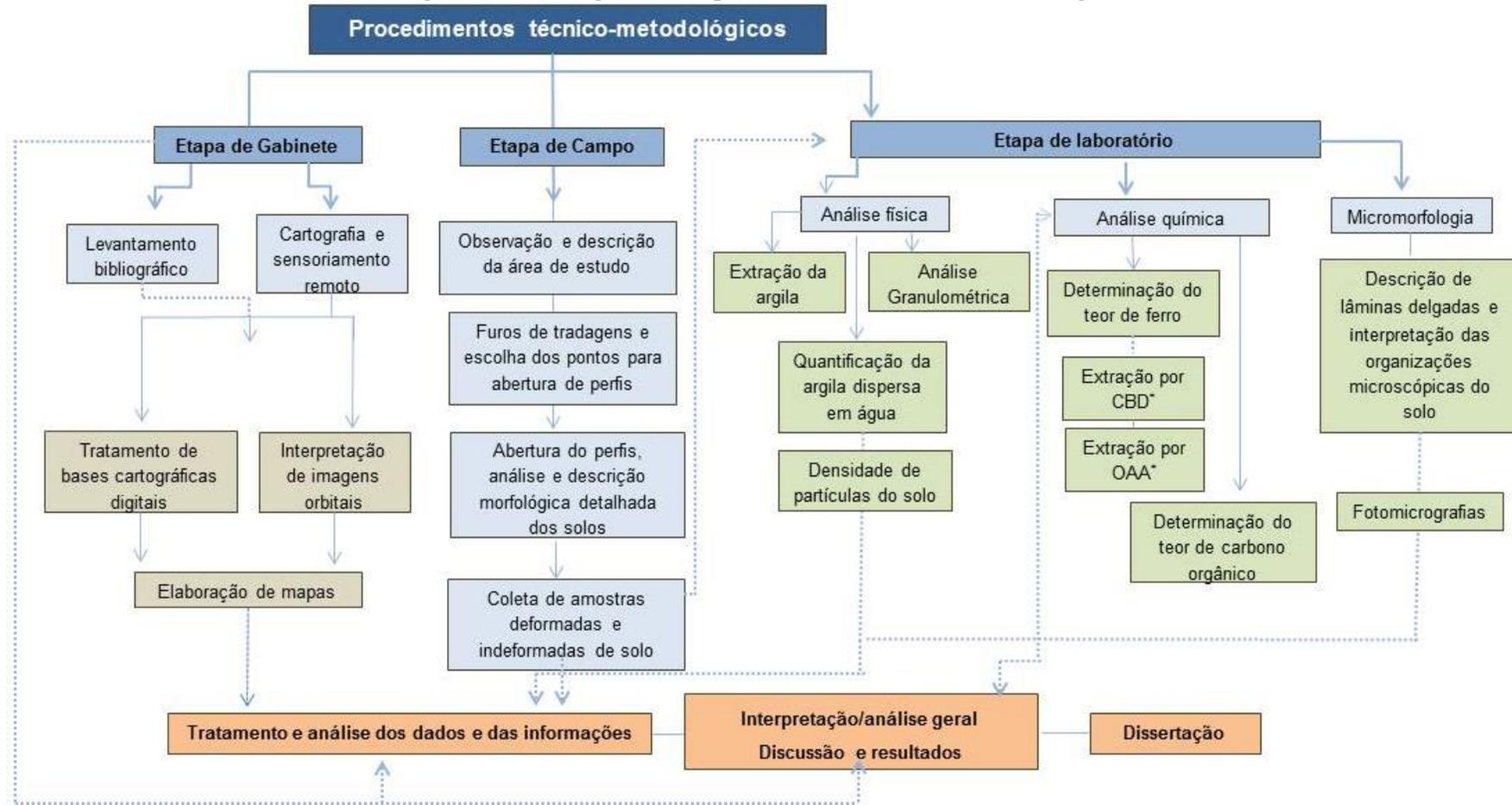
5.1 Introdução

Os procedimentos técnico-metodológicos do trabalho foram divididos, essencialmente, em quatro etapas: (I) etapa de gabinete; (II) etapa de campo; (III) etapa de laboratório e, (IV) discussão e apresentação dos resultados.

A Figura 11 apresenta o fluxograma dos procedimentos técnico-metodológicos, no qual é possível identificar as etapas supracitadas.

Desta forma, a seguir serão apresentadas em detalhe, as quatro etapas que compõem os procedimentos técnico-metodológicos, fundamentais na metodologia de pesquisa em geografia física e para o cumprimento dos objetivos deste estudo.

Figura 11 - Fluxograma dos procedimentos técnico-metodológicos



Fonte: Elaborado pela autora.

5.2 Etapa de gabinete

As atividades desenvolvidas no decorrer desta etapa envolvem basicamente o embasamento teórico-metodológico, por meio do levantamento e análise de dados secundários e aplicação de recursos de geoprocessamento para o tratamento de dados e geração de produtos cartográficos.

5.2.1 Embasamento teórico-metodológico: levantamento e análise de dados secundários, cartográficos e de sensoriamento remoto

Este processo forneceu o embasamento teórico essencial para o desenvolvimento das etapas posteriores e abarcou conteúdos básicos e específicos dos levantamentos acerca da área, do tema e dos métodos e técnicas utilizadas para a pesquisa.

Buscou-se a caracterização física da área de estudo, destacando aspectos relevantes como a geologia, geomorfologia, solos, clima, cobertura vegetal e rede hidrográfica. Quanto ao referencial teórico, a investigação baseou-se nos sistemas de transformação pedológica, atrelada à evolução do relevo e a dinâmica fluvial destas paisagens.

Para a interpretação e reconhecimento da área utilizou-se de elementos cartográficos digitais e impressos em escalas regionais e locais, como: mapa topográfico – Folha Diamantina (1:100.000) do IBGE (1977) e mapeamento geológico do Projeto Espinhaço – Folhas: Diamantina, Curimataí, Carbonita e Rio Vermelho (1:100.000) da COMIG (GROSSI-SAD et al., 1997). Este processo envolveu basicamente um levantamento e análise prévia de mapas existentes de outros estudos e pesquisas da área, bem como de imagens orbitais pré-existentes.

A imagem orbital utilizada nesta fase subsidiou os trabalhos pré-campo e validou algumas informações durante o campo e o pós-campo. Este processo facilitou o reconhecimento da área de estudo e a escolha dos perfis e pontos de tradagens analisados. Analisou-se ainda, imagens orbitais do satélite CNES/SPOT – Google Earth, bem como Landsat 5-TM e Alos.

O tratamento de bases cartográficas digitais e a interpretação de imagens orbitais foram trabalhados em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica). Em ambos os processos, utilizou-se o *software* ArcGis (versão 10.3). Na confecção dos mapas foi usado o mesmo *software*, com dados gerados (SRTM - *Shuttle Radar Topography*

Mission) a partir da imagem Alos de resolução espacial de 12,5 metros, emprego do Sistema de Coordenadas Geográficas e Datum Sirgas 2000 (fuso 23 S).

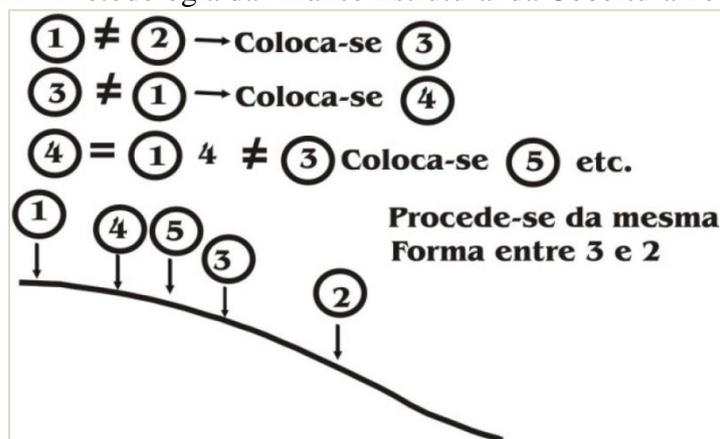
A escolha da área de estudo, conforme já relatado na introdução deste estudo, se deu em consequência de um estudo realizado em 2011, onde foi possível obter informações prévias acerca da área, sobretudo a partir da interpretação das imagens orbitais.

5.3. Etapa de campo

Em campo foi feito um levantamento geral da área, de forma a conhecer a superfície local. Na vertente de interesse foi feito um estudo morfológico dos solos através da abertura de 4 (quatro) perfis verticais em 3 (três trincheiras) em topossequência, que forneceu as informações necessárias à compreensão do sistema de transformação existente na área.

Esta metodologia baseia-se no método de Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (AECPC) proposta por Boulet (1988), no qual, os solos são percebidos como uma unidade contínua que cobre a extensão das encostas e não meramente um indivíduo representado por perfis verticais (QUEIROZ NETO, 2002). Estas transições de diferentes tipos de solos ao longo de vertentes são bastante comuns na natureza. Boulet et al. (1979) afirmam que os estudos de AECPC (Figura 12) são capazes de evidenciar a diferenciação lateral dos materiais em topossequência, permitindo interpretações genéticas.

Figura 12 - Metodologia da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica



Fonte: Boulet (1988a).

A abertura dos perfis se baseou, sobretudo, no comportamento da cobertura vegetal relacionada à morfologia da área, bem como na dinâmica hídrica. Em campo, observou-se uma evidente mudança da cobertura vegetal em função da morfologia e o condicionamento do nível freático. Para caracterizar os horizontes e suas relações espaciais foram realizadas tradagens, sempre buscando um maior detalhamento das transições dos solos (BOULET et al., 1982). Assim, as tradagens exploratórias foram realizadas com o intuito de identificar as alterações no comportamento dos solos para posterior abertura das trincheiras com os respectivos perfis. Para as tradagens foi utilizado o trado holandês.

Os materiais dos perfis foram descritos morfologicamente, seguidos da coleta em todos os horizontes pedogênicos⁷, totalizando 10 amostras deformadas e 10 indeformadas (micromorfologia). As amostras deformadas foram coletadas, etiquetadas e armazenadas em saco plástico, enquanto que as indeformadas foram modeladas em caixotes de papel cartão (monólitos) também identificados. As descrições morfológicas dos perfis de solo foram realizadas em campo com o apoio do Manual de descrição e coleta de solo no campo (SANTOS et al., 2015). O campo se deu em setembro de 2017, sob condições atmosféricas de tempo bom e com o solo úmido, o que permitiu a coleta de amostras indeformadas.

5.4 Etapa de laboratório

Após a coleta das amostras, foram realizadas as análises laboratoriais de Granulometria, Argila Dispersa em Água (ADA), Densidade de partículas do solo (Dp), Determinação do teor de Carbono Orgânico (CO) e Determinação do teor de Fe extraído por DCB e oxalato. Todas as análises foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências da UFMG. A confecção das lâminas para análise micromorfológica foi realizada pela G e V – Lâminas Delgadas e Serviços LTDA, em Mariana/MG.

⁷ Com exceção dos horizontes C_{g2} (P2) e C₁ (P4), que não foram descritos e coletados devido ao excesso de água e a rochosidade, respectivamente.

5.4.1. Análise física

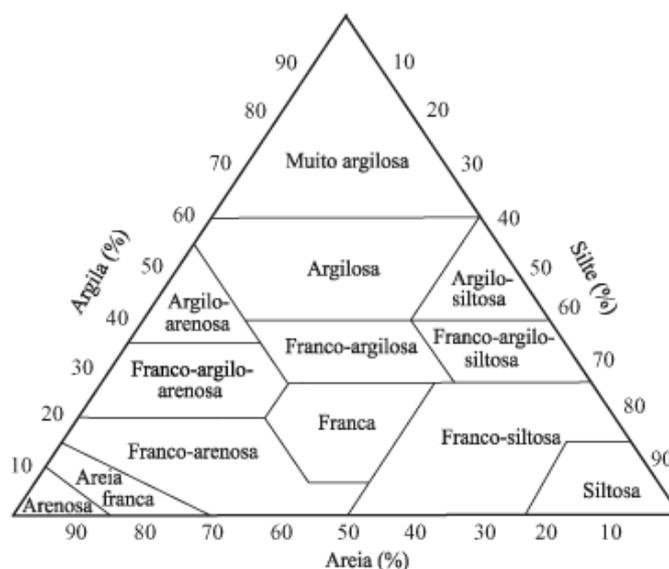
Granulometria

A análise granulométrica foi utilizada para caracterizar as amostras de solos da vertente, por meio da classificação do diâmetro das partículas, cuja determinação leva à classificação em classes texturais, segundo padrões da Embrapa (SANTOS et al., 2015). Além disso, esta análise foi utilizada para identificar possíveis acréscimos ou decréscimos de argila, que dão indícios de processos de migração ou destruição de argila.

Portanto, as amostras foram levadas ao laboratório, onde foram secas e peneiradas (2 mm), constituindo a Terra Fina Seca ao Ar (TFSA). Esta análise consiste, basicamente, na quantificação de fragmentos nas frações argila (< 0,002mm), silte (0,002 - 0,05mm), areia fina (0,05 - 0,21mm) e areia grossa (0,21 - 2,0mm), conforme metodologia utilizada pela Embrapa (DONAGEMA et al., 2011).

Com os dados dos teores das frações, realizou-se a classificação textural, que procura definir as diferentes combinações da areia, silte e argila no chamado Triângulo Textural, conforme preceitos de Santos et al. (2015) (Figura 13).

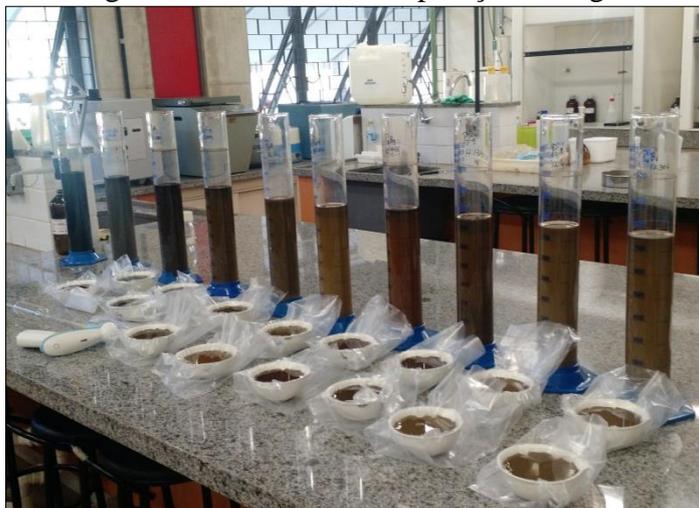
Figura 13 - Triângulo Textural



Fonte: Santos et al. (2015)

Durante o processo da análise da granulometria, foi separada uma porção do solo para extração de argila. Este procedimento se deu no intuito de separar a fração argila para Determinação de Fe ditionito e oxalato. A argila sifonada foi depositada em cápsulas de porcelana envoltas em um plástico de forma a auxiliar no processo de maceração (Figura 14). Em seguida as amostras foram para a estufa a 40°C e permaneceram até a secagem completa. Após este período as amostras foram maceradas e separadas em recipiente específico para posterior utilização.

Figura 14 - Processo de separação da argila



Fonte: Arquivo pessoal, 2017.

Argila Dispersa em Água (ADA)

A análise da ADA busca avaliar a quantidade de argila que está naturalmente dispersa e, portanto, estaria mais susceptível a migrar vertical ou lateralmente, dando indícios de processos ativos na área. Além disso, pode colaborar na avaliação relativa sobre o grau de estruturação dos solos, em que, solos mais estruturados tenderiam à floculação da argila, e se dispersariam com menor possibilidade.

De acordo com Lepsch (2011), a floculação e dispersão são dois processos importantes que podem acontecer com os coloides ativos de nosso solo (argila e húmus). As partículas coloidais do solo quando dispersas são atraídas uma para as outras, formando flocos ou pequenos grânulos, que são formados pela coagulação das partículas de argila e húmus. A dispersão é o posto da floculação.

Normalmente, quando o material de um horizonte do solo está disperso, ele apresentará uma estrutura maciça, sem agregados e será, possivelmente, muito pouco permeável ao ar, à água e a raízes (LEPSCH, 2011).

A agregação se dá a partir da floculação de alguns coloides que se juntam às partículas de silte e areia, formando microagregados.

O método utilizado na análise da ADA foi o da pipeta (DONAGEMA et al., 2011).

Densidade de partículas do solo (Dp)

A densidade de partículas corresponde à média da densidade de todas as partículas do solo, sem considerar os espaços porosos. Ela independe da estrutura ou da compactação do solo, pois é função unicamente do tipo de partículas sólidas do solo. Por isso, é natural de um solo mineral ter densidade maior que um orgânico, pois um determinado volume de matéria orgânica pesa muito menos que o mesmo volume de material mineral (LEPSCH, 2011).

O método utilizado para a análise de densidade das partículas (Dp) foi o do balão volumétrico (DONAGEMA et al., 2011). Procedeu-se a pesagem de 20 g de solo, este conteúdo foi transferido para uma lata de alumínio de massa conhecida, onde foi levada para uma estufa a 105°C por 6 a 12 horas. Após este período, o solo foi dessecado e pesado, a fim de se obter a massa da amostra seca.

A amostra foi transferida para balão aferido de 50 mL, onde foi sendo incorporado álcool etílico aos poucos, sempre agitando o balão para eliminar as bolhas de ar que se formam. A operação prosseguiu vagarosamente, até a ausência de bolhas e com o volume do balão completo.

Desta forma, determinou-se o volume de álcool necessário para completar a capacidade de um balão volumétrico, contendo solo seco em estufa. Esta determinação se deu com base na seguinte equação:

$$Dp = \left(\frac{a}{50 - b} \right)$$

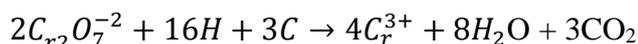
Onde: Dp = Densidade de partículas (kg/dm³); a = massa da amostra seca a 105°C (kg), b = volume de álcool gasto (m³).

5.4.2 Análise química

Determinação do teor de Carbono Orgânico (CO)

O princípio da determinação do CO se dá por reação de oxidação da matéria orgânica do solo com solução de dicromato de potássio em presença de ácido sulfúrico, utilizando como catalisador da oxirredução o calor desprendido na diluição do ácido sulfúrico e titulação do excesso de dicromato com sulfato ferroso. Para isso, foi utilizado os métodos descritos no Manual de Métodos de Análise de Solo da Embrapa (DONAGEMA, et al., 2011) e no Boletim do Instituto Agrônomo de Campinas (CAMARGO et al., 2009).

A equação química representativa do método é a seguinte:



Procedeu-se a pesagem de 20 g de solo onde este foi triturado em gral e passado em uma peneira de 80 mesh. Desta porção triturada foi pesado 0,5 g do solo e colocado em *erlenmeyer* de 250 mL. Adicionou-se 10,00 mL (pipetados) da solução de dicromato de potássio (0,0667 M). Incluiu-se um branco com 10,00 mL da solução de dicromato de potássio e o volume de sulfato ferroso amoniacal gasto foi anotado. Em seguida, foi colocado um tubo de ensaio de 25 mm de diâmetro e 250 mm de altura, cheio de água na boca do *erlenmeyer*, funcionando este como condensador. Aqueceu-se em placa elétrica até a fervura branda, durante 5 minutos. Após esfriar, juntou-se 80 mL de água destilada, medida com proveta, 2 mL de ácido ortofosfórico e 3 gotas do indicador difenilamina (Figura 15). Posteriormente, foi realizado o procedimento de titulação com solução de sulfato ferroso amoniacal 0,1 mol L⁻¹ até que a cor azul desapareceu e cedeu lugar à verde. Os mililitros gastos da solução foram anotados.

Figura 15 - Procedimento da análise de determinação de CO



Fonte: Arquivo pessoal, 2017.

Com os dados do procedimento realizou-se o cálculo do CO:

$$CO = (40 - \text{volume gasto}) \times f \times 0,6$$

Onde, $f = (40/\text{volume do sulfato ferroso gasto na prova em branco})$.

A percentagem de matéria orgânica (MO) é calculada multiplicando-se o resultado do carbono orgânico por 1,724. Este fator é utilizado em virtude de se admitir que, na composição média do húmus, o carbono participa com 58%.

$$MO = CO \times 1,724$$

Os valores de CO e MO são dados em g/kg.

Determinação do teor de Fe extraído por DCB e oxalato

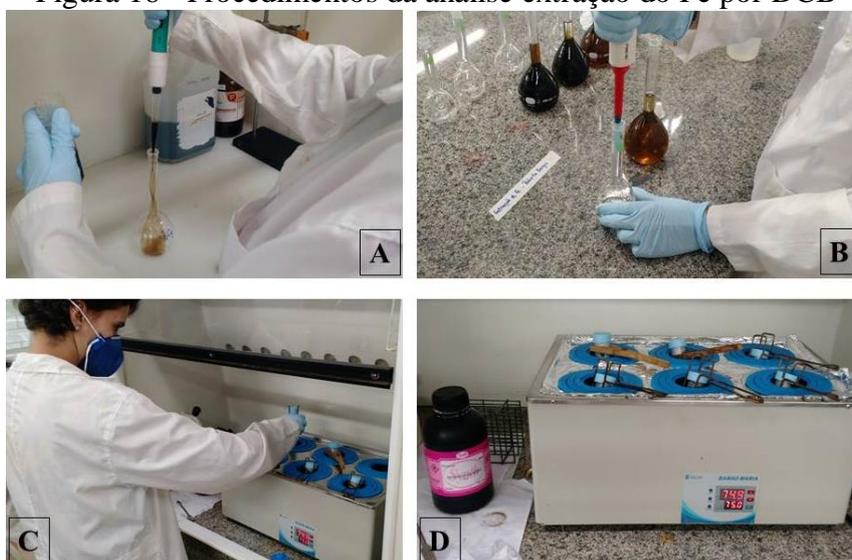
A quantificação formas extraíveis de ferro pode ser feita em amostras de solo ou na fração argila. Neste trabalho foi utilizada a quantificação de formas extraíveis de ferro na fração argila. A utilização de diferentes extratores permite que sejam feitos cálculos com os diferentes produtos de Ferro obtidos, permitindo inferir, por exemplo: óxidos de Fe bem cristalizados = Fe_o / Fe_d (MATHIEU e PIELTAIN, 2003) e óxidos de Fe mal cristalizados = Fe_o (MCKEAGUE e DAY, 1996).

Sendo assim, para determinação do Fe foram utilizados dois métodos de extração: ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), que dissolve os óxidos de ferro com

estrutura cristalina definida, além daqueles menos cristalinos; e oxalato ácido de amônio (OAA), que avalia as formas de óxidos menos ordenadas, ou seja, formas mal cristalizadas.

No método do DCB, para a extração do Fe, realizou-se o seguinte procedimento (DONAGEMA et al., 2011): foi pesado 1 g de argila e colocado em tubo de centrifuga de 50 mL. Posteriormente foram adicionados 20 mL da solução de citrato tribásico de sódio biidratado e 2,5 mL de solução de bicarbonato de sódio (1 mol L^{-1}) (Figura 16 – A e B). Precedeu-se com agitação da solução e com os tubos em banho-maria aquecidos a uma temperatura entre 75°C e 80°C (sem exceder a 80°C) (Figura 16 – C e D).

Figura 16 - Procedimentos da análise extração do Fe por DCB



Fonte: Arquivo pessoal, 2017.

Após 30 minutos em banho-maria, foi adicionado à solução 0,5 g de ditionito de sódio em pó, seguido de agitação constante por 1 minuto e posteriormente, por 5 minutos ocasionalmente. Uma segunda porção de 0,5 g de ditionito foi adicionada, seguindo o mesmo procedimento anterior e uma terceira porção foi adicionada, seguindo os mesmos procedimentos após 5 minutos. Após este procedimento, foram adicionados na solução, 5 mL de solução saturada de NaCl, mantendo-os em banho-maria por mais uns dois minutos. Passado o tempo, os tubos foram retirados para resfriar e em seguida centrifugados durante 10 minutos a 2.000 rpm. O líquido sobrenadante foi transferido para um balão de 50 mL e a operação foi repetida até que a solução sobrenadante apresentou-se clara. O volume do balão foi completado com água deionizada.

Com a solução pronta foi possível realizar a determinação do Fe, no qual foram utilizados os métodos descritos no Boletim do Instituto Agronômico de Campinas (CAMARGO et al., 2009). Nos extratos, foram determinados os teores de Fe por espectrofotometria de absorção molecular na região do visível.

No método do OAA (DONAGEMMA et al., 2011) foi pesado 0,5 g de argila num tubo de centrífuga. Adicionou-se 20 mL de oxalato de ácido de amônio ($0,2 \text{ mol L}^{-1}$; pH 3,0). Os tubos foram envolvidos em papel alumínio de forma que a luz não passasse através da solução e colocados num agitador para agitar durante 4 horas no escuro. Após este período, os tubos foram levados à centrífuga por 15 minutos a 2.000 rpm. Em seguida, o líquido sobrenadante foi passado, cuidadosamente, para um vidro escuro de 100 mL e reservado para a determinação do Fe. Para isto, como no método DCB, seguiu-se os procedimentos descritos no Boletim do Instituto Agronômico de Campinas (CAMARGO et al., 2009) e os extratos foram determinados por espectrofotometria de absorção molecular na região do visível.

5.4.3. Descrição micromorfológica

A micromorfologia é uma técnica de estudo de amostras indeformadas de solo e de rochas que permite, por meio de técnicas microscópicas, identificar os constituintes elementares e suas diversas associações. O objetivo dessa técnica é descrever o arranjo dos constituintes do solo ou da rocha e identificar os processos responsáveis pela sua formação e transformação (FILIZOLA e GOMES, 2004).

Para isto, foram amostrados 10 fragmentos de solo com estrutura indeformada, denominados monólitos. Estes monólitos foram obtidos pela modelagem da amostra em papel cartão. No momento da coleta, as amostras em caixa de papelão foram envolvidas por plástico-filme, anotou-se a profundidade em relação à superfície, bem como a orientação quanto ao topo e a base da amostra. Posteriormente, em laboratório, as amostras foram abertas para secagem ao ar.

Após a secagem as amostras foram impregnadas. Este procedimento consiste em preencher os poros do corpo de solo por uma resina plástica que, depois da polimerização, torna a amostra dura, resistente, preservando a estrutura original do solo, permitindo o seu posterior corte na fase de laminação (MARTINS et al., 2002). No caso

deste estudo, foram confeccionadas lâminas delgadas e polidas com dimensões de 1,8 x 30 x 40 mm.

O estudo micromorfológico, ou seja, a análise das lâminas em microscópio foi realizada no Centro de Referência em Patrimônio Geológico e Geodiversidade – GEODIVERSO, vinculado ao Museu de História Natural e Jardim Botânico (MHNJB) da UFMG. A observação microscópica das lâminas foi realizada em microscópio óptico trinocular da marca *Zeiss*, modelo *Axioskop*, com câmera digital integrada, utilizando nomenclaturas propostas por Stoops (2003; 2010).

A observação de cada lâmina em microscópio se deu de forma ordenada e orientada, seguindo aumentos progressivamente maiores sob luz natural e polarizada. Em seguida, foram selecionados campos representativos das organizações para registro fotográfico. As descrições foram feitas utilizando as terminologias de Stoops (2003).

Desse modo, o fundo matricial constitui a organização dos constituintes minerais e orgânicos com sua porosidade associada. Os constituintes minerais podem ocorrer na granulometria grossa (simbolicamente representados por “c”, da expressão *coarse material*), ou fina (representado por “f”, de *fine material*), neste último caso também chamado de micromassa. O limite aplicado neste estudo entre os constituintes minerais grossos e finos foi de 2 μ m (c/f 2 μ m), considerando ser este o limite ideal para solos tropicais (STOOPS, 2003).

5.5 Tratamento, análise e interpretação dos dados da pesquisa

Após o cumprimento das etapas anteriores, que permitiram a elaboração de mapas temáticos, a construção de conhecimento acerca do tema e a obtenção de dados de campo e de laboratório, iniciou-se a sumarização dos dados, a construção de tabelas e esquemas, que permitiram a melhor interpretação dos resultados.

Para tanto, foram elaborados em meio digital, perfis topográficos com utilização do SRTM da imagem Alos (formato *GEOTIFF* - 8 bits), unidade de altitude em metros, Sistema de Coordenadas Geográficas, *Datum* Sirgas 2000. O perfil geológico foi elaborado a partir dos dados do mapeamento geológico (Folhas: Diamantina, Curimataí, Rio Vermelho e Carbonita na escala de 1:100.000) elaborado pela COMIG (GROSSI-SAD et al., 1997). Após a importação das imagens para o banco de dados estabelecido, foi realizado a elaboração destes perfis topográficos no *ArcMap*, da plataforma de mapeamento e análise do *ArcGis* (versão 10.3) por meio do *3D Analyst – Profile Graph*.

Posteriormente eles foram exportados no formato JPEG e trabalhados no programa *CorelDraw* (versão 2018), onde receberam o tratamento final.

Também foram elaboradas figuras esquemáticas para auxiliar na interpretação da dinâmica da bacia no contexto regional, bem como no funcionamento da vertente. A Figura 19 foi elaborada a partir da imagem do *Google Earth* (2014), georreferenciada no *ArcMap*, (versão 10.3) e tratamento final no programa *CorelDraw* (versão 2018). Outras figuras esquemáticas (Figuras 22, 23 e 24), também foram elaboradas no programa *CorelDraw* (versão 2018) a partir dos dados da pesquisa.

Assim, em uma análise conjunta, articularam-se os dados com a teoria, em que foi possível compreender e interpretar o processo de transformação pedológica, que culminou na discussão e resultados, bem como, na conclusão desta dissertação.

CAPÍTULO 6

ESTRUTURAÇÃO DA COBERTURA PEDOLÓGICA

6.1 Introdução

Esse capítulo foi organizado em dois tópicos para uma melhor compreensão: o primeiro explica como a morfologia e a dinâmica hídrica atuam na área de estudo e de que maneira estão influenciando a transformação pedológica. Para isso, foram analisados a morfologia da área e os ambientes hidrológicos predominantes. O segundo item deste capítulo trata do sistema de transformação pedológica em si, observado na área de estudo, fundamentado pelas análises morfológicas de campo, dados analíticos e microscópicos.

6.2 Morfologia e dinâmica hídrica da área de estudo

A compreensão da dinâmica físico-hídrica em uma topossequência permite observar processos morfodinâmicos relacionados à vertente. Além disso, a análise morfopedológica contribui para o entendimento e identificação de condicionantes da evolução morfogenética da vertente (FACCO et al., 2014).

Jenny, em 1941, citado por Queiroz Neto (2010) já enfatizava a influência da vertente (morfologia) sobre os solos, onde certas propriedades variam ao longo das vertentes, como a granulometria. Variação essa interpretada como resultado da circulação hídrica. Assim, os fluxos internos das soluções na vertente se acelerariam gerando alteração nas cores, estrutura e texturas dos solos nos perfis (QUEIROZ NETO, 2010).

Sendo assim, este capítulo busca compreender os mecanismos e os processos de conformação da vertente em estudo. Para tanto, será apresentada uma caracterização morfológica da bacia, bem como da conformação da vertente, face aos processos hídricos, como a caracterização dos fluxos hídricos predominantes no sistema, no contexto regional e local.

O CONTEXTO REGIONAL

A conformação do relevo no Planalto Meridional se dá por superfícies escalonadas, sub-horizontais, e, por vezes, formando vertentes longas e de baixa declividade, interrompidas por vales fluviais encaixados e por cristas quartzíticas. Esta unidade geológica-geomorfológica é constituída predominantemente por metarenitos e quartzitos, puros ou micáceos, com intercalações de metapelitos, xistos e intrusões de rochas metabásicas (ALMEIDA-ABREU e RENGER, 2002).

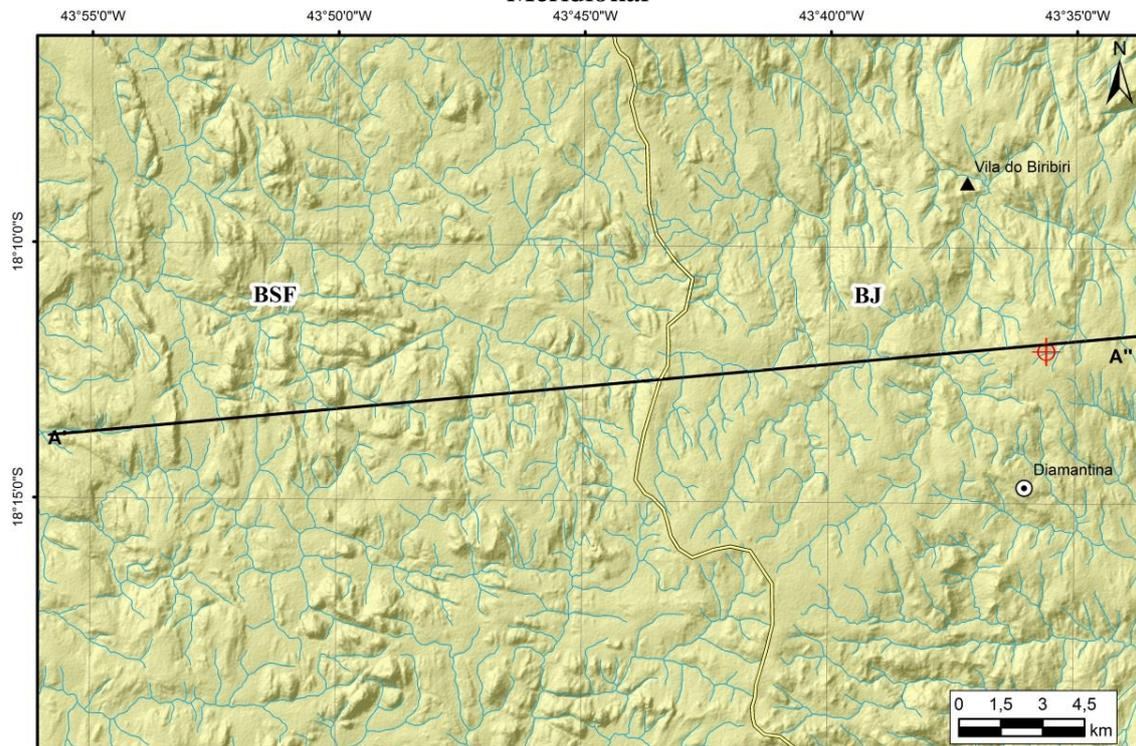
O Supergrupo Espinhaço, domínio geológico predominante, está estruturado por um importante sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento com direção geral N-S nas suas terminações sul, para a direção E-W, por amplas dobras de eixo que tendem para N-S, abertas, com vergência para W (FOGAÇA e SCHÖLL, 1984).

Dado o controle lito-estrutural, o padrão de drenagem predominante é o retangular, ocorrendo por vezes, o dendrítico. As deformações de origem tectônica respondem pela presença de estruturas como falhas, que muitas vezes interceptam lineamentos, além da presença de fraturas e de juntas, que são utilizadas pelos cursos de água, dando à drenagem um padrão retangular (AUGUSTIN et al., 2011).

Associado a tais aspectos, o regime climático da região é, neste cenário, um importante elemento na formação de solos e na modelagem diferenciada do relevo favorecido pela ação do intemperismo, sobretudo o químico. Verifica-se uma alternância sucessiva de estações secas e chuvosas, com consideráveis índices de precipitação e temperaturas elevadas (1250 mm a 1550 mm; 18° a 19° C) (NEVES et al., 2005).

De forma a auxiliar na caracterização e na compreensão da configuração do modelado, bem como entender a inserção da área de estudo neste contexto, foi proposto um transecto geológico-geomorfológico (E-W), plotado no mapa de conformação do relevo no Planalto Meridional do Espinhaço (Figura 17). Este transecto se enquadra no Planalto Meridional do Espinhaço que se inicia a oeste, próximo ao município de Augusto de Lima (Bacia do rio São Francisco); atravessa o Planalto de Diamantina e termina na Área de Proteção Ambiental Municipal (APAM) Felício no Município de Felício de Santos (Bacia do rio Jequitinhonha) (Figura 18).

Figura 17 – Conformação do relevo na porção central do Planalto do Espinhaço
Meridional



- ▲ Vilarejo ⊙ Sede municipal — Divisor de bacias
 ⊕ Toposequência — Seção geológica-geomorfológica

Elaboração: Parreira, R. B. e Guimarães, F. S.
 Dezembro de 2017

Datum SIRGAS 2000 - Fuso 23S
 Alos (Modelo Digital de Elevação)

BSF - Bacia do rio São Francisco
 BJ - Bacia do rio Jequitinhonha

Ressalta-se a rugosidade da superfície mostrando a configuração do modelado das duas superfícies distintas no Planalto do Espinhaço. O transecto geológico-geomorfológico (A' – A''), plotado no mapa, está detalhado na figura 18. Fonte: Elaborado pela autora.

Analisando as figuras 17 e 18, observa-se claramente duas superfícies distintas no Planalto do Espinhaço Meridional, sendo estas pertencentes ao mesmo substrato geológico do Supergrupo Espinhaço: predominantemente o quartzito.

Na porção oeste, comandado pela influência exercida pelos afluentes da bacia do rio São Francisco, a configuração do modelado pode ser caracterizada, em termos gerais, por formas escarpadas, com superfícies de topos aplainados. Nestas superfícies, é comum encontrar pacotes coluviais, entremeados pelos sistemas de drenagem. Entretanto, o caráter marcante desta unidade é a formação de superfícies aplanadas, delimitadas por serras e/ou relevos residuais (ROCHA, 2011).

Por outro lado, a leste, observa-se uma superfície amplamente dissecada, formada por vertentes íngremes e escarpadas, vales profundos e abruptos, com poucos sopés coluviais e com poucas superfícies aplanadas (ROCHA, 2011). Tais características demonstram um avanço diferenciado da frente de dissecção promovida pelos afluentes do Jequitinhonha (SAADI, 1995; AUGUSTIN et al., 2011; BARRETO et al., 2012).

Em um estudo sobre as taxas de denudação geoquímica no Espinhaço Meridional, Barreto et al. (2012) observaram anomalias no gradiente longitudinal das sub-bacias do rio Jequitinhonha e maiores taxas de denudação geoquímica em relação aos cursos das sub-bacias do rio São Francisco. Além disso, perceberam que no Planalto de Diamantina, os valores das taxas de denudação encontrados são os menores do Planalto do Espinhaço Meridional. Seu comportamento erosivo diferencial entre norte e sul, pode ser explicado pela maior área ocupada pelas terras altas do Espinhaço Meridional no Planalto de Diamantina. Ao sul, o Planalto Meridional é muito estreito, isso faz com que os cursos fluviais drenem pouca área de planalto e maior área de escarpa. O contrário ocorre ao norte, segundo os autores (*Op. cit.*). Consequentemente, os cursos fluviais do sul possuem mais energia e maior poder erosivo que os do norte. Entretanto, o estudo demonstrou que, tanto ao norte quanto ao sul, as sub-bacias analisadas, revelaram uma denudação geoquímica mais acentuada no lado leste do Espinhaço Meridional (BARRETO et al., 2012).

Neste sentido, torna-se evidente, portanto, a existência de um processo denudacional diferenciado a leste, ou seja, a bacia do rio Jequitinhonha apresenta um grau de incisão vertical mais agressivo, comparativamente à porção do Planalto que está sob influência da bacia do São Francisco. Tal fato corrobora com a interpretação

geomorfológica de Saadi (1995), que reconhece o comportamento erosivo mais agressivo das bacias atlânticas em relação às bacias interioranas.

É, portanto, neste cenário que a bacia do córrego da Roda se insere: numa superfície aplanada de cimeira, remanescente da frente de dissecação do rio Jequitinhonha no Planalto de Diamantina.

Neste sentido, de forma a compreender o comportamento da superfície num contexto mais local, será apresentado em seguida as características do relevo, o comportamento da bacia, bem como da rede de drenagem, neste contexto.

O CONTEXTO LOCAL

Geologicamente, a área compõe-se basicamente de quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho, de grãos finos a médios, às vezes micáceos, e com intercalações de filitos, (GROSSI-SAD et al., 1997). Dado o controle lito-estrutural da região, as discontinuidades N-S e E-W refletem, via de regra, no contexto local sobre esta litologia, onde é comum a ocorrência de quartzitos densamente fraturados e cisalhados.

A distribuição espacial das linhas de água, influenciada pela geologia e geomorfologia da região, gera um padrão retangular, tipicamente desenvolvido sobre rochas de resistência diferentes (quartzitos e filitos), que, contudo apresenta situações pontuais anômalas, provável consequência de estruturas litoestruturais. Observam-se canais de drenagem em vales encaixados e por vezes, a rede de drenagem forma-se em vales abertos e rasos, de baixo gradiente, que correm sobre as superfícies sub-horizontais mais elevadas, formando zonas hidromórficas, como observado na área de estudo (SCHAEFER, 2002; BUENO, 2011; ELOY et al, 2011).

O córrego da Roda inicia o seu trajeto com uma direção SW-NE, inflectindo depois ligeiramente para NE, sentido que mantém até quase à sua confluência com o córrego Soberbo. A bacia é formada por reentrâncias (encostas concentradoras de água) e saliências (encostas dispersoras de água) com rampas de gradiente suaves. A topossequência está numa reentrância do relevo, que viabiliza a formação de um ambiente hidromórfico. Essa reentrância está encravada no topo de uma superfície aplanada, bordeada pela intensa dissecação promovida pelas cabeceiras dos afluentes do Rio Jequitinhonha (Figura 19). Nesta área, o Planalto de Diamantina e suas formações superficiais (solos, couraças ferruginosas) aparecem relativamente bem conservados

pelo domínio de dissecação, formando superfícies residuais de cimeira (SCHAEFER, 2002; ELOY et al., 2011).

Figura 19 – Localização da bacia do córrego da Roda no contexto geomorfológico

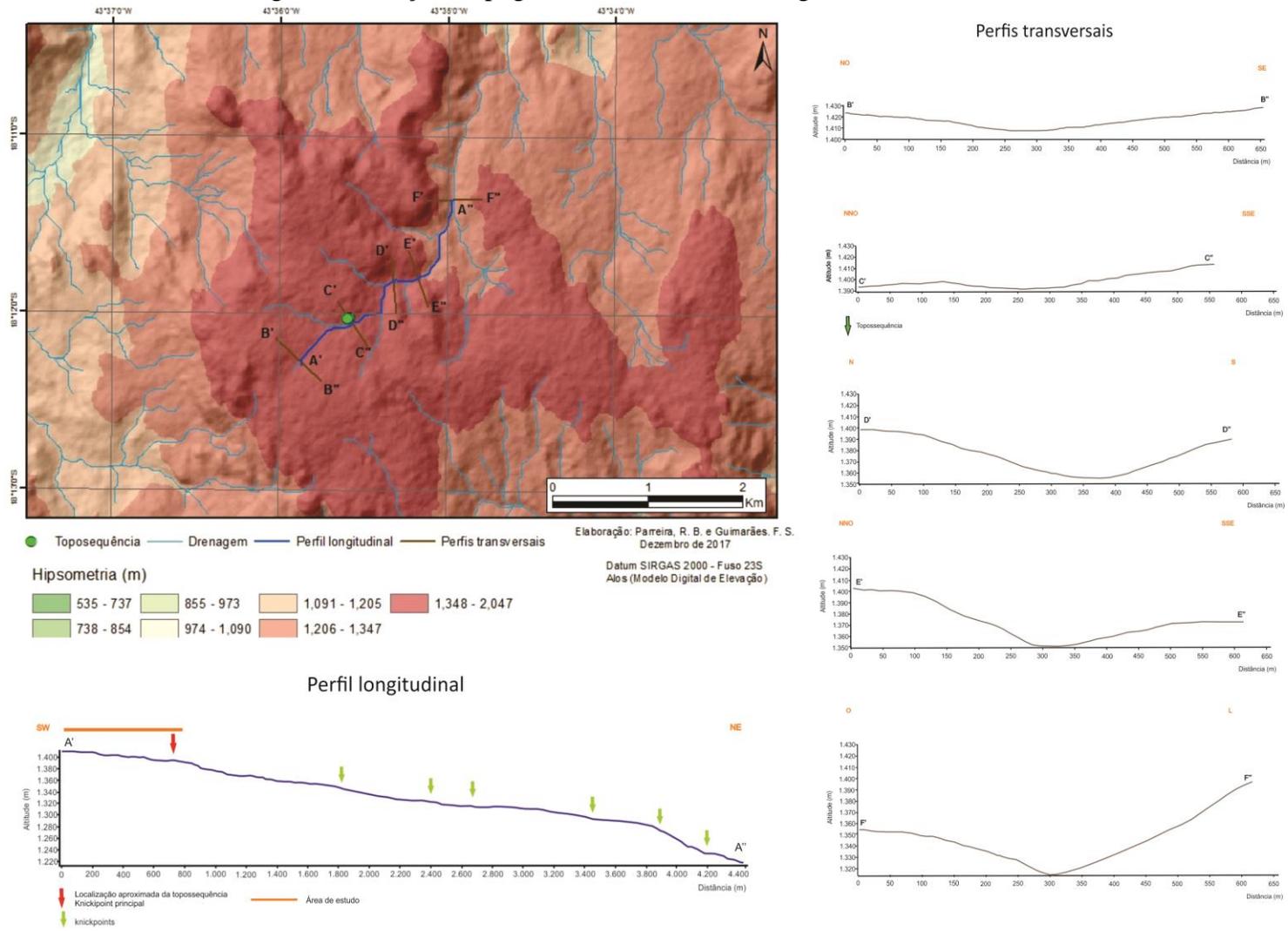


Geomorfologicamente, a bacia do córrego da Roda representa uma superfície residual de cimeira do Planalto de Diamantina. Localiza-se numa reentrância (*hollows*) do relevo, identificado pela letra “R” na figura, enquanto que os contornos convexos correspondem às saliências (*noses*), identificados na imagem pela letra “S”. Fonte: Google Earth (2014), elaborado pela autora.

A linha tracejada (borda limite), representada na Figura 19, circunda o limite de duas superfícies: uma residual de cimeira, aplanada, onde se encontram as cabeceiras do córrego da Roda, e, a outra, uma superfície dissecada pela erosão remontante dos afluentes do rio Jequitinhonha. As cabeceiras do córrego estão localizadas na superfície preservada, enquanto que, no sentido jusante da bacia, já é possível observar uma dissecação inicial, desmontando a antiga superfície cimeira.

Em virtude da importância da atividade fluvial na esculturação do modelado da superfície, foram elaboradas 6 (seis) seções topográficas ao longo do córrego (Figura 20), sendo um longitudinal e 5 (cinco) perfis transversais. Tais seções contribuem para a análise morfológica da bacia e, conseqüentemente, na avaliação do comportamento da superfície diante a dissecação.

Figura 20 - Seções topográficas da bacia do córrego da Roda - Soberbo



Fonte: Elaborado pela autora.

A curva do perfil longitudinal (A' - A'') do córrego Roda encontra-se desajustada. Verifica-se que o córrego possui parte de seu curso d'água uma forma convexa e a partir do médio curso até a sua jusante, o rio entalha o relevo, confirmando assim o desajuste, conforme demonstrado por Lopes et al. (2016), mencionado anteriormente. Conforme afirma Fujita (2009), os rios em equilíbrio apresentam a curva de seu perfil longitudinal mais concordada ao modelo teórico da linha de “melhor ajuste”, deste modo, não apresentam trechos com nenhum processo de ascensão ou subsidência ao longo de seu curso.

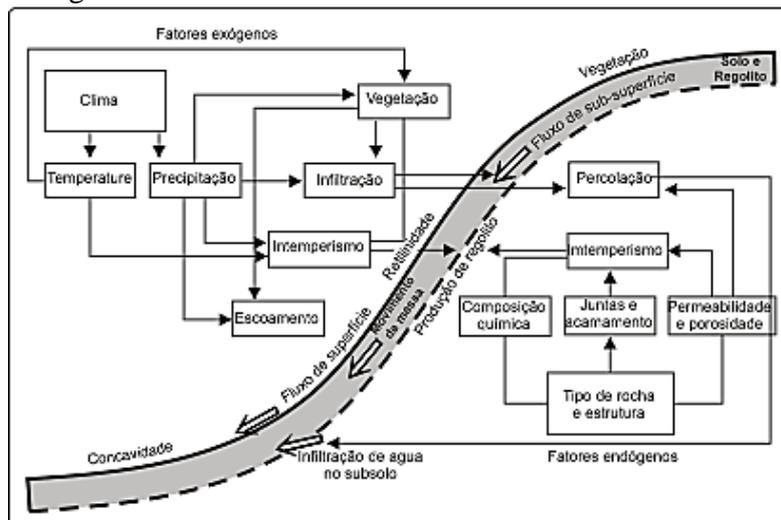
Estas anomalias podem ocorrer em função de contatos geológicos entre rochas quartzíticas da Formação Sopa Brumadinho, quartzitos micáceos e filitos sericíticos assim como em função de lineamentos estruturais, tal como observado em Soares (2013); Santos (2013) e Lopes et al. (2016). Tais irregularidades correspondem a acentuados *knickpoints*. O principal *knickpoint* e, que marca o início do encaixamento da drenagem, corresponde no perfil à seta vermelha⁸ (Figura 20).

Observando os transectos transversais (B' - B''; C' - C''; D' - D''; E' - E''; F' - F''), de montante para jusante (A' para A''), nota-se que há um aprofundamento da linha do perfil nos pontos em que se cruza o talvegue do córrego, demonstrando a incisão da drenagem. Ademais, quanto mais próximo seu encontro com o córrego Soberbo (no ponto do transecto F' - F''), mais encaixado é o rio. Em outras palavras, o córrego da Roda está entalhando esta superfície remontantemente, ou seja, de jusante para montante.

O comportamento e a morfologia de um curso d'água estão diretamente associados ao dinamismo da vertente em que este se encontra. Casseti (2005) afirma que os processos de uma vertente se dão pela atuação associada de fatores exógenos e endógenos (Figura 21). Segundo o autor, os fatores exógenos são regidos pelo clima, como a temperatura e a precipitação, agentes de intemperização, e pela vegetação que pode comandar o escoamento ou a infiltração da água na vertente, por exemplo. Os fatores endógenos, por sua vez, são comandados pelas estruturas geológicas e tectônicas que respondem em função da composição química, do grau de permeabilidade, e consequentemente intemperização, com produção do regolito.

⁸ A seta em vermelho indica a localização aproximada da topossequência, além do *knickpoint* principal.

Figura 21 - Sistema Vertente convexo-retilínea-côncava



Fonte: Clark e Small (1982), *apud* Casseti (2005).

A água é a principal agente no modelado da vertente, pois atua em praticamente todos os processos como intemperismo, erosão, transporte e deposição de sedimentos (CASSETI, 2005). Quando precipitada a água apresenta mecanismos díspares de circulação sobre uma vertente. A força da gravidade faz a água fluir de uma parte mais elevada do solo para uma mais baixa, verticalmente, por meio da infiltração e percolação, e por fluxos paralelos à superfície (*interflows*), em sentidos diferentes - superficial (*overlandflow*)⁹, subsuperfície (*throughflow*), fluxo de água subterrânea, (*baseflow*) - por exemplo, (COELHO NETO, 2012).

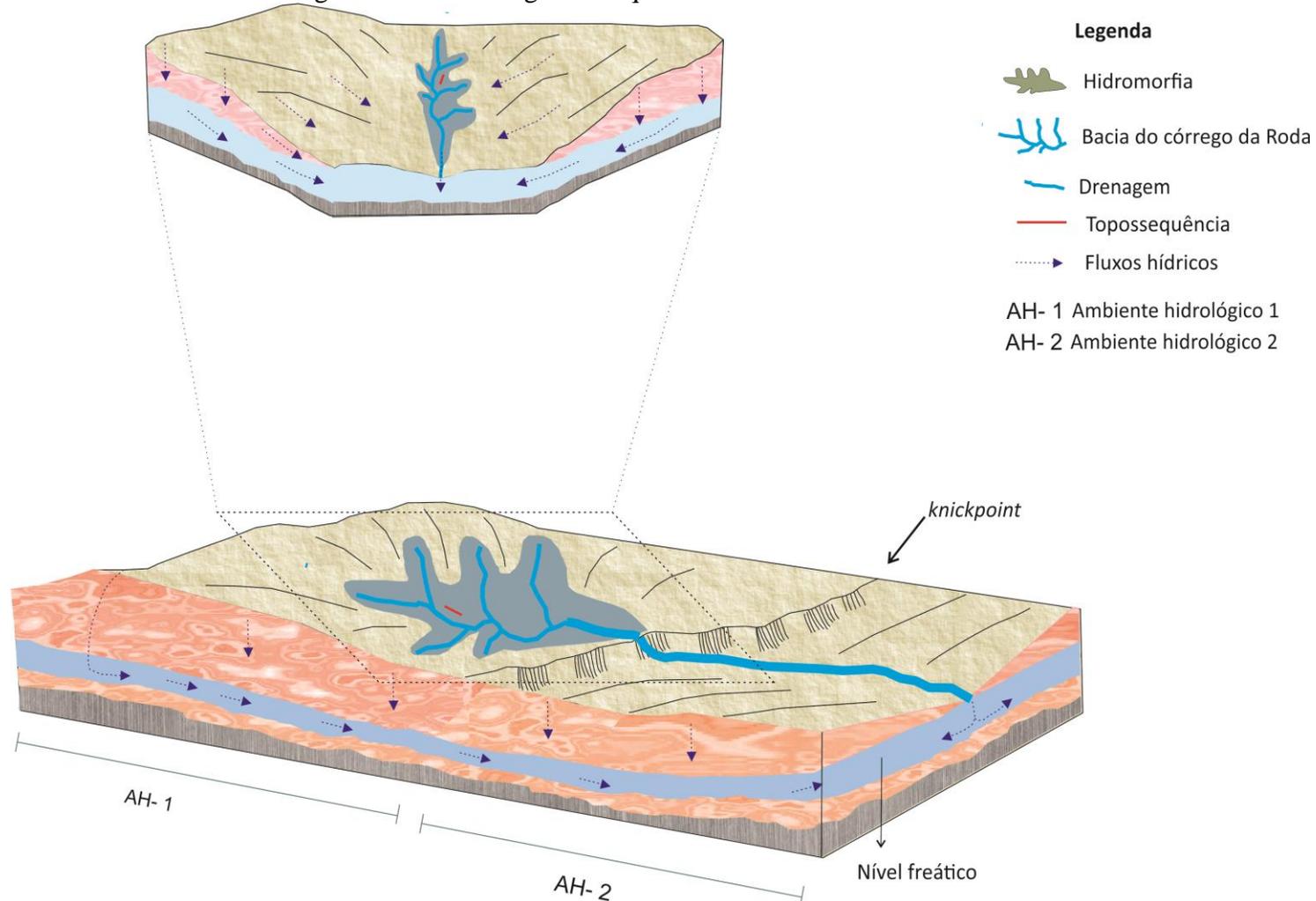
Neste sentido, diante das características da bacia, bem como a dinâmica de circulação da água na vertente, duas situações se configuram na área, sob o ponto de vista hidrológico (Figura 22):

- Ambiente hidrológico 1 (AH-1): alta porção da bacia formada por colinas amplas e de menor declividade, o que demonstra a suave incisão das drenagens neste setor da bacia. No ponto mais à jusante da bacia, o nível freático encontra-se mais alto e intersepta a superfície, drenando para fora do sistema subterrâneo (exfiltração)¹⁰. A morfologia da bacia e a dinâmica do nível freático possibilitam a formação do ambiente hidromórfico, ou seja, de um ambiente mal drenado. Neste ambiente há o predomínio dos fluxos verticais e paralelos, sobretudo, o superficial. Em outras palavras, trata-se de uma dinâmica de fluxo hortoniano.

⁹ Fluxo superficial hortoniano - FSH (COELHO NETO, 2012) ou *runoff*.

¹⁰ No ponto onde começa haver o encaixamento da rede de drenagem e onde ser encontra localizado o principal *knickpoint*.

Figura 22 - Blocodiagrama esquemático da área de estudo



Desenho esquemático demonstrando dois ambientes hidrológicos (AH – 1 e AH – 2). Fonte: Elaborado pela autora.

- Ambiente hidrológico 2 (AH-2): média e baixa porção da bacia formada por colinas amplas mais onduladas e com maior incisão da rede de drenagem. Neste ambiente não há conexão do nível freático com a superfície, pois este encontra muito mais abaixo. Neste ambiente há o predomínio dos fluxos verticais e paralelos, sobretudo, os subsuperficiais, ou seja, dinâmica de fluxo não-hortoniano.

No ambiente hidrológico 1, no qual este estudo está inserido, a circulação se dá em dois níveis: no contato com a rocha, em profundidade, alimentando o fluxo de base e na transição entre os horizontes B e C, em que aparece o nível suspenso sazonal, funcional principalmente na estação chuvosa. Na porção mais baixa, o nível freático entra em contato com a superfície e passa a formar um ambiente hidromórfico e escoar superficialmente em determinado ponto.

Desta forma, este ambiente irá influenciar na variabilidade dos solos identificados ao longo da vertente, bem como na sua morfologia. Ressalta-se a complexidade de se compreender os processos de interação solo-água na paisagem. Segundo Mello e Curi (2012), existe uma lacuna grande na compreensão destes processos na Ciência do Solo e na própria Hidrologia.

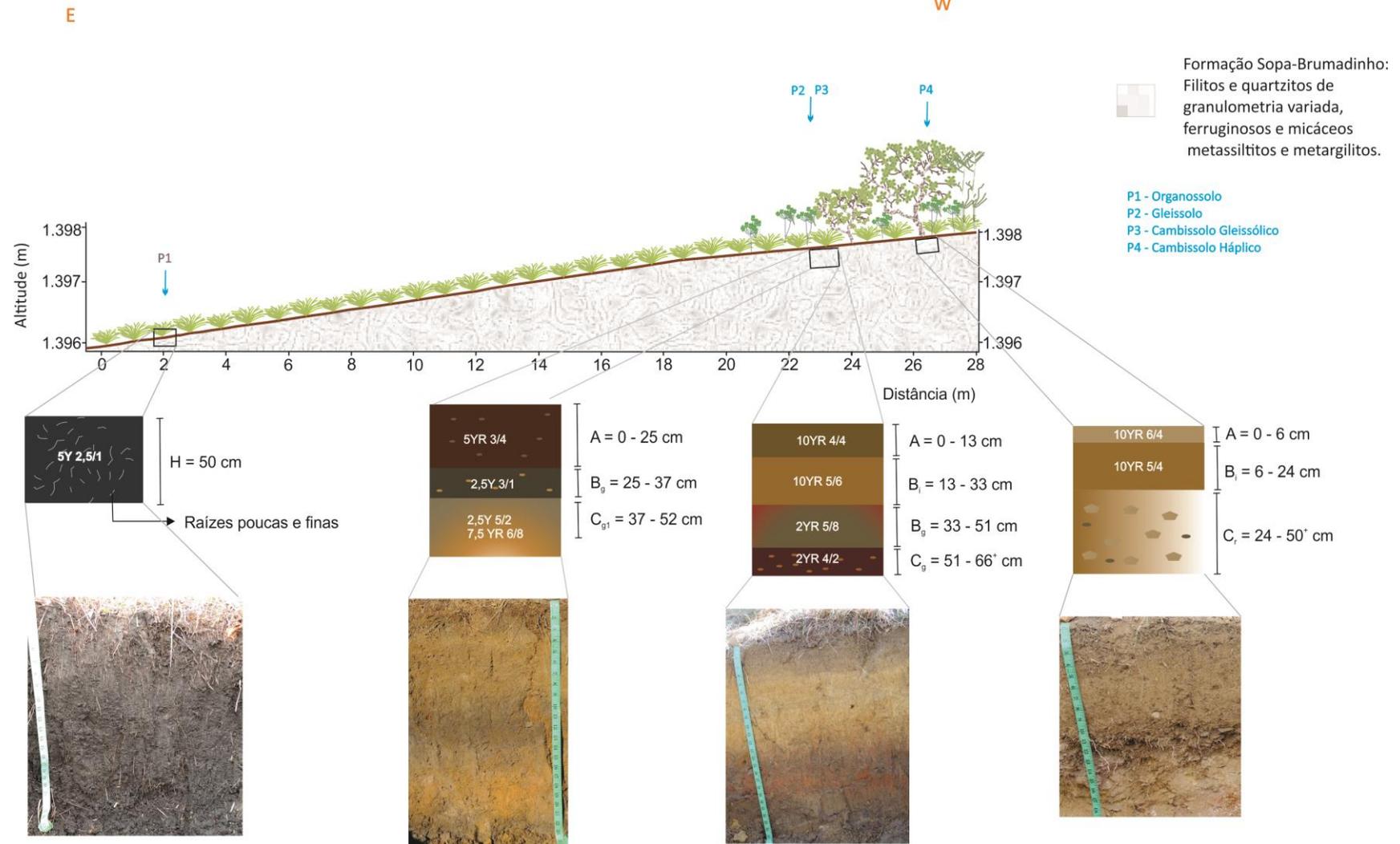
Neste sentido, na tentativa de se compreender estes mecanismos na vertente em questão, é importante relacionar os dados da morfologia da bacia e a dinâmica hídrica, com as análises morfológicas, observadas em campo, bem como com as análises físicas, químicas e micromorfológicas. Mas antes de revelar estes dados, foi discutida a análise morfológica e dinâmica hídrica na última escala de abordagem: o funcionamento da topossequência na vertente.

A TOPOSSEQUÊNCIA NA VERTENTE: CONFIGURAÇÃO GERAL

A cobertura pedológica (Figura 23) foi estudada em trincheiras ao longo de uma topossequência, que revelou uma variação lateral acentuada.

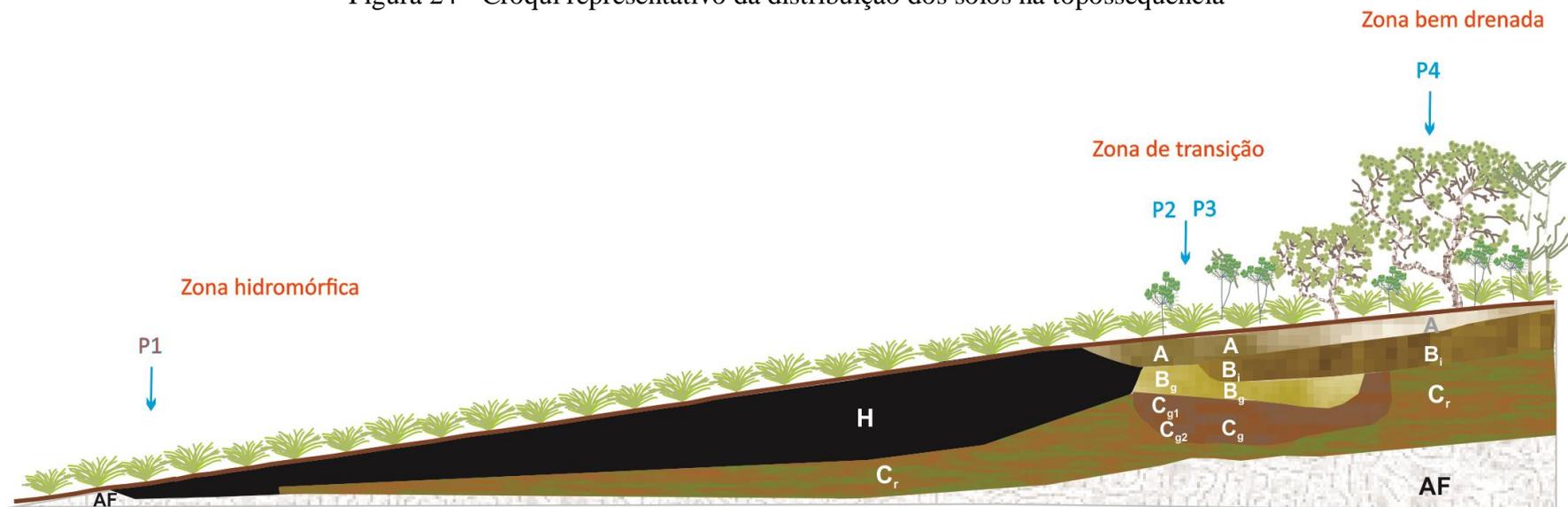
Situada nas cabeceiras do córrego da Roda, margem direita do rio Jequitinhonha, a topossequência, disposta na direção E-W, apresenta 28 metros de comprimento e um desnível (base ao topo) de 6 metros, demonstrando a suavidade da morfologia (Figura 24).

Figura 23 - Posição dos perfis na vertente estudada



Fonte: Elaborado pela autora com dados da pesquisa.

Figura 24 - Croqui representativo da distribuição dos solos na topossequência



	Horizonte H		Horizonte B _g
	Horizonte A		Horizonte C _g
	Horizonte B _i		AF - Afloramento de rocha
	Horizonte C _r		

P1 - Organossolo
P2 - Gleissolo
P3 - Cambissolo Gleissólico
P4 - Cambissolo Háplico

Organização esquemática dos solos na vertente. Fonte: Elaborado pela autora com dados da pesquisa.

Geomorfologicamente, insere-se numa reentrância do relevo, numa vertente que, da base para o topo, se desenvolve quase que linearmente, onde na base, suavemente côncava, forma-se um ambiente mal drenado (zona hidromórfica), segue linear até 19 metros da base, quando se torna levemente convexa (zona de transição) e termina numa zona bem drenada. A vegetação predominante compõe-se de gramíneas adaptadas às condições climáticas e pedológicas. Na baixa e média vertente, ocorre o campo hidrófilo e a partir da zona de transição aparece o Campo sujo, que predomina na alta vertente (Figura 23).

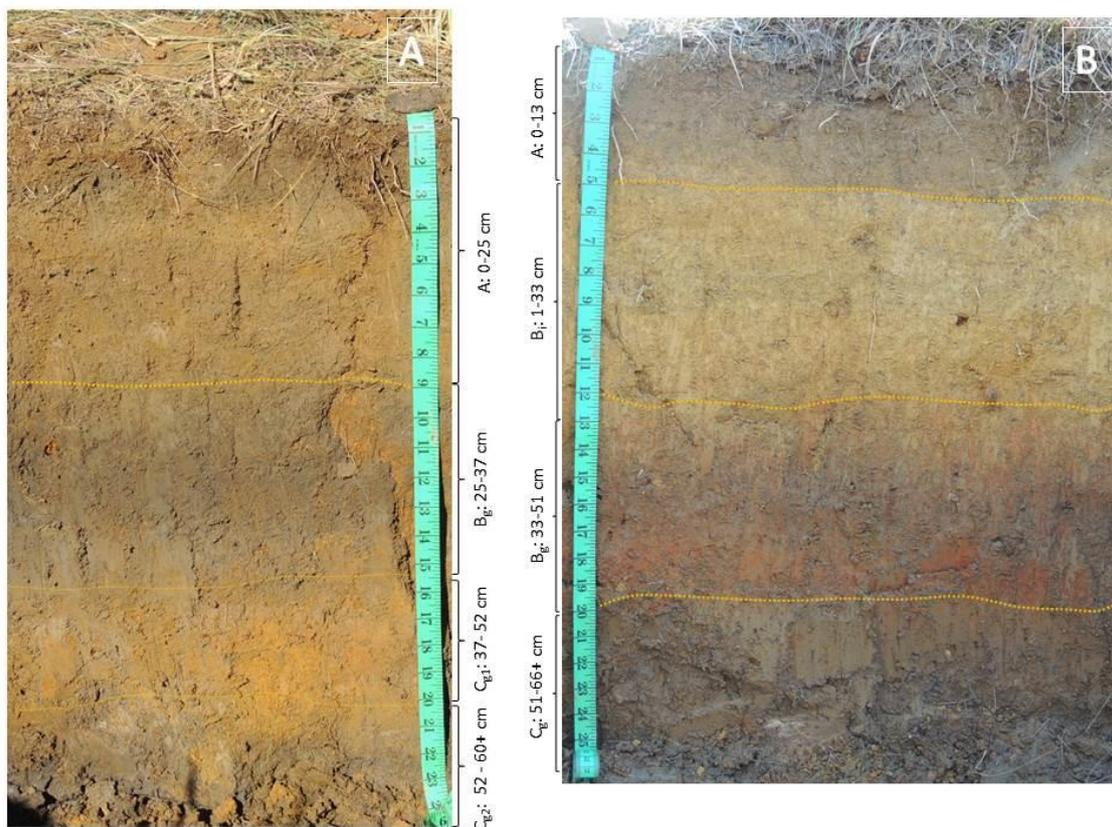
A partir dos atributos morfológicos e analíticos (discutidos no item 6.3) é possível distinguir ao longo do segmento estudado, quatro classes de solos, classificadas conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013), como: Perfil 1 (P1) - Organossolo, Perfil 2 (P2) - Gleissolo, Perfil 3 (P3) - Cambissolo Gleissólico e Perfil 4 (P4) - Cambissolo Háptico.

O Perfil 1, no terço inferior de encosta, situa-se numa zona ligeiramente deprimida, com maior influência da superfície freática, o que permite a acumulação de água por mais tempo, favorecendo a hidromorfia, concentração do material orgânico, levando a altos estoques de carbono orgânico (CO), o que confere a cor preta do material.

No terço médio de encosta, o P2 é submetido a uma maior influência das variações sazonais do nível freático. Observa-se, nos seus horizontes subsuperficiais, mosqueamentos de coloração avermelhada (Hz A) e amarelo-avermelhado (Hz B_g) tamanho pequeno (Figura 25 – A). No P3, o mosqueamento (vermelho-amarelado) ocorre em profundidade (Figura 25 – B) e com predominância da cor bruno acinzentada no horizonte C_g, indicativo do processo de gleização, com valor de croma baixo.

De maneira geral, nestes perfis, há um predomínio de cores amareladas pelo efeito de suas posições na vertente condicionadoras de drenagem um pouco mais eficiente.

Figura 25 - Detalhe dos perfis 2 e 3



A) Perfil 2 – Gleissolo, com presença de mosqueados nos horizontes subsuperficiais B_g, C_{g1} e C_{g2}. B) Perfil 3 – Cambissolo Gleissólico com presença de mosqueados no horizonte B_g e C_g. A medida da fita métrica da foto é em polegadas. Fonte: Arquivo pessoal, 2017.

No terço superior da vertente, o P4 (Figura 26 – A) não possui influência recente do nível freático, pela posição que se encontra. No entanto, é possível inferir que num período pretérito a drenagem era imperfeita, observada pela plintita e petroplintita em profundidade no horizonte C_r (Figura 26 – B). Durante ciclos de umedecimento e secagem do solo, houve uma segregação do ferro, por meio de mobilização, transporte e concentração final dos compostos de ferro, permitindo a formação da plintita. Com o ressecamento acentuado, a plintita sofreu consolidação, dando lugar à formação de nódulos ferruginosos, denominados petroplintitas (SANTOS et al., 2013).

Figura 26 - Presença de petroplintita em profundidade no perfil 4



A) Perfil 4 – Cambissolo Háplico com plintita e petroplintita a partir de 24 cm de profundidade no Hz Cr. B) Detalhe da petroplintita. Fonte: Arquivo pessoal, 2017.

A configuração geral do ambiente em que se encontra a topossequência permite inferir que existe uma influência da circulação hídrica neste setor da bacia. Além disso, pode-se dizer que a oscilação do nível freático, pode ter determinado a configuração destes solos. Tal fato pode ser comprovado pela hidromorfia na base da vertente, bem como pelos mosqueados e plintitas que aparecem em outros perfis, na média e alta vertente, conforme apresentado acima.

Num estudo realizado na mesma porção da bacia¹¹, Soares (2013) monitorou o nível freático por piezometria ao longo da vertente durante o ano hidrológico de 2011 e 2012, com leituras semanais do nível freático, sempre no mesmo horário. Foram instaladas quatro estações de monitoramento e cinco coletores de água para análise dos elementos químicos em solução (Fe, Al e Si). O total de chuvas no município de Diamantina no ano hidrológico de 2011-2012 foi de 1713,72 mm. Observou-se que a profundidade do nível freático na vertente varia consideravelmente ao longo do ano em função da variação dos índices de precipitação. Os dados da mensuração do nível freático e precipitação de chuvas em Diamantina indicaram que, nos pontos de monitoramento na alta vertente a resposta à variação do nível freático em relação ao

¹¹ Trata-se da mesma localização na qual se insere os estudos iniciais desta dissertação – Eloy et al. (2011).

aumento da precipitação é mais lenta. Contudo, nas estações de média e baixa vertente, sobretudo na baixa, esta resposta é mais imediata. O estudo também apontou que a maior ou menor concentração da mobilidade dos elementos Si, Al e Fe na vertente investigada é influenciada pela variação dos índices de precipitação e pela consequente, oscilação do nível freático, no período de alternância entre os ciclos de umedecimento e secagem dos solos.

Tal fato confirma a dinâmica do AH – 1 da área de estudo, em que a circulação da água em determinados períodos do ano exfiltra e escoar em superfície. Vale destacar que a abertura dos perfis na área se deu em setembro de 2017, período seco em que o nível freático se encontrava bem baixo. Com a abertura da trincheira na zona hidromórfica para análise do Perfil 1, foi possível perceber o solo bastante saturado.

6.3 Sistema de transformação pedológica: análise dos dados morfológicos, micromorfológicos e analíticos

INTERPRETAÇÃO DOS DADOS MORFOLÓGICOS

Conforme apresentado na Tabela 1, de maneira geral, nos perfis analisados, percebe-se um predomínio das cores amareladas em todos os horizontes, com matizes entre 5 YR a 5Y, possivelmente, relacionadas com a formação preferencial de goethita nesses solos, atribuída ao baixo teor de ferro no material de origem e às condições hídricas, com maior influência de água (COSTA e BIGHAM, 2009). As variações de matiz e croma no horizonte diagnóstico subsuperficial são geralmente relacionadas com o teor e tipo de óxidos de ferro pedogênicos presentes no solo. Cores mais vermelhas, quando há predomínio de hematita, cores vermelho-amarelas, quando os teores de goethita e hematita se aproximam, e cores amarelas, quando há predomínio de goethita (KÄMPF et al., 2009; DONAGEMA et al., 2011).

Tabela 1 - Principais atributos morfológicos dos solos

Horiz.	Prof. cm	Cor Munsell		Estrutura	Consistência		
		Matriz	Mosqueado		Seca	Úmida	Molhada
P1 – ORGANOSSOLO							
H	0-50	5Y 2,5/1	-	M, G, Gru	-	MF	MP; LPe
P2 – GLEISSOLO							
A	0-25	5YR 3/4	2,5 YR 4/8	F/M; G; BS	-	F	PL; LPe
B _g	25-37	2,5Y 3/1	7,5 YR 6/8	F/M; G; BS	-	F	PL/MPL; LPe
C _{g1}	37-52	2,5Y 5/2; 7,5YR 6/8	-	F/M; G; BS	-	F	MPL; LPe
C _{g2}	52-60+	-	-	-	-	-	-
P3 – CAMBISSOLO GLEISSÓLICO							
A	0-13	10YR 4/4	-	M, P, M; BS; F; P; G	-	F	LPL; NPe/LPe
B _i	13-33	10YR 5/6	-	M; M, G; BS	-	F	PL/MPL, LPe
B _g	33-51	2,5YR 5/8; 2,5Y 4/2	-	Ma/F; M; BS	-	MF	PL; LPe
C _g	51-66+	2,5YR 4/2	5YR 5/8	Ma	-	MF	PL; Pe
P4 – CAMBISSOLO HÁPLICO							
A	0-6	10YR 3/3; 10YR 6/4	-	M; P; G	LD	MF	LP; LPe/Pe
B _i	6-24	10YR 5/4; 10YR 5/6	-	M; P; M; BS	LD	MF	PL/MPL; LPe/Pe
C _r ¹²	24-50+	-	-	-	-	-	-

Estrutura - Grau de desenvolvimento: Ma: maciça; M: Moderada; F: fraca. **Tamanho:** P: pequena; M: média e G: grande. **Tipo de estrutura:** BS: blocos subangulares; G: granular; Gr: grumosa. **Consistência – Seco:** LD: ligeiramente dura; **Úmido:** MF: muito friável; F: friável; **Molhado (Plasticidade):** LPL: ligeiramente plástica; PL: plástica; MPL: muito plástica; **(Pegajosidade):** NPe: não pegajosa; LPe: ligeiramente pegajosa; Pe: pegajosa (SANTOS et al., 2015). Fonte: Dados da pesquisa.

¹² Camada não descrita e não coletada em função da presença de rochosoidade.

Há uma nítida alteração das cores do solo, conforme a sua posição na vertente, de um tom mais bruno (baixa vertente) para um tom bruno amarelado e avermelhado, (média, alta vertente) quando as condições hidrológicas da vertente tornam-se mais secas (Tabela 1). Resultados semelhantes também foram observados por Reis et al. (2007).

No que se refere à estrutura, a análise reflete muito bem o comportamento físico dos solos. Ela é consequência dos processos gerais de desenvolvimento. Portanto, os fatores de formação do solo podem influenciar o aparecimento de determinada estrutura. (FERREIRA, 2010). Seguindo um raciocínio genético, pode-se dizer que solos mais antigos, neste contexto, poderiam apresentar unidades estruturais bastante perceptíveis, visto que, o tempo maior viabilizaria o desenvolvimento de uma estrutura mais forte.

Por outro lado, na natureza isto não é uma regra já que a estrutura do solo é muito dinâmica. Ainda que a forma e o tamanho das unidades estruturais não se alterem, uma simples mudança na sua disposição, com alteração do espaço poroso, estabelecerá novo comportamento dos processos que ocorrem dentro do solo (FERREIRA, 2010).

Desta forma, avaliando a estrutura dos solos, observou-se que, no P1, o desenvolvimento da estrutura é do tipo moderada dada a influência da matéria orgânica. O tipo é grumosa, típica de unidades estruturais porosas, comuns de serem encontradas em horizontes ricos em matéria orgânica (KER et al., 2012).

No P2, o grau de desenvolvimento da estrutura foi classificado como fraco a moderado (Tabela 1), em todos os horizontes, demonstrando que as unidades estruturais ainda são poucas em relação à terra solta. Possivelmente, isso se deve ao fato da drenagem ainda ser imperfeita e pela dinâmica hídrica sazonal (SANTOS et al., 2015).

A estrutura no P3 é moderada nos horizontes subsuperficiais e maciça nos horizontes mais profundos (B_g e C_g), por ainda guardar características de um ambiente marcado por uma maior influência do nível freático. Segundo Santos et al. (2015), o horizonte C_g dos Gleissolos, normalmente, apresenta aspecto maciço, resultado da saturação de água constante, e menores atividades microbiana, amplitudes térmicas e ciclos de umedecimento e secagem. Além da influência da saturação de água é possível inferir que o baixo teor de CO (comparado aos demais perfis), influenciou no grau de desenvolvimento da estrutura.

O grau de desenvolvimento no P4 é moderado, com unidades estruturais mais bem definidas. Isto se deve, sobretudo, ao regime hídrico, que se torna mais seco neste perfil.

O comportamento geral da estrutura do solo quanto ao grau de desenvolvimento e tipo da estrutura, respectivamente, vai de fraca-moderada para moderada e de granular a bloco subangulares, da base da vertente remontantemente para o topo.

APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS ANALÍTICOS

ANÁLISES FÍSICAS

Análise textural

No que diz respeito à análise textural, os resultados são apresentados na Tabela 2. Observa-se que o horizonte H do P1 apresenta teores de areia e de argila bem próximos, com valores superiores a 350g/kg^{-1} , tanto na fração areia grossa, como na fração argila, caracterizando textura franco-argilosa.

No P2, todos os horizontes analisados apresentaram maiores valores de silte e argila em detrimento à fração areia, sendo mais de 70% dessas frações, indicando texturas majoritariamente argilo-siltosas.

O P3, em termos texturais, apresentou algumas diferenças em relação a P1 e P2. Os horizontes A e B_i apresentam um equilíbrio nas porcentagens das frações granulométricas, apesar de um pequeno predomínio de areia. Nos horizontes subsequentes, B_g e C_g, as frações silte e argila se destacam, com preponderância modesta do silte (Tabela 2). Por tais motivos, a textura do perfil evolui de franca/franco-argilosa (A e B_i), passando para franco-argilo-siltosa (B_g) a argilo-siltosa (C_g), na parte inferior do perfil.

Tabela 2 - Granulometria da TSFA dos perfis estudados

Horizonte	Espessura	Areia Grossa 2-0,2 (mm)	Areia Fina 0,20 -0,05(mm)	Silte 0,05-0,002 (mm)	Argila < 0,002 (mm)	Classe Textural	ADA (g/kg)	Grau de Floculação (%)	Dp g/cm ³
	cm	-----g/kg-----							
P1 – ORGANOSSOLO									
H	0-50	374,3	0,17	127,7	378,1	Franco-argilosa	86,5	76,9	1,24
P2 – GLEISSOLO									
A	0-25	186,8	0,45	393,8	390,4	Franco-argilosa	225,8	43,2	2,73
B _g	25-37	74,5	0,37	462,0	442,2	Argilo-siltosa	182,1	57,8	2,44
C _{g1}	37-52	88,2	0,05	458,3	422,6	Argilo-siltosa	26,5	93,8	2,59
C _{g2}	52-60+	-	-	-	-	-	-	-	-
P3 – CAMBISSOLO GLEISSÓLICO									
A	0-13	334,0	0,34	351,0	274,1	Franca/Franco-argilosa	167,4	39,3	2,40
B _i	13-33	322,5	0,11	382,5	267,4	Franca/Franco-argilosa	54,7	79,6	2,59
B _g	33-51	84,1	0,30	516,6	361,8	Franco-argilosa-siltosa	150,9	59,6	2,53
C _g	51-66+	59,7	0,46	493,3	412,3	Argilo-siltosa	230,1	44,6	2,47
P4 – CAMBISSOLO HÁPLICO									
A	0-6	281,5	0,48	328,1	341,0	Franco-argilosa	241,8	27,9	2,47
B _i	6-24	261,5	0,15	397,3	300,3	Franco-argilosa	73,9	76,5	2,54
C _r	24-50+	-	-	-	-	-	-	-	-

Fonte: Dados da pesquisa.

O P4, semelhante ao que ocorre nos horizontes superiores do P3 (A, B_i), apresentou certo equilíbrio nos horizontes em termos das porcentagens das frações da TSFA (Tabela 2). No contexto da fração areia, nota-se um predomínio da areia grossa nos horizontes. O perfil apresentou textura franco-argilosa.

Nos 4 perfis estudados, os valores de areia diminuem com a profundidade à medida que as frações granulométricas de silte e argila são, assim, mais abundantes. Ocorre uma variação lateral, ou seja, um aumento ligeiro do teor de argila (média) e silte (nos horizontes mais superficiais) entre as posições estudadas no sentido base para topo, sobretudo na zona de transição da topossequência. O maior teor de argila e silte nos horizontes superficiais evidencia um material mais evoluído do ponto de vista pedogenético, com maior presença de minerais secundários.

A explicação para o aumento das frações silte e argila em profundidade se dá pela proximidade da alterita, em que, neste setor da vertente, o material de origem predominante é o filito.

Argila dispersa em água (ADA)

De acordo com os dados apresentados (Tabela 2), foi observado que a ADA dos horizontes diagnósticos (hz C_{g1}) do P2 e (hz B_i) dos perfis 3 e 4 apontaram os menores valores (26,5, 54,7 e 73,9 g/kg, respectivamente). Os dados relativos à ADA definiram o grau de floculação¹³, cujos valores foram superiores a 75% nos horizontes mencionados, com destaque para o Hz C_{g1} (Tabela 2).

Tais informações podem indicar que os materiais destes horizontes tendem a se dispersar menos, comparativamente aos outros horizontes dos perfis estudados. Também podem indicar uma boa estruturação desses materiais. Teoricamente, esse comportamento ocorre em solos mais antigos, já que o tempo maior permitiria o desenvolvimento de uma estrutura mais forte. Assim, pode-se afirmar que se trata de horizontes com grau de desenvolvimento maior.

Nunes (2013) estudando a bacia do rio Pardo Pequeno, entre os municípios de Guinda e Gouveia, próximo à Diamantina, observou um comportamento semelhante aos apresentados, no qual, foram constatados valores mais baixos de ADA, tanto quanto maiores no GF nos horizontes diagnósticos.

¹³ Informa sobre o grau de estabilidade dos agregados.

De acordo com Oades (1984), citado por Almeida et al. (2009), o desenvolvimento da estrutura do solo está, inicialmente, sob a ação do fenômeno da dispersão-floculação, que por sua vez, está relacionado com o balanço das cargas elétricas do solo. Tanto a dispersão-floculação, quanto à estabilidade dos agregados, são influenciadas pela presença da matéria orgânica, por se tratar de um material com propriedade cimentante, a qual afeta o desenvolvimento da estrutura do solo.

Densidade de partículas de solo (Dp)

A densidade de partículas de solos (Dp) avalia tem sido determinada predominantemente pela medição do volume de sólidos via deslocamento de líquidos, calcula o tempo de sedimentação das partículas e ainda pode ser utilizada como critério auxiliar na classificação de minerais (FERREIRA et al., 2010). Sendo assim, a Dp é bastante estável, pois depende exclusivamente da composição da fração sólida do solo. Desta forma, dependerá tanto da proporção entre matéria orgânica e parte mineral, quanto da constituição mineralógica do solo, que na maioria varia de 2,6 a 2,7 g.cm⁻³ (FERREIRA et al., 2010).

De acordo com Lepsch (2011), normalmente em horizontes orgânicos a Dp é menor que 0,9 g.cm⁻³; em horizontes minerais, com altos teores de óxidos de ferro, costuma estar em torno de 3,0 g.cm⁻³. Mais frequentemente, em solos minerais e com baixos teores de ferro, os valores giram em torno de 2,6 g.cm⁻³, isto porque essa densidade é próxima de muitos minerais comuns no solo, como a do quartzo (2,65 g.cm⁻³) e a da caulinita (2,65 g.cm⁻³).

Neste estudo, a Dp apresentou valores entre 2,40 e 2,80 g cm⁻³ (Tabela 2), com exceção do Organossolo, que apresentou valores mais baixos devido ao seu alto conteúdo de matéria orgânica. Tais valores decorrem da mineralogia do material de origem, quartzito e filito, que contribuem com minerais de quartzo e micas.

ANÁLISES QUÍMICAS

Determinação do teor de Fe extraído por DCB e oxalato

Os dados não foram apresentados em virtude de contrariedade nas análises, que refletiram na incoerência nos valores dos teores e na relação Fe oxalato e Fe ditonito.

Teor de Carbono Orgânico (CO)

De acordo com a Tabela 3, o teor de CO no horizonte H do P1 é bastante elevado, com valor acima de 200 g/kg⁻¹, indicando, segundo os critérios estabelecidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (SANTOS et al., 2013), um horizonte hístico, confirmando sua classificação como Organossolo. Os demais perfis, conforme observado, apresentam teores baixos de CO em todos os horizontes.

Tabela 3 - Teores de CO	
Horiz	CO -----g/kg-----
P1 – ORGANOSSOLO	
H	220,31
P2 – GLEISSOLO	
A	7,02
B _g	10,01
C _{g1}	8,22
C _{g2}	-
P3 – CAMBISSOLO GLEISSÓLICO	
A	5,71
B _i	9,32
B _g	6,63
C _g	6,32
P4 – CAMBISSOLO HÁPLICO	
A	16,98
B _i	12,56
C _r	-

Fonte: Dados da pesquisa.

O acúmulo da massa vegetal morta ocorre em condições de excessiva umidade, baixo pH e escassez de oxigênio, passando por processos de mineralização lenta e de

humificação. A matéria vegetal perde gradativamente a estrutura primária, originando produtos residuais que reagem novamente e se polimerizam (processos bio e geoquímicos), formando compostos de estruturas complexas, com o enriquecimento contínuo de C fixo (PEREIRA et al. 2005). Vários autores já demonstraram que ambientes caracterizados pelas temperaturas amenas durante o ano, hidromorfismo acentuado, baixa fertilidade natural com sistema radicular adaptado à condição de excesso de umidade, favorece o acúmulo e a preservação da matéria orgânica (PEREIRA et al. 2005; CAMPOS, 2009; SILVA et al., 2009).

Os teores de CO no P2 e P3 são próximos e comparativamente mais baixos, em relação aos valores apresentados no P4. Isto pode ser decorrente da transição de um ambiente de condições hidromórficas, rico em matéria orgânica (P1), para um ambiente com menor influência da superfície freática, como se observa nos demais perfis. Além disso, o aporte de biomassa pela vegetação também pode explicar os valores encontrados. Em P3, a vegetação ainda não teve tempo de se desenvolver e contribuir para este aporte, diferentemente no P4, onde nota-se uma vegetação mais robusta, implicando em maior produção de biomassa, o que justifica seus teores de CO mais elevados, como constatado no estudo de Almeida e Sanches (2014). Além disso, o uso da área é de conservação, ou seja, nesses sistemas o revolvimento do solo é menor (ou inexistente), portanto, com manutenção de resíduos vegetais na superfície, aumentam a disponibilidade de substratos nos primeiros centímetros do solo, possibilitando maior concentração de nutrientes (DE-POLLI e GUERRA, 2008).

Observando os teores de matéria orgânica nos perfis nota-se que existe uma relação com a estruturação dos solos. Os solos que se apresentaram com maior desenvolvimento de estrutura, também apresentam maiores teores de CO, tal como observado nos horizontes superficiais dos perfis de transição e em P4 (maior desenvolvimento da estrutura e teor de CO). A matéria orgânica é um dos mais ativos agentes cimentantes na agregação de partículas do solo e tem sido foco de vários trabalhos (SILVA e MIELNICZUK, 1998; CASTRO FILHO et al., 1998).

Alguns estudos também demonstram que o carbono é influenciado pelo relevo e aspectos climáticos (SILVA et al., 2008; ENGELHARDT, 2015), ou seja, a altitude e temperaturas amenas contribuem para a conservação da matéria orgânica no solo, como na área de estudo. De acordo com Bayer e Mielniczuk (1999), o aumento da altitude

propicia o acúmulo de matéria orgânica, devido à baixa temperatura, a qual diminuiu a taxa de decomposição dos resíduos orgânicos pelos microrganismos.

APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS MICROSCÓPICOS

A descrição micromorfológica de cada horizonte é apresentada no Quadro 1, onde, além da pedalidade, com características gerais da microestrutura, são apresentadas propriedades relativas à trama, como a morfologia e mineralogia do fundo matricial, material orgânico e à ocorrência de feições pedológicas. As fotomicrografias representativas dos perfis são apresentadas na Figura 27.

Quadro 1 - Aspectos micromorfológicos dos perfis estudados

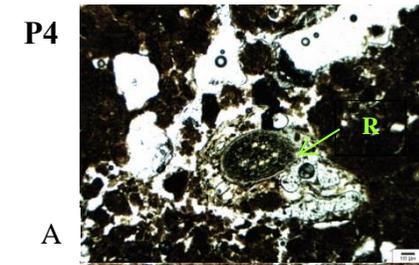
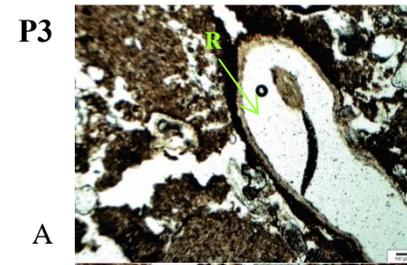
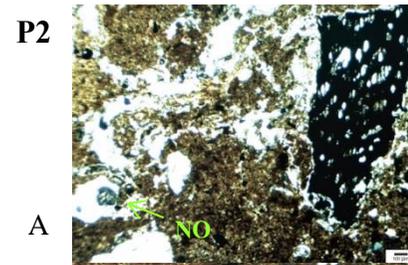
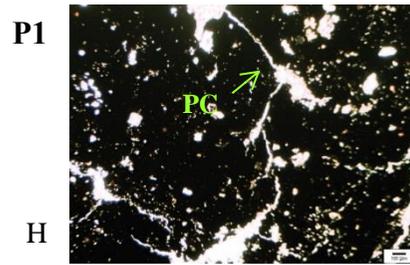
Perfil Solo	Hor.	Prof.	Cor Úmida	Microestrutura	Fundo matricial			Material orgânico	Pedofeições
	Símb.	cm	Munsell		Material grosso	Material fino	Distribuição relativa C/F2µm		
1 Oganossolo	H	0-50	5Y 2,5/1	Maciça fraturada (por dessecação) com zonas cavitárias. Algumas cavidades encontram-se coalescidas, sugerindo desenvolvimento de blocos subarredondados	Quartzo subarredondado fraturado, areia fina a média, m. opacos, minerais de Fe de cor amarelada	Micromassa organo-mineral, cor preta, com trama birrefringente indiferenciada	Porfírica simples	Pontuações e pigmentos orgânicos, fibras vegetais bastante humificadas e fragmentos de carvão	Nódulos orgânicos típicos
2 Gleissolo	A	0-25	5YR 3/4	Blocos subarredondados com poucas zonas de agregados granulares sugerindo atividade biológica	Quartzo subarredondado, areia fina a grossa, com fraturas preenchidas por material orgânico, paletas de mica e minerais opacos.	Micromassa organo-mineral, cor bruno-amarelada, com zonas escurecidas, cor preta, indicando pigmentação por material orgânico; trama birrefringente indiferenciada	Porfírica simples	Resíduos de raiz, pontuações, pigmentos orgânicos e fragmentos de carvão	Preenchimento solto descontínuo e nódulos orgânicos típicos
	B _g	25-37	2,5Y 3/1	Maciça e blocos subarredondados fracamente separados. Poros cavitários e planar incipiente	Quartzo subarredondado a arredondado, areia fina a média, paletas de mica e minerais opacos	Micromassa organo-mineral a mineral, cor brunada a avermelhada, com zonas mais salpicadas e outras mais adensadas, trama birrefringente indiferenciada.	Porfírica simples	Pontuações de carvão e pigmentos orgânicos,	Nódulos orgânicos e nódulos na forma de impregnações avermelhadas da micromassa, indicando oscilação redoximórfica. Feições de depleção.
	C _{g1}	37-52	2,5Y 5/2; 7,5YR 6/8	Maciça fraturada com poucas áreas com blocos subarredondados fracamente separados. Poros cavitários e planar incipiente	Quartzo subarredondado a arredondado, areia fina a média, paletas de mica e minerais opacos	Micromassa organo-mineral a mineral, cor amarelada a acinzentada-amarelada, com trama birrefringente indiferenciada a manchada pontilhada	Porfírica simples	Pontuações de carvão e pigmentos orgânicos	Nódulos na forma de impregnações preto-avermelhados a avermelhados, típicos, com feições de depleção associadas. Revestimentos escuros de manganês
	C _{g2}	52-60+	-	Maciça fraturada. Poros cavitários e planar incipiente	Quartzo subarredondado a arredondado, areia fina a grossa, paletas de mica e minerais opacos	Micromassa organo-mineral a mineral, cor amarelada a acinzentada-amarelada, com trama birrefringente indiferenciada a manchada pontilhada	Porfírica simples	Pontuações de carvão e pigmentos orgânicos	Nódulos na forma de impregnações preto-avermelhados a avermelhados, típicos, com feições de depleção associadas. Abundantes revestimentos de cor preta, sugerindo a presença de mangãs

Hor. = horizontes; Prof. = profundidade; Distribuição relativa grosseiros/finos, cuja dimensão que os separa é de 2 µm (STOOPS, 2003).

Fonte: Dados da pesquisa.

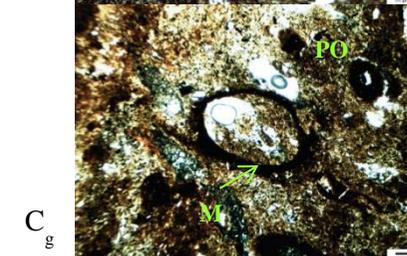
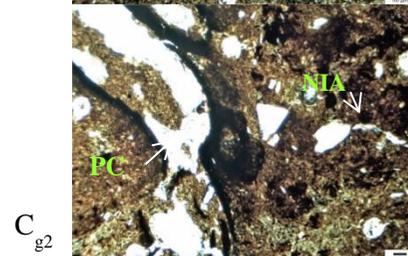
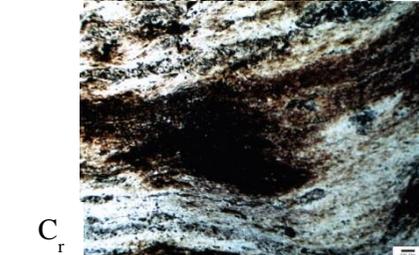
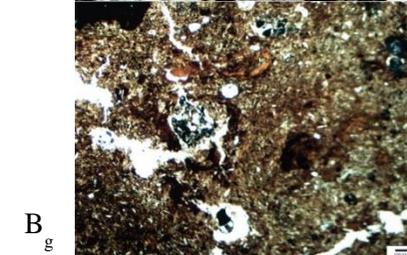
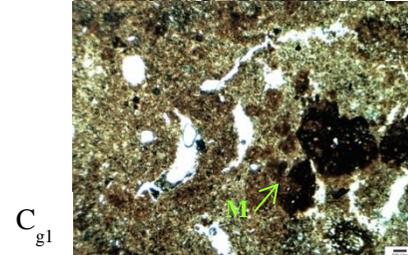
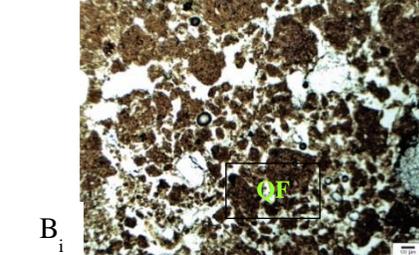
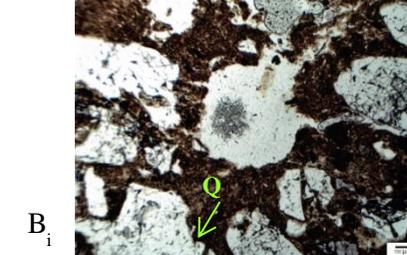
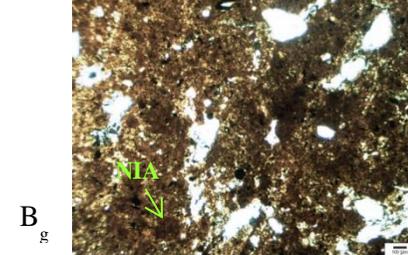
Perfil Solo	Hor.	Prof.	Cor Úmida	Microestrutura	Fundo matricial			Material orgânico	Pedofeições
	Símb.	cm	Munsell		Material grosso	Material fino	Distribuição relativa C/F2µm		
3 Cambissolo Gleissólico	A	0-13	10YR 4/4	Blocos subarredondados a angulares, bem acomodados, indicando pedalidade moderada	Quartzo subarredondado, areia fina a grossa, paletas de mica e minerais opacos.	Micromassa organo-mineral, cor bruno-amarelada, com zonas escurecidas, cor preta, indicando pigmentação por material orgânico; trama birrefringente indiferenciada	Porfírica simples	Raízes, resíduos de raiz, pontuações de carvão	Revestimentos de cor preta, sugerindo a presença de mangãs
	Bi	13-33	10YR 5/6	Blocos subarredondados, bem acomodados, indicando pedalidade moderada. Poros planares e canais biológicos	Quartzo subarredondado, areia média a grossa, e minerais opacos.	Micromassa organo-mineral, cor bruno-amarelada, com muitas pontuações pretas, indicando presença de carvão	Porfírica simples	Pontuações de carvão e pigmentos orgânicos	Preenchimento solto descontínuo
	B _g	33-51	2,5YR 5/8; 2,5Y 4/2	Maciça fraturada com poros planares bem acomodados	Quartzo subarredondados a angular, areia média a grossa, e minerais opacos.	Micromassa organo-mineral, cor amarelo-acinzentada, com trama birrefringente indiferenciada	Porfírica simples	Pontuações de carvão e pigmentos orgânicos	Preenchimento solto descontínuo, revestimentos do tipo argilãs e mangãs, pápulas e feições de depleção
	C _g	51-66+	2,5YR 4/2	Maciça fraturada, poros cavitários não conectados	Quartzo subarredondados a angular, areia média a grossa, e minerais opacos.	Micromassa organo-mineral, cor amarelo-acinzentada, com trama birrefringente indiferenciada a monossépica	Porfírica simples	Pontuações de carvão e pigmentos orgânicos	Preenchimento solto descontínuo, revestimentos do tipo argilas e mangãs, sendo os últimos muito abundantes
4 Cambissolo	A	0-6	10YR 3/3; 10YR 6/4	Agregados granulares e blocos pequenos a médios subarredondados, poros de empacotamento composto	Quartzo subarredondados a angular, areia média a grossa, paletas de mica e minerais opacos.	Micromassa organo-mineral, cor bruno forte, com trama birrefringente indiferenciada	Porfiro enáulica	Raízes, fragmentos de raízes, pontuações de carvão e pigmentos orgânicos	Preenchimento solto descontínuo
	Bi	jun/24	10YR 5/4; 10YR 5/6	Agregados granulares com poros de empacotamento composto e canais biológicos	Quartzo subarredondados a angular, fraturados, areia média a grossa, paletas de mica e minerais opacos.	Micromassa organo-mineral, cor bruno-amarelada, com trama birrefringente indiferenciada	Enaulica e porfírica em alguns agregados	Pontuações de carvão e pigmentos orgânicos	Preenchimento solto descontínuo
	C _r	24-50+	-	Alteroplásmica com pseudomorfose de rocha silicilástica com forte xistosidade	Quartzo e mica	Zonas de alteração na forma de plasma primário, caulinitico, com óxidos de ferro	-	-	-

Figura 27 - Fotomicrografias representativas dos perfis estudados



Legenda:

PC = Poros cavitários;
 NO = nódulos orgânicos;
 PO = pigmentos orgânicos;
 NIA = nódulos de
 impregnação avermelhados;
 R = raiz;
 M = mangãs;
 Q = quartzo,
 QF = quartzo fraturado



Fonte: Dados da pesquisa.

No que se refere à pedalidade dos materiais, em P1 apresenta-se bastante incipiente, e nos horizontes de caráter glei os agregados da estrutura são unidos, porém com fraturas e a ocorrência de poros é pouca. Nos horizontes subsuperficiais (A e B_i) do P3 é possível constatar a formação de microagregados moderadamente desenvolvidos. Esses microagregados, já formados, tendem a blocos subarredondados bem acomodados, conforme verificado macromorfológicamente.

No P4 observa-se maior desenvolvimento da pedalidade com agregados granulares pequenos a médios, que poderiam ser explicados por processos biológicos e físicos (STOOPS et al., 2010). Os altos teores de matéria orgânica presentes também contribuem para essa agregação, sendo de ocorrência comum em horizonte superficial de solos sob vegetação mais robusta (SILVA et al., 1998).

No horizonte C_r há uma alteração alteroplásmica, que caracteriza uma alteração intracristalina ou intramineral. Sua evolução geoquímica é condicionada pela natureza do mineral primário (rocha siliciclástica) que se altera por meio de soluções com circulação lenta, sendo essencialmente dependente do ponto de vista mineralógico (TARDY, 1993 *apud* VITTE, 2005).

Nos perfis 1, 2 e 3 a distribuição relativa do fundo matricial é do tipo porfírica simples, enquanto que nos horizontes A e B_i, em P4, é do tipo porfiro-enáulica e, enáulica e porfírica, respectivamente. Apesar deste material ainda não ser completamente enáulico, há uma transição inicial da trama porfírica para enáulica, o que pode sugerir a abertura da micromassa por bioturbação (NUNES et al, 2015). Na fotomicrografia do hz B_i é possível notar claramente canais biológicos (Figura 27). Em termos da distribuição relativa entre os constituintes grossos e finos, na medida em que a pedogênese atua, ocorre a transição de uma trama porfírica para uma trama enáulica (NUNES et al, 2015).

Quanto à composição do fundo matricial, no que tange a natureza dos minerais, o material grosso é constituído de quartzo subarredondado, por vezes fraturados (horizontes H e B_i – P4), paletas de mica e minerais de Fe amarelados (goethita) em P1.

Ferreira Neto (2012)¹⁴, estudando a mineralogia dos solos no mesmo setor da bacia do presente estudo, constatou em amostras de quartzito que o mineral predominante é o quartzo. Além deste, foram encontrados nas amostras outros minerais,

¹⁴ Trata-se da mesma localização na qual se insere os estudos iniciais desta dissertação – Eloy et al. (2011).

como micas (muscovita), magnetita, turmalina, goethita e hematita, porém não ultrapassam a 1% da constituição total da amostra do quartzito.

Quanto à micromossa do fundo matricial, a composição dos solos é basicamente organo-mineral com algumas variações de cor. No horizonte orgânico a cor é preta, e nos demais horizontes a coloração vai de bruno-amarelada (horizontes subsuperficiais), com zonas escurecidas (hz A), a amarelo-acinzentada (horizontes mais profundos).

Pelo fato da micromassa apresentar coloração mais escura, com algumas associações com matéria orgânica, este se apresenta opaco mesmo com alta intensidade de luz e com maiores magnificações. Esta característica corresponde à trama birrefringente indiferenciada (SANTOS et al, 2002).

No que diz respeito ao material orgânico, de maneira geral, foram identificados nos horizontes superficiais rizofeições e restos de raízes, bem como canais esculpidos pelas mesmas, além de algumas marcas influenciadas pela bioturbação (Figura 27). Destaca-se maior abundância de rizofeições em P1, sobretudo, vegetais muito humificados, comuns nos Organossolos (Quadro 1).

Além da presença de rizofeições e restos de raízes, a fotomicrografia (Figura 27) evidenciou nos horizontes B_g e B_i (P3 e P4), canais biológicos preenchidos por microagregados, que podem ter sua origem influenciada por agentes da fauna endopedônica, principalmente os cupins, corroborando com Schaefer et al. (2001).

Nos demais perfis observam-se pontuações de carvão e pigmentos orgânicos. A presença do carvão pode ser resultado da queima incompleta de resíduos vegetais e se origina de material orgânico queimado na superfície do solo (STOLT e LINDBO, 2010).

Dentre as feições pedológicas, ocorrem nódulos orgânicos típicos em P1 e nos horizontes A e B_i de P2 e poros preenchidos por agregados, com distribuição irregular em praticamente todos os horizontes, com exceção em P1 e P2. Esse tipo de feição (preenchimento solto descontínuo) está associado à intensa atividade da fauna do solo (OLIVEIRA et al., 2000). Nos horizontes glei, ocorrem revestimentos de cor escura, sugerindo a presença de cutãs de manganês (mangãs), comum nestes horizontes (SANTOS et al., 2013). Em P3, ocorrem cutãs do tipo argila, que pode caracterizar feições de iluviação com mobilização de argilas em profundidade. No horizonte B_g (P3) apareceram, pontualmente, algumas pápulas (fragmentos de cutãs). Os ciclos alternados de umedecimento e secagem podem ter produzido perturbações na massa do solo que,

possivelmente, destruíram parte dos argilões de iluviação *in situ* que foram preservados parcialmente, na forma de pápulas (BUOL e HOLE, 1961; GRAHAM et al., 1994 *apud* OLIVEIRA et al., 2004).

Na micromassa do Gleissolo (P2) ocorrem nódulos na forma de impregnações avermelhadas, provavelmente de mosqueados avermelhados e concentração de Fe, indicando oscilação redoximórfica, conforme constatado na descrição macromorfológica. Estes nódulos ocorrem associados com feições de depleção, o que sugere sua desintegração (NUNES et al., 2015). Observa-se ainda, feições de depleção associada aos argilões e mangões no horizonte B_g no P3 (Quadro 1). Estas características podem indicar a transformação dos solos, no sentido que as condições hidromórficas deixam de existir e passam para um ambiente mais redutor, que é marcado pela oscilação da superfície freática. As feições de depleção também demonstram a desintegração dos materiais, sugerindo um processo de transformação.

INDICADORES MICROMORFOLÓGICOS APLICADO AO SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO

Micromorfológicamente, analisando os materiais dos perfis analisados, torna-se possível propor alguns indicadores, baseados em microestruturas identificadas, que podem ser utilizados tanto para a compreensão evolutiva dos solos em si, como também para auxiliar nos estudos dos processos que traduzem o sistema de transformação pedológica. Esses indicadores dizem respeito: à pedalidade dos solos; às características dos constituintes presentes e sua organização e às feições pedológicas identificadas.

As informações de pedalidade dos solos demonstraram que os perfis 1 e 2, pela influência da hidromorfia, são menos desenvolvidos, enquanto que em P3 e P4 é possível observar estágios mais evoluídos, por meio da ocorrência de blocos subangulares bem acomodados (P3) e agregados granulares (P4). Em P3, este desenvolvimento começa aparecer, mas é no P4 que a pedalidade é bem marcada, indicando um nível de maior alteração. Estas informações são confirmadas pelos dados macromorfológicos na análise da estrutura.

Assim como detectado nestes perfis (P3 e P4), os microagregados granulares parecem representar o estado evolutivo mais avançado das microestruturas. Sua gênese estaria ligada à bioturbação seletiva e transformação de antigas estruturas em blocos ou maciças. No perfil do Cambissolo (P4), há uma demonstração clara de que a

pedogênese via bioturbação está ocorrendo num sistema aeróbico, formando microagregados.

Além da bioturbação, a pedalidade pode estar relacionada à natureza dos constituintes, onde, normalmente, a microagregação granular torna-se mais difícil quando há presença marcante de grãos grossos quartzosos lito-herdados, como observado no material grosso do fundo matricial.

A impregnação da micromassa por materiais orgânicos humificados na parte baixa da vertente (P1), é justificada pelo regime hídrico de excessiva umidade. Isso forma feições de revestimentos do tipo orgãs, que demonstra a migração dessa matéria orgânica.

Nódulos com impregnações de coloração escuras avermelhadas são observadas no perfil P2, resultantes da influência da drenagem, que é dada pela oscilação do nível freático, induzida pela ocorrência de processos de redução e oxidação.

A saturação temporária com água, promovendo principalmente depleção de compostos de ferro e/ou de manganês, pode induzir situações em que a matriz apresenta-se mais colorida, entremeada por zonas de depleção descoradas, formando geralmente um padrão reticulado ou poligonal semelhante à plintita (SANTOS et al., 2013). A ocorrência dos mangãs, conforme observado nos perfis 2 e 3, também se justifica pelas condições redoximórficas. Feições de iluviação de argilas em profundidade (argilãs) no P3 demonstram maior evolução deste solo em sentido vertical.

Micromorfológicamente sugere-se uma evolução da estrutura dos solos da base para o topo da vertente, onde na zona de transição para zona bem drenada da vertente, há um truncamento da superfície topográfica, que marca uma pedalidade mais desenvolvida.

Essa transformação também é observada no sentido vertical dos perfis, nos horizontes de alteração, em que a estrutura é mais desenvolvida (blocos angulares a subangulares). Por outro lado, os horizontes mais profundos ainda apresentam aspectos que comprovam a influência do regime hídrico sazonal (microestrutura maciça fraturada).

Em linhas gerais, as descrições micromorfológicas revelam que: a micromassa organo-mineral demonstra a forte influência das condições hidromórficas; a presença e

o desenvolvimento dos microagregados granulares de origem termítica sugere um importante indicador micromorfológico do grau evolutivo dos solos.

6.4 Evolução do sistema de transformação pedológica e do relevo

SÍNTESE DA DINÂMICA VERTICAL E LATERAL DOS PERFIS NA VERTENTE

O horizonte orgânico desaparece na vertente cedendo lugar ao A moderado a partir de 20 metros de distância da base. À medida que se aproxima da parte mais alta da vertente, este horizonte vai diminuindo drasticamente (P2 – 25 cm e no P4 – 6 cm). O aumento da declividade pode ser considerado, neste contexto, como fator de diminuição da espessura do horizonte A dos solos e aumento dos conteúdos da fração areia (Tabela 2), conforme já observado por Pennock et al. (1987).

Em função da morfologia e hidromorfismo, os teores de CO dos horizontes superficiais da parte baixa para alta da vertente evoluem de muito ricos (entre 0-12 cm de profundidade o teor de CO diminui de aproximadamente 22 % para 0,57 %). No perfil 4 este teor é mais elevado (6 cm de profundidade o teor de CO é de 1,69%) em função da melhoria das condições edáficas do solo devido ao incremento da biomassa dada à vegetação mais robusta.

Os horizontes subsuperficiais glei apresentaram mudanças mais significativas ao longo da vertente. Lateralmente evoluíram para cinzento muito escuro para vermelho. A evolução lateral reflete mudança de cor (aumentou a pigmentação vermelha sem relíquias dos horizontes precedentes), com discreto desenvolvimento de estrutura (Quadro 2). A mudança da cor está associada ao aumento do teor de óxido de ferro (hematita), favorecido pela melhor drenagem interna. Quanto à melhoria das unidades estruturais do solo é um processo remontante ao longo da vertente, induzido pela existência de fluxo lateral de água, tal como observado por Moniz et al. (1994).

Os horizontes mosqueados, assim como as plintitas e petroplintitas (C_r), têm a gênese ligada à flutuação sazonal do lençol que é bastante marcada pela rápida resposta ao aumento da precipitação, conforme observado por Soares (2013).

Quadro 2 - Síntese da dinâmica lateral dos perfis na vertente

DINÂMICA LATERAL DOS PERFIS NA VERTENTE (DA BASE AO TOPO)					
Perfis	P1	P2	P3	P4	O que mudou?
Zonas	Hidromórfica	Transição		Bem drenada	
Altitude (m)	1.396	1.397		1.398	
Horizonte	H	A			
Cor	5Y 2,5/1	5YR 3/4 e 2,5 YR 4/8 (mosq.)	10YR 4/4	10YR 3/3; 10YR 6/4	O Hz A passa a apresentar cores de matiz mais amareladas. Em P2 aparecem mosqueados em subsuperfície.
Espessura (cm)	50	25	12	6	Sua espessura diminui significativamente
CO (g/kg)	220,31	7,02	5,71	16,98	Perda significativa no P2 e P3 e um aumento em P4

Atributos	P1	P2	P3	P4	O que mudou?
Horizonte	Ausente		B _i		
Cor	-	-	10YR 5/6	10YR 5/4; 10YR 5/6	Sem alterações significativas
Estrutura	-	-	Moderada Blocos sub.	Moderada Blocos sub.	Não se alterou
Microestrutura	-	-	Blocos subarredondados bem acomodados	Agregados granulares	Desenvolvimento da microestrutura
Argila (g/kg)	-	-	267,4	300,3	Acréscimo
Silte (g/kg)	-	-	382,5	397,3	Acréscimo

Atributos	P1	P2	P3	P4	O que mudou?
Horizonte	Ausente	B _g		Ausente	
Cor	-	2,5Y 3/1 e 7,5 YR 6/8 (mosq.)	2,5YR 5/8; 2,5Y 4/2	-	O Hz passa a apresentar cores de matiz mais avermelhadas. Em P2 aparecem mosqueados
Estrutura	-	Fraca Blocos sub.	Maciça Blocos sub.	-	Perda das unidades estruturais
Microestrutura	-	Maciça e blocos subarredondados fracamente separados	Maciça fraturada com poros planares bem acomodados	-	Sem alterações significativas
Argila (g/kg)	-	442,2	361,8	-	Perda
Silte (g/kg)	-	462	516,6	-	Acréscimo
CO (g/kg)	-	10,01	6,63	-	Perda

Atributos	P1	P2	P3	P4	O que mudou?
Horizonte	Ausente	C _g		C _r	
Cor	-	2,5Y 5/2; 7,5YR 6/8	2,5YR 4/2 e 5YR 5/8 (mosq.)	Não descrito devido a rochacidade	O Hz C _g passa a apresentar cores de matiz mais avermelhadas. Aparecem mosqueados em P3.
Plintita e pe troplintitas	-	não observado		presente	Sua ocorrência é comum a muita, misturada com restos do material de origem (quartzito e filito); indício de flutuação do nível freático.
Argila (g/kg)	-	422,6	412,3	Não determinado	Perda
Silte (g/kg)	-	458,3	493,3	Não determinado	Acréscimo

Fonte: Elaborado pela autora com dados da pesquisa.

A montante, a sequência de horizontes sobrepostos e diferenciados reflete evolução vertical: os horizontes superficiais vão de preto para bruno avermelhado escuro e, finalmente, para bruno amarelado. Nos horizontes mais profundos, a matiz é mais avermelhada, justificado pelo desaparecimento progressivo das condições de hidromorfia devido à oxidação seletiva dos óxi-hidróxidos de ferro (PETERSCHMITT et al., 1996).

Nota-se um incremento mais significativo de silte, argila no sentido vertical dos perfis, dos horizontes superficiais para os mais profundos (Quadro 2). O acúmulo dessas frações nos horizontes mais profundos se dá pela proximidade da alterita, em que, neste setor da vertente, o material de origem predominante é o filito.

Existe filiação genética entre horizontes desde a rocha alterada até o horizonte superficial, pois não é verificada qualquer discordância dos materiais. Tal filiação é definida como unidade estrutural original (NAHON, 1991 *apud* ROSOLEN e HERPIN, 2008).

RELAÇÃO ENTRE A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS COBERTURAS PEDOLÓGICAS A MORFOLOGIA DA VERTENTE E OS FLUXOS HÍDRICOS

A organização e a distribuição dos perfis é o reflexo da evolução e transformação do ambiente hidromórfico para um ambiente bem drenado. Existe uma sequência genética da unidade hidromórfica, dos Organossolos à cobertura cambissólica. O fundamento a este favor é dado pelas características macro e microscópicas, mas, sobretudo, pela morfologia e pela dinâmica hídrica na vertente. Cada perfil analisado guarda a relíquia da cobertura inicial e as frentes de transformação progridem, interferindo na evolução da encosta.

Há uma estreita relação entre a distribuição dos principais horizontes dos solos, a morfologia, os fluxos hídricos e, conseqüentemente, a vegetação. A presença do horizonte rico em matéria orgânica e preto é exclusivamente associada à área mais rebaixada da vertente, que é influenciada pelos fluxos paralelos e pelo processo de exfiltração (drenando para fora do sistema subterrâneo) que ocorre em alguns períodos do ano.

Quando a transformação progride, sentido montante, o acúmulo de matéria orgânica, que caracteriza um horizonte hístico, desaparece totalmente. Quando a zona

hidromórfica deixa de existir, aparece o horizonte A moderado nos demais perfis que vai diminuindo sua espessura consideravelmente, a partir da zona de transição até a zona bem drenada. Relíquias do antigo ambiente de formação aparecem nestes setores da encosta, nos quais sofreram influência dos fluxos hídricos paralelos.

Quanto à relação da cobertura vegetal, na zona hidromórfica até zona da transição observa-se uma cobertura rasteira do tipo hidrófila, enquanto que a zona de transição para zona bem drenada a cobertura é arbustiva, do tipo Campo Sujo, com ocorrência de espécies típicas do Cerrado.

Deste ponto de vista, a topossequência reflete predominantemente as diferenciações determinadas pela morfologia e pelos fluxos, portanto, a distribuição das relíquias da cobertura inicial, que se dá sobre uma mesma litologia e nível topográfico, permite concluir que a hidromorfia foi outrora mais extensa.

EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA E DO RELEVO

A morfologia da vertente é um aspecto determinante na transformação e distribuição dos solos. Tal forma determinou a circulação dos fluxos hídricos na vertente e, somado a isso, há uma oscilação marcante da superfície freática neste setor da bacia. O desencadeamento de tais processos estaria relacionado com uma modificação do nível de base local do córrego da Roda, tal como constatado por Castro (1990).

Seibert et al. (2007), citado por Campos (2012) já enfatizava a importância desses fatores no processo transformação da vertente, onde, para ele, a topografia seria o maior fator controlador tanto dos processos hidrológicos como também do processos de formação da paisagem.

Outro aspecto determinante no processo de transformação dos solos e que está associado à dinâmica hídrica na vertente é desenvolvimento da estrutura dos materiais. A drenagem dos solos, condicionadas pela posição topográfica tem forte relação com o grau de desenvolvimento da estrutura, pois conforme observado, solos moderadamente a bem drenados apresentam estrutura moderada em blocos angulares e subangulares enquanto que solos com drenagem imperfeita apresentaram grau de desenvolvimento fraco e estrutura padrão em prismas poligonais (SILVA et al., 2001).

Uberti e Klamt (1984), citado por Campos (2012), estudando as relações solos superfícies geomórficas na encosta inferior do nordeste do Rio Grande do Sul, afirmam que a declividade do terreno pode influenciar grandemente na composição granulométrica do solo, pois a ação dos processos de transporte é favorecida pela declividade em detrimento do intemperismo.

Apesar de não ser um processo determinante na formação da vertente, neste estudo, a dissolução geoquímica está presente na transformação dos solos, desencadeado pela lixiviação.

A atuação da dissolução geoquímica é observada pela ocorrência e forma de óxidos encontrados nos solos. Os óxidos sofreram alteração, pela dissolução geoquímica e o Fe foi lixiviado e saiu do sistema (COSTA e BIGHAM, 2009), em função da existência de um ambiente redutor. Os óxidos de Fe^{3+} são pouco solúveis em condições oxidantes, porém sua dissolução é possível via reações redutoras, geralmente aceleradas por microorganismos ou compostos orgânicos.

A micromorfologia demonstra que existe depleção de compostos de ferro e/ou de manganês e formação de mangãs, o que confirma o processo dissolução geoquímica.

A desagregação e o fraturamento dos quartzitos, observados macro e micromorfológicamente, também estão associados ao esvaziamento geoquímico. Regionalmente, existe um expressivo esvaziamento geoquímico, além do intemperismo de subsuperfície atuantes na região, promovendo o rebaixamento do relevo e formando as superfícies aplanadas, feições estas comuns de se encontrar no Planalto Meridional do Espinhaço (ROCHA, 2011). Estudos na região já demonstraram, por exemplo, que a perda de sílica e de outros componentes, associados às zonas de falhas e fraturas, favorece o encaixamento e entalhamento da drenagem, que, por sua vez promove e o recuo das escarpas quartzíticas, favorecendo a ampliação das superfícies aplainadas (ROCHA, 2011).

Os mecanismos de transformação da vertente vão refletir nas zonas que marcam fases distintas no processo. A cobertura hidromórfica constitui a cobertura inicial, a partir da qual se processa a transformação: inicialmente, ocorrem Organossolos que, devido às condições de drenagem, deixam de existir e passam apresentar características de uma cobertura Gleissólica e no último momento, em Cambissolos. A transformação, de início, não perde sua estrutura original e não trunca a superfície topográfica, o que resulta na manutenção retilínea da vertente. A passagem do segmento retilíneo para o

convexo da vertente se faz, justamente, na zona de transição quando a cobertura se torna mais desenvolvida (aparecem os horizontes B_i e B_g). Isto é o resultado da progressão de uma frente de transformação que progride de jusante para montante. Portanto, quando essa transformação encontra-se em estágio mais avançado, a ruptura de declive do retilíneo para o convexo remonta à vertente.

Quando o horizonte hístico deixa de existir, desde a depressão seguindo a montante na vertente, pode ser indício de uma evolução remontante (de jusante para montante). Este desaparecimento estaria relacionado ao entalhamento da drenagem no local com suscetibilidade de formação de canal.

Neste sentido, a bacia do córrego da Roda corresponde a uma superfície residual de cimeira que se isolou de uma porção “contínua” do Planalto do Espinhaço Meridional por meio da evolução remontante. Da mesma maneira, mas sob ponto de vista de assinatura pedológica, os perfis 2 e 3 (Gleissolo e Cambissolo Gleissólico), demonstram em suas características este reliquiar. A própria presença das plintitas e petroplintitas no Hz Cr do perfil 4 também confirmam esta herança genética.

Portanto, o sistema de transformação apresentado é considerado um reliquiar tanto sob o ponto de vista pedológico, quanto sob ponto de vista morfológico.

Mais do que constatar este reliquiar é importante destacar que, por meio das análises das imagens orbitais, dos dados levantados e de informações secundárias, é possível afirmar que este fenômeno não ocorre de forma isolada na paisagem, ou seja, estas unidades reliquiares incidem em outras áreas do Planalto do Espinhaço Meridional.

CAPÍTULO 7

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir das análises realizadas nesse estudo, foram observados 4 tipos de solos na vertente analisada: Organossolos, na baixa vertente (zona hidromórfica), Gleissolos e Cambissolos Gleissólicos, média vertente (zona de transição) e Cambissolos Hápicos, na alta vertente (zona bem drenada).

As análises de morfologia, CO e micromorfologia, permitem afirmar que a distribuição atual dos solos e do relevo na bacia do córrego da Roda se deve à evolução do sistema de transformação pedológica, identificado.

A perda de hidromorfia, a morfologia da vertente e os próprios mecanismos de pedogênese, sobretudo observado no perfil 4, são indicativos de que a cobertura hidromórfica está em desequilíbrio com as condições pedobioclimáticas atuais e, ocupava outrora, uma maior extensão. Este desequilíbrio que levou, portanto, à formação do sistema de transformação.

O córrego da Roda tende a evoluir a remontante, ou seja, o eixo da drenagem tende a se aprofundar, dissecando o platô e desaparecendo com o ambiente hidromórfico. Esta dinâmica do córrego é reflexo da busca do nível de base local da bacia. Por meio deste processo a superfície é reafeiçoada, o que a torna reliquiar do Planalto Diamantina.

Neste sentido, pode-se afirmar que, o sistema de transformação pedológica, identificado e caracterizado neste estudo, apresenta dois registros reliquiaros, sendo um do ponto de vista morfológico, que corresponde à superfície de cimeira em que se encontra a bacia de estudo e, outra, do ponto de vista pedológico, representado pela cobertura pedológica identificada nesta superfície.

Os solos da média e alta vertente são relíquias da cobertura hidromórfica e as análises das imagens orbitais, juntamente com as informações secundárias, permitiram estabelecer extrapolações: esta unidade remanescente da superfície aplanada de cimeira, não é um fenômeno isolado na paisagem, ou seja, estas unidades reliquiaros incidem em outras áreas do Espinhaço Meridional.

Além das contribuições pontuais relacionadas acima, este estudo corroborou com a necessidade de se pensar a evolução da paisagem de maneira integrada, observando a correlação entre seus componentes e processos, nesse caso, o solo e o

relevo. Neste estudo, houve o entendimento de que o desenvolvimento e a transformação da cobertura pedológica, pelos processos identificados, interferiram na morfologia da vertente.

Neste sentido, é possível afirmar que, este sistema de transformação não possui uma assinatura climática, ou seja, a dinâmica evolutiva comandada pelo clima não foi responsável pela transformação deste ambiente. O sistema de transformação apresentado se deve à erosão remontante que está permitindo a abertura do sistema hidrológico e que está atrelado ao nível de base local do córrego.

Ainda são poucos os estudos que tratam da cobertura pedológica e sua relação com a paisagem no Espinhaço Meridional, especificamente no Planalto de Diamantina. Resulta disso, a importância de se conhecer as coberturas e a paisagem do Espinhaço Meridional e sua atuação no tempo e no espaço, fundamentais para identificação de vulnerabilidades naturais e para o planejamento ambiental, principalmente, frente à ação antrópica.

Portanto, este estudo apresenta uma contribuição científico-acadêmica muito importante no sentido de apoiar outras pesquisas.

REFERÊNCIAS

- ABREU, A. A. **Análise Geomorfológica: Reflexão e Aplicação – Uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina** [tese]. São Paulo (SP): Universidade de São Paulo; 1982.
- _____. **O planalto de Diamantina: um setor da Serra do Espinhaço em Minas Gerais.** [Orientação]. São Paulo (SP): Universidade de São Paulo; 1984.
- ALMEIDA - ABREU, P, A. **O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rifte, a Bacia e o Orógeno.** Revista Geonomos. 1995; 3(1): 1-18.
- _____. & RENGER, F, E. **Serra do Espinhaço Meridional: Um Orógeno de Colisão do Mesoproterozóico.** Re. Brasil. Geo. 2002; 32 (1): 1-14.
- _____. PFLUG, R. **The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais.** Geol. Paleontol. 1994; 2: 21– 44.
- ALMEIDA, R.R. & SANCHES, B. C. **Disponibilidade de carbono orgânico dos solos no Cerrado brasileiro.** Scientia Agraria Paranaensis – SAP; 2014; 13 (4): 259-264. ISSN: 1983-1471. [acesso em 23 de mar. 2018]. Disponível em: <http://e-revista.unioeste.br/index.php/scientiaagraria/article/viewFile/7792/7948>
- ALMEIDA, C. X.; CENTURION, J. F.; JORGE, R. F.; ADRIOLI, I.; VIDAL, A. A.; SERAFIM, R, S. **Índice de floculação e agregação de um Latossolo Vermelho sob dois sistemas de colheita da cana-de-açúcar.** Biosci. J., Uberlândia, 2009; 25 (4): 123-129.
- AYOADE, J.O. **Introdução à climatologia para os Trópicos.** São Paulo (SP): DIFEL, 1986.
- BARRETO, H. N.; VARAJÃO, C. A. A.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; NALINI JÚNIOR, H. A. **Estudos da taxa de denudação química da Serra do Espinhaço Meridional (MG), com base na carga catiônica dissolvida.** Revista Geociências. Unesp (SP). 2012; 31(4): 534-552. [acesso em 7 de abr. 2018]. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/GEOSP/article/viewFile/7215/6660>.
- BAYER, C. & MIELNICZUK, J. **Dinâmica e função da matéria orgânica.** In: SANTOS, G. de A.; SILVA, L.S. da; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A. de O. (Ed.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo em ecossistemas tropicais e subtropicais.** 2.ed. Porto Alegre: Metrópole, 1964. p.71-141.
- BIGARELLA, J. J; MOUSINHO, M. R; XAVIER, S. **Considerações a respeito da evolução das vertentes.** Boletim Paranaense de Geografia. Curitiba (PR). 1965; 16,17: 117-151.
- BIGARELLA, J. J; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: fundamentos geológico-geográficas, alteração**

química e física das rochas e relevo cárstico e dômico. 2. ed. Florianópolis (SC): Universidade Federal de Santa Catarina, 2009.

BOULET, R. G. L. *Existence de systèmes a forte différenciation laterale em milieu ferrallitique guyannais: un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibres.* Science du Soil. 1978; 2: 75-92.

_____. *Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta: équilibres et déséquilibres pédobioclimatiques.*, Mém. ORSTOM, 1978; 85, 272. [acesso 30 mar. 2017]. Disponível em: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/PTP/18512.PDF.

_____.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. M. *Analyse structurale et cartographie en pédologie -I- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols.* Cahiers Orstom Sér Pédologie, Paris, 1982; 19 (4): 309-321.

_____. *Análise estrutural da cobertura pedológica e a experimentação agrônômica.* In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 21., Campinas, 1987. Anais. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988a. p.431-446.

_____. *Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia.* In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 21., Campinas, 1987. Anais. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988b. p.79-90.

_____.; CHAUVEL, A.; LUCAS, Y. M. **Os sistemas de transformação em pedologia.** Boletim de Geografia Teórica: Rio Claro (SP). 1990; 20 (39): 45-63.

_____. **Uma evolução recente da pedologia e suas implicações no conhecimento da gênese do relevo.** In: Anais III Congresso ABEQUA, Belo Horizonte, 1992; 43-58. [acesso em 23 de mar. 2017]. Disponível em: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_33-34/39546.pdf.

BÜDEL, J. *Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen.* Zeitschrift für Geomorphologie, Stuttgart, 1957; 1: 201-288.

BÜDEL, J. *Climatic geomorphologie.* Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982.

BUENO, G. T. **Transferências de matéria, evolução das formações superficiais e vulnerabilidade ambiental das paisagens do Planalto de Diamantina (Parque Estadual do Biribiri – Serra do Espinhaço – MG).** [Projeto de Pesquisa]. Belo Horizonte (MG): Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais 2011.

CAMARGO, O. A; MONIZ, A. C; JORGE, J. A; VALADARES, J. M. A. S. **Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agrônomo de**

Campinas. [Boletim técnico, 106]. Campinas (SP): Instituto Agronômico de Campinas; 2009.

CAMARGO, F. A. O; SANTOS, G. A; ZONTA, E. **Alterações eletroquímicas em solos inundados.** Ciência Rural. 1999; 29 (1): 171-179.

CAMPOS, J. R. R. **Caracterização, mapeamento, volume de água e estoque de carbono da Turfeira da Área de Proteção Ambiental Pau-de-Fruta em Diamantina – MG.** [dissertação]. Diamantina/MG: Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri – UFVJM, 2009.

CORNELL, R.M. & SCHWERTMANN, U. *The Iron Oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses.* Weinheim, VCH, 1996. 573p.

CASTRO, S.S. **Sistemas de transformação pedológica em Marília: B latossólicos e B texturais** [tese]. São Paulo (SP): Universidade de São Paulo; 1990.

_____. **Micromorfologia de solos: Base para descrição de lâminas delgadas do solo.** 2. ed. Campinas (SP)/Goiânia (GO): UNICAMP/UFG. 2008. [acesso em 31 mai. 2017]. Disponível em:

<http://www.labogef.iesa.ufg.br/links/micromorfologia/Apostila%20Completa/Apostila%20FEV-2008%20-%20Micromorfologia%20de%20Solos.pdf>.

CASTRO FILHO, C.; MUZILLI, O. & PODANOSCHI, A.L. **Estabilidade dos agregados e sua relação com o teor de carbono orgânico num Latossolo Roxo distrófico, em função de sistemas de plantio, rotações de culturas e métodos de preparo de amostras.** R. Bras. Ci. Solo, 1998; 22: 527-538.

CHAVES, M. L. S. C & BRANDÃO, P. R. G. **Diamante variedade carbonado na Serra do Espinhaço (MG/BA) e sua enigmática gênese.** R. Esc. Minas, Ouro Preto (MG); 2004: 57(1): 33-38.

CHEMALE JÚNIOR, F.; DUSSIN, I. A.; MARTINS, M.; SANTOS, M. N. **Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG).** Geonomos, 2011; 19(2): 173-41.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; JÚNIOR, A. P. M.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F.; BERTOLINI, W. Z. **O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do Sudeste do Brasil.** Revista Brasileira de Geomorfologia, 2013; 14 (4): 299-308. ISSN 2236-5664.

CHRISTOFOLETTI, A. **Capturas fluviais.** Enciclopédia Mirador Internacional. São Paulo, 1975; 5: 2.049-2.051.

_____. **Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal.** Geografia, 1977; 2 (4): 81-102.

COSTA, A. C. S. & BIGHAM, J. **Óxidos de Ferro.** In: MELO, V & ALEONI, L. R. **Química e Mineralogia do solo: Parte I – Conceitos Básicos.** Viçosa (MG): Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009.

DE-POLLI, H. & GUERRA, J. G. M. **Carbono, nitrogênio e fósforo da biomassa microbiana do solo.** In: SANTOS, G. A.; SILVA, L. S.; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. O. (Eds.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais.** 2 ed. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 263-276.

DINIZ, A. D.; OLIVEIRA, C.V.; AUGUSTIN, C.H.R.R. **Relações Solos - Superfícies Geomórficas na Porção Norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro - Gouveia, MG.** Geonomos. Belo Horizonte. 2005; 13, (1- 2): 19-27.

DONAGEMA, G. K.; CAMPOS, D. V. B.; CALDERANO, S. B.; TEIXEIRA, W. B.; VIANA, J. H. M. (Orgs.). **Manual de Métodos de Análise de Solo.** 2 ed. Rio de Janeiro (RJ): EMBRAPA. 2011.

ELOY, D, T. AMORIM, G. P.; PARREIRA, R. P.; CRUZ, R. C. **Estudo da morfologia e de aspectos físicos e químicos dos solos de uma vertente da superfície cimeira da Bacia do Córrego da Roda, Parque Estadual do Biribiri – MG** [monografia]. Belo Horizonte (MG): Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais – PUC Minas; 2011.

ENGELHARDT, M. M.; MONTEIRO, E. C.; BURAK, D. L.; PASSOS, R. R. **Carbono orgânico total em pastagens com diferentes níveis de degradação: relação com cobertura do solo, relevo e clima.** XXXV Congresso Brasileiro de Ciência de Solo. O solo e as múltiplas funções. Natal/RN, 2015. [Acesso em 16 dez. 2017]. Disponível em: <http://eventosolos.org.br/cbcs2015/arearestrita/arquivos/2198.pdf>

ESPÍNDOLA, C. R. **A pedologia e a evolução das paisagens.** R. Inst. Geol. 2010; 31: 67-92.

FACCO, R.; AITA, R. A. A.; WERLANG, M. K. **Conformação de vertente face ao comportamento físico-hídrico de um Argissolo Vermelho Distrófico no distrito de Pains/Santa Maria, RS.** Ciência e Natura. Santa Maria, 2014; 36 (Ed. Especial II): 545–554. DOI:10.5902/2179460X13165.

FERREIRA, M. M. **Caracterização física do solo.** 2010; SBCS: Viçosa/MG. In: VAN LIER, Q. J. (ed.). **Física do Solo.** Viçosa (MG): Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS; 2016.

FERREIRA NETO, J. A. **Mineralogia e gênese dos solos de uma vertente do Planalto de Diamantina - MG – Parque Estadual do Biribiri – Serra do Espinhaço - MG.** [Dissertação]. Belo Horizonte (MG): Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, 2012.

FERREIRA NETO, J. A.; SOARES, B. F.; BUENO, G. T.; NASCIMENTO, N. R. **Pedogênese em uma vertente do Planalto de Diamantina - MG: morfologia dos solos e análises químicas do complexo sortivo como indicadores dos processos pedogenéticos.** XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada – I Congresso Nacional de Geografia Física. Campinas (SP): 2017. DOI - 10.20396/sbfga.v1i2017.2320 - ISBN 978-85-85369-16-3.

FILIZOLA, H.F. & BOULET, R. **Evolution an opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution.** *Geomorphology*, 1995; 417: 1-10.

_____. & BOULET, R. **Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution.** *Geomorphology*, 1996; 16: 77-86.

_____. & GOMES, M. A. F. **Comunicado Técnico 20: coleta e impregnação de Amostras de Solo para Análise Micromorfológica.** São Paulo: Jaguariúna, 2004.

FOGAÇA, A. C. C. & SCHÖLL, W. V. **Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia (MG).** In: *Anais 33º Congr. Bras. Geologia, Soc. Bras. Geologia*, Rio de Janeiro, 1984; p. 2638- 2653.

_____. **Geologia da Folha Diamantina.** In: GROSSI-SAD, J.H.; LOBATO, L.M.; PEDROSA-SOARES, A.C. & SOARES-FILHO, B.S. (coordenadores e editores). **Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos).** Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1997; p.1598.

FONSECA, S. F.; SANTOS, D. C.; TRINDADE, W. M. **Técnicas de geoprocessamento aplicadas na classificação e avaliação da distribuição das espécies arbóreas nas praças de Buritizeiro/MG.** *Geografia: Ensino & Pesquisa*, Santa Maria. 2014; 18 (2): 109-122. DOI: 10.5902/2236499412503

FONSECA, B.M. & AUGUSTIN, C.H.R.R. **Análise morfométrica de bacias de drenagem e sua relação com a estrutura geológica na Serra do Espinhaço Meridional - MG.** *Rev. Bras. Geomorfol*, 2014; 15 (2): 153-172.

FUJITA, R.H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos.** [Dissertação] - Maringá (PR): Universidade Estadual de Maringá, 2009.

GONÇALVES, R. N. **Diagnostico Ambiental da Bacia do Rio Jequitinhonha.** Salvador (BA); 1997. [Acesso em 16 mar. 2017]. Disponível em: <http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv95902.pdf>.

COELHO NETTO, A. L. **Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia.** In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** 11ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012; 3: 138-144.

COELHO NETTO, A.L. **Evolução de cabeceiras de drenagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural.** *Rev. Bras. Geomorfol.*, 2003; 4 (2): 69-100.

HACK, J. T. **Interpretation of erosional topography in humid temperate regions.** *American Journal of Science*, Bradley, 1960; 258: 80-97. [Acesso em: 16 mar. 2017]. Disponível em: https://mypages.valdosta.edu/dmthieme/Crit/Hack_1960.pdf

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS – IGAM. [Acesso em: 16 mar. 2017]. Disponível em: <http://www.igam.mg.gov.br/component/content/160?task=view>.

JENNY, H. **Factors of soil formation**. New York, McGraw-Hill Book Inc., 1941.

JUNIOR, A. A. C.; CONCEIÇÃO, F. T.; FERNANDES, A. M.; CUNHA, C.; SPATTI JÚNIOR, E. P. **Geoquímica fluvial aplicada à avaliação das taxas de intemperismo químico e remoção de solo da Formação Rio Claro**. Rev. Bras. Geomorfol, 2016; 17 (3): 451-464. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i3.1006>.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. **Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo**. In: MELO, V & ALEONI, L. R. **Química e Mineralogia do solo: Parte I – Conceitos Básicos**. Viçosa (MG): Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS; 2009.

KING, L. **Geomorfologia do Brasil Oriental**. Revista Brasileira de Geografia, 1956; 18 (1): 1-147. [acesso em 17 mar. 2017]. Disponível em: http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1956_v18_n2.pdf.

KNAUER, L. G. **O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural**. Geonomos. 2007; 15(1): 81 - 90. [acesso em 20 out. 2017]. Disponível em: http://general.igc.ufmg.br/geonomos/PDFs/15_1_81_90_Knauer.pdf.

KER, J. K.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: Fundamentos**. Viçosa (MG): Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS; 2012.

LEÃO, M. R. **Desnudação geoquímica e Evolução do relevo nas vertentes Leste e Oeste da Serra do Espinhaço Meridional-MG**. [Dissertação]. Belo Horizonte (MG): Universidade Federal de Minas Gerais, 2011.

LEÃO, M. R.; REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; JÚNIOR, H. A. N. **Erosão, denudação e evolução do relevo da média Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais**. Rev. Bras. Geomorfol., 2012; 13 (2): 113-124. ISSN 2236-5664.

LEPSCH, I. F. **Dezenove lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011; 456 p.

LIMA, S. C. **As veredas do Ribeirão Panga no Triângulo Mineiro e a evolução da paisagem** [Tese]. São Paulo (SP): Universidade de São Paulo; 1996.

LIMA, S.C. & QUEIROZ NETO, J. P. **As veredas e a evolução do relevo**. Revista Sociedade & Natureza. 1996; 8,15: 481-488.

LUCAS, Y. M; CHAUVEL, A.; BOULET, R.; RANZANI, G.; SCATOLINI, F. **Transição Latossolos-Podzóis sobre a Formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia**. R. Bras. Ci. Solo. 1984; 8: 325-335.

LOPES, F. A.; PIUZANA, D.; LEITE, V. A.; MILAGRES, A. R. **Análise da influência litológica e estrutural a partir de métodos morfométricos em segmentos**

de drenagem na porção cimeira da Bacia Hidrográfica do Rio Jequitinhonha, MG. Revista Caminhos de Geografia. Uberlândia/MG. 2016; 17 (58): 136–153. ISSN 1678-6343.

MAFRA, A. L.; MIKLÓS, A. A. W.; VOLKOFF, B.; MELFI, A. J.. **Pedogênese numa sequência Latossolo-Espodossolo na região do Alto rio Negro, Amazonas.** R. Bras. Ci. Solo. 2002; 26: 381-394.

MAGALHÃES, V. P. **Gênese e evolução de sistemas pedológicos em unidades de paisagem do município de Marechal Cândido Rondon-PR.** [Tese]. Maringá (PR): Universidade Estadual de Maringá, 2013.

MATEUS, A. C. C.; OLIVEIRA, F. S.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SOARES, C. C. V.; SCHÜNEMANN, A. L. **Gênese de depressões fechadas em vertentes associadas à couraça aluminosa na porção sul da Serra do Caparaó, Minas Gerais/Espírito Santo.** Rev. Bras. Geomorfol. 2016; 17; 2: 369-387. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i2.816>

MATHIEU, J. A. & PIELTAIN, F. **Chemical soil analysis: chosen methods.** Technique et Documentation Lavoisier, 2003.

MCKEAGUE, J. A & DAY, J. HI. **Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils.** Canadian Journal of Soil Science, 1966; 46(1): 13-22.

MELLO, C. R & CURI, N. **Hidropedologia.** Ciênc. Agrotec. 2012; 36(2): 137 -146. [acesso em 14 abri. 2018]. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/cagro/v36n2/01.pdf>

MILAGRES, A. AUGUSTIN, C.H.R.R; FONSECA, B.M. **Parâmetros morfométricos como indicadores de evolução de bacias de drenagem.** XI SINAGEO: Maringá/PR, 2016. [acesso em 20 fev. 2018]. Disponível em: <http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/3/3-459-538.html>.

MILLOT, G. **Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes.** In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A., ed. **International Seminar on Lateritisation processes.** 2 ed. São Paulo. 1982. Anais. São Paulo. IUGS - UNESCO - IGCP - IAGC, 1983: 53 - 63. [acesso em 28 abri. 2017]. Disponível em: http://www.geografia.ffe.usp.br/posgraduacao/apoio/Apoio_Lylian/4-1_Planation_of_continents_by_intertropical_weathering_and_pedogenetic_process.pdf.

MINAS GERAIS. **Plano de Manejo do Parque Estadual do Biribiri.** 2004. 1: 160. Curitiba (PR): Secretaria de Estado de Meio Ambiente e desenvolvimento Sustentável (SEMAD), Instituto Estadual de Florestas (IEF), (Encarte 2).

MONIZ, A. C.; MANFREDINI, S., DEMATTÊ, J. L. I. **Variações morfológicas, mineralógicas e hídricas em terra roxa estruturada ao longo de uma vertente em Rio das Pedras (SP).** Rev. Bras. Ci. Solo, 1994; 18: 513-20.

MORAIS, M. S. **Análise temporal do uso e ocupação do terreno do Parque Estadual do Biribiri e de sua Zona de Amortecimento, município de Diamantina, Minas Gerais.** Caderno de Geografia. 2016; 26:46.

MOREIRA, C. V. R.; PIRES NETO, A. G. **Clima e Relevo.** In: OLIVEIRA, A. M. S. & BRITO, S. N. A. (Orgs.), **Geologia de Engenharia.** 1998, ISBN: 85-7270-002-1. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), São Paulo (SP), 1998.

MUNSELL SOIL COLOR CHARTS: with genuine Munsell color chips. 2009 year revised / 2010 production. Grand Rapids, Michigan/EUA, 2010.

NASCIMENTO, N. R. **Sistemas de transformação pedológica de solos lateríticos com couraça ferruginosa em silcrete e/ou planossolo: aplicação à cartografia da pedo-morfologia do médio Vale do Rio Paramirim – Bahia [Tese].** São Paulo (SP): Universidade de São Paulo, 1993. [acesso em 28 nov. 2017]. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44134/tde-23062015-145321/pt-br.php>.

NEVES, S. C. **Caracterização Geoquímica Ambiental das Águas, Solos e Sedimentos de Corrente da Bacia Hidrográfica do Ribeirão das Pedras, Diamantina, MG [Tese].** Belo Horizonte (MG): Universidade Federal de Minas Gerais 2005.

NEVES, S. C.; ABREU, P. A., FRAGA, L. M. S. **Fisiografia.** In: **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e ambientes.** Belo Horizonte: O Lutador, 2005. p. 47.

NUNES, M. S. **Caracterização micromorfológica de solos na borda oeste do Planalto Meridional do Espinhaço – MG.** [Dissertação]: Universidade Federal de Minas Gerais, 2013.

NUNES, M. S.; CARVALHO, V. L. M.; OLIVEIRA, F. S; SIMÕES, P. G. **Indicadores micropedológicos da evolução do relevo no Planalto do Espinhaço Meridional, MG.** Rev. Bras. Geomorfol. 2015; 16: 2: 201-218. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i2.661>.

OLIVEIRA, D. **Estudo macro e micromorfológico de uma topossequência na bacia do córrego do retiro em São Pedro-SP.** [Dissertação]. São Paulo (SP): Universidade de São Paulo, 1997. [acesso em 03 mai. 2017]. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/8/8135/tde-23092003-152122/pt-br.php>>.

OLIVEIRA, C. V.; KER, J. C.; DUARTE, M. N.; CURI, N.; FONTES, L. E. F. **Atributos micromorfológicos de solos do Projeto Jaíba, Norte de Minas Gerais.** Rev. Bras. Ci. Solo. 2000; 24: 117-128.

OLIVEIRA, L. B.; RIBEIRO, M. R.; FERRAZ, F. B.; FERREIRA, M. G. V. X.; MERMUT, A. R. **Mineralogia, micromorfologia e gênese de solos Planossólicos do Sertão do Araripe, Estado de Pernambuco.** R. Bras. Ci. Solo, 2004; 28: 665-678.

PENK, W. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology.* London: MacMillan, 1953. First edition ©1924.

PEREIRA, M. G & ANJOS, L. H. C. **Formas extraíveis de ferro em solos do estado do Rio de Janeiro**. R. Bras. Ci. Solo. 1999; 23: 371-382.

_____.; ANJOS, L. H. C.; VALLADARES, G. S. **Organossolos: ocorrência, gênese, classificação, alterações pelo uso agrícola e manejo**. Tópicos Ci. Solo, 2005; 4: 233-276. [acesso em 03 dez. 2017]. Disponível em: ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/109993/1/1810.pdf

PENNOCK, D. J.; ZEBARTH, B. J.; JONG, E. **Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada**. Geoderma: 1987; 40: 297–315.

PETERSCHMITT, E.; FRITSCH, E.; RAJOT, J.L.; HERBILLON, A.J. 1996. **Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India**. Geoderma, 74: 235-253.

PONTEVEDRA-POMBAL, X. **Turberas de Montaña de Galicia: génesis, propiedades y su aplicación como registros ambientales geoquímicos**. [Tese]. Santiago de Compostela (Espanha): Universidade de Santiago de Compostela, 2002.

QUEIROZ NETO, J. P. et al. **Um estudo de dinâmica de solos: formação e transformação de perfis com horizonte B textural**. In: Anais do XVIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Salvador (BA): Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 18. Salvador (BA). 1981: 150-154.

_____. **Análise estrutural da cobertura pedológica no Brasil**. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. In: Anais do XXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Campinas (SP). 1988; 415-430.

_____.; FELTRAN FILHO, A. E SCHNEIDER, M. **L'évolution de la couverture pédologique et du relief sur les plateaux de l'ouest de l'état de Minas Gerais (Brésil)**. In: Anais do XVI Congresso Mundial de Ciência do Solo [CD-ROM], Montpellier, 1998. 1 – 7 [acesso em 10 out 2017]. Disponível em: http://www.persee.fr/doc/bagf_0004-5322_1969_num_46_373_5920.

_____. **Geomorfologia e Pedologia**. Rev. Bras. Geomorfol, 2000; 1 (1): 59-67. [Acesso em 10 abri. 2017]. Disponível em: http://www.ugb.org.br/final/normal/artigos/RBG_01/Artigo05_RBG_2000.pdf.

_____. **Análise estrutural da cobertura pedológica: uma experiência de ensino e pesquisa**. Revista do Departamento de Geografia, 2002; 15:77-90. DOI: <http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/47299/51035>.

_____. **O papel da pedogênese no modelado do relevo: busca de novos paradigmas**. In: VI Seminário Latino Americano de Geografia Física e II Seminário Ibero Americano de Geografia Física. Coimbra (Portugal), 2010. [acesso em 10 abri. 2017]. Disponível em: <http://www.uc.pt/fluc/cegot/VISLAGF/actas/tema3/queiroz>.

_____. **Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos.** Rev. Bras. Geomorfol. 2011; 12 (3): 15-24. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v12i0.255>.

REZENDE, E. A. & SALGADO, A. A. R.. **Mapeamento de unidades de relevo na média Serra do Espinhaço Meridional-MG.** GEOUSP - Espaço e Tempo, São Paulo, 2011; 30: 45-60. [acesso em 16 mar. 2017]. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/geousp/article/viewFile/74231/77874>.

REIS, M. S.; FERNANDES, A. R.; GRIMALDI, C.; SARRAZIN, M.; GRIMALDI, M. **Variação da composição granulométrica e orgânica do solo em uma topossequência da microrregião de Marabá-PA.** Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciências Naturais, Belém, 2007; 2 (3): 33-44.

REZENDE, E. A.; LEÃO, M. R.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, C. K. R.; NALINI JÚNIOR, H. A. **A influência litológica nas taxas de desnudação geoquímica do médio Espinhaço Meridional – MG.** Sociedade e Natureza, Uberlândia, 2010; 22 (3): 503-510. DOI: 10.1590/S1982-45132010000300007.

ROCHA, L. C. **Desnudação geoquímica na evolução da Serra do Espinhaço Meridional-MG, Brasil.** [Tese]. Belo Horizonte (MG): Universidade Federal de Minas Gerais, 2011.

ROSOLEN, V. & HERPIN, U. **Expansão dos solos hidromórficos e mudanças na paisagem: um estudo de caso na região Sudeste da Amazônia Brasileira.** Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - ACTA Amazônica. 2008; 38(3): 483 – 490. [acesso em 20 out. 2017]. Disponível em: <https://acta.inpa.gov.br/fasciculos/38-3/PDF/v38n3a13.pdf>.

SAADI, A. **A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens.** Geonomos. 1995; 3(1): 41-63.

SALGADO, A. A. R. & VALADÃO, R. C. **Contribuição da Desnudação Geoquímica na Evolução da Erosão Diferencial no Espinhaço Meridional – MG.** Rev. Bras. Geomorfol. 2003; 4:2: 31-40.

SANTOS, M. C.; SILVA, M. S. L.; ALMEIDA, B. G.; KLAMT, E.; CAVALCANTI, A. C. **Caracterização micromorfológica e considerações sobre a gênese de solos de tabuleiro do semiárido do Brasil.** R. Bras. Ci. Solo, 2002; 26: 1031-1046.

SANTOS, C. R. S & ROSA, R. **Avaliação das perdas de solo por erosão laminar na bacia hidrográfica do córrego Bebedouro- Uberlândia/MG.** In: Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto; Curitiba. 2011; 1153.

SANTOS, E. S. **Caracterização e aspectos genéticos de formações superficiais do Planalto de Diamantina, Espinhaço Meridional-MG.** [Dissertação]. Belo Horizonte: Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais; 2013.

SANTOS, et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** 3.ed. Brasília (DF): Embrapa Solos. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA. 2013.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. (Eds). **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 7.ed. Viçosa-MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.

SCHAEFER, C.E.G.R. **Microstructure of Latosols as long-term biotic constructs**. In: XIII Congresso Latino Americano de Ciência do Solo. Águas de Lindóia, 1996. Anais. Águas de Lindóia, USP/SBCS/SLCS. CD-ROM.

_____. G. R.; KER, J. K.; GILKES, R. J.; CAMPOS, J. C; COSTA, L. M.; SAAFI, A. **Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study**. Geoderma. 2002; 107:243-269. DOI: 10.1016/S0016-7061(01)00151-3.

_____. **Diagnóstico do Meio Físico da APA Morro da Pedreira e Serra do Cipó: Subsídios ao Plano de Manejo**. In: **Relatório do Levantamento Pedológico, Geológico e Geomorfológico**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa. 2008; 80p.

SCHAETZL, R & ANDERSON, S. **Soils: Genesis and geomorphology**. Cambridge University Press. New York (EUA), 2005.

SILVA, T.M. **Evolução Geomorfológica e Sedimentação de Canais Erosivos Holocênicos no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**. [Dissertação]. Rio de Janeiro (RJ), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1991.

SILVA, I.F. & MIELNICZUK, J. **Ação do sistema radicular de plantas na formação e estabilização de agregados do solo**. R. Bras. Ci. Solo, 1998; 22:113-117.

SILVA, M. B.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; NASCIMENTO, R. A. M. **Estudo de topossequência da baixada litorânea fluminense: efeitos do material de origem e posição topográfica**. R. Bras. Ci. Solo. 2001; 25: 965-976.

SILVA, A. C. **Solos**. In: SILVA, A. C., PEDREIRA, L. C. V. S. F., ALMEIDA-ABREU, P. A.(ed.). **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e ambientes**. Belo Horizonte, 2005: O Lutador. 272p.

SILVA, L. B.; DICK, D. P.; INDA JUNIOR, A. V. **Solos subtropicais de altitude: atributos químicos, teor de matéria orgânica e resistência à oxidação química**. Cienc. Rural [online]. 2008; 8 (4): 1167-1171. ISSN 0103-8478. <http://dx.doi.org/10.1590/S0103-84782008000400044>.

SILVA, T. M. & SANTOS, B. P. **Sistemas de drenagem e evolução da paisagem**. Rev. Geogr. Acadêmica. 2010; 4, 1: 5-19. ISSN 1678-7226.

SILVA, A. C.; HORÁK, I. CORTIZAS, A. M.; VIDAL-TORRADO, P.; RACEDO, J. R.; GRAZZIOTTI, H.; SILVA, E. B.; FERREIRA, C, A. **Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional – MG. I – Caracterização e Classificação**. R Bras. Ci. Solo. 2009; 33: 1385-1398.

SIMOES, P. M. L.; VALADAO, R. C.; OLIVEIRA, C. V.; OLIVEIRA, F. S.; SANTOS, P. **Distribuição espacial de formações superficiais geneticamente associadas a rochas siliciclásticas - Planalto do Espinhaço Meridional (MG) - Brasil.** Sociedade & Natureza (UFU. Online); 2016; 28: 161-170 .

SMALL, R. J. *The study of planation surfaces. In: The study of landforms – A textbook of Geomorphology.* Cambridge: University Press, 1986.

SOARES, B. F. **Caracterização dos solos de uma vertente representativa da superfície cimeira do Planalto de Diamantina, Parque Estadual do Biribiri / Diamantina – MG.** In: Anais do XV Simpósio Brasileiro de Geografia Física e Aplicada [CD-ROM]. Vitória (ES), 2013.

_____. **Dinâmica dos elementos químicos e os processos de gênese e evolução dos solos de uma vertente do planalto de Diamantina - Parque Estadual do Biribiri, Diamantina/MG.** [Dissertação]. Belo Horizonte: Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais; 2013.

SOUBIÈS, F & CHAUVEL, A. *Présentation de quelques systèmes de sols observés au Brésil.* Cah ORSTOM Série Pédologie, 1984; 19 (4): 237-251. [acesso 20 out 2017]. Disponível em: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/PTP/25996.PDF

SPATTI JUNIOR, E. P.; CONCEIÇÃO, F.T.; GUEDES JÚNIOR, E.; PINTO, S.A.F.; PEREIRA, L.H. **Balço entre intemperismo químico e remoção do solo na bacia do ribeirão Monjolo Grande, Ipeúna (SP), determinadas por geoquímica fluvial/Balance between chemical weathering and soil removal in the Monjolo Grande stream basin, Ipeúna (SP), determined by fluvial geochemistry.** Rev. Bras. Geomorfol. 2014; 15 (1).

STOLT, M.; LINDBO, D. L. *Soil organic matter.* In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (Eds.). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths.* Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 369-396.

STOOPS, G. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections.* Madison, Soil Science Society of America, 2003. 180p.

STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (Eds.). *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths.* Amsterdam: Elsevier; 2010. p.329-396.

SUMMERFIELD, M.A. *Tectonics Geomorphology. Progress in Physical Geography.* 1991; 15(2): 193-205.

TRICART, J. **As relações entre a morfogênese e a pedogênese.** Notícia Geomorfológica. Campinas. 1968; 8 (15): 5-18. (Transcrito de “Science du Sol”, 1965, 1: 69-85. Título do Original: “*Morphogénèse et pédogénèse*”. Tradução de Antônio Cristofoletti).

_____. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro, IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN, 1977. [Acesso 15 mar. 2017]. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS%20-%20RJ/ecodinamica.pdf>.

VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais**. [Tese]. Salvador (BA): Universidade Federal da Bahia, 1998.

VIDAL-TORRADO, P.; CALVO, R.; MACIAS, F.; CARVALHO, S., G.; SILVA, A., C. **Evolução geoquímica e mineralógica em perfis de alteração sobre rochas serpentinizadas no sudoeste de Minas Gerais**. R. Bras. Ci. Solo. 2007; 31: 1069-1083. [Acesso em: 09 mai. 2017]. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v31n5/a23v31n5>.

VITTE, A. C. **Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas**. Terra Livre. 2001; 16: 11-24. [acesso em 15 fev. 2018]. Disponível em: <http://www.agb.org.br/publicacoes/index.php/terralivre/article/view/347>.

_____. **Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos**. Rev. Depart. Geog. 2005; 16: 105-118. ISSN 2236-2878. [acesso em: 10 mar. 2017]. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/47290>.

_____. **Breves considerações sobre a história da geomorfologia geográfica do Brasil**. Revista GeoUerj. 2010; 12; 1:21. ISSN 1981-9021. [acesso em 10 mar. 2017]. Disponível em: www.epublicacoes.uerj.br/index.php/geouerj/article/download/1445/1221

ANEXOS

ANEXO I – FICHAS DE DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

PERFIL 01

CLASSIFICAÇÃO – ORGANOSSOLO

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Diamantina, MG. 648796/7987066 (Pt 180) WGr.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – trincheira em área de planície de inundação.

ALTITUDE – 1.404 m

LITOLOGIA – filito, filito hematítico, quartzito

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço

RELEVO LOCAL – Suave ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Muito mal drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Campo hidrófilo / Campo limpo do Cerrado.

USO ATUAL – Conservação.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

H 0 - 50 cm, preto (5Y 2,5/1, úmido), argilosa; moderada grande granulosa (grumosa); muito friável, muito plástica e ligeiramente pegajosa.

OBS:

- Perfil descrito úmido
- Afloramento de água no fundo da trincheira

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição granulométrica da TSFA				ADA	GF	Dp	CO	Fe _d	Fe _o	Fe _d /Fe _o
Símbolo	Profundidade cm	Areia Grossa 2 - 0,20 mm	Areia Fina 0,20 - 0,05 mm	Silte 0,05 - 0,002 mm	Argila < 0,002 mm	%	%	g/cm ³	(g/Kg)	%		
H	0 - 4	374,30	74,90	127,70	378,10	8,65	76,90	1,24	22,31	1,88	0,02	0,01

TSFA – Terra seca fina ao ar; ADA – argila dispersa em água; GF – Grau de floculação; Dp – densidade de partículas; Fe_d – ferro ditionito; Fe_o – Ferro oxalato.

PERFIL 02**CLASSIFICAÇÃO – GLEISSOLO**

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Diamantina, MG. 648773/7987065 WGr. (PT 179)

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – em trincheira em contato vertente – planície de inundação, sentido planície de inundação.

LITOLOGIA – filito, filito hematítico, quartzito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Imperfeitamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Campo Limpo (Cerrado).

USO ATUAL – conservação.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0 - 25 cm, bruno -escuro (5YR 3/4) com presença de mosqueado pouco pequeno, vermelho (2,5 YR 4/8); argilosa; fraca a moderada grande blocos subangulares; friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara.
- B_g 25 - 37 cm, cinzento muito escuro (2,5Y 3/1), com mosqueado pequeno comum, amarelo-avermelhado (7,5 YR 6/8); argilosa; fraca a moderada grande blocos subangulares; friável, plástica a muito plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara.
- C_{g1} 37 - 52 cm, variegada, bruno-acinzentado (2,5Y 5/2), amarelo-avermelhado (7,5YR 6/8); argilosa; fraca a moderada grande blocos subangulares, friável, muito plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara.
- C_{g2} 52 – 60 + cm, camada não descrita.

RAÍZES -**OBS:**

- Perfil descrito úmido;
- C_{g2}: o excesso de água é resultante da presença do filito imediatamente abaixo da parte inferior do Hz.

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição granulométrica da TSFA (g/kg)				ADA	GF	Dp	CO	Fe _d	Fe _o	Fe _d /Fe _o
Símbolo	Profund.	Areia Grossa (2-0,20 mm)	Areia fina (0,20 - 0,05mm)	Silte (0,05 - 0,02 mm)	Argila (< 0,02 mm)	%	g/cm ³	g/kg	%			
A	0-25	186,80	29,00	393,80	390,40	22,58	43,20	2,73	7,02	15,81	0,01	0,01
B _g	25-37	74,50	21,20	462,00	442,20	18,21	57,81	2,44	10,01	14,33	0,01	0,01
C _{g1}	37-52	88,20	30,90	458,30	422,60	2,65	93,81	2,59	8,22	20,12	0,01	0,01

TSFA – Terra seca fina ao ar; ADA – argila dispersa em água; GF – Grau de floculação; Dp – densidade de partículas; Fe_d – ferro ditionito; Fe_o – Ferro oxalato.

PERFIL 03**CLASSIFICAÇÃO – CAMBISSOLO GLEISSÓLICO**

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Diamantina, MG. 648773/7987065 WGr. (Pt 179)

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Em trincheira no contato vertente – planície de inundação, sentido vertente.

LITOLOGIA – filito, filito hematítico, quartzito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Imperfeitamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Campo Sujo (Cerrado).

USO ATUAL – conservação.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A** 0 - 13 cm, bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4), textura média; moderada pequena e média blocos subangulares e fraca pequena granular, friável, ligeiramente plástica e não pegajosa a ligeiramente pegajosa; transição abrupta.
- B_i** 13 - 33 cm, bruno-amarelado (10YR 5/6); textura média; moderada média e grande blocos subangulares, friável, plástica a muito plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara.
- B_g** 33 - 51 cm, variegada, Vermelho (2,5YR 5/8) e bruno-acinzentado-escuro (2,5Y 4/2); siltosa; maciça a fraca média bloco subangulares; muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara.
- C_g** 51 - 66+ cm, bruno-acinzentado-escuro (2,5YR 4/2) com mosqueado vermelho-amarelado (5YR 5/8); argilosa, maciça, muito friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES -

OBS:

- Perfil descrito úmido

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição granulométrica da TSFA (g/kg)				ADA	GF	Dp	CO	Fe _d	Fe _o	Fe _d /Fe _o
Símbolo	Profund.	Areia Grossa (2-0,20 mm)	Areia fina (0,20 - 0,05mm)	Silte (0,05 - 0,02 mm)	Argila (< 0,02 mm)	%	g/cm ³	g/kg	%			
A	0-13	334,0	41,0	351,0	274,1	16,74	39,31	2,40	5,71	8,27	0,04	0,05
B_i	13-33	322,5	27,5	382,5	267,4	5,47	79,65	2,59	9,32	12,88	0,01	0,01
B_g	33-51	84,1	37,5	516,6	361,8	15,09	59,56	2,53	6,63	21,04	0,02	0,01
C_g	51-66+	59,7	34,6	493,3	412,3	23,01	44,60	2,47	6,32	14,06	0,02	0,01

TSFA – Terra seca fina ao ar; ADA – argila dispersa em água; GF – Grau de floculação; Dp – densidade de partículas; Fe_d – ferro ditionito; Fe_o – Ferro oxalato.

PERFIL 04

CLASSIFICAÇÃO – CAMBISSOLO

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Diamantina, MG. 648770/7987065 WGr. (Pt 183)

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Em trincheira no terço inferior da vertente.

LITOLOGIA – filito, filito hematítico, quartzito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço

RELEVO LOCAL – ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Campo Sujo (Cerrado)

USO ATUAL – conservação.

DESCRIBÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0 - 6 cm, bruno-escuro (10YR 3/3, úmido), bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seco); textura média; moderada pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa; transição gradual.
- B_i 6 - 24 cm, bruno-amarelado (10YR 5/4, úmido), bruno-amarelado (10YR 5/6, seco); textura média; moderada pequena e média blocos subangulares, ligeiramente dura, muito friável, plástica a muito plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa; transição clara.
- C_r 24 – 50+ cm, não descrita e não coletada em função da presença de rochiosidade.

RAÍZES - Muitas raízes finas ao longo de todo perfil, inclusive no Cr.

OBS:

- A partir de 24 cm de profundidade no Hz Cr observa-se presença de plintita e petroplintita comum a muita, misturada com restos do material de origem (quartzito e filito);

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Composição granulométrica da TSFA (g/kg)				ADA	GF	Dp	CO	Fe _d	Fe _o	Fe _d /Fe _o
Símbolo	Profund.	Areia Grossa (2-0,20 mm)	Areia fina (0,20 - 0,05mm)	Silte (0,05 - 0,02 mm)	Argila (< 0,02 mm)	%	g/cm ³	g/kg	%			
A	0-6	281,5	49,3	328,1	341,0	24,18	27,87	2,47	16,98	10,62	0,02	0,02
Bi	6-24	261,5	40,8	397,3	300,3	7,39	76,53	2,54	12,56	12,94	0,03	0,02

TSFA – Terra seca fina ao ar; ADA – argila dispersa em água; GF – Grau de flocculação; Dp – densidade de partículas; Fe_d – ferro ditionito; Fe_o – Ferro oxalato.