



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Departamento de Geografia

Maurício Andresson Ferreira Amorim

ANÁLISE DE COBERTURAS SUPERFICIAIS E SUA CORRELAÇÃO COM
A GEODINÂMICA NA BACIA DO RIBEIRÃO CHIQUEIRO- SERRA DO
ESPINHAÇO MERIDIONAL - MG

Belo Horizonte, MG
2014

Maurício Andresson Ferreira Amorim

ANÁLISE DE COBERTURAS SUPERFICIAIS E SUA CORRELAÇÃO COM A
GEODINÂMICA NA BACIA DO RIBEIRÃO CHIQUEIRO - SERRA DO ESPINHAÇO
MERIDIONAL – 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: Geomorfologia e Análise Ambiental

Orientadora: Dr^a. Cristina H. R. Rocha Augustin

Belo Horizonte, MG
2014

Ofereço este trabalho a Deus que sempre esteve ao meu lado, me dando forças para conquistar mais essa vitória. A Ti Senhor, a minha eterna gratidão.

*Dedico,
Aos meus pais Fátima e José,
A minha avó Elmira
A minha tia Sônia*

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me dar forças nos momentos de dificuldade.

Aos meus pais Fátima e José pelo apoio e incentivo.

À minha tia Sônia por ser uma mão amiga sempre disposta a me ajudar.

À Profª. Drª. Cristina Augustin por me acolher como seu orientando, e como tal, me ensinar a “correr atrás”. Levarei os ensinamentos passados pela senhora para minha vida pessoal e profissional. Não posso deixar de agradecer também por todo apoio que tornou todo esse trabalho possível.

À Profª. Drª. Cristiane Oliveira, pela atenção e esclarecimentos prestados.

Ao Prof. Dr. Paulo Aranha e à Profª. Drª. Ana Luiza Coelho Netto pelas sugestões.

Aos colegas Fernanda Cristina, Daniel Peifer, Pedro Amoni, Ramon Messias, Patrícia Simões e Ubianan Lucena (Bia) pelas discussões e opiniões dadas sobre a pesquisa, e pelas longas conversas descontraídas que aliviavam o peso da caminhada.

Aos colegas da disciplina “Análise de Bacias Hidrográficas” Bráulio Fonseca, Cristiane Botelho e Chrystiann Lavarini, que muito me ajudaram na coleta das amostras.

Ao Prof. Dr. Bráulio agradeço sobremaneira, por prontamente me ajudar com o Geoprocessamento.

Às técnicas do Laboratório de Geomorfologia da Universidade Federal de Minas Gerais Nívia Melo e Fernanda, pelo auxílio durante as atividades laboratoriais.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo financiamento desta pesquisa, através do projeto “Processos Superficiais e Subsuperficiais e Evolução do Relevo do Espinhaço Meridional, MG, com Ênfase no Quaternário”, sob Coordenação da Profa. Dra. Cristina H. R. Rocha Augustin (CRA - APQ-01652-09).

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos.

Enfim, a todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente para esta pesquisa.

RESUMO

As geocoberturas constituem para Geomorfologia chaves de interpretação da paisagem, pois guardam heranças da atuação de processos que podem desvendar a dinâmica atuante em determinada área. Esta dissertação tem o objetivo de identificar pelo menos parte da dinâmica das vertentes atuante na bacia do ribeirão do Chiqueiro, afluente do rio Paraúna, no município de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional, MG, considerando a relação entre a energia fluvial, processos de vertente e características das geocoberturas. Foram inicialmente extraídos os valores do Índice de Hack para estabelecer uma visão sobre a distribuição da energia na bacia e, em conjunto com a análise dos perfis longitudinais das principais drenagens, foi utilizado como base para a definição das áreas de amostragem. Sete vertentes foram amostradas, e sítios geomorfológicos identificados, no centro dos quais foram descritos e observado perfis, cujos materiais foram coletados para análises laboratoriais de granulometria e pH, CTC e fertilidade simples, que auxiliaram na interpretação do grau de alteração e evolução das geocoberturas. Os valores do Índice de Hack são baixos na maior parte da bacia. Os valores mais altos estão associados às características litológicas da região, podendo ser observados nas bordas da Depressão de Gouveia, zona de contato litológico em que predominam rochas quartzíticas. A análise dos perfis longitudinais permitiu constatar que a maior parte da bacia do ribeirão do Chiqueiro encontra-se em situação de equilíbrio, tendo em vista que os mesmos não apresentaram rupturas significativas de declive, possibilitando interpretar que a área não conta com evidências de soerguimento ou subsidência que possam ser detectados por este tipo de técnica. As coberturas analisadas mostraram-se quimicamente muito intemperizadas, indicando alto grau de evolução, sendo que as geocoberturas mais antigas localizam-se nas porções superiores da vertente, enquanto as mais jovens nas porções inferiores. Na bacia do ribeirão do Chiqueiro, os fatores litológicos foram os principais balizadores dos valores do índice de Hack, assim como foram os principais responsáveis pelas anomalias morfológicas dos perfis longitudinais.

Palavras-Chave: dinâmica de bacias; Índice de Hack; características do regolito; índices pedo-geomorfológicos.

ABSTRACT

The regolith constitutes in geomorphology a key to the interpretation of the landscape because it contains information about the processes that were once involved in the dynamics of the relief evolution. On the basis of this principle this research has the objective to identify at least part of the Chiqueiro creek slope dynamics. The Chiqueiro is affluent of the Paraúna River which forms the main drainage system in the Municipality of Gouveia, located at the Espinhaço Meridional mountain range, in Minas Gerais State, Brazil. It takes into account the relation between fluvial energy, slope processes and regolith characteristics. Initially, the Hack Index values were extracted to identify differences in energy distribution along the sub-basins. Together with the analysis of the main rivers' longitudinal profiles they were used to establish associations between the Hack Index and the morphological characteristics of the water courses in order to identify seven sampling slopes. In each of them geomorphological sites were identified in the middle of which soil profiles were opened, observed, described, and samples collected for the following laboratory analyses of particle size and simple fertility. Pedo-geomorphological index was applied to the following laboratory results: sand/gravel relation, uniformity value, silt/clay relationship, pH delta and CTC helping to verify the degree of change and evolution of the regolith. Most of the basin shows low values of the Hack Index. The higher values are associated with lithologic characteristics of the area mainly at the edges of the Gouveia Depression, a zone of lithological contact formed predominantly by quartzite. Longitudinal profiles analysis allowed assuming that the majority of the river course is in dynamic-equilibrium state, given that no significant break of slope occurs along the entire river profile. Results seem to indicate that the basin area is not affected by significantly enough uplift or subsidence rates to create knick points. The analysis of the regolith shows the presence of very weathered material, indicating a high level of evolution, suggesting that the older material is located in the upper slopes, while younger material is located in the lower portions. In the creek drainage basin of the Chiqueiro stream the lithological factors were the main benchmarks associated with the variation of the Hack index values being primarily responsible for morphological abnormalities of the longitudinal profiles.

Key-words: basin dynamics; Hack Index; regolith characteristics; pedo-geomorphological indexes.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	REFERENCIAL TEÓRICO-METODOLÓGICO	15
2.1	Bacia de drenagem e características morfométricas dentro da perspectiva geomorfológica	15
2.2	Vertentes: aspectos morfodinâmicos e morfológicos	20
2.3	Coberturas superficiais como indicadoras de processos geomorfológicos.....	26
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	30
3.1	Contexto Regional: A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM).....	30
3.2	Contexto da área de estudo: Bacia o Ribeirão Chiqueiro	33
3.2.1	Aspectos da Hidrografia	33
3.2.2	Aspectos Geológicos e Geomorfológicos	35
3.2.3	Aspectos Climáticos e Fitogeográficos	40
3.2.4	Coberturas Superficiais.....	41
4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	42
4.1	Etapa Preliminar	42
4.1.1	Trabalhos em Ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica).....	43
4.2	Segunda etapa: técnicas de campo e amostragem.....	485
4.3	Terceira etapa: procedimentos laboratoriais	48
4.3.1	Análise Física das Coberturas Superficiais	48
4.3.2	Análises Químicas das Coberturas Superficiais	50
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
5.1	Distribuição do Índice de Hack na bacia do ribeirão Chiqueiro e análise dos perfis longitudinais e transversais da drenagem	51
5.2	Sítios geomorfológicos e características morfológicas das coberturas.....	60
5.3	Síntese das observações e correlação dos dados.....	99
6	CONCLUSÕES	107

7 REFERÊNCIAS	109
ANEXOS	123
ANEXO I- DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA.....	124
ANEXO II- ANÁLISES FÍSICAS E pH.....	128
ANEXO IV- ANÁLISES QUÍMICAS	131

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Dinâmica de sedimentos em uma bacia de drenagem.....	16
Figura 2: Forças agindo sobre um corpo em estado de repouso na vertente.	23
Figura 3: Influência do clima nas características das geocoberturas.....	28
Figura 4: Perfil de intemperismo, [...].	29
Figura 5: Mapa de localização da bacia do ribeirão do Chiqueiro.	34
Figura 6: Geologia da área de estudo e localização dos transectos analisados.	36
Figura 7: Compartimentação geomorfológica da bacia do ribeirão do Chiqueiro[...]....	37
Figura 8: Modelo digital de elevação do terreno [...].....	39
Figura 9: Mata ciliar no fundo de vale, nas cabeceiras do Ribeirão Chiqueiro, [...].....	40
Figura 10: Vista da Depressão de Gouveia. [...].....	41
Figura 11: Imagem, sem escala do encaminhamento metodológico [...].	42
Figura 12: Esquema proposto por Hack para cálculo do gradiente [...].....	44
Figura 13: Localização dos pontos de coleta das amostras.	46
Figura 14: Mapa dos valores areais do índice de Hack [...].	52
Figura 15: Mapa com as principais drenagens da Serra do Espinhaço Meridional.....	53
Figura 16: Perfil longitudinal do ribeirão do Chiqueiro [...].....	54
Figura 17: Perfil longitudinal do ribeirão da Areia [...].....	55
Figura 18: Perfil longitudinal do córrego Rio Grande [...].....	55
Figura 19: Perfil longitudinal do córrego do Tigre [...].....	56
Figura 20: Perfil longitudinal do ribeirão Datas [...].....	58
Figura 21: Corte transversal aos vales dos rios [...].....	59
Figura 22: Perfil de inclinação da vertente (V1) [...].....	61
Figura 23: Detalhes do entorno do perfil. [...].....	62
Figura 24: Gráficos representando a análise física [...].....	64
Figura 25: Perfil de inclinação da vertente (V2) [...].....	66
Figura 26: Vertente na qual foi realizado o transecto 2.....	67
Figura 27: Gráficos representando a análise física [...].....	71
Figura 28: Área do entorno da vertente do Transecto 2, [...].....	70
Figura 29: Detalhe de uma pequena parte de gramínea ainda preservada [...].....	72
Figura 30: Seção geológica esquemática da região [...].....	73
Figura 31: Perfil de inclinação da vertente (V3) [...].....	74
Figura 32: Vertente na qual foi realizado o transecto 3.....	75
Figura 33: Pontos de amostragem da vertente em que se realizou o Transecto 3. [...] ..	76
Figura 34: Gráficos representando a análise física [...].....	78
Figura 35: Perfil de inclinação da vertente (V4) [...].....	80
Figura 36: Detalhes da vertente na qual foi realizado o transecto 4.....	81
Figura 37: Gráficos representando a análise física [...].....	82
Figura 38: Pontos de amostragem da vertente em que se realizou o transecto 4, [...]....	83
Figura 39: Perfil de inclinação da vertente (V5) [...].....	86
Figura 40: Gráficos representando a análise física [...].....	88
Figura 41: Geologia do entorno da Serra do Juá, [...].....	90
Figura 42: Perfil de inclinação da vertente (V6) [...].....	91

Figura 43: Vertente na qual foi realizado o Transecto 6.	92
Figura 44: Gráficos representando a análise física [...]	93
Figura 45: Perfil de inclinação da vertente (V7) [...]	95
Figura 46: Vertente na qual foi realizado o Transecto 7.	96
Figura 47: Gráficos representando a análise física [...]	98
Figura 48: Distribuição das frequências de ângulos de todas as vertentes analisadas. ..	99
Figura 49: Perfil topográfico das sete vertentes estudadas.....	101
Figura 50: Linhas de tendência extraídas dos gráficos [...]	102
Figura 51: Chave de relações entre as variáveis geomorfológicas [...]	104
Figura 52: Perfil transversal dos ribeirões da Areia e Datas, [...]	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Compartimentos geomorfológicos e seus respectivos domínios litológicos da Serra do Espinhaço Meridional.....	32
--	----

1 INTRODUÇÃO

A área de estudo é a bacia do ribeirão do Chiqueiro que, territorialmente, encontra-se nos municípios de Gouveia e Datas, e tem como principais cursos de água o ribeirão de Areia, córrego do Tigre, ribeirão Datas e o córrego Rio Grande. O ribeirão do Chiqueiro nasce na Serra do Juá e tem no Rio Paraúna, seu nível de base regional. A bacia do ribeirão do Chiqueiro está inserida na Depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional (SdEM). Essa unidade morfoestrutural é resultado da erosão provocada pelo encaixamento e atuação da rede de drenagem que se instalou sobre um anticlinório formado por rochas do Supergrupo Espinhaço (AUGUSTIN, 1995a).

O tema trabalhado na pesquisa corresponde à análise da atuação de processos geomorfológicos sobre coberturas superficiais a partir da relação entre energia e processos em uma bacia de drenagem, verificada através da aplicação do Índice de Hack (IH). As coberturas superficiais são importantes indicadores da dinâmica do relevo, pois guardam em suas características físicas, químicas e mineralógicas, heranças da atuação de processos que traduzem a dinâmica atuante em determinada área (AUGUSTIN, 1995). Sendo assim, para a Geomorfologia as coberturas superficiais constituem-se em uma chave de interpretação da paisagem.

Na bacia do ribeirão do Chiqueiro, vários são os trabalhos que destacam a importância das coberturas superficiais para uma compreensão da dinâmica geomorfológica (SAADI & VALADÃO, 1987; AUGUSTIN, 1995a; SAADI, 1995; AUGUSTIN & WINDSOR, 1999; ÁDAMO, 2001; FERREIRA, 2002; CRUZ, 2006; AUGUSTIN, 2009). As principais temáticas de pesquisa desenvolvidas na área de pesquisa são: área de estudos a ocorrência de processos erosivos (AUGUSTIN, 1995b; FIGUEIREDO, 1999), hidrologia de vertentes (ÁDAMO, 2001; MARCHIORO, 2002, 2007; MOREIRA, 1978, 1986; OLIVEIRA, 1986, 1987) e análise da cobertura superficial (ÁVILA, 2009; CARVALHO, 1981; CRUZ, 2006a; CRUZ, 2006b; CRUZ, 2006c; MARTINS, 2013; MENEZES et al., 2006).

O pressuposto que rege esta pesquisa é que, considerando que a energia pode ser traduzida na capacidade dos rios em realizar trabalho, ela tem como ser aferida pela atuação de processos erosivos pretéritos e atuais, que podem ser estudados através da análise das formas e dos materiais. Dessa maneira, a energia presente em um sistema geomorfológico tende a deixar um testemunho da sua atuação, seja nas formas ou nos materiais (AUGUSTIN, 1995; 2009; MARTINS, et al., 2013). O principal motivo que levou a elaboração dessa proposta foi à busca pela compreensão das relações mútuas entre os três elementos básicos

que são levados em consideração nos estudos geomorfológicos: as vertentes, as coberturas superficiais e a drenagem.

Ritter et al. (1995, p. 137) afirma que “a bacia é inexoravelmente ligada aos processos de vertente, que contribuem com água e sedimentos para a rede de canais de acordo com o clima regional, afloramento subjacente, regime tectônico e uso da terra pelo homem”, apontando o papel desempenhado pelas vertentes na dinâmica fluvial. Entretanto, o estudo da influência da rede de drenagem na evolução das vertentes também se faz necessário, uma vez que os cursos d’águas podem ser fatores preponderantes para o desencadeamento de processos de vertente.

A pesquisa apresenta um quadro acerca da distribuição de energia em uma bacia de drenagem através da aplicação do Índice de Hack (IH) em uma área onde essa técnica ainda não foi aplicada, propondo uma análise das coberturas através da identificação das áreas com valores diferenciados do IH, buscando associar a energia fluvial e as vertentes.

Nesse contexto, a pesquisa tem como:

2.2 Objetivo geral:

Oferecer subsídios para melhor compreensão da dinâmica geomorfológica atuante na bacia do Ribeirão Chiqueiro, considerando a relação entre a energia fluvial, processos de vertente e características das geocoberturas.

2.2 Em relação aos objetivos específicos, pretende-se:

- (i) aplicar o Índice de Hack para a bacia a fim de conhecer a distribuição de energia na área;
- (ii) identificar quais fatores condicionam a distribuição de energia na bacia do ribeirão do Chiqueiro;
- (iii) verificar o comportamento dos processos de vertente, através da análise de materiais encontrados;
- (iv) correlacionar os processos de vertentes com os materiais, através de variáveis pedogeomorfológicas;
- (v) fazer a associação entre as características desses processos com a variação dos índices de Hack.

2 REFERENCIAL TEÓRICO-METODOLÓGICO

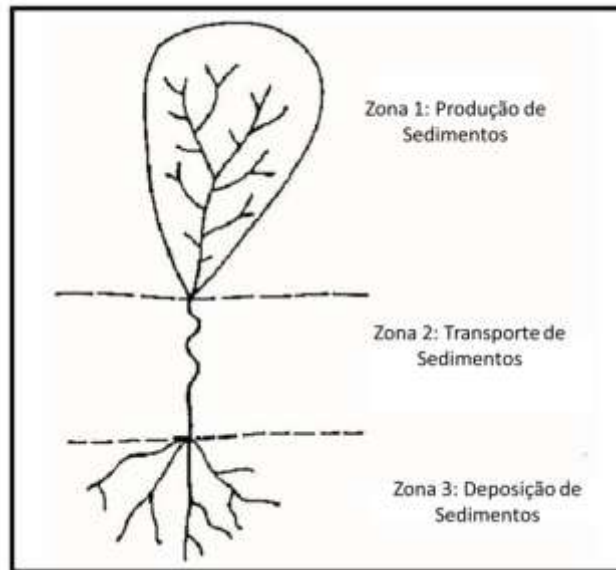
2.1 Bacia de drenagem e características morfométricas dentro da perspectiva geomorfológica

A Geomorfologia constitui um importante ramo das geociências, sendo responsável por gerar um numeroso acervo bibliográfico através da contribuição de vários pesquisadores ao longo de centenas de anos sobre os processos, as formas e os materiais da superfície da Terra (GREGORY & GOUDIE, 2011; GREGORY & LEWIN, 2014). Segundo esses autores, os processos responsáveis pela elaboração das atuais paisagens, as formas de relevo resultantes dessa ação e os materiais que são produzidos através dessa interação entre processos e formas. Ao considerar esses três componentes, a Geomorfologia busca obter uma interpretação do relevo, através de uma visão sistêmica.

Nessa tentativa de compreensão da paisagem, a Geomorfologia frequentemente utiliza-se da bacia de drenagem como unidade de análise. Christofolletti (1980, p. 102) assinala que “a análise da rede de drenagem pode levar à compreensão e à elucidação de numerosas questões geomorfológicas, pois os cursos d’água constituem processos morfogenéticos dos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre”.

Uma bacia de drenagem é definida por Leopold et al. (1964, p. 131) como uma “área que contribui com água para um canal em particular ou um conjunto de canais. Ou seja, a área fonte da precipitação eventualmente fornece aos canais por vários caminhos”. Ritter et al. (1995, p. 137) afirmam que “a bacia constitui-se em uma unidade de paisagem fundamental, em que, na sua área, há o aporte e distribuição de água e sedimentos”. Schumm (1977) divide a bacia em três zonas (Figura 1): Zona 1, de produção de sedimentos; Zona 2, de transporte de sedimentos; e a Zona 3, de deposição de sedimentos.

Figura 1: Dinâmica de sedimentos em uma bacia de drenagem.



Fonte: Schumm (1977).

Segundo o autor, em cada zona predomina um dos seguintes processos: erosão, transporte e deposição. A zona 1 é a fonte dos sedimentos, apresenta alta energia, o que implica em áreas que sofrem com atuação de fortes processos erosivos. A zona 2, é a área de transporte dos sedimentos das cabeceiras, que também funcionam como ferramentas erosivas dos materiais do fundo ou lateral do leito. A zona 3 é o local de deposição, área de menor energia da bacia.

Waugh (2002) assinala que a bacia de drenagem é um sistema aberto, integrando o ciclo hidrológico, assim, terá inputs (precipitação de água ou gelo) e outputs de energia (perda de água do sistema pelo escoamento ou evapotranspiração). A morfologia atual de uma determinada bacia é resultado de um longo processo evolutivo, na qual contribuiram uma série de variáveis, tais como: componentes estruturais, processos endógenos e exógenos que moldam a superfície, e o tempo (DAVIS, 1899; ZAVOIANU, 1985). Essas variáveis, na perspectiva sistêmica, influenciam direta ou indiretamente no fluxo, distribuição e armazenagem de matéria e energia.

Nesse contexto, as características morfométricas podem significar muito em termos de conhecimento sobre a dinâmica da superfície terrestre. Quanto ao desenvolvimento dessa abordagem nos estudos sobre a paisagem Missura et al. (2014, p. 95), atestam que

A análise morfométrica só tornou um elemento importante nas análises do relevo o advento do quantitativismo adquirido pela Geografia no pós-guerra uma maior ênfase foi dada ao desenvolvimento de métodos fisiográficos quantitativos para descrever e estudar a evolução e o comportamento da paisagem geomorfológica.

A mensuração da morfometria de uma bacia de drenagem ou das características do relevo tornou-se um dos meios mais utilizados para se conhecer a história evolutiva da paisagem (RAWAT, 2011). Por isto, para Abrahams (1984 apud PATTON, 1988, p. 51), não é surpresa que um grande número de pesquisas tenha seu foco nas características geométricas da bacia, incluindo topologia da rede de canais, e descrições quantitativas da textura de drenagem (padrão, forma e relevo). Dury (1970 apud RAWAT, 2011, p. 51) define morfometria como “uma medição e uma análise matemática da configuração da superfície terrestre e das formas e dimensões do seu relevo”.

Horton (1932, 1945) foi o precursor da abordagem morfométrica aplicada à análise dos canais (HORTON, 1945; PATTON, 1988; RAWAT, 2011) e a partir de suas pesquisas vários outros trabalhos foram desenvolvidos, tais como os de Strahler (1950), Schumm (1956;1964) e Chorley (1957). De acordo com Fonseca & Augustin (2014, p. 154) essas pesquisas “lançaram as bases para a realização de trabalhos com abordagem morfométrica que muito têm contribuído para o entendimento da dinâmica das bacias e sua relação com os fatores que as influenciam...”.

Christofoletti (1980) considera que o estudo morfométrico de uma bacia pode ser realizado a partir da análise linear, obtida a partir dos índices e relações da hidrografia; análise areal, que engloba vários índices nos quais são feitas medições planialtimétricas e lineares, e da análise hipsométrica, que se preocupa em estudar as inter-relações em unidades horizontais no espaço, no que diz respeito a sua distribuição em faixas altitudinais, indicando a proporção ocupada por determinada área em relação às variações altimétricas.

A análise morfométrica envolve a aplicação de métodos matemáticos nas interpretações sobre a dinâmica do relevo. Esses métodos são também conhecidos como índices geomórficos, e são ferramentas amplamente utilizadas em geomorfologia tectônica e para análise de processos associados ao sistema fluvial (COSTA & FLEISHER, 1984).

Strahler (1964, p. 73) aponta que “o perfil longitudinal de um rio pode ser mostrado graficamente através de um ponto de altitude (eixo das ordenadas) em função de uma distancia horizontal (eixo das abscissas)”. O perfil de um curso de água é um componente fundamental para compreensão do relevo, pois é frequentemente utilizado como um indicador das condições geológicas-geomorfológicas de uma dada área, bem como dos processos que condicionaram sua evolução (DUVALL et al., 2004; BISHOP, 2007; GOLDRICK & BISHOP, 2007; PHILLIPS & LUTZ, 2008; LARUE, 2011). Aiken & Brierley (2013, p. 643) afirmam que

A análise de perfis longitudinais do rio foi empreendido primeiro por Domenico Gugliemini mais de 300 anos atrás, antecipando muitos conceitos relacionados ao ciclo geográfico de Davis ou lei das confluências concordantes de Playfair.

Muitos autores utilizam os perfis longitudinais para verificação do estado de equilíbrio da paisagem (MACKIN, 1948; HACK, 1957; LANGBEIN & LEOPOLD, 1964; PHILLIPS & LUTZ, 2008). De acordo com Mackin (1948), a ideia de equilíbrio pode ser aplicada através do conceito de rios equilibrados (*graded streams*), que são rios regularizados de dimensão espacial, funcionando como sistemas abertos passíveis de atingirem o estado constante (*steady state*). Para o autor, os rios equilibrados são aqueles em que, ao longo de um determinado período de tempo, a inclinação é ajustada delicadamente para proporcionar uma velocidade necessária apenas para o transporte da carga fornecida pela bacia de drenagem.

Ainda segundo ele, o ajuste do sistema é devido à atuação de um componente principal, ou variável principal, tida como geomorfologicamente mais importante. Esta seria a carga móvel (carga de sedimentos), que por sua vez tem relação com o componente móvel (declividade). Como componente da paisagem, os canais tendem a entrar em *steady state*. Corroborando suas ideias, Leopold & Bull (1979, p. 195) consideram um rio em equilíbrio quando estes,

ao longo de um período tempo, a morfologia, declividade, velocidade, profundidade, largura, rugosidade, padrão, morfologia do canal, se ajustam mutuamente para fornecer a potência e eficiência necessárias para transportar a carga fornecida pela bacia de drenagem, sem entalhe ou degradação dos canais.

Segundo Etchebehere (2000, 2004), um dos mais conhecidos índices geomorfológicos é o *Stream-Length Gradient Index (SL Index)*, proposto por John T. Hack ((1965, 1973), e que no Brasil é conhecido também como Relação Declividade X Extensão (RDE) ou simplesmente Índice de Hack (IH). Hack (1957, 1973) destaca o papel dos perfis longitudinais como elementos-chave nas interpretações sobre dinâmica fluvial em seus estudos para verificar o equilíbrio de um curso de água durante seus estudos no vale do rio Shenandoah, Virgínia.

De acordo com Pecora (1966, p. 180),

O índice de Hack é baseado em uma tendência dos rios nos Estados Unidos exibirem perfis longitudinais, ou parte dos perfis longitudinais, com uma curvatura logarítmica. Ele deriva seu índice a partir da energia erosiva através da medição do comprimento da corrente de uma localidade (definida como a distância do curso ao longo da corrente principal de uma bacia de drenagem) e multiplicando esse valor pela declividade do canal de uma

localidade (do mapa topográfico). O produto obtido é chamado de valor SL, e é proporcional ao poder do fluxo.

O índice desenvolvido por Hack é amplamente utilizado em trabalhos que se dedicaram ao estudo de tectônica ou análise de bacias de drenagem (SEBEER E GORNITZ, 1983; KELLER et al., 1984; ETCHEBEHERE et al., 2004, 2006; FONSECA, 2010; AUGUSTIN, 2011; FONSECA & AUGUSTIN, 2014). Na aplicação do índice, Hack (1960) parte do pressuposto de que, em uma paisagem erosivamente equilibrada, o perfil longitudinal de um rio é uma característica da geometria da drenagem que fornece subsídios para a compreensão do substrato rochoso, bem como para o entendimento dos processos geológicos e da história geomorfológica de uma área.

Ele propõe a aplicação do método que denomina de *stream-gradient index*, descrito como um gráfico semilogarítmico que mostra a relação entre a declividade de um canal como um todo, ou de trechos de sua extensão. O índice permite, assim, a análise de características do perfil longitudinal, e a identificação de possíveis anomalias. Essas anomalias são representadas pelos *knickpoints*, que são rupturas de declives ocasionadas por um estágio erosivo mais pronunciado do leito do rio em decorrência de diferenciações litológicas e/ou influência estrutural (SEEBER & GORNITZ, 1983).

Segundo Nascimento (2013, p. 291) as anomalias correspondem a “uma feição diferente do padrão regional da rede de drenagem, ou pela existência de trechos atípicos nos canais fluviais que drenam uma bacia hidrográfica”. Etchebehere et al. (2004, p. 48) consideram que essas rupturas no perfil são responsáveis por uma alteração no equilíbrio do rio, e podem estar relacionadas a fatores como confluências de tributários, ou as heterogeneidades no substrato rochoso, ou ainda a processos de deformação crustal. É bem conhecida a influência litoestrutural nas redes de drenagem e conseqüentemente nos valores do IH, de tal maneira que o índice tende a aumentar em rios localizados sobre o substrato rochoso mais resistente e a diminuir quando as rochas do leito forem menos resistentes (ETCHEBEHERE et al., 2006; 2011).

Na utilização do método IH, as anomalias, mudanças e a energia são pensadas como unidade de análise do rio. Mas, aqui, cabe uma reflexão sobre qual a influência dessa distribuição energética para as vertentes que, juntamente com os cursos d'água, são partes integrantes de um mesmo sistema, no caso, a bacia de drenagem, partindo-se do princípio que em um sistema aberto, as mudanças em um subsistema influenciam em outro subsistema (SUMMERFIELD, 1991; CHRISTOFOLETTI, 1999). Trazendo para a perspectiva geomorfológica, considerando-se o sistema maior como a bacia de drenagem, pode se assumir

que e os subsistemas seriam os vários elementos que a compõem, como os canais fluviais e as vertentes. Desse modo, as vertentes deveriam responder a essas mudanças, uma vez que, teoricamente, os componentes da paisagem estão interligados, assim, as mudanças em um subsistema acarretariam mudanças em outro subsistema.

Nesse contexto, cabe destacar o papel do nível de base na relação entre o rio e a vertente. O primeiro a utilizar o termo nível de base foi J.W. Powell (1875) que definiu os conceitos de nível de base: a) regional, nos quais o oceano indicaria o nível abaixo do qual as terras emersas não poderiam ser erodidas, e b) níveis de base locais ou temporários, que seriam os leitos dos rios principais que transportam o produto da erosão (THOMAS & GOUDIE, 2000). Na tentativa de explicar o termo, Schumm (1993, p. 280) chama a atenção para o fato de que “base é a parte mais baixa de uma área, e o nível é uma linha horizontal ou plano posicionado ao longo de um eixo horizontal. Portanto, no sentido em que o termo foi criado, nível de base é efetivamente o nível do mar, embora se saiba que os rios podem erodir ligeiramente abaixo dele”.

Como principais causas da mudança do nível de base, Lana & Castro (2002), citam: a justaposição litológica, devido às diferenças de composição e textura das rochas, bem como variação espacial da atitude de planos deposicionais ou deformacionais, como acamamento e foliação; soerguimentos (ou basculamentos) tectônicos, com a geração de patamares estruturais, grábens ou hemi-grábens, tendo em vista a possibilidade de incidência de estruturas rúpteis em várias partes das bacias. Também passíveis de reativação; soerguimentos (ou basculamentos) isostáticos de blocos crustais em várias escalas, associados aos contrastes litológicos e consequentes perdas de massa e empuxo diferencial sobre o manto, podendo afetar inclusive bacias instaladas sobre terrenos cratônicos; e a proximidade das zonas de confluência com grandes rios.

2.2 Vertentes: aspectos morfodinâmicos e morfológicos

A maior parte da superfície terrestre é formada por vertentes (YOUNG, 1972; SELBY, 1982; GREGORY & GOUDIE, 2011). Dessa maneira, seu estudo pode fornecer dados importantes acerca da evolução do relevo. Chorley et al. (1984, p. 255) enfatizam que

As vertentes não compreendem somente a maior parte da paisagem, mas como parte integrante de um sistema de drenagem pode fornecer água e sedimentos aos canais. Logo, as vertentes são um importante componente de uma paisagem complexa que forma a bacia de drenagem.

Muitos são os conceitos empregados para definir vertente, dentre os quais se destaca aquele dado por Dylik (1968 apud CHRISTOFOLETTI, 1974, p. 26) que além de considerar a forma, considera também o seu processo formador. Segundo o autor, vertente é uma “forma tridimensional que foi modelada pelos processos de denudação atuantes no presente ou no passado, e representando a conexão dinâmica entre o interflúvio e o fundo de vale”.

Os primeiros estudos sobre as formas de relevo datam do séc. XVIII com geomorfólogos que tentaram explicar o relevo e a paisagem utilizando vários modelos teóricos (GARCIA-RUIZ, 2015). Dentre esses modelos teóricos merecem destaque àqueles desenvolvidos por William M. Davis, Walter Penck e Lester King. Segundo Valadão (1998, p. 37), a Davis “é atribuído o mérito de ter introduzido o fator tempo nas análises geomorfológicas, a partir da noção de ciclicidade na interpretação das formas de relevo”.

Na concepção de Davis a paisagem evoluía dentro de um ciclo geográfico ideal, a partir da atuação de três variáveis: interna (estrutura), externa (processos) e o tempo (SALGADO, 2007). O modelo proposto iniciasse com um rápido soerguimento continental, seguida de uma quietude tectônica, o que favoreceria a atuação de processos de rebaixamento vertical do relevo (SALGADO, 2007). Walter Penck propõe outra teoria que, segundo Valadão (1998, p. 39), “procurou tratar os problemas da morfogênese sob o ângulo da relação de intensidade entre os fatores endógenos e exógenos”. O autor enfatiza ainda que, ao contrario das ideias de Davis, que propunha uma elevação instantânea do relevo, Penck concebe a superfície terrestre como resultado de uma elevação dômica, contínua e lenta, que ao cessar permite a atuação dos processos erosivos. A competição entre os processos de soerguimento e processo erosivos resulta em um relevo dômico bordejado por uma superfície de erosão, semelhante a uma escadaria de *piedmont* denominada *piedmonttreppe* (VALADÃO, 1998).

Outro modelo que trata da evolução do modelado é o de Lester King. Sua teoria dá destaque ao fator climático, onde os aplainamentos ocorrem, de acordo com Salgado (2007, p. 70), “em regiões submetidas não só a condições de relativa calma tectônica, mas também a condições climáticas com tendência à aridez”. Segundo o referido autor, a evolução do modelado se inicia com a incisão fluvial, devido a um soerguimento ou rebaixamento do nível de base, e após o estabelecimento de um novo nível de base, inicia-se o trabalho de alargamento dos vales fluviais, tendo início o processo de retração lateral das vertentes (*backwearing*).

Os estudos citados demonstram a complexidade existente na análise da evolução e dinâmica da vertente, estas questões passam a ser vistas como uma das formas de análise da evolução da paisagem. As vertentes são consideradas como produtos de forças endógenas,

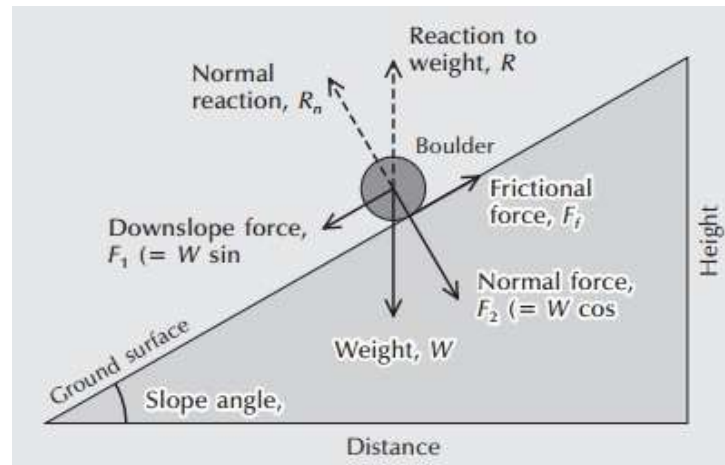
quando relacionadas à geodinâmica interna da Terra, e exógenas, quando a energia externa do planeta (tendo o sol como principal desencadeador) é a responsável pelas modificações. Nesse contexto, destaca-se o papel dos processos morfogenéticos responsáveis pela esculturação do relevo, expressa pela dinâmica externa das vertentes (CHISTOFOLETTI, 1980).

Em geomorfologia, processos são vistos por Ritter et al. (1960, p. 2) como “força que induz uma alteração, química ou física, nos materiais ou nas formas da superfície da Terra”, enquanto Thornes (1960 apud COIMBRA, 1990) os define como “ações ou eventos dinâmicos causados por agentes como ventos, chuvas, ondas, marés, rios e soluções aquosas no solo”. Os processos geomorfológicos ligados às vertentes são: movimentos de massa e erosão.

Os movimentos de massa, também conhecidos como gravitacionais, são aqueles em que os materiais da encosta fazem movimentos descendentes por força da gravidade, sem a assistência de água, gelo ou ar (SUMMERFIELD, 1991). Fernandes & Amaral (1994) relacionam os principais tipos de movimentos de massa em: corridas (*flows*), que são movimentos em que os materiais se comportam como fluidos, estando associados à concentração de fluxos d’água em algum ponto da vertente; escorregamentos (*slides* ou *landslides*) são movimentos de curta duração, possuindo um plano de ruptura nítido em que se diferencia o material que deslizou e o que não foi movimentado; queda de blocos são os movimentos de queda blocos e/ou lascas de rocha sem a presença de uma superfície de deslizamento. Vários são os fatores que determinam a ocorrência temporal e espacial desses movimentos como descontinuidades na vertente provocadas por características topográficas e litoestruturais, morfologia e materiais da encosta.

O princípio básico que rege esses processos é a atuação de duas forças antagônicas (Figura 2) as forças tangencial e perpendicular, e as forças de resistência (BLOOM, 1998). Para Huggett (2011, p. 58), a força constituiu-se de uma “ação em uma direção específica, capaz de alterar o estado de movimento de um corpo”. O autor indica que na vertente a força da gravidade é decomposta em duas forças principais, que atuam perpendicularmente e tangencialmente à superfície da vertente. O aumento do gradiente da vertente, segundo ele, favorece o aumento da força tangencial da gravidade e a diminuição da força perpendicular.

Figura 2: Forças agindo sobre um corpo em estado de repouso na vertente.



Fonte: Huggett (2011).

Ainda segundo esse autor (op. cit.), a força que atua tangencialmente é a responsável pela movimentação do material. As forças de resistência que dificultam esse movimento são: a coesão das partículas, que se divide em primária (quando se refere à coesão da rocha e é afetada pela atuação do intemperismo) e secundária (corresponde à coesão do solo); o atrito é a componente horizontal do contato, assim quanto menor for a granulometria, maior será a superfície de contato, e conseqüentemente maior será o atrito (CARSON & KIRKBY, 1972; EASTERBROOK, 1999; HUGGETT, 2011).

Outro processo que tem estreita relação com a vertente é a erosão, que é o desprendimento e remoção de solo e rocha pela ação do escoamento da água, vento, ondas, fluxo de gelo e movimentos de massa, tendo como principais fatores controladores o clima, topografia, tipo de rocha e características do solo (SELBY, 1982). Augustin (2013, notas de aula) considera que,

“Através da atuação dos processos erosivos, os materiais se deslocam de sua posição inercial, e são depositados quando cessa a energia envolvida no movimento. Como ela é proporcional não somente em relação à massa, mas também à velocidade das partículas do material em movimento, entre os fatores que podem levar à sua perda estão algumas características do fluxo e também da vertente, tais como declividade, rugosidade superficial, cobertura vegetal e pedregosidade. Os materiais deslocados são transportados por agentes e sua deposição leva à sedimentação. Durante o processo de deslocamento e transporte do material, há uma tendência do material a diminuir de tamanho sendo que no processo de deposição há um selecionamento das partículas de acordo com sua granulometria e grau de arredondamento, seja nos movimentos a seco (clastos), seja naqueles envolvendo a água (sedimentos).”

Segundo a autora, ao longo da vertente são depositados primeiro os de granulometria maior, sendo que os de menor granulometria tendem a percorrer maiores distâncias, se depositando geralmente, no sopé da vertente ou no fundo dos vales.

Selby (1982, p. 95) atesta que “a erosão nas vertentes é uma função do poder erosivo das gotas de chuva, escoamento da água, e deslizamentos ou fluxos de massas de terra, e a erodibilidade do solo ou rocha”. O autor conceitua erosividade como a habilidade potencial de um determinado processo em erodir, enquanto que erodibilidade seria a vulnerabilidade de um solo ser erodido em dadas condições de chuva. Segundo ele, alguns fatores afetam a erosão, são eles: clima, topografia, tipo de rocha, características do solo e vegetação.

O clima atua através de variáveis como precipitação (de longe a mais importante variável, sendo que a erosão causada pela chuva é determinada pela quantidade, intensidade e duração de um evento chuvoso), temperatura (determina se a precipitação será em forma de água ou gelo, o que muda as características absorptivas do solo) e vento (poder para deslocar e carrear partículas finas de solo). As características topográficas (declividade, forma e comprimento da vertente) podem influenciar a velocidade do *runoff* e consequente mobilização de materiais.

Ao estudar as características hidrológicas das vertentes na região de Gouveia, Nogueira et al. (2011) destacaram o papel da topografia na dinâmica subsuperficial da água de infiltração em solos da área. Segundo os autores, não só as características dos solos (textura e grau de umidade) contribuíram na distribuição de água na vertente, mas também, sua topografia, onde as porções côncavas apresentaram uma percolação mais superficial, e as porções convexas exibiram maior acúmulo de água, o que se reflete na maior capacidade de infiltração. A vegetação atua de forma a inibir os processos erosivos, através da interceptação das gotas de chuva e proteção do solo. Por fim, o fator solo é expresso pela sua erodibilidade, que está relacionada com suas características físicas e químicas.

Vários são os processos erosivos que modificam e contribuem para a evolução das vertentes (CHORLEY et al., 1984), sendo que um dos grandes desencadeadores de tais processos é a água (CARSON & KIRKBY, 1972; SELBY, 1982; 1985). A partir do momento em que a água entra no sistema de vertentes, ela dá início ao chamado “ciclo hidrológico da vertente” (CHORLEY, 1978), e, uma vez dentro deste ciclo, Ritter et al. (2002, p. 138) atestam que “a água pode percorrer diferentes caminhos até chegar ao canal fluvial”. Os caminhos tomados pela água podem determinar muitas características da paisagem (DUNNE, 1978).

A infiltração seria um desses caminhos, e é definida como processo onde a água penetra nos horizontes superficiais do solo, sendo controlada por fatores como intensidade da precipitação, característica do solo (grau de compactação, textura, estrutura, porosidade, presença de organismos), declividade, uso da terra e cobertura vegetal (RITTER et al., 1986). Horton (1933) estabelece que quando a quantidade de água fornecida por evento chuvoso exceder a capacidade de infiltração ou armazenamento de água do solo ocorrerá escoamento superficial, também chamado de fluxo hortoniano. A esse respeito, Dunne (1982, p. 19) indica que

Se, durante um evento chuvoso, a intensidade de precipitação exceder a capacidade de infiltração do solo, a água se acumulará na superfície preenchendo pequenas depressões e eventualmente transbordando e fluindo vertente abaixo, como um lençol irregular.

Kirkby (1988, p. 315) destaca que “mais de 95 % da água corrente passou sobre ou através de uma encosta e seus solos antes de atingirem a rede de canais”, assim, além do fluxo hortoniano, outros processos ocorrem na vertente com a entrada de água no sistema, com destaque para: escoamento subsuperficial, *piping* e *splash*. O escoamento subsuperficial lateral geralmente ocorre quando a água da chuva se infiltra através de um perfil de solo, reúne-se uma camada de impedimento do solo, regolito ou afloramento na vertente, dando origem a uma zona saturada, que é e então é desviada lateralmente no sentido da base da vertente (LUXMOORE, 1991; NEWMAN et al., 1998 apud ZHANG et al., 2011).

Esse escoamento pode estar associado à presença de espaços tubulares ou passagens no solo, que variam em tamanho, podendo ter alguns milímetros a centímetros de diâmetro denominados de *pipes* (PIERSON, 1983). Segundo Augustin & Aranha (2006, p. 10), esses “dutos (*pipes*) ou túneis se formam a partir do carreamento de pequenos grãos do solo, partículas de argila e outros colóides, ou mesmo através da remoção dos componentes do solo por solução, ou seja, pelo processo de *piping*”.

Segundo esses últimos autores, em grande quantidade eles podem formar um sistema de túbulos que fragilizam a estrutura do solo, podendo provocar colapsos e originar processos de voçoramento. Os principais fatores que influenciam na existência de *piping* no solo são: chuvas sazonais altamente variáveis; solos sujeitos a rachaduras nos períodos secos; redução da cobertura vegetal; camadas de solo relativamente impermeáveis; existência de gradiente hidráulico no solo; e solos com camadas dispersivas (SELBY, 1982).

A erosividade chuva também é um fator a se considerar no que diz respeito aos processos de vertente, pois através do *splash* exerce grande influência nos processos de

vertente. O *splash* ou salpicamento é o processo em que partículas de solo são desprendidas e deslocadas pela ação das gotas de chuva, estas, possuem energia cinética em virtude da sua massa e velocidade, e dependendo do seu tamanho e velocidade, seu impacto pode mover partículas com mais de 10 mm de diâmetro (SUMMERFIELD, 1991).

O autor aponta para a existência de duas variáveis que contribuem para a intensidade do *splash*: o gradiente da vertente e a cobertura vegetal. Segundo ele, estudos mostram que uma vertente que apresenta angulo de inclinação abaixo de 5 graus o total de partículas removidas por *splash* é de 60%, enquanto que quando o angulo de inclinação é de 25 graus, esse total aumenta para 95%. Ele aponta ainda que a cobertura vegetal é uma variável de extrema importância no estudo da dinâmica de vertentes, uma vez que influenciam na intensidade de atuação de vários processos geomorfológicos.

A relação entre os processos erosivos na vertente e seus fatores controladores foi analisada através de vários estudos na bacia do ribeirão do Chiqueiro. Barbosa & Augustin (2007) encontraram evidências de tanto a rugosidade da vertente como a cobertura superficial (vegetal e não vegetal), foram responsáveis pelas variações de precipitação, interceptação e distribuição de água na vertente. Machioro & Augustin (2007), encontraram indícios de que a cobertura vegetal diminuiu os efeitos erosivos do *splash*, em contrapartida aumento as taxas de infiltração no solo.

2.3 Coberturas superficiais como indicadoras de processos geomorfológicos

Gregory & Lewin (2014, p. 162) “a paisagem é a principal questão para Geomorfologia como uma ciência da terra, de modo que resulta em um conceito principal que é a relação entre a paisagem, processos e materiais”. Gregory & Goudie (2011, p. 41) destacam a importância dessas três componentes naturais, afirmando que “uma compreensão completa da natureza e causas das paisagens requerem uma avaliação dos processos, formas, materiais e do tempo”.

Gregory (1978 apud Gregory & Goudie, 2011) resumiu essas três características da Terra em uma equação que, segundo Gregory & Lewin (2014, p. 163), “indica como os processos operam sobre os materiais sobre um espaço de tempo t , produzindo resultados expressados nas paisagens”. Nessa perspectiva, além dos processos e das formas, nesse trabalho, considera-se que a análise geomorfológica perpassa pelo estudo dos materiais superficiais resultantes da atuação de processos destrutivos sobre a crosta terrestre.

O estudo desses materiais não é exclusividade da Geomorfologia, ciências como Geologia, Pedologia e Agronomia também os estudam dentro de suas respectivas visões e segundo seus objetivos. Devido a essa multiplicidade de estudos que envolvem os materiais, eles recebem uma variedade de designações e conceitos de acordo com as diferentes áreas do conhecimento que os têm por foco de estudo.

Em Geologia, os materiais são chamados de manto de alteração ou regolito, definido como coberturas inconsolidadas ou secundariamente recimentada que recobre o afloramento rochoso, tendo sido formada pela atuação do intemperismo, erosão, transporte e / ou deposição de materiais mais antigos. (TAYLOR & EGGLETON, 2001).

Esses materiais incluem detritos de rocha de todos os tipos, tais como cinzas vulcânicas, fluxos glaciais, aluvio, depósitos eólicos, acumulação vegetal e solo (OLIVER & PAIN, 1996). Na Pedologia, recebem a denominação de solos e são definidos, segundo Embrapa (2013, p. 4) como:

Coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais do nosso planeta, contém matéria viva e podem ser vegetados na natureza onde ocorrem e podem, eventualmente, terem sido modificados por interferências antrópicas.

Diferente das ciências citadas, a terminologia adotada na geomorfologia, e que será adotada nesta pesquisa, é a de coberturas superficiais, que, segundo Augustin (2013), “referem-se às camadas que recobrem o manto de alteração submetido aos processos de pedogenezacão, apresentando, portanto, diferenciação de horizontes”.

A autora destaca que as geocoberturas correspondem ao regolito, como identificados por Ollier & Pain (1996), e podem ser utilizadas nos estudos geomorfológicos como indicadores de processos superficiais e subsuperficiais da vertente, além de fornecem materiais analíticos para datações e identificações de taxas de perdas física e química das vertentes e fundos de vale.

Augustin (1995; 2006a; 2009), Barbosa & Augustin (2000) e MARTINS, et al. (2013) utilizam o conceito de geocoberturas, na perspectiva geomorfológica, como meio de identificação de processos que condicionaram a dinâmica de uma determinada área, e não como um fim em si próprio, como na pedologia.

Isto, porque seu estudo leva também em consideração os processos geológicos de alteração da rocha, que não se restringem à formação e diferenciação dos horizontes pois para

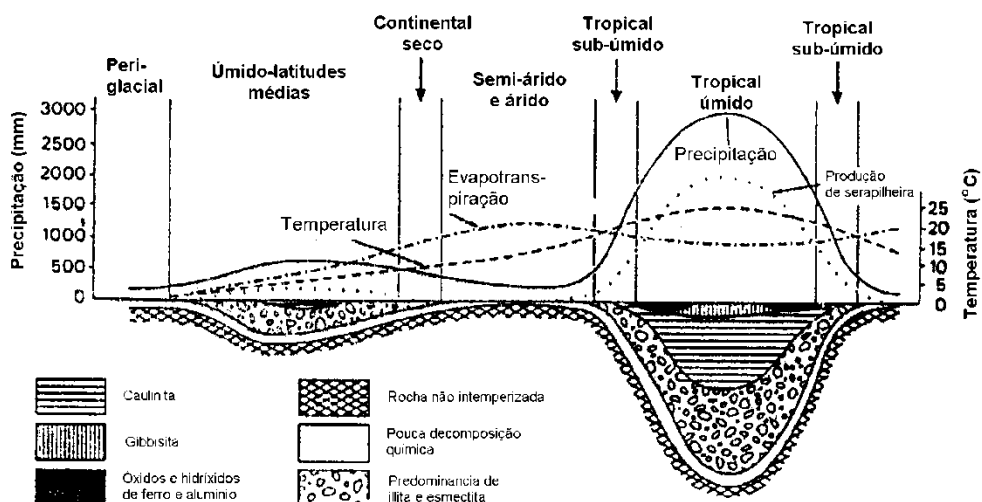
esses autores, os estudos em Geomorfologia precisam ir além da escala de perfil pedológico por conceber as características morfológicas, mineralógicas e químicas de cada horizonte como resultantes de processos que operam tanto vertical quanto lateralmente. Sendo assim, esses processos representariam a dinâmica atuante em escala de vertente e, em última análise, em escala de bacia de drenagem.

As geocoberturas são produtos, muitas vezes, da alteração da rocha a partir do seu afloramento em superfície. Essa alteração é denominada intemperismo, que segundo Schaetzl & Anderson (2005, p. 226) correspondem “à alteração física e química das rochas e minerais na ou próximo à superfície da Terra, produzida por agentes biológicos, químicos e físicos ou sua combinação, enquanto se ajustam a um estado de equilíbrio com o ambiente superficial”.

Um exemplo desse processo de alteração são as rochas ígneas que, em profundidade, mantém seus constituintes químicos em equilíbrio com as condições de pressão e temperatura (CARROL, 1970), no entanto, ao serem expostas à superfície entram em condição de desequilíbrio com o meio. Oliveira (2014, informação oral) enfatiza que, ao buscar um novo equilíbrio, a rocha altera suas propriedades físicas, químicas e mineralógicas através da atuação do intemperismo, que ocorre de maneira gradual e é influenciada pelas características da rocha, tempo de exposição na superfície e características climáticas.

Assim, as características climáticas da Terra, através da quantidade de precipitação e das variações de temperatura, podem contribuir ou inibir a atuação do intemperismo, que aliado às características geológicas pode dar origem diferentes materiais (SUMMERFIELD, 1991; THOMAS, 1994) (Figura 7).

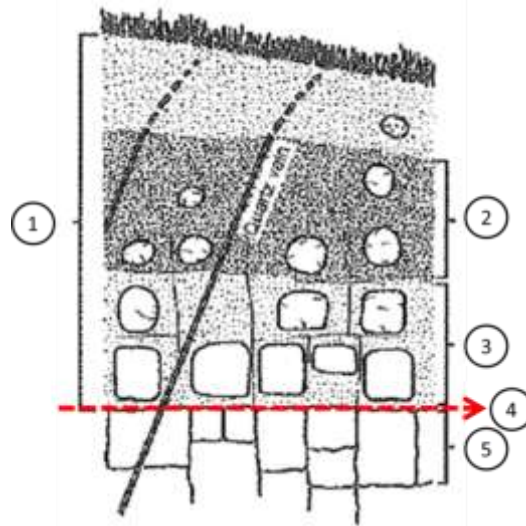
Figura 3: Influência do clima nas características das geocoberturas.



Fonte: Modificado de STRAKHOV (1967).

Por não ser alterada de maneira uniforme, a rocha passa por diferentes estágios de alteração que levam a formação de perfis de alteração (Figura 8) que, segundo Ollier & Pain (1996, p. 10) “refletem a ação recíproca do intemperismo, materiais remobilizados e erosão, geralmente sobre longos períodos de tempo”.

Figura 4: Perfil de intemperismo, onde 1-regolito; 2- núcleo com rochas arredondadas; 3- núcleo com rochas angulares; 4-Front de intemperismo; 5- Rocha fresca.



Fonte: Oliver & Pain (1996).

Summerfield (1991, p. 129) define intemperismo como “um ajuste das propriedades químicas, físicas e mineralógicas em resposta às condições ambientais que prevalecem na superfície da Terra”. O autor coloca que o intemperismo pode ser de ordem física (envolve apenas mudanças físicas) e química (envolve reações químicas e a formação de novos minerais).

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Contexto Regional: A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM)

O contexto regional da área de estudo é marcado pela Serra do Espinhaço, que se estende “por cerca de 1200 km na direção N-S desde a região de Belo Horizonte até os limites norte da Bahia com os estados de Pernambuco e Piauí”, segundo Almeida-Abreu & Renger (2002, p. 1). Essa faixa orogênica limita o sudeste do Cráton do São Francisco, estendendo-se por cerca de 300 quilômetros na direção N-S, desde o Quadrilátero Ferrífero até a região de Olhos d'Água, município localizado a aproximadamente a 134 quilômetros a norte de Diamantina (ALMEIDA-ABREU, 2005).

A partir de dados geocronológicos Brito Neves et al. (1979 apud Renger & KNAUER, 1995) sumarizaram os eventos geotectônicos que deram origem aos terrenos que formam a SdEM da seguinte maneira: (i) 2,8-2,6 Ga, formação do embasamento; (ii) 2,1-2,0 Ga, formação de granitos; (iii) 1,8-1,7 Ga, início da individualização dos sítios de deposição do Espinhaço; (iv) 1,7-1,3 Ga, desenvolvimento da sedimentação cíclica do Supergrupo Espinhaço; (v) 1,3-1,2 Ga, principal fase de deformação e metamorfismo; (vi) 1,2-1,0 Ga, período marcadamente pós-tectônico, com acentuado magmatismo básico e início de individualização da Bacia Bambuí; (vii) 0,65- 0,50 Ga, dobramento e metamorfismo não generalizado do Grupo Bambuí e cronocorrelatos.

Na SdEM são encontradas, segundo Kanuer (2007, p. 82) “sequências rochosas com idades entre o Arqueano e o Neoproterozóico, mas com especial predominância daquelas de idades Paleo a Mesoproterozóicas relacionadas ao chamado Supergrupo Espinhaço”. O autor coloca que, no Arqueano, estão inseridos os complexos granito/gnáissico/migmatíticos, chamados de Complexo de Gouveia na sua região central e de Complexo Basal, na sua borda leste. Relacionadas a esse período, também são encontradas rochas metamórficas de mais baixo grau são reconhecidas representando restos de um possível *greenstone belt*. Para o autor, estão relacionadas ao Paleoproterozóico, as sequências predominantemente metassedimentares do Grupo Costa Sena, sendo neste Grupo reconhecidas as formações Barão do Guaicuí (base) e Bandeirinha.

A Serra do Espinhaço constitui-se em um importante divisor hidrográfico entre as bacias do centro-leste brasileiro e a do rio São Francisco, e, em Minas Gerais, forma um conjunto de terras altas, em formato de bumerangue com direção norte-sul e convexidade orientada para oeste (SAADI, 1995).

O autor coloca às seguintes unidades geomorfológicas para a Serra do Espinhaço Meridional:

- (i) Planalto de Diamantina, onde Abreu (1982 apud SAADI, 1995) define três níveis escalonados para o relevo: o nível 3 (Post-Gondwana), entre 1.200 e 1.400m, localizado entre as nascentes do ribeirão Datas até o norte de Guinda, onde forma, localmente, o divisor São-Francisco-Jequitinhonha; nível 2 (Superfície Sulamericana), embutido no nível 1, com altitude de 1.000-1.100m, caracterizando-se por possuir desníveis verticais, causados por falhas normais com direção NW-SE; o nível 1 (Ciclo Velhas), embutido no nível 2, corresponde ao mais alto terraço de cascalho, com altitudes de 750-800m.
- (ii) Depressão de Gouveia: unidade originada a partir da escavação de gnaisses e xistos arqueanos, justapostos aos quartzitos proterozóicos por uma tectônica de empurrão e nappes.
- (iii) Borda Leste do Planalto, cuja área marginal constitui um mega-anfiteatro onde se alojam as bacias de quatro dos maiores afluentes do rio Doce, composto por compartimentos morfotectônicos delimitados por falhas NE-SW, tectonicamente escalonados de NW para SE (em sentido decrescente) e basculados em direção NW.
- (iv) Borda Oeste do planalto, onde em sua área marginal é encontrada a depressão drenada pelos rios Jequitai e Curimataí, entre as serras de Minas e do Cabral, e adaptada a uma ondulação sinclinal.

O mapeamento geomorfológico mais recente para a Serra do Espinhaço Meridional foi feito por Augustin et al. (2011) a partir da divisão da paisagem em compartimentos ou táxons (Tabelas 1 e 2). A divisão taxonômica inicial, denominada de “domínios morfoestruturais”, considerou primeiramente os condicionantes morfoestruturais (tectônica, estratigrafia e cronologia) e litológicos do relevo. A segunda divisão taxonômica (domínios morfoesculturais) considerou o agrupamento de formas, a partir da litologia das rochas. Essa categoria foi posteriormente subdividida objetivando, segundo Augustin et al. (2001, p. 53), “contemplar elementos da morfoescultura, com ênfase na dinâmica, ou seja, nos agrupamentos das formas que indicam processos dominantes”.

Tabela 1: Compartimentos geomorfológicos e seus respectivos domínios litológicos da Serra do Espinhaço Meridional proposta por Augustin et al. (2011).

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	SUBDOMÍNIOS	
Cráton do São Francisco	Rochas Metapelíticas e Carbonáticas do Grupo Bambuí	
Cinturão Orogênico do Espinhaço	Rochas Granito-gnáissicas do Embasamento Cristalino Remobilizado	
	Rochas Predominantemente Quartzíticas do Supergrupo Espinhaço	
Macaúbas	Rochas Metassedimentares	
	Materiais Detríticos	
Embasamento Cristalino	Rochas Granito-gnáissicas do Complexo Guanhães	
	Rochas Intrusivas do Complexo (SUÍTE) Borrachudo e do Grupo Itabira	
UNIDADES MORFOESCULTURAIS	SUBUNIDADES	FORMAS ASSOCIADAS
Feições Erosivas	Superfícies Erosivas Remanescentes	Relevo Residual da Depressão do São Francisco
		Compartimento com Alinhamentos de Cristas
		Platôs Quartzíticos e Relevos Residuais Quartzíticos
		Superfície Erosiva de Guinda e Diamantina
		Vertentes em Rampas Estruturalmente Condicionadas
	Superfícies Retrabalhadas	Chapadas e Chapadões
		Vertentes em Rampas Estruturalmente Condicionadas
		Escarpa Erosiva Contínua (Borda Oeste)
		Colinas Convexas e Policonexas da Depressão de Gouveia
		Escarpa Erosiva Descontínua (Borda Leste)
Feições Depositionais	Áreas deprimidas	Colinas Convexas e Policonexas do Embasamento Cristalino
		Rebordo Festonado das Chapadas e Chapadões
		Alvéolos Flúvio-Colúviais
	Áreas de Influência Imediata Fluvial	Sistemas de Vales Encaixados
		Baixas Vertentes
		Fundos de Vales e Terraços Quaternários
		Planícies Aluviais

3.2 Contexto da área de estudo: Bacia o Ribeirão Chiqueiro

3.2.1 Aspectos da Hidrografia

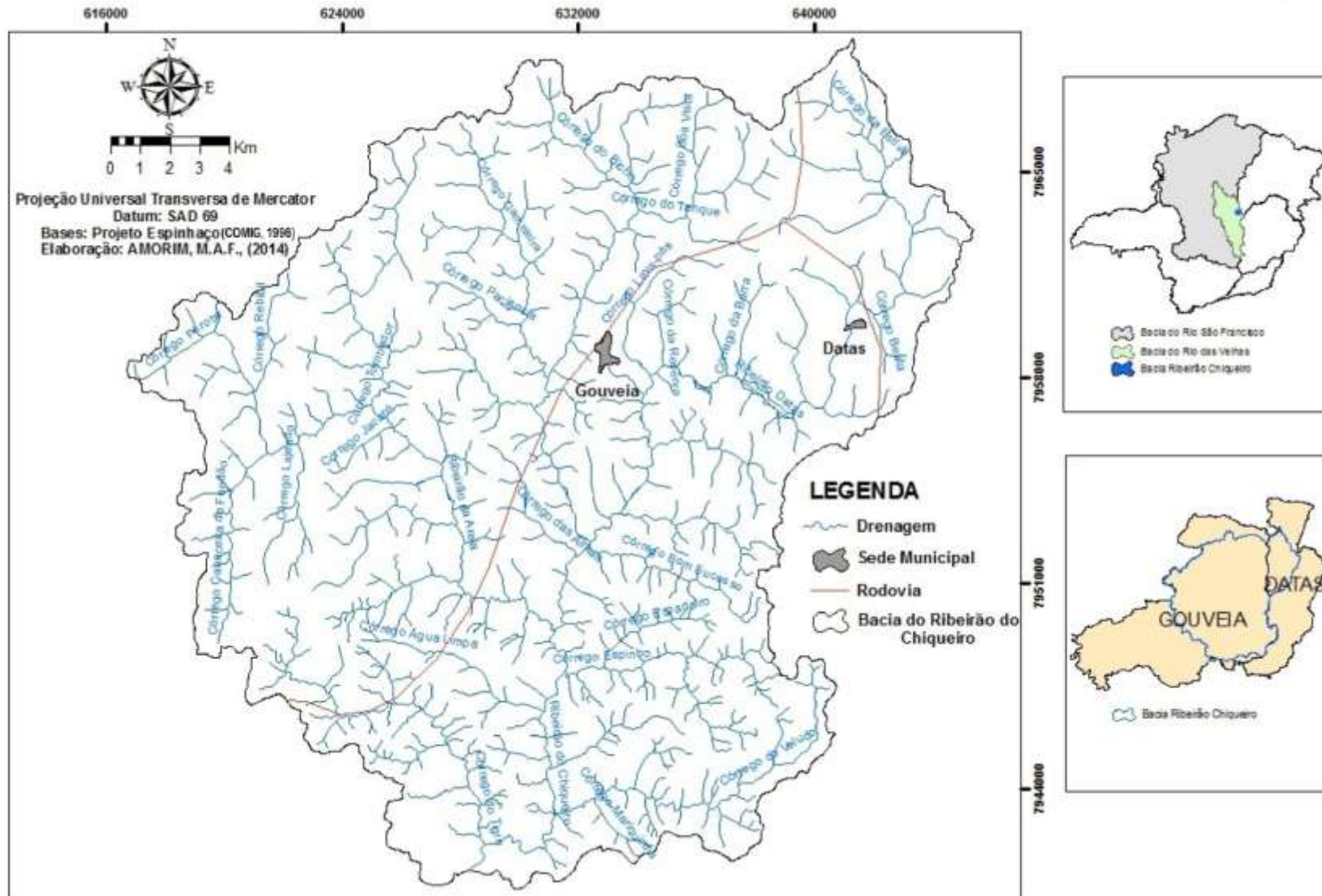
Territorialmente, a bacia do ribeirão do Chiqueiro engloba os municípios de Datas e Gouveia, sendo que neste último, encontra-se sua maior área. O ribeirão do Chiqueiro nasce na Serra do Juá, a mais de 1.300m, tendo por substrato rochas do Supergrupo Espinhaço e Paraúna, além de atravessar estruturas como falhas de empurrão, lineamentos estruturais e sinclinais e anticlinais. Desde suas nascentes até sua foz, o rio percorre cerca de 32 km, com orientação norte-sul.

Os principais rios que integram a bacia do Ribeirão do Chiqueiro (Figura 9) são os ribeirões do Chiqueiro, da Areia, Datas ou Cachoeira, córregos Rio Grande e do Tigre. Seu maior afluente, o ribeirão da Areia, encontra-se localizado na margem direita, nasce entre as serras do Fundão e da Boa Vista, vindo a desembocar no ribeirão do Chiqueiro, com 22 km de extensão.

Silva (2004) e Salgado (2002) já destacaram o papel da litologia na configuração da rede de drenagem. Assim, observa-se que a drenagem está fortemente ligada a características estrutural, com rios fortemente orientados por falhas de empurrão, exibindo forma predominantemente retilínea, como é o caso dos córregos Cabeceiras do Fundão, da Peroba e médio do curso do ribeirão da Areia (Figuras 6 e 7).

Figura 5: Mapa de localização da bacia do ribeirão do Chiqueiro.

Localização da Bacia do Ribeirão Chiqueiro- Serra do Espinhaço Meridional (SdEM)



3.2.2 Aspectos Geológicos e Geomorfológicos

A bacia do Ribeirão Chiqueiro está inserida na Depressão de Gouveia, que corresponde a uma superfície topograficamente rebaixada (Figura 9), que no passado foi recoberta por um anticlinório, fraturado pela ação da tectônica, tendo sido intensamente dissecado pela drenagem ao longo da evolução da área, proporcionando o afloramento das rochas do embasamento arqueano (AUGUSTIN, 1995).

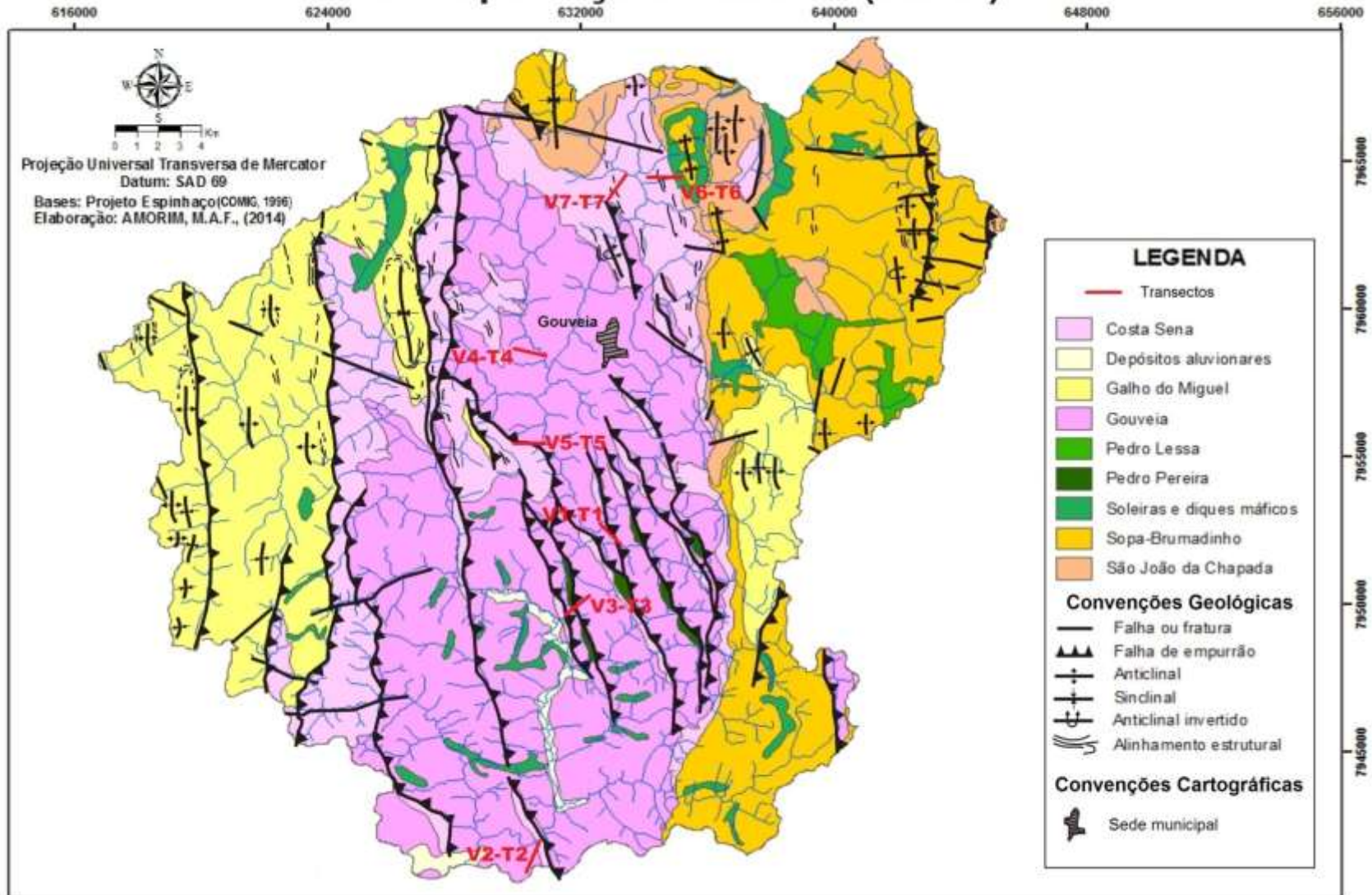
A Depressão caracteriza-se por ser um compartimento deprimido bordejado por escarpas xistosas e quartzíticas subverticais, cujos topos limitam uma grande superfície tabular, elaborada nas sequências do Supergrupo Espinhaço (SAADI & VALADÃO, 1987). A base geológica da área de estudo (Figura 10), compreende rochas do Espinhaço Supergrupo Espinhaço (quartzitos), do Supergrupo Rio Paraúna (xistos e quartzo-xistos), e do Complexo Gouveia (granitóides).

O Supergrupo Espinhaço divide-se em dois Grupos, Guinda e Conselheiro Mata, sendo que na área de estudo é encontrado apenas o Grupo Guinda. Das quatro Formações que compõem esse grupo, três estão presentes na bacia do ribeirão do Chiqueiro: São João da Chapada, composta principalmente por quartzitos e filitos hematíticos; Sopa Brumadinha, que engloba quartzitos, metassiltitos, quartzitos finos e metabrechas diamantíferas de matriz filítica; e Galho do Miguel, representada por quartzitos puros e finos, quartzitos finos micáceos e por finas intercalações de metargilitos acinzentados ou esverdeados (ALMEIDA-ABREU, 1995).

O Supergrupo Rio Paraúna é formado por dois Grupos: Pedro Pereira e Costa Sena. O Grupo Pedro Pereira é representado por rochas metamáficas, ultramáficas, ácidas e por metassedimentos de origem química como BIF's e *metacherts*. O Grupo Costa Sena, reúne uma sequência de sericita-xistos com quantidades variadas de quartzo e cianita (ALMEIDA-ABREU, 1995). O Complexo Gouveia pode ser encontrado no núcleo de estrutura antiformal do Supergrupo Espinhaço, onde estão expostas rochas gnáissico-migmatíticas (MACHADO et al. 1989 apud NOCE et al., 2007). Seus granitóides encontram-se afetados por processos de milonitização de diferentes intensidades (RENGER & KNAUER, 2005), podendo ser divididos em milonitos, protomilonitos e filomilonitos (KNAUER & GROSSI-SAD, 1996a).

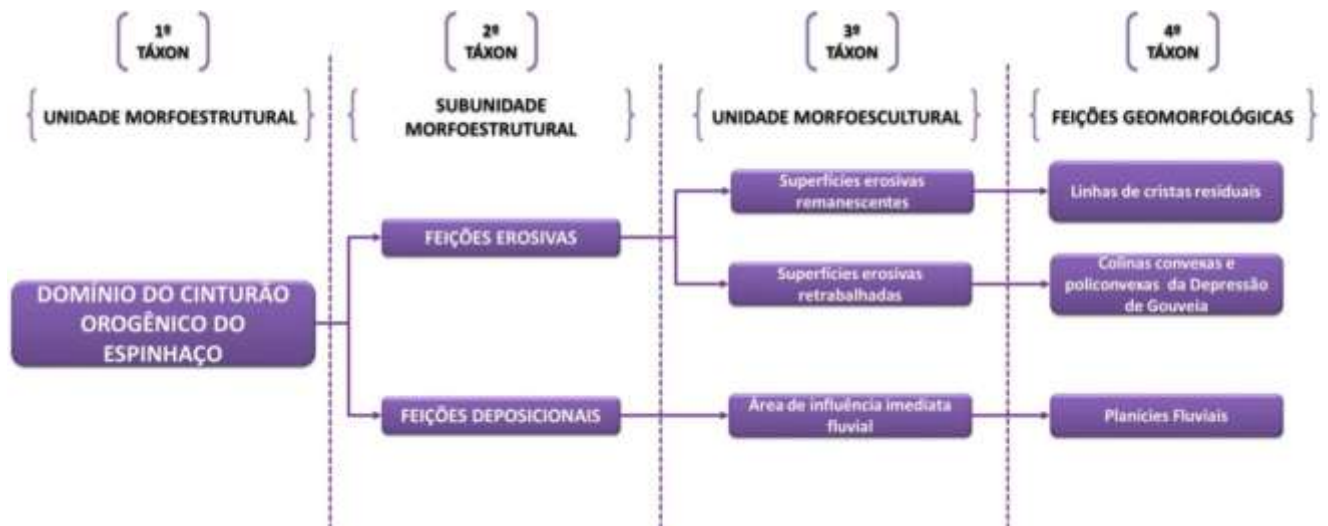
Figura 6: Geologia da área de estudo e localização dos transectos analisados.

Mapa Geológico da bacia do Ribeirão Chiqueiro- Serra do Espinhaço Meridional (SdEM)



Quanto à geomorfologia da área de estudo, observa-se na Figura 11, que na bacia do ribeirão do Chiqueiro, que correspondem à Depressão de Gouveia, predominam cotas entre 960 e 1093, formando um compartimento deprimido bordejado por escarpas xistosas e quartzíticas subverticais, cujos topos limitam uma grande superfície tabular, elaborada nas sequências do Supergrupo Espinhaço (SAADI & VALADÃO, 1987). Tendo como referência o mapeamento realizado por Augustin et al. (2011), a bacia do ribeirão do Chiqueiro possui os seguintes compartimentos geomorfológicos (Figura 7).

Figura 7: Compartimentação geomorfológica da bacia do ribeirão do Chiqueiro segundo mapeamento de Augustin et al. (2011).



(1) Domínio morfoestrutural do Cinturão Orogênico do Espinhaço: datado do Proterozóico Médio, constituídos por rochas do Grupo Costa Sena Indiviso, formadas por quartzito xisto e quartzito mica xisto, e ainda as das rochas granito-gnáissicas do cristalino retrabalhado, datadas do Arqueano e denominadas de Complexo de Gouveia (KNAUER, 1990 apud AUGUSTIN, 2011).

a- Feições erosivas: áreas em que os processos erosivos são mais pronunciados que os deposicionais. Na bacia do ribeirão do Chiqueiro, as feições erosivas ocupam a maior parte da área.

a.1- Superfícies erosivas remanescente: são áreas formadas por topos achatados ou não, dominados por afloramentos, frequentemente encontrados em todo o Espinhaço e parte das chapadas e chapadões do Grupo Macaúbas.

a.1.2- Linhas de cristas residuais: na bacia do ribeirão do Chiqueiro essas unidades correspondem às cristas quartzíticas que os limites da Depressão de

Gouveia. Augustin et al. (2011, p. 64) coloca essas formas de relevo são “geradas por remanescentes de dobras, com fronts voltados para oeste e reversos para leste”.

a.2- Superfícies erosivas retrabalhadas: correspondem tanto a áreas de incisão da drenagem como àquelas resultantes dos processos erosivos nos afloramentos. Segundo Augustin et al. (2011, p. 62) essas áreas “refletem a atuação de processos erosivos e fluviais que atuam no sentido do desmonte das grandes estruturas”.

a.2.1- Colinas convexas e policonvexas da Depressão de Gouveia: são as unidades de maior abrangência na bacia estudada, caracterizando-se por apresentarem colinas modeladas sobre os granitóides do Complexo de Gouveia, onde seus topos são achatados e largos, as vertentes são longas e funcionam como divisores de água entre pequenas bacias de drenagem.

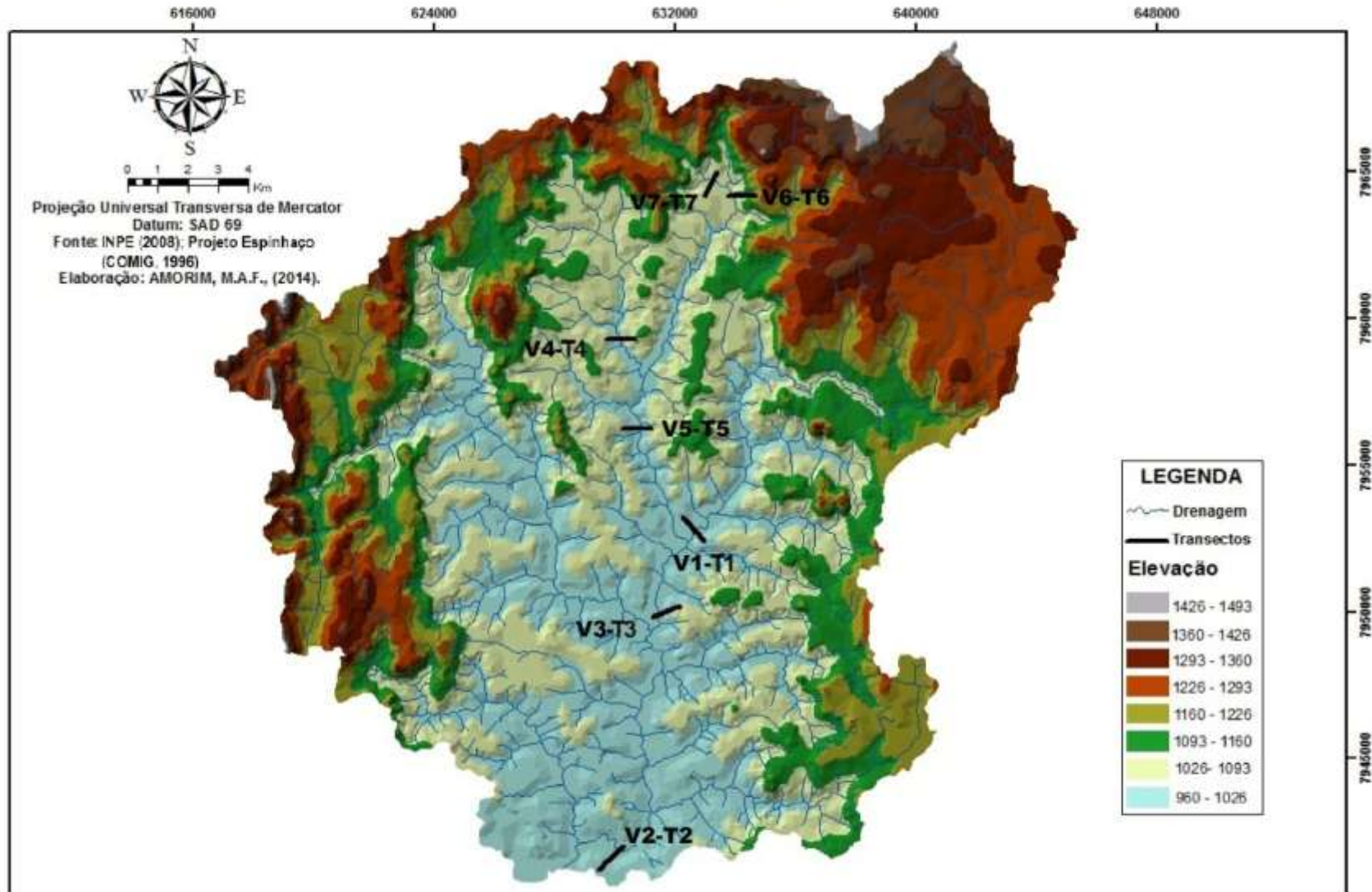
b- Feições deposicionais: na área de estudo a localização dessas unidades morfoesculturais estão limitadas ao médio e baixo curso do ribeirão do Chiqueiro, nas áreas onde os ribeirões da Areia e Datas encontram o ribeirão do Chiqueiro, e na foz deste, no rio Paraúna.

b.1- Área de Influência Imediata Fluvial:

b.1.2- Planícies Fluviais: são representadas pelas deposições fluviais dos principais cursos d'água da SdEM. Segundo os autores tais áreas indicam forte controle litoestrutural e morfológico sobre o escoamento e incisão da rede de drenagem.

Figura 8: Modelo digital de elevação do terreno elaborado para a bacia do ribeirão do Chiqueiro.

Modelo Digital de Elevação (MDE) da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro- Serra do Espinhaço Meridional (SdEM)



3.2.3 Aspectos Climáticos e Fitogeográficos

Na bacia do ribeirão do Chiqueiro predomina, de acordo com a classificação de Koppen, o tipo climático mesotérmico (Cwb), que apresenta verões brandos e úmidos e invernos secos com baixas temperaturas (BUENO, 1997 apud GOUVEIA, 2002). Em estudo sobre a dinâmica atmosférica na área, Gouveia (2002) afirma que o período seco tem dois a três meses de duração, e coincidem com os meses mais frios (junho, julho e agosto). Segundo o autor, as médias de temperatura do mês mais frio é 18°C e a do mês mais quente é inferior a 22°C, a temperatura média anual é de 18°C. O período seco ocorre entre os meses de junho e agosto (MACHIORO, 2002).

A área é constituída, predominantemente, por campos rupestres e de altitude, matas ciliares (Figura 12), cerrado e os campos rupestres (Figura 13), além da Floresta Estacional Semidecidual, vegetação que ocorre sob forma de enclaves, associadas à presença de rochas básicas e metabásicas (COMIG, 1997; VELOSO, 1992). Nos fundos de vale da depressão de Gouveia, predomina a Floresta Estacional Semidecidual e o Cerrado Típico (VELOSO, 1992).

Figura 9: Mata ciliar no fundo de vale, nas cabeceiras do Ribeirão Chiqueiro, norte da Depressão de Gouveia.



Figura 10: Vista da Depressão de Gouveia. Em primeiro plano, campo rupestre sobre xistos e filitos na borda norte da depressão, e em segundo plano, vegetação de estrato arbóreo possivelmente associado à intrusão de rochas básicas.



3.2.4 Coberturas Superficiais

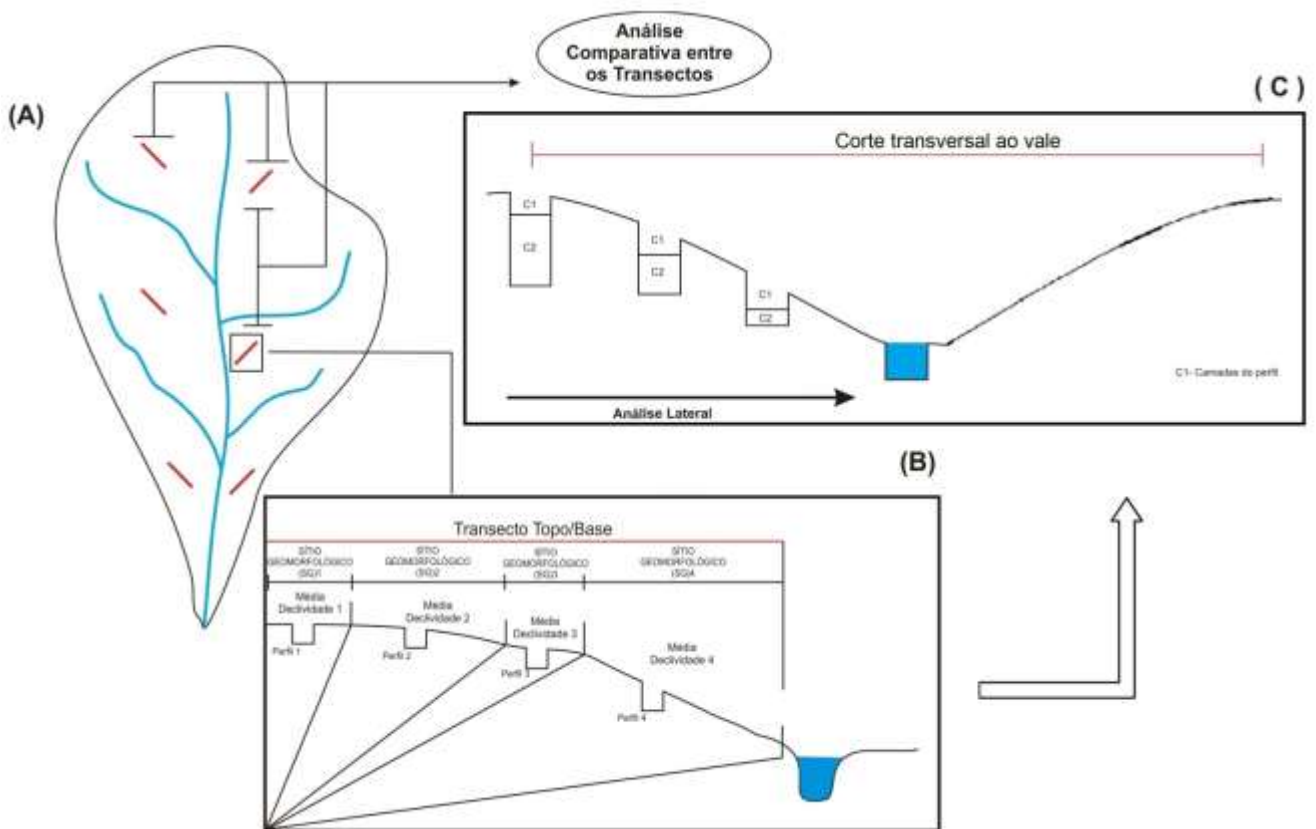
Os estudos sobre as geocoberturas superficiais na Depressão de Gouveia datam da década de 1980, e buscaram verificar a relação entre as características das coberturas e a ocorrência de processos erosivos, dentro os quais se destacam as voçorocas (AUGUSTIN, 1995b; FIGUEIREDO et al., 1999; BARBOSA & AUGUSTIN, 2000; AUGUSTIN & ARANHA, 2006; MARCHIORO & AUGUSTIN, 2007) amplamente encontradas na região. Outras pesquisas analisaram a influência das características físicas dos materiais no comportamento hidrológico das vertentes (ÁDAMO, 2001; MARCHIORO, 2002).

Foram realizados também trabalhos de mapeamento de formações superficiais, levantamento pedológico e compartimentação morfopedológica por Ferreira (2002), Diniz (2002), Silva (2004) e Diniz et al. (2005). Pesquisas mais recentes em escala mais detalhada de análise, foram conduzidas priorizando estudos sobre gênese e evolução das coberturas e suas implicações na dinâmica geomorfológica da área (CRUZ, 2006; LAGES, 2005; ÁVILA, 2009; ROCHA, 2011; NOGUEIRA et al., 2011). Levantamentos de solos na bacia do ribeirão do Chiqueiro (SILVA, 2004) permitiram identificar: Latossolos (Vermelhos e Vermelho-Amarelos), Cambissolos Háplicos, Gleissolos Háplicos, Neossolos (Flúvicos, Litólicos e Regolíticos) e afloramentos rochosos. Os que possuem maior expressão areal são os cambiossolos, seguidos pelos neossolos e gleissolos. A distribuição de cada uma deles está associada ao material de origem e situação de relevo em que são encontradas.

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Considerando que os elementos na paisagem estão interligados e se influenciam mutuamente, a pesquisa baseou-se em um método comparativo (Figura 14) entre os componentes de uma bacia de drenagem (A): vertentes (B), coberturas superficiais (C) e os vales (C). Os principais elementos que auxiliaram nessa análise foram: características da vertente e das geocoberturas, distribuição do Índice de Hack, perfis longitudinais e geologia.

Figura 11: Imagem, sem escala, do encaminhamento metodológico para as análises realizadas.



A metodologia seguiu quatro etapas descritas a seguir:

4.1 Etapa Preliminar

Essa etapa consistiu de levantamento, seleção e fichamento de materiais bibliográficos e cartográficos através de pesquisa em bibliotecas, revistas online, tanto nacionais como internacionais, como base para a revisão bibliográfica e os tratamentos das imagens. As discussões geradas pela revisão bibliográfica constituíram o escopo teórico-metodológico da

pesquisa. Nessa etapa também foi feito um levantamento de material cartográfico, que consistiu na busca de dados cartográficos disponíveis para a Bacia do Ribeirão Chiqueiro que pudessem oferecer um quadro geral acerca das características físicas gerais da área de estudo em âmbito regional e local.

Os dados cartográficos levantados subsidiaram a elaboração de mapas de localização, geológico e mapa com a distribuição dos índices de Hack. Os principais recursos materiais utilizados nessa etapa foram: mapeamentos e bases cartográficas em livros; periódicos impressos e online; Cartas Topográficas IBGE; bases cartográficas e relatórios do Projeto Espinhaço (COMIG, 1996) IBGE e CPRM; Softwares ArcGis 9.3.

Essa etapa visou também o planejamento do campo, e envolveu o cálculo do IH para a bacia, atividades de fotointerpretação e análise cartográfica. Durante a fotointerpretação foram analisadas fotografias aéreas na escala de 1:25.000 (voo Cruzeiro do Sul, DNPM/CPRM, 1979) para reconhecimento da área e de feições tais como tonalidade e textura fotográfica, padrões da drenagem e formas de relevo, realizando assim uma fotoleitura inicial. Após o cálculo do IH, a fotointerpretação propiciou condições de definição das vias de acesso e dos pontos de amostragem.

Para os trabalhos de campo e coleta de amostras foram escolhidas áreas que obtiveram altos e baixos valores do índice, excluindo-se áreas de cabeceiras pelo fato de serem ambientes com uma dinâmica específica. Os recursos materiais utilizados foram: Cartas Topográficas 1:100.000 (IBGE, 1977), e mapas geológicos elaborados para o Projeto Espinhaço; fotografias aéreas (voo Cruzeiro do Sul, DNPM/CPRM, 1979) e estereoscópio de espelho modelo Sokkisha Ms-27.

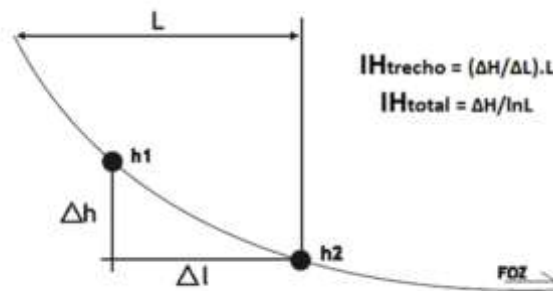
4.1.1 Trabalhos em Ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica)

Foi utilizado o ArcGIS[®] v. 9.3, do sistema SIG na elaboração de mapas, perfis longitudinais e transversais. Nesta plataforma, foram trabalhadas bases de dados em arquivos vetoriais e raster. Os arquivos vetoriais são representados por pontos, linhas e polígonos. Os arquivos raster, ou modelo matricial, são representados por uma matriz formada por colunas e linhas que definem células denominadas de pixel (FRANCELINO, 2003; FONSECA, 2010).

Com relação ao cálculo do Índice de Hack, optou-se por aplicar o índice por trecho, uma vez que este permite uma análise mais detalhada das condições geológica-geomorfológica locais, como afirmam Etchebehere et al. (2004). Para tanto, seu cálculo foi

feito a partir da razão entre a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento, representados pelas confluências dos afluentes ao longo do rio e sua extensão, multiplicada pela extensão total do canal até o trecho onde se está medindo, como demonstrado na Figura 15.

Figura 12: Esquema proposto por Hack para cálculo do gradiente por trecho e para todo o rio.



Legenda: ΔH : diferença altimétrica entre dois pontos do rio; ΔL : comprimento do trecho; L : extensão total do canal da nascente até o ponto final do trecho; $\ln L$: logaritmo natural do rio.

Fonte: Etchebehere et al. (2006).

De posse dos valores do índice, o modo escolhido de representação dos mesmos foi à interpolação, que segundo Fonseca (2010, p. 44) é um “procedimento de análise estatística espacial, usado para representar e extrapolar uma informação para uma determinada área não contemplada pelos dados”. Além disso, segundo o autor, aplicada à análise de bacias de drenagem, essa técnica facilita a observação areal das variáveis que influenciam na distribuição dos valores de Hack.

O interpolador utilizado foi o *Inverse Distance Weighting* (IDW), que se baseia na dependência espacial, partindo do princípio de que quanto mais próximo estiver um ponto do outro, maior deverá ser a correlação entre seus valores (FONSECA, 2010). Sendo assim, atribui maior peso para as amostras mais próximas do que para as amostras mais distantes do ponto a ser interpolado. O modelo consiste em se multiplicar os valores das amostras pelo inverso das suas respectivas distâncias ao ponto de referência para a interpolação dos valores (VARELLA & JUNIOR, 2008).

Outra etapa referente ao geoprocessamento da pesquisa foi à elaboração de um Modelo Digital de Elevação (MDE), a partir de dados da *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM). Originalmente as imagens SRTM possuem resolução de 90m e são fornecidas através do site da *United States Geological Survey* (USGS). No entanto, devido a generalizações e imperfeições, as imagens referentes ao território nacional foram tratadas e

corrigidas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), e atualmente estão disponíveis sob a resolução de aproximadamente 30m.

A partir das imagens STRM foi gerado um modelo de elevação. Com o MDE combinado ao dado vetorial da rede de drenagem, foi possível extrair tanto o perfil longitudinal dos rios de interesse, como seus respectivos perfis transversais. O perfil longitudinal foi obtido através do ArcGis, que gerou um gráfico em que o eixo x corresponde à altitude, e o eixo y a extensão do rio.

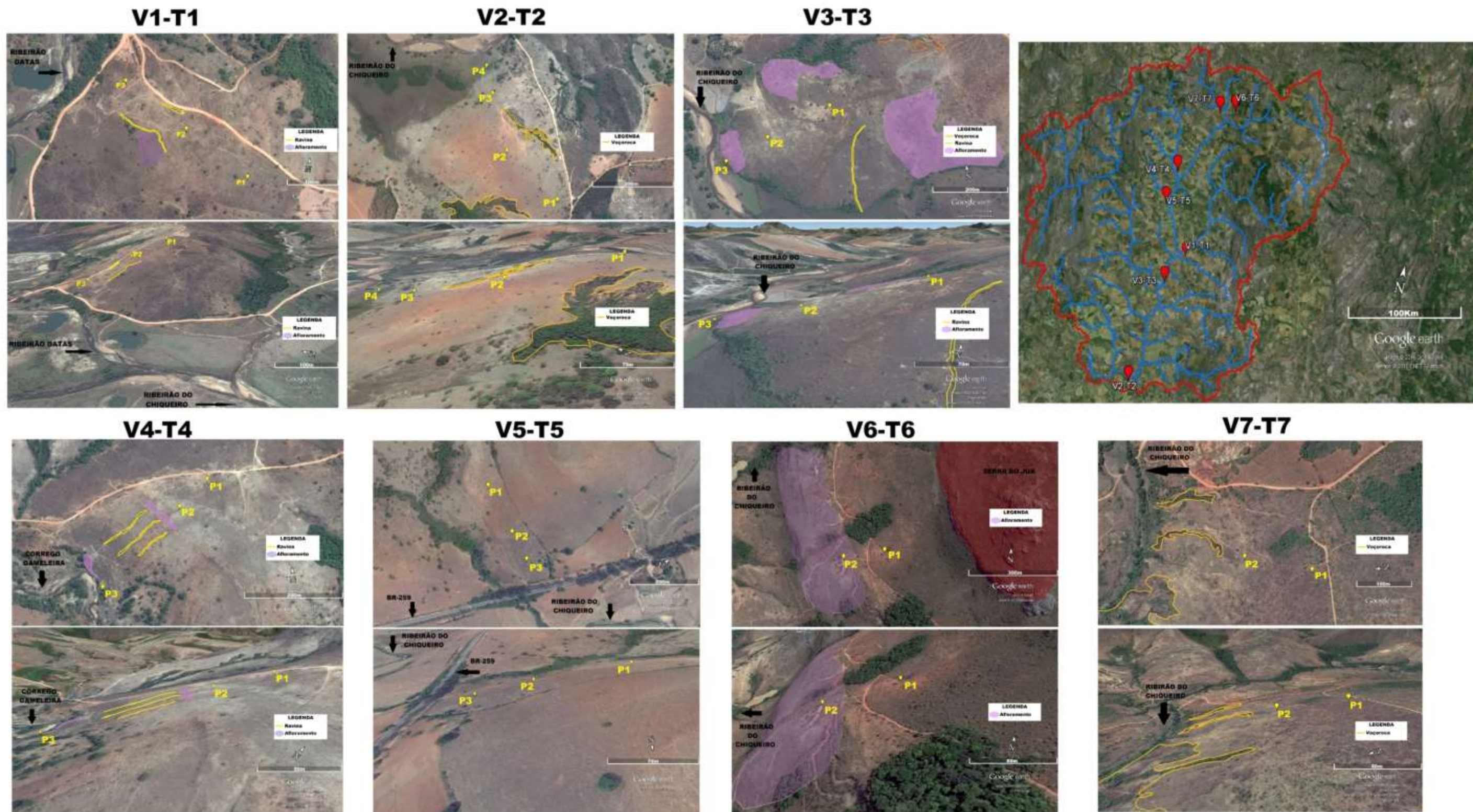
Posteriormente, esse gráfico foi exportado para o Microsoft Excel para que fossem plotadas as linhas de tendência ou linhas de melhor ajuste (*best line*) que servem, de acordo com Etchebere (2006), para identificar setores anômalos ao longo do perfil longitudinal. Assim, quanto mais afastado da linha o perfil longitudinal do rio estiver mais desequilibrado ele será. Zancopé (2008) considera anomalia as irregularidades no perfil longitudinal, sejam elas côncavas e convexas, e podem ser divididas em anomalias convexas (perfil longitudinal acima da linha de tendência) e côncavas (perfil longitudinal abaixo da linha de tendência).

4.2 Segunda etapa: técnicas de campo e amostragem

As pesquisas de campo tiveram por objetivo a aferição das características geomorfológicas apontadas pelo IH e coleta de amostras das geocoberturas e materiais fotográficos. Todos os pontos de análise foram georrefenciados para posterior inserção nos mapas de localização. Os transectos foram realizados em sete vertentes da bacia do ribeirão do Chiqueiro (Figura 14), sendo que estas foram escolhidas a partir dos seguintes critérios: facilidade de acesso; proporcionalidade espacial dos valores do Índice de Hack representada pela aplicação do interpolador IDW, dessa maneira, quanto mais representativo espacialmente foram os valores para uma determinada área, maior foi a abrangência da amostragem na mesma.

O campo objetivou também obter informações e medidas das vertentes identificadas anteriormente, além da identificação dos sítios geomorfológicos. Para isto, se seguiu procedimentos propostos por Wright (1973) e Augustin (1979; 1995), que é o seguinte: a partir da realização de transectos topo/base, ao longo dos quais foi medido primeiramente seu azimute e, logo depois o grau de inclinação da vertente em relação a um plano horizontal, com o auxílio de um clinômetro Suunto de leitura direta e de 3 conjuntos de balizas de 2m, com a medida da declividade realizada a intervalos regulares de 20m.

Figura 13: Localização dos pontos de coleta das amostras.



Fonte: Google Earth-Pro. Exagero vertical das imagens 3D: 2 metros

O conjunto das três balizas foi usado concomitantemente, de maneira a garantir a manutenção de uma reta, que seguiu a mesma direção das 3 primeiras balizas do topo, tirada com auxílio da bússola do Suunto até o ponto final do transecto. Assim, é possível registrar a direção do transecto, caso seja necessário refazer a amostragem, e esta direção foi registrada em graus, e posição na roseta (N/S; -L/W, ou NE/NW; SE/SW). Após medidas todas as declividades, realizadas a cada 20m ao longo do transecto, foram identificados os pontos com ruptura de declive.

Segundo Wright (1972, 1973 apud AUGUSTIN, 1979), essas discontinuidades marcariam a separação de sítios geomorfológicos que são, segundo o autor, unidades mais homogêneas da vertente, em cujo domínio haveria pouca diferenciação, do ponto de vista estatístico, com relação àqueles elementos que a compõem, sendo, portanto, unidades taxonômicas da vertente, com relativa uniformidade no que se refere às suas características internas e externas, podendo ser de classificação das formas de relevo. Essas unidades que o autor coloca estão correlacionadas entre si, e as discontinuidades verificadas entre os sítios podem indicar uma mudança interna das características da vertente (CARVALHO, 1981).

Assim, aplicação dessa metodologia, parte-se do pressuposto de que essas diferenças morfológicas na vertente, que marcam os diferentes sítios, são resultados de dinâmicas diferenciadas que, por sua vez, podem indicar causa ou consequência. Uma vez identificados no campo e na caderneta, foi realizada a amostragem como definida por Augustin (1979; 1995), no segmento mais central do sítio geomorfológico. Nele, foi medida a cobertura vegetal, quanto: a) densidade, representada por percentagem total e de cada estrato, medida pela interceptação da cobertura das espécies ao longo de um barbante; b) número de estratos; c) altura média dos estratos. Foi utilizada uma trena comum de 2m, e medidos 3 transectos em um quadrado 20 X 20m, marcados com barbante e afixados por pinos de aço 40cm.

O primeiro deles correspondeu ao limite superior do quadrado disposto em torno da porção central do sítio geomorfológico; o segundo, ao limite inferior e o terceiro, um transecto transversal passando pelo centro do sítio, sempre da esquerda para a direita, na direção do escoamento superficial, ou seja, da montante para a jusante tomando como base encosta. Para calcular a densidade foi utilizada a fórmula:

$$\text{Percentagem de Cobertura Vegetal} = \frac{\text{Total do comprimento interceptado pela planta}}{\text{Total do comprimento da linha}} \times 100$$

No ponto central de cada sítio geomorfológico foram anotadas observações sobre indícios de processos de encosta, bem como outros aspectos considerados relevantes para a

identificação da sua dinâmica, bem como relevantes para a interpretação posterior dos dados. Nele, foi aberto um perfil de solo, cujas observações foram anotadas, após a devida identificação do transecto e do ponto.

A descrição das coberturas foi efetuada seguindo metodologia de Santos et al. (2005) e as amostras foram coletadas em sacos plásticos de 2kg, devidamente identificados para análise laboratorial: granulometria, pH, Condutividade Elétrica e cor, utilizando o Munsell Color Chart, no Laboratório de Geomorfologia, do Departamento de Geografia, da Universidade Federal de Minas Gerais. A pesquisa analisou sete vertentes distribuídas na bacia do ribeirão do Chiqueiro, com um total de 56 amostras de geocoberturas.

Os materiais utilizados nesta etapa foram: mapas topográficos (IBGE, 1977) com escala de 1:100.000, mapas geológicos do Projeto Espinhaço (COMIG, 1996) com escala 1:100.000, GPS, balizas de 2m, clinômetro Suunto de leitura direta, trena a laser, trena convencional (2 m), barbante, fita crepe, pinos de 40cm de altura, equipamento para abertura dos perfis, sacos plásticos reforçados de 2kg para coleta pedológica, Carta de Munsell, máquina digital

4.3 Terceira etapa: procedimentos laboratoriais

4.3.1 Análise Física das Coberturas Superficiais

No Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, as amostras foram secas ao ar, e posteriormente destorroadas, para que começasse o processo de peneiramento para separação dos materiais grossos. A separação destas frações foi realizada em peneiras de aço inox com malha de 2 mm. O material que passou pela peneira foi definido como terra fina seca ao ar (TFSA), e utilizado para todas as análises.

A análise granulométrica foi realizada pelo método da pipeta, de acordo com procedimentos da Embrapa (1997). As amostras de TFSA foram dispersas em uma solução de NaOH 1 mol L⁻¹ e agitadas com um agitador elétrico durante 15 minutos em uma rotação de 14000 rpm. A separação da fração foi realizada por peneiramento úmido, com peneiras de malha de 0,05 mm. A fração argila foi separada por velocidade de sedimentação (Lei de Stokes) e a fração silte, determinada por diferença. Após a secagem da fração areia em estufa,

ocorreu seu fracionamento, com peneiras com de diferentes tamanhos em um agitador mecânico, a uma velocidade de 15rpm.

A partir dos dados obtidos das análises laboratoriais mencionadas, foi possível estabelecer as seguintes relações granulométricas que auxiliaram na análise das coberturas superficiais estudadas: silte/argila (S/A), areia fina/areia grossa (AF/AG), areia fina/areia total (AF/AT), areia grossa/areia total e valor de uniformidade (VU). A relação silte/argila pode ser utilizada para indicação do possível grau de intemperismo de um dado material (REZENDE et al., 2002; OLIVEIRA, 2005; SANTOS, 2005; VAN WAMBEKE (1962 apud ANDRADE et al., 1997). A relação textural com base na relação areia fina/areia grossa (AF/AG) é utilizada como indicadora de descontinuidades litológicas no perfil, assim, em coberturas mais homogêneas, os valores dessa relação mantêm-se uniformes, enquanto que se houver descontinuidade litológica seus valores sofrem alterações consideráveis (NOVAES FILHO et al., 2012; ANDRADE et al., 1997).

Outros critérios também utilizados na identificação de descontinuidades em relação ao material de origem foram às relações areia fina/areia total e areia grossa/areia total (MAFRA et al., 2001), bem como o índice ou valor de uniformidade (VU). O valor de uniformidade (VU) também é utilizado para indicar descontinuidade do material de origem (FERREIRA et al., 2015; MEDEIROS et al., 2013; MENDES, 2012; BORTOLUZZI et al., 2008; SCHAETZL, 1998), e pode ser calculado pela fórmula:

$$VU = \left\{ \frac{\left[\frac{(S + AF)}{(A - AF)} \right]_{\text{Horizontesuperficial}}}{\left[\frac{(S + AF)}{(A - AF)} \right]_{\text{Horizontesubjacente}}} \right\} - 1,0$$

Em que, segundo Schaeztl (1998 apud Ferreira et al., 2015): S: fração silte; A: fração areia; e AF: fração areia fina. Os valores extraídos pelo índice que estão entre 0,61 e - 0,61 indicam forte semelhança entre os materiais e indicam homogeneidade litológica, sendo que, quanto mais próximos de zero forem os valores mais uniformes e parecidos são os materiais de origem dos horizontes analisados (FERREIRA et al., 2015; COSTA, 2012).

Destaca-se que o cálculo do índice leva em consideração os valores granulométricos de dois horizontes (o superficial e o subjacente). Na pesquisa, em alguns perfis não puderam ser calculados os valores, uma vez que em alguns casos, foi identificado apenas um horizonte. Optou-se, assim, por não calcular os valores para coberturas que apresentaram apenas dois horizontes, tendo em vista que não seria possível uma comparação de valores em um mesmo perfil.

4.3.2 Análises Químicas das Coberturas Superficiais

As análises químicas realizadas nessa pesquisa foram: pH (H₂O e KCl) e química de rotina baseadas nos procedimentos propostos conforme EMBRAPA (1997). Para medição do pH em H₂O e em KCl (cloreto de potássio), foram pesados 10g de TFSA e colocados em recipientes próprios para leitura de pH.

Logo após foram adicionados 25 ml de água/KCl e os recipientes agitados e mantidos em solução por uma hora, com agitação por um minuto antes de cada leitura. A determinação foi feita por potenciometria, com a imersão de um eletrodo combinado. Com os dados de pH em água e KCl foi extraído o valor de ΔpH (pH KCl- pH H₂O), que pode indicar o grau de intemperismo das geocoberturas (EMBRAPA, 2013; MEKARU & UEHARA, 1972 apud MENDES, 2012). Como o intemperismo provoca aumento das cargas positivas no solo quanto, assim quanto maior o valor do ΔpH (positivo) mais o solo foi intemperizado, e quanto menor o ΔpH (negativo) menos o solo foi exposto a processos intempéricos (ÁVILA, 2009).

Para química de rotina foram contabilizados os elementos cálcio, magnésio e alumínio trocáveis (EMBRAPA, 1997). A extração foi feita com solução de KCl 1e CaCl₂ mol L⁻¹, na relação solo: solução 1:2,5. Os cátions Ca²⁺ e Mg²⁺ foram extraídos com solução KCl 1 mol L⁻¹, e o K⁺ com extrator Mehlich 1. Após a obtenção desses dados foi calculado o valor da Soma de Bases (S), cuja fórmula é $S \text{ (cmolc kg}^{-1}\text{)} = (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^{+} + \text{Na}^{+})$, e CTC da argila.

Segundo Costa et al. (1999, p. 492) “a capacidade de troca catiônica (CTC) é uma medida da distribuição das cargas elétricas disponíveis na superfície das partículas do solo para a retenção de água e cátions dispersos na solução do solo. Seus valores, de acordo com Brady (1989 apud COSTA et al., 1999), dependem da classe textural, do tipo de mineral de argila presente e do teor de matéria orgânica Seu cálculo é feita a partir da seguinte fórmula proposta pela EMBRAPA (2006):

$$T_{\text{argila}} \text{ (cmolc/kg)} = (\text{CTC pH 7,0} / \% \text{ argila}) \times 100$$

De acordo com EMBRAPA (2006), valores maiores que 27 cmolc/kg indicam argila com alta atividade, que caracterizam materiais pouco intemperizados, enquanto que valores menores que 27 cmolc/kg, indicam uma argila de baixa atividade, caracterizando materiais que sofreram maior intemperização.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Distribuição do Índice de Hack na bacia do ribeirão Chiqueiro e análise dos perfis longitudinais e transversais da drenagem

Os valores do Índice de Hack (IH) indicam a predominância de valores baixos na maior parte da bacia (Figura 17), demonstrando, portanto, áreas de baixa energia. Estes valores são encontrados principalmente no fundo da Depressão de Gouveia, enquanto os setores com maior vigor energético ocorrem nas bordas da depressão. Atribui-se os baixos valores do Índice, nas porções mais deprimidas da Depressão, à homogeneidade litológica formada pelas rochas do complexo granítico de Gouveia e à baixa declividade.

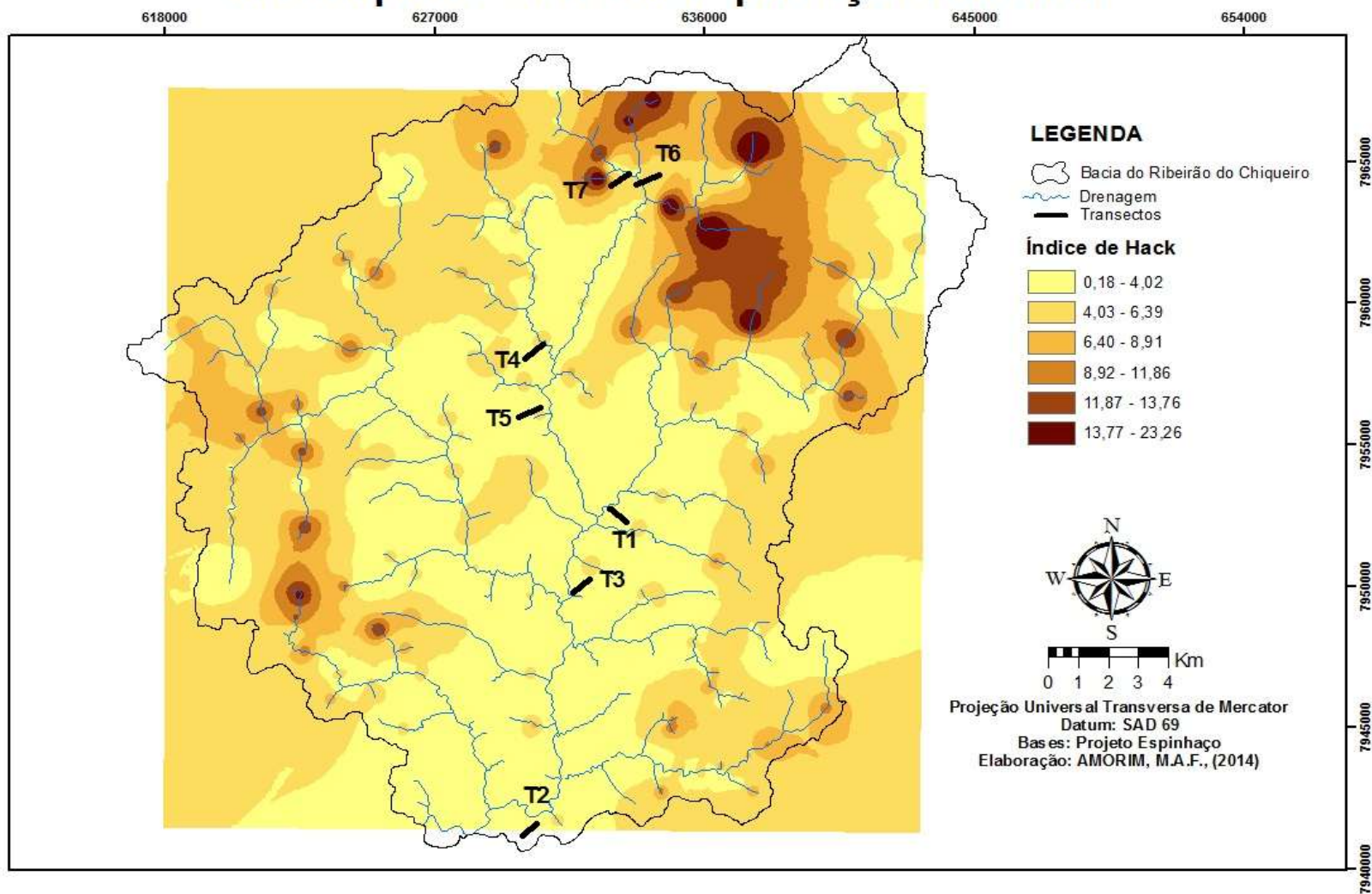
Observa-se que mesmo no piso da Depressão há pontos anômalos que se mostram discretamente mais elevados que outros, que estão associadas, sobretudo, aos contatos litológicos presentes na área. Casos semelhantes foram verificados por Fonseca & Augustin (2014), ao constatar os elevados valores em setores da bacia do rio. Os autores constataram que os altos valores estavam associados às discordâncias erosivas entre rochas quartzíticas e carbonáticas presentes na bacia do rio Pardo. Quanto a influência litológica sobre os valores do índice, Etchebehere et al. (2004; 2006) em seus estudos consideram que a litologia é um dos fatores responsáveis pelas diferenças nos valores gerados pelo IH, ou Índice de Extensão dos Canais, assim denominado em 1960 por Hack (*Stream Length Index*).

Portanto, os valores do Índice (Figura 17) tendem a decrescer em direção ao fundo da depressão, confirmando que as áreas de cabeceiras são naturalmente propensas ao desequilíbrio, como apontado por Hack (1973) e Etchebehere et al. (2003). Na bacia foram identificados dois setores que se destacam pelos elevados valores do Índice: a porção norte, que engloba as cabeceiras do ribeirão do Chiqueiro e cabeceiras de alguns tributários do ribeirão Datas; e a porção leste, drenada pelo ribeirão da Areia, onde estão localizadas as cabeceiras do córrego do Tigre.

Ao analisar esses dois setores nota-se que o a porção norte possui uma abrangência areal consideravelmente maior, considerando a espacialidade fornecida pelo interpolador IDW (Figura 15). A explicação para essa grande variação pode estar nas características litológicas das duas áreas. O norte da Depressão é constituído por uma variabilidade muito maior de rochas, com diferentes graus de resistência, do que o leste (Figura 7). Parte da bacia do ribeirão da Areia tem por substrato quartzitos que possuem intenso fraturamento, o que os torna extremamente permeáveis (AUGUSTIN, 1995), diminuindo o fluxo d'água, sua energia e, por conseguinte, sua capacidade erosiva.

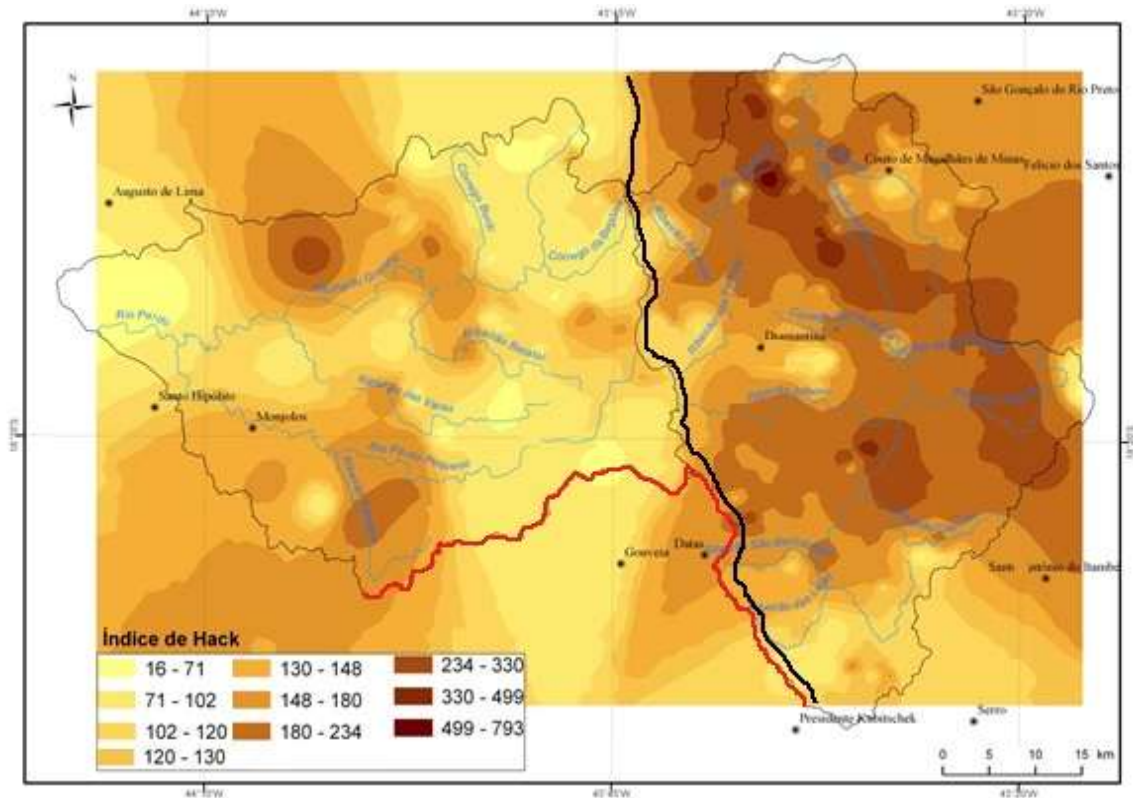
Figura 14: Mapa dos valores areais do índice de Hack para a bacia do ribeirão do Chiqueiro, utilizando o interpolador IDW.

Espacialização dos Valores do Índice de Hack na Bacia do Ribeirão do Chiqueiro- Serra do Espinhaço Meridional



Os valores expressos pelo índice de Hack são concordantes com aqueles encontrados por Fonseca (2010) e Fonseca & Augustin (2014), em trabalho realizado nas bacias do Rio Pardo e Jequitinhonha (Figura 16), ambas localizadas na Serra do Espinhaço Meridional. A espacialização do IH evidencia que os maiores valores são encontrados na porção leste do Espinhaço, na bacia de drenagem do rio Jequitinhonha, enquanto na bacia do rio Pardo (porção oeste), predominam os valores mais baixos.

Figura 15: Mapa com as principais drenagens da Serra do Espinhaço Meridional.



Legenda: A linha preta indica o limite entre as drenagens da borda leste, representada aqui pelo rio Jequitinhonha, e da borda oeste, onde se localizam as bacias do rio Pardo e ribeirão do Chiqueiro. A linha vermelha estabelece o limite da bacia do ribeirão do Chiqueiro.

Fonte: Modificado de FONSECA (2010) e FONSECA & AUGUSTIN (2014).

Segundo os autores, tais valores indicam que as drenagens da borda leste da serra possuem uma dinâmica bem mais acentuada em relação às aquelas localizadas na borda oeste. Em outras palavras, a porção leste da SdEM apresenta maior vigor energético em relação à porção oeste. A distribuição de energia no ribeirão Chiqueiro, que também integra a borda oeste do Espinhaço, segue a mesma tendência do rio Pardo, mantendo valores baixos quando há homogeneidade litológica, e aumento do índice em áreas de contato transição litológica

(Figura 15), situação semelhante encontrada por Fonseca (2010) e Fonseca & Augustin (2014) no rio Pardo.

Ao analisar a distribuição de energia em uma determinada bacia, é importante considerar como a drenagem responde a essa variabilidade energética (LEOPOLD et al., 1964). Um dos métodos mais utilizados para análise da rede de drenagem é através da construção de perfis longitudinais, que reflete as condições ambientais e um determinado rio (FLINT, 1994). Assim, foram elaborados perfis longitudinais (Figura 18) dos principais cursos de água que formam a bacia do ribeirão Chiqueiro, são: ribeirão do Chiqueiro, Datas, Areia, córrego Rio Grande, e do Tigre.

O ribeirão do Chiqueiro (Figura 17) apresenta um perfil equilibrado em toda sua extensão, com pequenas subsidências na porção mediana, e inflexões no seu trecho final. Essas discontinuidades estão localizadas em zonas de falhas que marcam o contato entre diferentes litologias. No ribeirão Datas fica evidente a influência litoestrutural na conformação do seu perfil longitudinal. Conforme observado seu perfil exibe um formato predominantemente côncavo, com uma inflexão considerável entre 2,5 km e 14,3 km a partir da cabeceira, tendo por elementos limítrofes duas grandes falhas de empurrão.

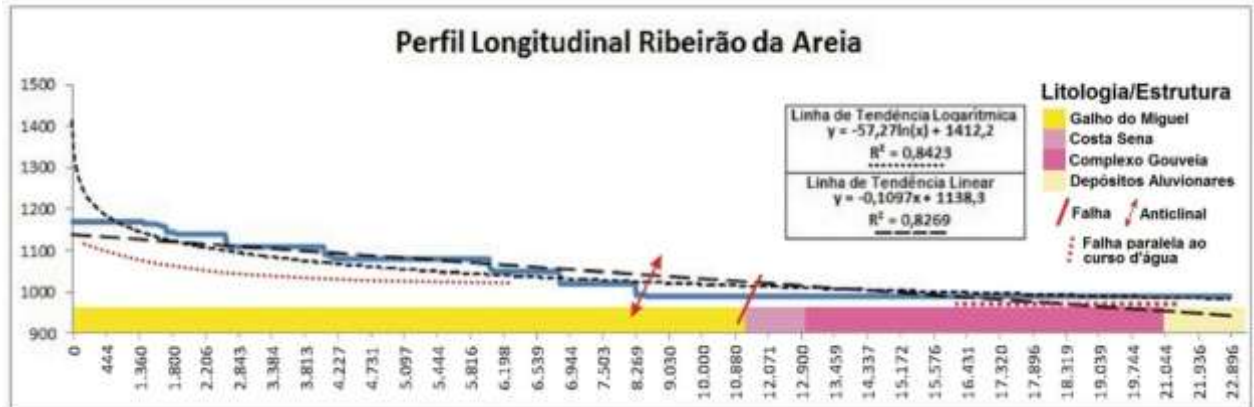
Figura 16: Perfil longitudinal do ribeirão do Chiqueiro associado ao seu respectivo substrato geológico.



O perfil longitudinal do ribeirão da Areia (Figura 18) mostra um forte controle estrutural, com a drenagem encaixada em uma falha que se estende até 6 km a partir da cabeceira. Esse curso d'água apresenta trechos com inflexões que podem estar relacionadas à alta resistência a erosão do substrato rochoso (quartzito). O ribeirão da Areia corta ainda uma estrutura anticlinal (aproximadamente 8,3 km a partir da cabeceira), responsável por um

patamar estrutural no trecho mediano do perfil. Nesse compartimento foram verificados altos índices de Hack,

Figura 17: Perfil longitudinal do ribeirão da Areia associado ao seu respectivo substrato geológico.



O córrego Rio Grande não apresenta alterações bruscas no gráfico do seu perfil, indicando, portanto, uma drenagem em estado de equilíbrio (Figura 19). Ele pode ser o reflexo das condições litoestruturais relativamente homogêneas, uma vez que no córrego Rio Grande não são identificadas variações estruturais geológicas relevantes. A área drenada pelo córrego Rio Grande foi o que apresentou menor variabilidade litológica, tendo por substrato rochas graníticas, estando somente uma pequena porção (localizada nas cabeceiras), sobre os xistos do grupo Costa Sena.

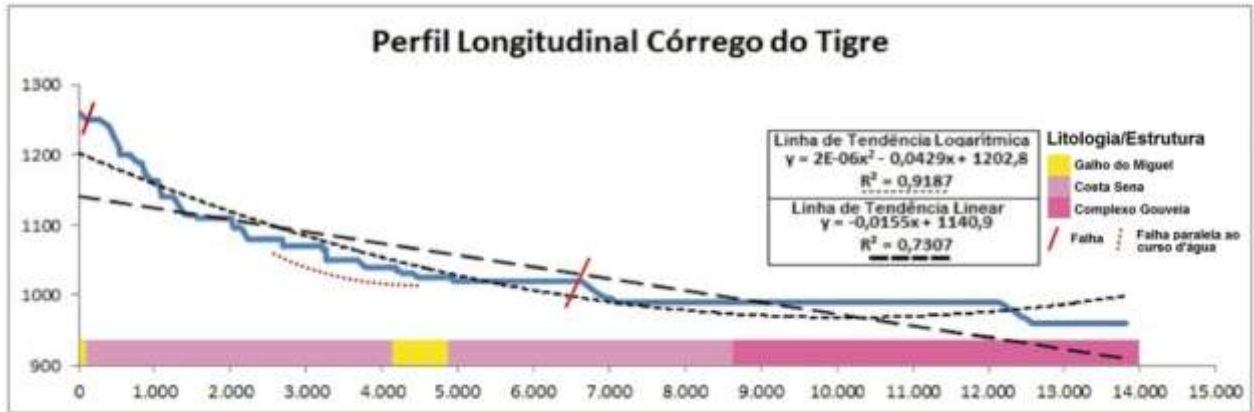
Figura 18: Perfil longitudinal do córrego Rio Grande associado ao seu respectivo substrato geológico.



Dentre todos os cursos de água (Figuras 17,18 e 19), o que mais se mostrou desequilibrado foi o córrego do Tigre, sendo notáveis as anomalias presentes ao longo do perfil (Figura 20). O controle estrutural nessa drenagem é evidente, influenciando diretamente a forma do perfil. À aproximadamente 600m a partir da cabeceira, ocorre uma abrupta ruptura

da declividade do talvegue, que pode ter se originado a partir de uma falha que trunca o rio transversalmente.

Figura 19: Perfil longitudinal do córrego do Tigre associado ao seu respectivo substrato geológico.



Além disso, há dois setores do córrego que são orientados por duas falhas, o primeiro setor no intervalo entre 1 e 4 km a partir da cabeceira, e o segundo no intervalo entre 5 e 8km, nos quais ambos apresentam um padrão mais retilíneo. O médio curso apresenta uma área subsidente, ocasionada por uma falha que provocou ascensão do bloco a montante. No baixo curso, o setor subsidente encontra-se em uma área de contato litológico entre os granitóides e as intrusões de corpos básicos e metabásicos (Figura 20).

Nas cinco drenagens analisadas, os perfis longitudinais mostram desníveis aparentemente relacionados ao controle litológico que aparenta ter o comando da erosão diferencial sobre o substrato rochoso. No que se refere à terminologia Suzuki (2004, p. 873) aponta que “o controle litológico é definido como a influência das diferenças nos materiais terrestres no desenvolvimento da paisagem”.

A influência do substrato geológico sobre a superfície terrestre é alvo de discussões de vários pesquisadores, e em mais de um século de pesquisas ainda não há um consenso sobre o tema (JANSEN et al., 2009). Hettner (1972, apud GERRARD, 2008), levanta a questão sobre qual o papel desempenhado pelo controle litológico (tipo de rocha) e das estruturas geológicas na evolução da paisagem. A respeito dessas duas variáveis, o autor considera que a influência litológica desempenha um papel secundário na configuração da paisagem em relação às características estruturais.

De maneira contrária, JANSEN et al. (2009) destaca que o papel das características litológicas é reconhecida em trabalhos pioneiros como de Gilbert (1877) e Davis (1899), e

adquire papel importante no desenvolvimento do modelo de equilíbrio dinâmico de Hack (1960, 1975). Trabalhos recentes apontam que, dentre outros fatores, as discontinuidades topográficas (*knickzones*, *knickpoints* e outras convexidades) no perfil longitudinal estão relacionadas também às características litológicas (PHILLIPS & LUTZ, 2008; LARUE, 2011).

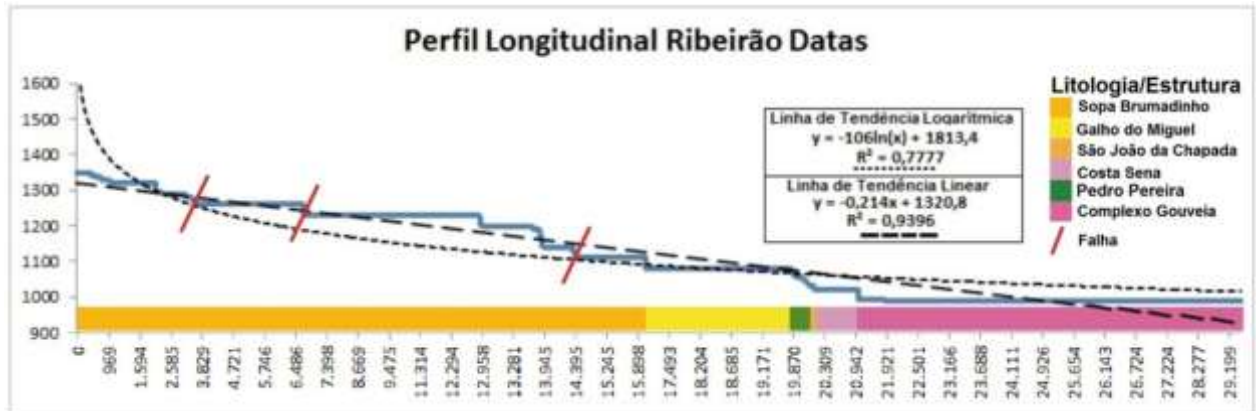
Na presente pesquisa se assumirá a litologia como uma importante variável no desenvolvimento da paisagem. Isto porque, de maneira geral na área de estudo, as rochas que oferecem maior resistência a atuação do intemperismo são as rochas quartzíticas (Formação Galho do Miguel e Sopa-Brumadinho), enquanto que as menos resistentes são os granitos (Complexo Gouveia), xistos (Grupo Costa Sena) e metabásicas (SAADI, 1995; REZENDE & SALGADO, 2011; AUGUSTIN, 2011).

Assim, as áreas de contato litológico entre xistos/granitos, e xistos/quartzitos tendem a ser marcadas por discontinuidades na morfologia do canal. Por outro lado, ao fluir sobre rochas quartzíticas, a drenagem forma patamares escalonados. Em áreas de intrusão de rochas básicas e metabásicas, a incisão fluvial também tende a ser maior. No entanto, como os perfis longitudinais não perpassaram áreas consideráveis nesse tipo de rocha, por possuírem pouca abrangência espacial, não foi possível fazer um quadro comparativo em relação às outras litologias.

No alto curso dos ribeirões da Areia (Figura 18), córrego do Tigre (Figura 20) e ribeirão Datas (Figura 21), os perfis longitudinais exibem uma convexidade correspondente aos patamares quartzíticos localizados nas áreas mais elevadas da bacia. Em um estudo em algumas bacias de drenagem na Serra do Espinhaço (uma das quais está a bacia do ribeirão da Areia) Rezende et al. (2010) relacionam a influência da litologia nas taxas de denudação da citada área. Segundo ele, nas formações Galho do Miguel e Sopa Brumadinho, em que predominam quartzito, são encontradas as menores taxas denudacionais, demonstrando a elevada resistência dessa litologia aos processos erosivos.

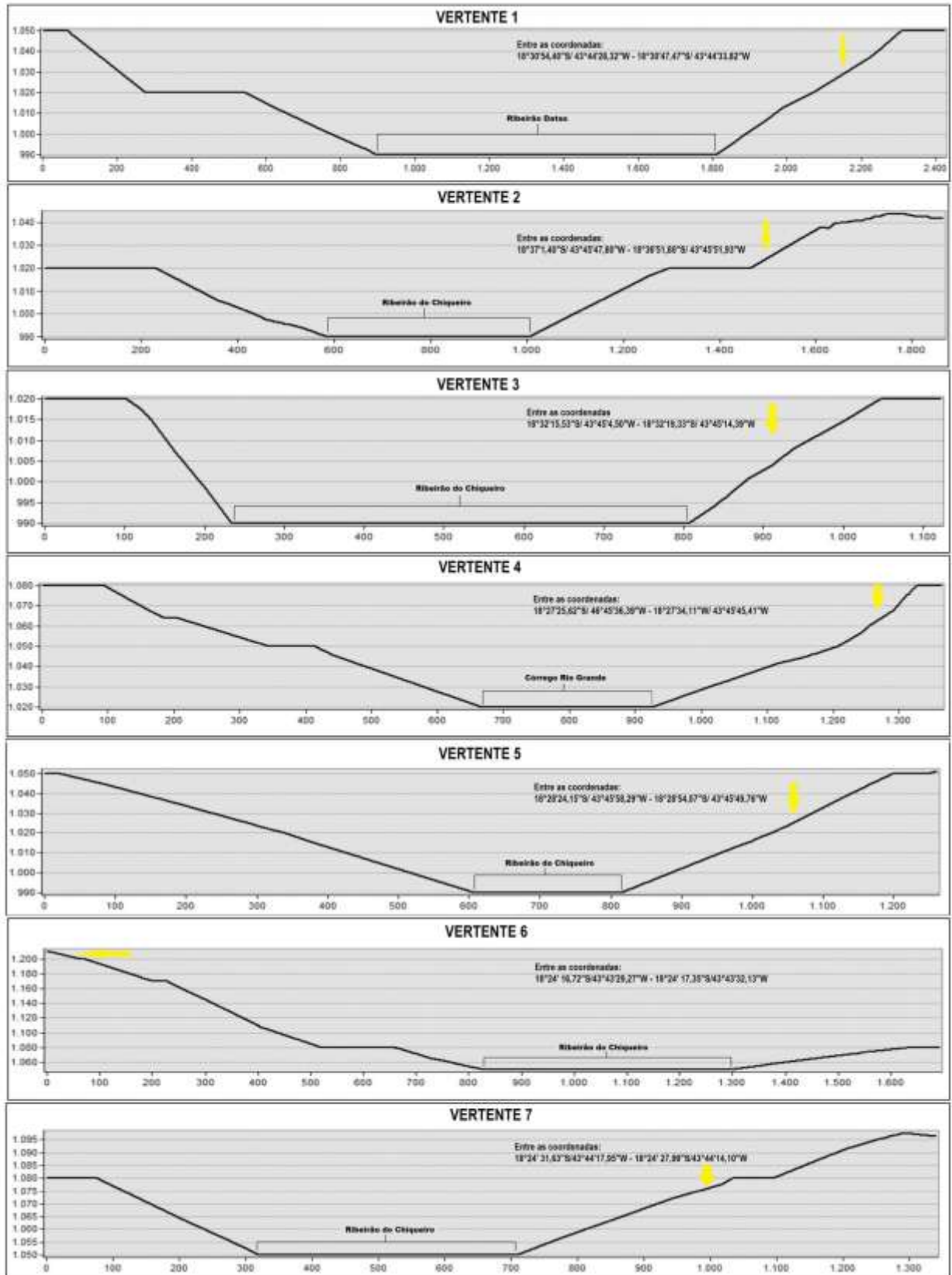
Assim, as cotas topográficas de maior expressão na bacia do ribeirão do Chiqueiro tem por substrato litológico o quartzito, dada sua capacidade de resistência frente à erosão, caracterizando os altos quartzíticos, onde nasce a maioria dos cursos de água que integram a bacia do ribeirão do Chiqueiro.

Figura 20: Perfil longitudinal do ribeirão Datas associado ao seu respectivo substrato geológico.



Nas vertentes nas quais os transectos foram realizados (Figura 14) foram traçados cortes transversais ao longo dos canais, com o intuito de analisar a configuração local dos vales, e uma possível influência destes nas características das geocoberturas. Observando os perfis transversais (Figura 19) nota-se que há um predomínio de vales amplos com extensões entre 300m e 500m e fundo chato, recobertos por material aluvial. Apenas um perfil (T5) localizado no ribeirão do Chiqueiro (Figura 17), mostrou uma distância menor (200m) entre os interflúvios, nele, o encaixamento do canal fluvial foi maior em comparação aos os outros perfis.

Figura 21: Corte transversal aos vales dos rios em que foram realizados os transectos. Em amarelo o lado da vertente em que se deu a transecção.



5.2 Sítios geomorfológicos e características morfológicas das coberturas

O Transecto 1 (V1-T1) (Figura 23), localiza-se próximo ao canal do ribeirão Datas (Figura 23), com litologia correspondente aos granitóides do Complexo Gouveia, e cobertura vegetal formada por gramíneas e árvores de porte médio (5m) bastante degradada por atividades antrópicas (pecuária). A vertente tem aproximadamente 340m, com porção superior na cota de 1.027m (Figura 24 - A) e a inferior na de 980 m, onde é interceptada por um corte de estrada não pavimentada, que margeia o ribeirão Datas.

Ao longo da vertente foram medidos 17 ângulos de declividade, a partir dos quais foram verificados três rupturas de declives mais acentuadas. A ruptura de declive da parte inferior da vertente de 7° para 0°, entre os sítios geomorfológicos 2 e 3, corresponde a uma mudança na morfologia do perfil topográfico, aparentemente em decorrência da existência de um afloramento de granito-gnaiss. As discontinuidades verificadas indicaram os limites de três sítios geomorfológicos.

O sítio geomorfológico 1 possui quatro segmentos, totalizando 80m de extensão retilínea e declividade média de 7°00', com presença de cascalhos angulosos, com diâmetros entre 1 e 3cm distribuídos ao longo da superfície. O sítio geomorfológico 2 é predominantemente retilíneo, com 160m de extensão e declividade média de 8° 00' aproximadamente. O sítio geomorfológico 3 é um compartimento convexo, de 100m de extensão e declividade média de 7°30', com presença de ravinas, sendo que a maior delas possui 5m de extensão e 1,5m de profundidade (Figuras 24-B e D).

As características físicas e químicas das geocoberturas do Transecto 1 (Figura 25) indicam que elas são bastantes intemperizadas, no entanto, quimicamente exibindo diferenciação nos níveis de intemperismo ao longo da vertente. Quanto às características físicas (Figura 25-A), observa-se que, de um perfil para o outro, os percentuais de frações areia e silte não apresentam regularidade ao longo da vertente. A areia é a fração predominante em grande parte dos horizontes das geocoberturas analisadas, com maior intensidade no sítio geomorfológico 3, que obteve valor de 570 g/kg (57%).

Figura 22: Perfil de inclinação da vertente (V1) na qual foi realizado o Transecto 1 (T1).

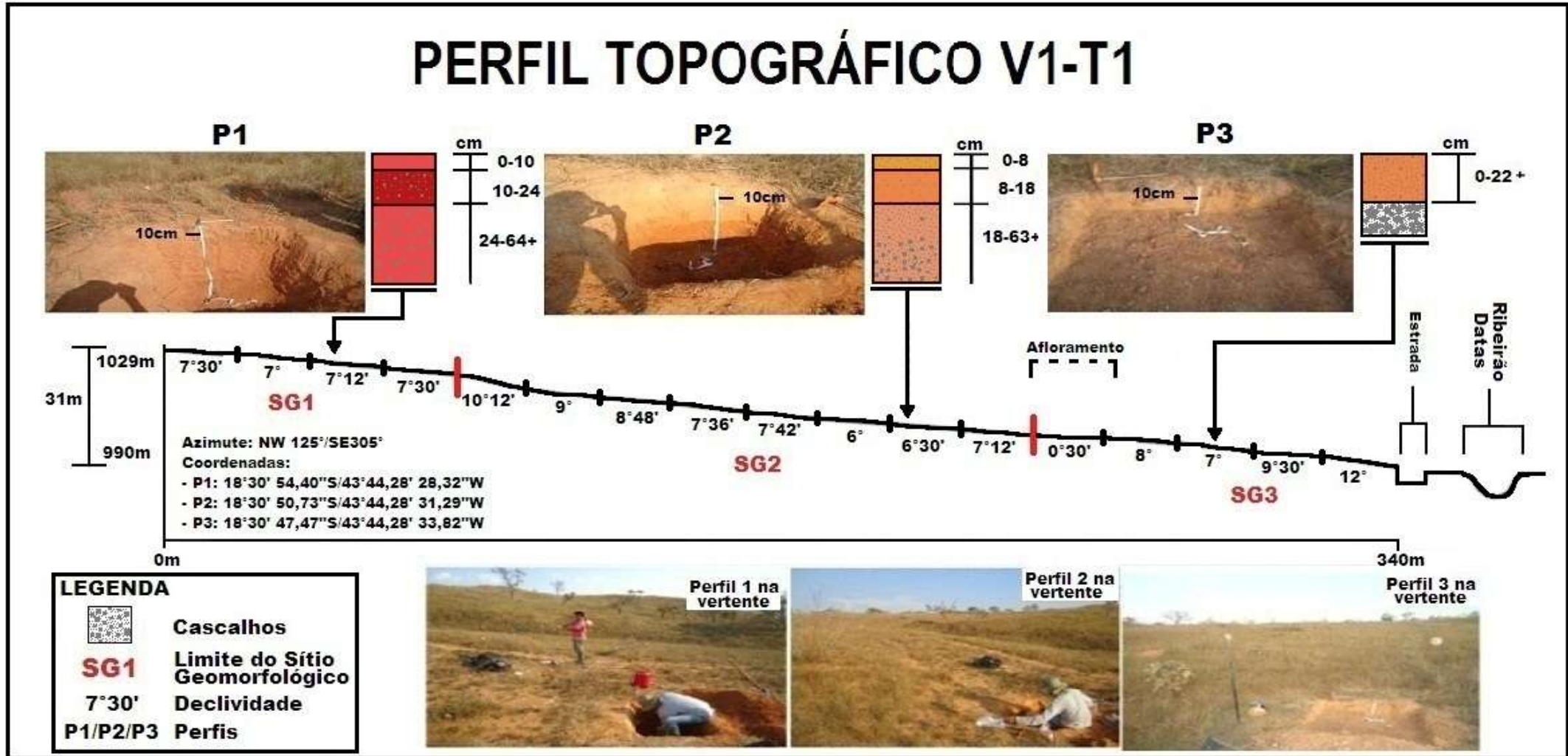
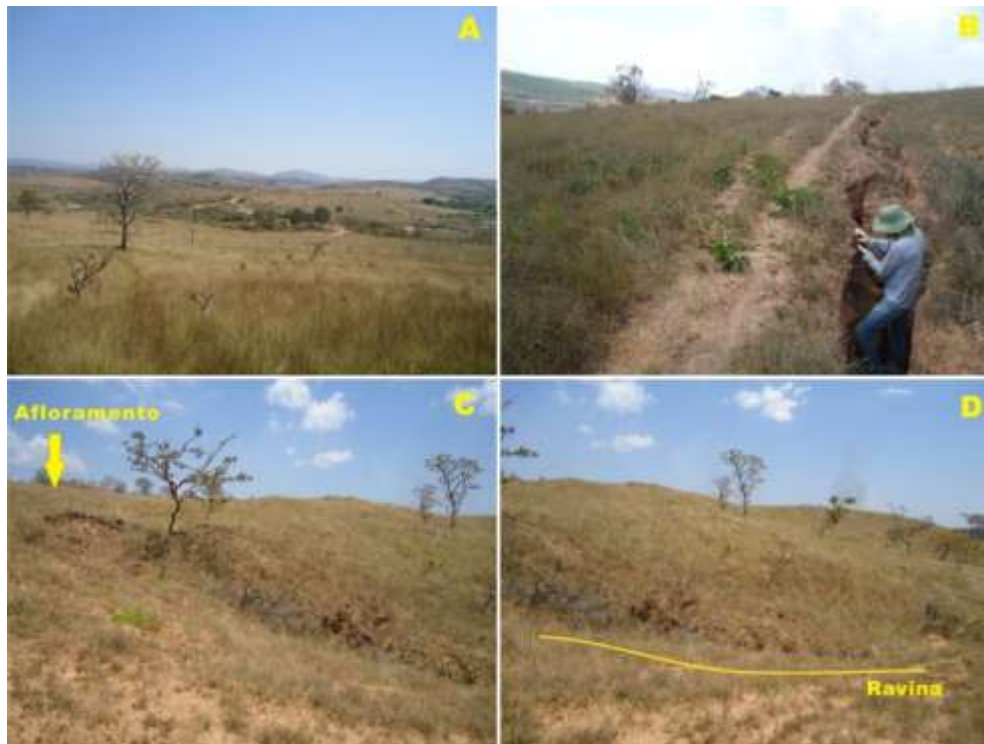


Figura 23: Detalhes do entorno do perfil. Em A, tem-se uma visão da alta vertente, em B e D indicam feições erosivas (ravinas), e em C tem-se a presença de um afloramento na média vertente do Transecto 1.



Os teores de silte são maiores na geocobertura do sítio geomorfológico 2, variando de 280 (28%) a 300 g/kg (30%), enquanto que nas outras porções da vertente seus teores tiveram variação discreta. Nos valores de argila houve tendência de diminuição do topo para a base da vertente, diminuição essa, expressa nos seguintes valores: variação de 301 (0%) a 400 g/kg (40%) no sítio geomorfológico 1; variação de 270 (27%) a 370 g/kg (37%) no sítio geomorfológico 2; e valor único de 240 g/kg (24%) no sítio geomorfológico 3.

Os dados granulométricos apontam que as geocoberturas mais intemperizadas situam-se no sítio geomorfológico 1, e as menos intemperizadas nos sítios 2 e 3. O maior grau de intemperização dos materiais nas porções superiores da vertente pode ser observado através da relação silte/argila, que no perfil (Figura 25-D) apresenta os menores valores enquanto os maiores são encontrados no sítio 2. Há presença considerável de cascalhos angulosos e com tendência a aumentar de diâmetro do topo para a base ocorrendo em todos os horizontes dos perfis.

No Perfil 3 (P3) a partir dos 22 cm de profundidade, constatou-se a existência de um pavimento extremamente maciço que dificultou a abertura do perfil em profundidades maiores. Esse pavimento, muito provavelmente seja a continuação da rocha aflorante encontrada a poucos metros a montante do perfil. A presença de cascalho em todos os perfis

ao longo da vertente é uma evidência de que as geocoberturas foram formadas a partir do intemperismo de um mesmo material de origem, tendo, portanto uma origem autóctone.

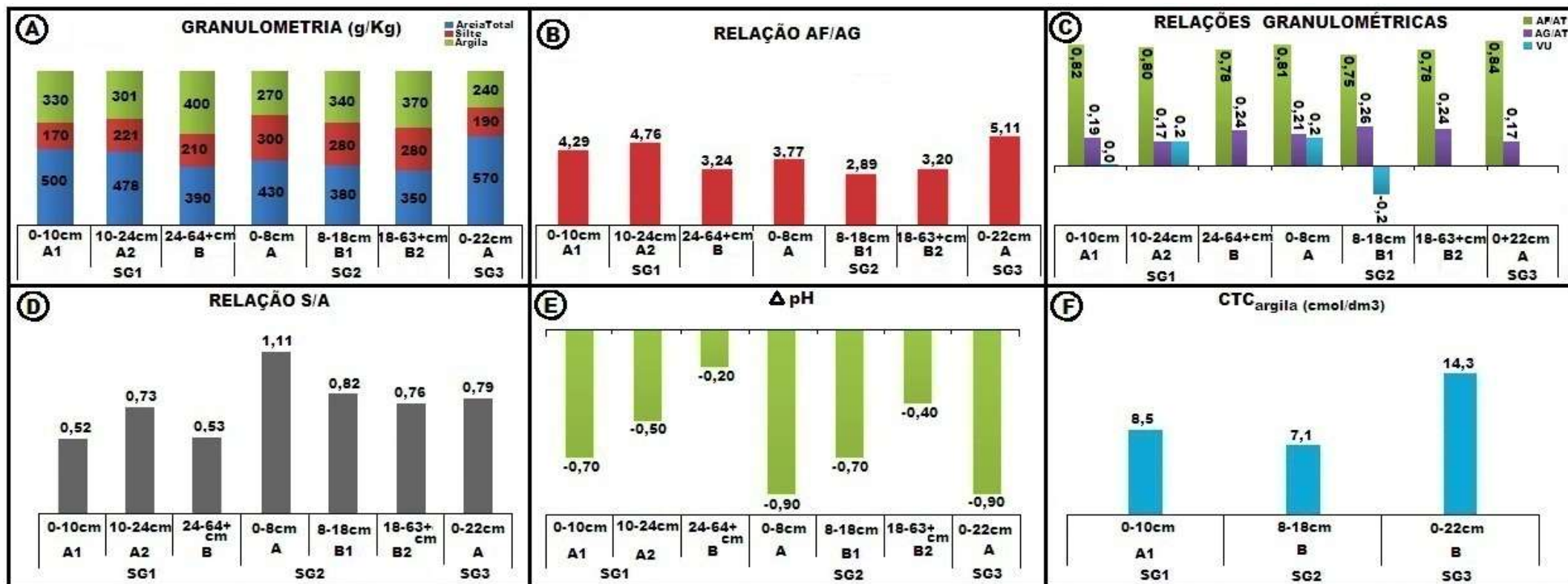
Corroboram essa hipótese, os valores dos índices granulométricos (Figura 25 B e D), segundo os quais, não há indícios de discontinuidades nem entre os horizontes, nem entre as coberturas da vertente. A relação areia fina/areia grossa (Figura 25-B) não varia muito ao longo da vertente, sendo que seus valores estão entre 2,89 e 5,11, este último mais elevado em decorrência do material de origem próximo à superfície. A pequena amplitude entre os valores das relações areia fina/areia (AF/AT) total e areia grossa/areia total (AG/AT) (ambos com valor de 0,09), e os valores de uniformidade (VU) abaixo de 0,6, constitui um indicativo de que as coberturas provêm do mesmo material de origem.

Os dados do ΔpH (Figura 25-E), indicam que as geocoberturas analisadas são eletronegativas com tendência de diminuição em profundidade. A CTC da argila (Figura 25-F) apresenta valores baixos, sugerindo que as geocoberturas são bastante intemperizadas. O maior valor da atividade da argila foi verificado no perfil localizado no sítio geomorfológico 3 (14,3 cmol/dm³).

Interessante observar a discordância dos valores da relação silte/argila (Figura 25- D) e os da CTC da argila (Figura 25-F). Enquanto os valores da primeira demonstram que as geocoberturas menos intemperizadas são àquelas localizadas no sítio geomorfológico 2, os da segunda indicam o contrario, que no sítio 2 são encontradas as geocoberturas com grau de intemperismo mais avançado. Essa discordância pode estar relacionada tanto a localização do perfil na vertente como à sua constituição granulométrica.

O perfil está localizado em um setor côncavo da vertente que favorece a concentração do fluxo d'água (NETO, 2013), e seu horizonte superficial é composto principalmente por areia. Esses fatores facilitam uma maior infiltração de água, favorecendo o processo de iluviação da argila como atesta Medeiros et al. (2013). No entanto, levando em consideração os citados fatores, a concentração de argila tenderia a ser muito maior do que os valores identificados. O que pode ter acontecido é que, ou as argilas migraram para os horizontes subsuperficiais e o grau de aglutinação entre elas foi tal que formaram pseudosilte (o que superestimaria os teores de silte) ou houve algum na dispersão durante as análises em laboratório.

Figura 24: Gráficos representando a análise física (A-granulometria) e químicas (E- Δ pH e F-CTC) das geocoberturas do Transecto 1, bem como as relações e indicadores extraídos a partir de tais análises (B- AF/AG-relação areia fina/areia grossa; C- VU- valor de uniformidade; D- S/S- relação silte/argila).



O Transecto 2 (V2-T2) localiza-se no extremo sul da Depressão de Gouveia, próximo ao exutório do Ribeirão Chiqueiro (Figura 14), em uma área onde predominam rochas granitóides arqueanas. A vertente conta com aproximadamente 680 m de comprimento horizontal (Figura 26), e um desnível de 54 metros entre o topo e a base. Devido à extensão da vertente, a medição de declividade se deu em 31 segmentos, que permitiram a identificação de quatro sítios geomorfológicos.

O sítio geomorfológico 1 possui 260m de comprimento e declividade média de $4,75^\circ$, e o sítio 2 possui 260m de comprimento e declividade média de $8^\circ 00'$. Nesses dois sítios há presença uma voçoroca (Figura 27-A e B) com 40m de extensão, 10m de profundidade e 35m de comprimento. O sítio geomorfológico 3 tem 100m de extensão, $5^\circ 36'$ de declividade média, e inicia-se no sopé da vertente com uma abrupta diminuição dos valores de declividade (de $7^\circ 30'$ para 0°), indicando uma ruptura de declive acentuada. Na porção inferior da vertente, o sítio geomorfológico 4 corresponde à planície de inundação do rio (distância de 11m entre o perfil e o atual curso do rio), uma área plana com 40m de extensão. Morfologicamente a vertente apresenta compartimentos convexos nos sítios geomorfológicos 1 e 2, e retilíneos nos sítios 3 e 4.

Nos sítios 1 e 2, a densidade de cobertura vegetal atinge aproximadamente 40%, enquanto que no entorno dos perfis 3 e 4 ela corresponde a 90%. Essa baixa densidade de cobertura vegetal nos SG 1 e 2 (Figura 27-C) contribui sobremaneira para a atuação de processos erosivos dispersos identificados pela presença de materiais remobilizados, observados ao longo de toda a vertente (Figura 27- D).

Figura 25: Perfil de inclinação da vertente (V2) na qual foi realizado o Transecto 2 (T2).

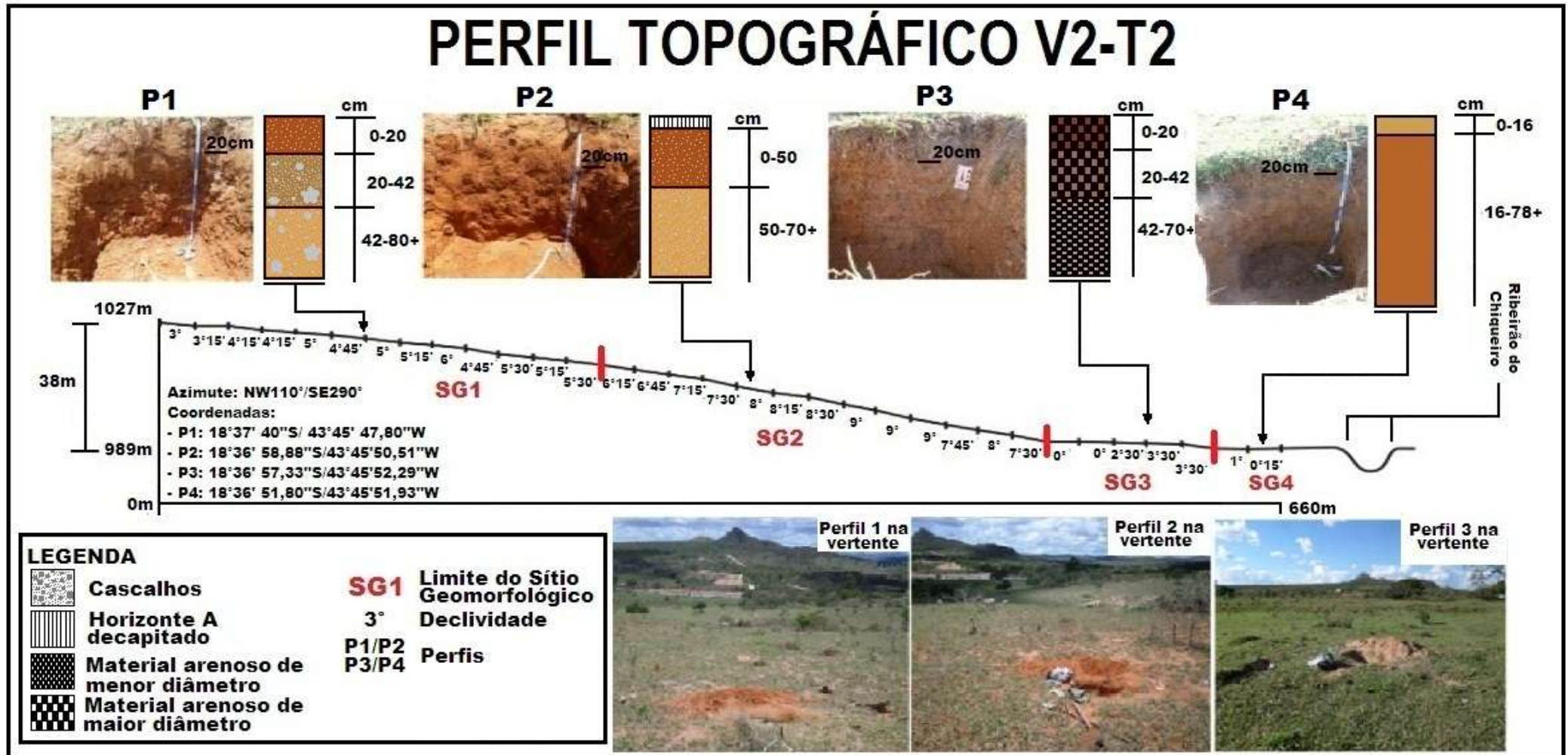


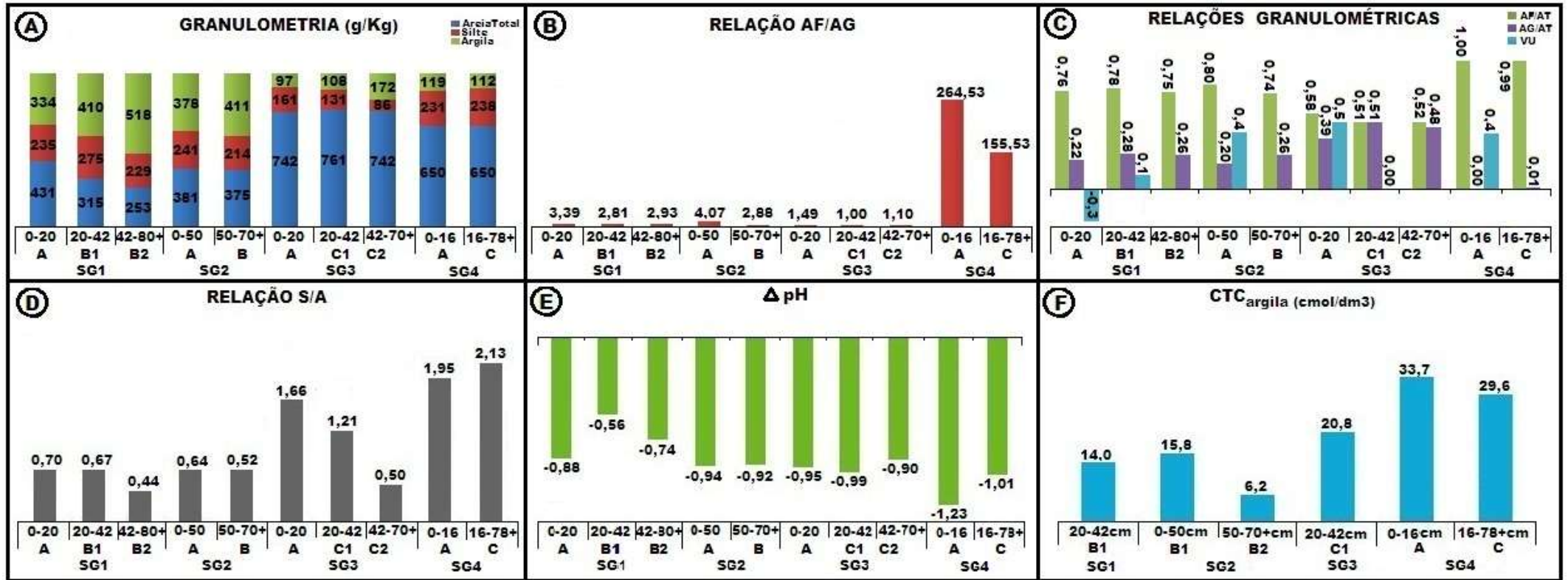
Figura 26: Vertente na qual foi realizado o transecto 2.



Legenda: A- Visão da voçoroca na vertente; B- Visão de dentro da voçoroca, onde se observa alta densidade de vegetação; C- Vegetação do tipo gramínea cobrindo pouca superfície do terreno nas porções superiores da vertente; D- Sedimentos carregados por erosão em lençol, com detalhe para a pouca quantidade de vegetação.

As coberturas das porções superiores da vertente apresenta distribuição granulométrica sem grandes variações, quando se observa os teores das frações dentro de um mesmo perfil (Figura 28-A), com exceção do horizonte B2 do perfil 1 onde foi identificado um acentuado incremento de argila. (518 g/Kg- 51,8%). Quando comparados com os perfis situados na alta e média vertente, os perfis localizados nos sítios 3 e 4 demonstram uma diminuição acentuada da quantidade de argila, enquanto a fração areia aumenta drasticamente, obtendo valores de mais de 700 g/kg (o que significa que mais de 70% das coberturas do sítio 3 é constituída por areia). Devido essa grande quantidade de areia, essas geocoberturas não apresentam uma organização estrutural definida, apresentando-se extremamente friável na geocoberturas do sítio 3 e massiva na geocobertura do sitio 4.

Figura 27: Gráficos representando a análise física (A-granulometria) e químicas (E- Δ pH e F-CTC) das geocoberturas da vertente no Transecto 2, bem como as relações e indicadores extraídos a partir de tais análises (B- AF/AG-relação areia fina/areia grossa; C- VU- valor de uniformidade; D- S/S- relação silte/argila).



Em uma análise por horizontes de um mesmo perfil, observa-se que há pouca variação da quantidade de silte. No entanto, quando essa fração é comparada entre os diferentes perfis da vertente, ocorre uma considerável variação nos teores do perfil localizado no sítio 3, com valores entre 161 g/kg (16,1%) no horizonte A, e 86 g/Kg (8,6%) no horizonte B. A relação areia fina/areia grossa (Figura 28-B) demonstrou discreta variação nos dois primeiros sítios, com valores entre 3,39 (horizonte A) e 2,93 (horizonte B2) para o sítio geomorfológicos 1, e valores entre 2,88 (horizonte B) e 4,07 (horizonte A).

Por outro lado, no sítio 3 ocorreu um aumento considerável da fração areia grossa, apresentando valores médios de mais de 300 g/kg (30%), refletindo nos valores da relação areia fina/areia grossa, que foram os menores em toda vertente (não ultrapassando 1,50) (Figura 28-B). Com o aumento do teor de areia grossa, aumentaram também os valores da relação areia grossa/areia total (AG/AT) (Figura 28-C), cujos valores estão entre 0,39 (horizonte A) e 0,52 (horizonte C2), os maiores registrados dentre todas as geocoberturas da vertente. Nesse compartimento da vertente, mesmo com a predominância de areia fina demonstrada pela relação areia fina/areia total (AF/AT) (valores entre 0,51 para o horizonte C2, e 0,58 para o horizonte A), os teores de areia mostram uma menor variação entre os teores das frações grossa e fina.

No sítio geomorfológico 4, ao contrario do que ocorre no sítio antecedente, a geocobertura é constituída predominantemente por sua fração mais fina, com valores chegando a 647 g/kg, o que corresponde a mais de 99% da areia total (Figura 28-A). Os índices granulométricos referentes à fração areia apresentam grande desproporção em relação aos outros perfis, refletindo o predomínio dos constituintes de menor diâmetro nessa porção da vertente. Os valores das relações, para os horizontes A e B, respectivamente, são de: 264 e 155, para relação areia fina/areia grossa (AF/AG) (Figura 28-B); 0,99 e 1,00 para a relação areia fina/areia total (AF/AT); e 0,00 e 0,01 para a relação areia grossa/areia total (AG/AT) (Figura 28-C).

As geocoberturas localizadas nos sítios 3 e 4 estão inseridas em uma área que corresponde à planície de inundação do ribeirão do Chiqueiro. Portanto, a análise dos materiais neles presentes deve considerar os processos diferenciados, claramente influenciados pela dinâmica fluvial, que atuam sobre os compartimentos finais da vertente do transecto 2. Pois, como afirmam Silva & Santos (2011), as áreas de influência fluvial geram feições com características diferenciadas, condicionadas pelos processos desencadeados pelos

curtos d'água. Diante disso, a formação desses compartimentos tem relação direta com os processos de transporte e deposição do ribeirão do Chiqueiro.

A granulometria (em especial a distribuição das areias, que mostram uma diminuição da areia grossa e aumento da areia fina em direção ao rio) das geocoberturas da planície fluvial indica que a área passou por duas distintas fases de transporte (Figura 29), uma fase de alta energia fluvial e outra de baixa energia fluvial. Na fase de alta energia fluvial, o rio por ter maior competência, transportava os sedimentos de maior granulometria, na medida em que sua competência foi diminuindo, o rio passou a depositar os sedimentos grosseiros que deram origem às coberturas do sitio geomorfológico 3. A fase de baixa energia correspondeu àquela em que a competência fluvial era baixa, onde o rio passa a carrear somente os sedimentos de menor diâmetro. Quando essa competência diminuiu novamente, esses sedimentos mais finos foram depositados próximos a sua calha atual, e deram origem as geocoberturas do sítio 4.

Figura 28: Área do entorno da vertente do Transecto 2, com destaque para feições associadas a processos fluviais.



Fonte: Imagens 3D fornecidas pelo Google Earth Pro (Exagero vertical-2m).

Em relação ao índice de uniformidade (Figura 28-C) exibidos pela cobertura dos sítios geomorfológicos 1 e 2, observa-se que seus valores estão entre $-0,3$ (horizonte A do Perfil 1) e $0,4$ (horizonte A do Perfil 2), portanto dentro dos limites estabelecidos para que indiquem que haja relação entre a geocobertura e o material de origem. A relação silte-argila (Figura 28-D) mostra que as coberturas dos sítios 1 e 2 são mais intemperizadas que as do sítio 3 e 4,

o que já era esperado, haja vista a dinâmica recente a qual estas últimas estão sendo submetidas. Pelo fato das geocoberturas localizadas na planície fluvial do ribeirão do Chiqueiro, apresentarem as menores quantidades de argila em relação ao silte, os valores da relação silte/argila são elevados (valor médio de 1,49, considerando todos os perfis). Exceção essa realidade somente o horizonte C2 do perfil 3, cujo valor chega a 0,50 (Figura 28-D).

A crescente quantidade de argila nos horizontes C1 e C2, pode estar relacionada à maior quantidade de areia grossa no perfil, que tende a favorecer o processo de infiltração de água, o que favoreceria o processo de eluviação da argila para as camadas subsuperficiais. O mesmo não é observado no perfil 4, onde a areia é formada por uma granulação mais fina, que tende a ocupar os espaços vazios dificultando o fluxo vertical de água. Portanto, o valor baixo da relação silte/argila para o horizonte C2 do perfil 3 está relacionado aos movimentos descendentes da fração argila, favorecidos pelo arranjo estrutural da geocobertura em decorrência de uma maior concentração de areia grossa.

Em relação aos atributos químicos, observou-se que o balanço de cargas elétricas representado pelo ΔpH (Figura 23-E), que é eletronegativo em todas as coberturas. Os maiores valores de ΔpH foram verificados no sítio geomorfológico 1, e os menores no sítio 4, mais uma vez indicando que esta área é a mais jovem do ponto de vista morfogenético. A CTC da argila (Figura 23-F) é baixa para os sítios 1, 2 e 3 e alta para o sítio 4, neste ela alcança valores acima de 29 cmol/dm^3 .

A variação granulométrica e as características químicas das coberturas da vertente em que se realizou o transecto 2 evidenciam a existência de dois compartimentos bem marcados na vertente, um formado pelos sítios 1 e 2, e o outro formado pelos sítios 3 e 4. O primeiro é mais estável, com coberturas mais antigas e sem indicativos de descontinuidades erosivas, e o segundo com instabilidade evidente, cuja dinâmica é influenciada por processos fluviais, conforme identificado por Augustin (1995). Apesar do compartimento formado pelos sítios geomorfológicos 1 e 2 ser mais estável quando comparado com outras porções da vertente, essa estabilidade não é total.

Observou-se que a vertente passa por um processo de reativação de uma dinâmica mais severa. O principal fator desencadeador dessa reativação é o uso do terreno a qual a área está submetida, no caso a pecuária. Esse tipo de atividade diminuiu a densidade de vegetação, consequentemente os processos erosivos tornaram-se mais acentuados, prova disso é que a cobertura do sítio geomorfológico 2 apresenta um horizonte decapitado de aproximadamente 15 cm (Figura 30).

Figura 29: Detalhe de uma pequena parte de gramínea ainda preservada que mostra o limite do que era o horizonte A, do perfil 2 do Transecto 2.



A característica textural é um importante variável que influência na erodibilidade das geocoberturas (LAL, 1988 apud DYONÍSIO, 2010). Assim, a textura dos dois primeiros sítios exerce importante papel na dinâmica das porções superiores da vertente, onde, nestes setores, os horizontes B das geocoberturas apresentam considerável quantidade de argila quando comparada com outras unidades granulométricas. Essa camada mais argilosa formada subsuperficialmente tende a acelerar o processo de erosão como afirma Prado (2011 apud MELO et al., 2014), tendo em vista que a água infiltra facilmente nos horizontes superficiais, o que não acontece nos horizontes B, devido a grande quantidade de argila neles presente. Ao atingir o limite de enchimento a água passa a escoar superficialmente.

No caso do perfil 2, além da textura, a topografia contribuiu para o processo de retirada do horizonte superficial. O perfil em questão está localizado na média vertente, setor com maior declividade onde os processos tendem a acontecer de maneira mais pronunciada (ALVARENGA & SOUZA, 1997), e, como pontua Skiba et al. (2002), onde geralmente ocorre a presença de solos decapitados. Sendo assim, variáveis como características texturais, declividade do terreno, vegetação escassa e ação antrópica são responsáveis pelo desencadeamento de uma dinâmica recente.

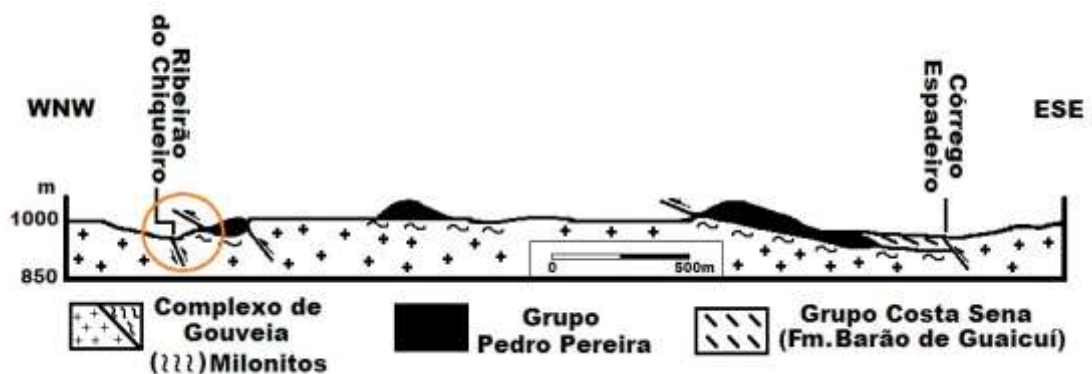
Esse reafeiçoamento dos processos nesse compartimento pode ser observado através dos vários focos de erosão, que tem na água da chuva seu principal agente, conforme apontado por Barbosa & Augustin (2000) e Marchioro & Augustin (2007) em estudos realizados na

área de Gouveia. Essa morfogênese atual poderá vir a imprimir na vertente uma nova fisiografia, que já pode ser observada no sítio geomorfológico 2, que mostra uma rugosidade do terreno mais complexa que nos outros setores da vertente. A readaptação da área à nova dinâmica poderá perpassar por uma modificação nas características das coberturas, que tenderão a ser mais rejuvenescidas nas áreas de maior declividade e coberturas com gênese coluvionar nas áreas côncavas.

A vertente do Transecto 3 (V3-T3) (Figura 32) possui amplitude altimétrica de 46m e 300m de extensão, onde foram medidos 15 ângulos de declividade. A área está inserida na porção central da bacia do ribeirão do Chiqueiro, onde o substrato litológico corresponde a uma zona de contanto entre rochas do Grupo Pedro Pereira (rochas básicas e metabásicas, com destaque para xistos verdes e quartzo-xistos), Complexo Gouveia (granitos, gnaisses e migmatitos) e do Grupo Costa Sena (quartzo-xistos) (Figura 31).

Na vertente, foram identificados dois sítios geomorfológicos, sendo: o sítio 1 (Figura 33-A e B), com 80m de extensão e 7°30' de declividade média, e o sítio 2 (Figura 33-C) com 220m de extensão e declividade média de 5°30', ambos os sítios são predominantemente côncavos. Entre os sítios geomorfológicos 1 e 2 foi observada presença de cascalhos (\emptyset 1 a 3cm) distribuídos ao longo da superfície do terreno.

Figura 30: Seção geológica esquemática da região em que foi realizada a transecção. A circunferência em vermelho indica a área aproximada na qual a vertente 3 (V3) está inserida.



Fonte: Adaptado de Abreu et al. (1992, apud KNAUER & GROSSI-SAD, 1997).

Figura 31: Perfil de inclinação da vertente (V3) na qual foi realizado o Transecto 3 (T3).

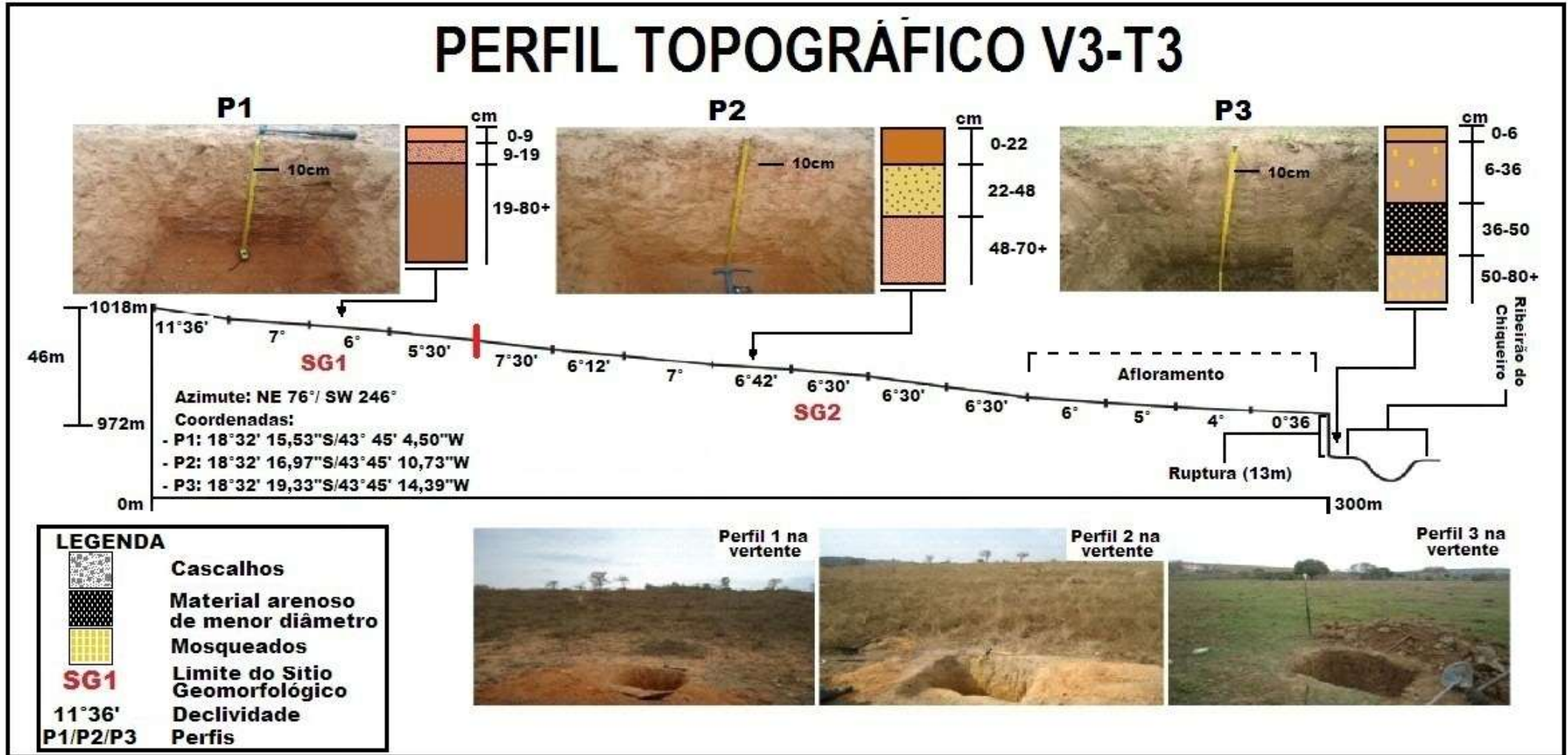


Figura 32: Vertente na qual foi realizado o transecto 3.



Legenda: A e B- visão da alta vertente; C- visada da média vertente em direção à alta; D- a linha em amarelo destaca o afloramento que marca a baixa vertente.

O quadro textural (Figura 35-A) da vertente em que se deu o transecto 3 indica que as coberturas são predominantemente arenosas nos sítios 1 e 2, onde os valores médios de areia são 483 g/kg e 488 g/kg, respectivamente. Tanto o silte como a argila exibem variações discretas do primeiro ao segundo sítio, sendo que a variação da fração siltosa é para menos e da argilosa para mais. O sítio geomorfológico 3 é o que apresenta heterogeneidade granulométrica, dada a sua localização na planície de inundação do Ribeirão Chiqueiro, sendo, portanto, sujeito à influência do mesmo. Neste sítio, os teores de silte são os maiores dentre as frações granulométricas, com valores de 370 g/kg, o que evidencia a natureza sedimentar recente das partículas que compõem essa cobertura.

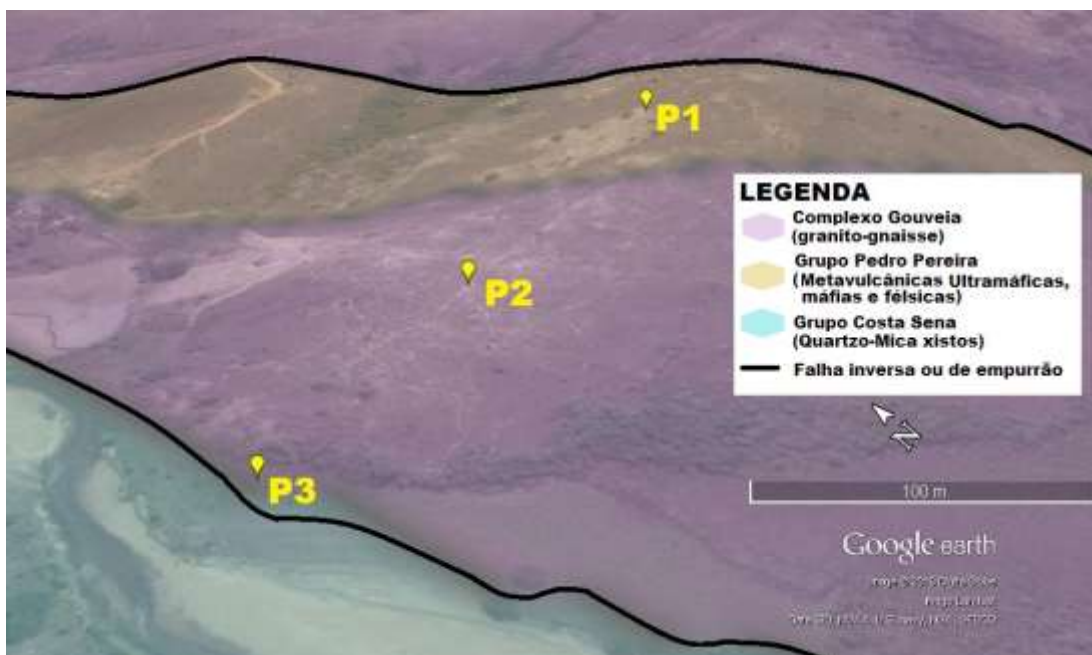
A relação areia fina/areia grossa (Figura 35-B) exhibe variações discretas entre os horizontes das geocoberturas dos sítios 1 e 2, e extremamente variável no sítio geomorfológico 3. As relações granulométricas referentes à areia (Figura 35-C) mostram que as maiores variações ocorrem no perfil 2, onde os valores da relação areia fina/areia total estão entre 0,66 e 0,81 e os de areia grossa/areia total estão entre 0,20 e 0,27. Os teores de areia fina e areia grossa nesse perfil se diferem dos teores apresentados pelo perfil 1,

indicando que as geocoberturas do sitio geomorfológico 2 foram originadas de um material de origem diferente daquelas localizadas nas porções superiores da vertente.

Como já mencionado, a vertente localiza-se em uma faixa de contato entre três litologias diferentes, e observando a Figura 34 pode-se deduzir que a geocobertura do sitio geomorfológico 1 teve origem do intemperismo dos xistos do grupo Pedro Pereira (especificamente a Unidade Ultramáfica-Máfica), a geocobertura do sitio 2, por sua vez, é produto de alteração do granito-gnaiss. No caso da geocobertura do sitio 1, o que chama a atenção é a grande quantidade de areia verificada no perfil, uma vez que as rochas pertencentes a esse grupo exibem pouca quantidade de sílica (35,00 a 47,70 %) quando comparadas aos granitos que integram o Complexo Gouveia (69,40 %) (KNAUER & GROSSI-SAD, 1997).

A explicação para esse alto teor de areia pode estar na localização da vertente analisada. A área é marcada pela presença de duas grandes falhas de empurrão (Figura 34), que, a Depressão de Gouveia, estão associadas a zonas de cisalhamento (DUSSIN et al. 1992), caracterizando-se por apresentarem intenso metamorfismo, originando rochas milonitizadas e grande quantidade de veios de quartzo (CRUZ et al., 2005; KNAUER & GROSSI-SAD, 1997). Esses veios, provavelmente bastante fraturado devido à atuação de forças cisalhantes, podem ser a fonte de areia e cascalho presentes nas geocoberturas.

Figura 33: Pontos de amostragem da vertente em que se realizou o Transecto 3. A área está sobre uma zona de contato entre três litologias.



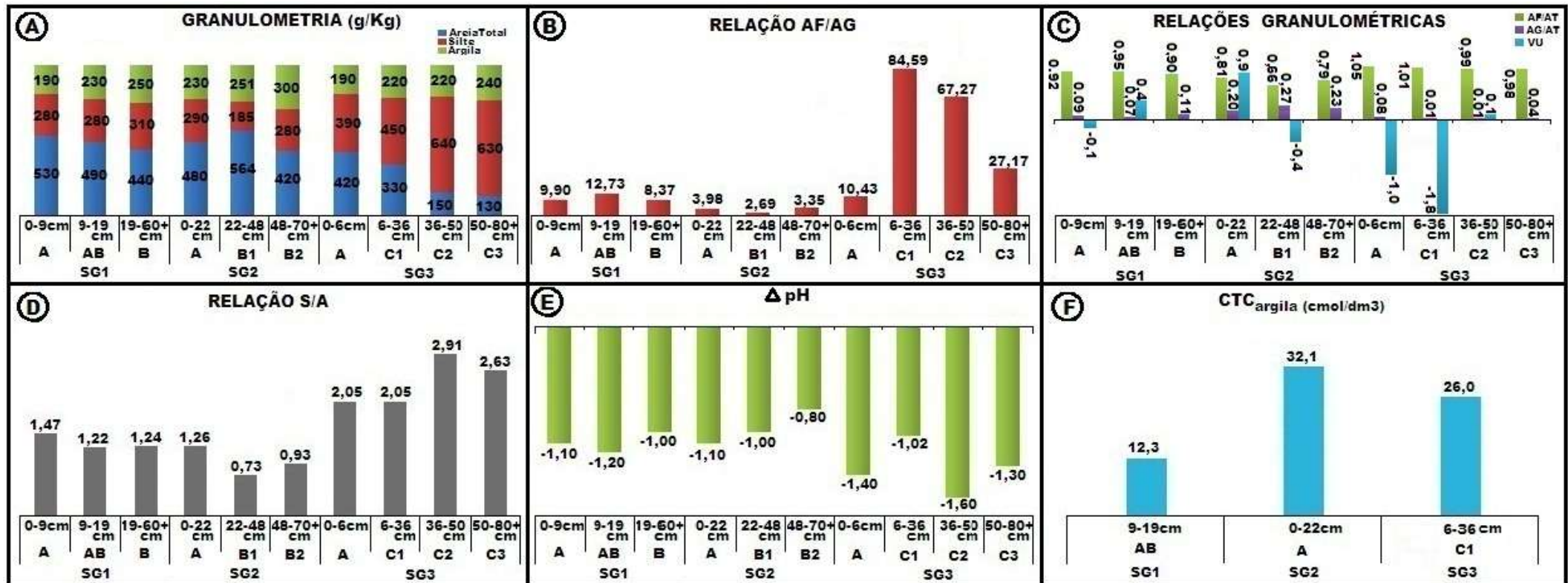
Fonte: Imagens 3D fornecidas pelo Google Earth Pro, com exagero vertical de 2m. Os dados sobre a litologia foram fornecidos pelo Projeto Espinhaço (COMIG, 1997).

O valor de uniformidade (Figura 35-C) indica que há descontinuidade no perfil 2 entre os horizontes A e B1 com valores de 0,9 e 0,4, respectivamente. Indícios dessa descontinuidade podem ser observados também através das relações areia fina/areia grossa, areia fina/areia total e areia grossa/areia total, que mostram que as maiores variações nos valores ocorrem entre os horizontes A e B1. A partir desses dados acredita-se que o horizonte superficial do perfil 2 seja uma faixa de colúvio formado por materiais transportados da montante.

Para isto, teriam contribuído tanto a baixa densidade vegetacional, como a declividade mais irregular do sítio antecedente. Quanto ao perfil 3, era esperado que os valores de uniformidade apresentassem heterogeneidade, pois, assim como no perfil 4 da vertente 2, está localizado em uma planície de inundação, portanto, sujeito às variações impostas pela dinâmica sazonal do ribeirão do Chiqueiro.

Os valores da relação silte/argila (Figura 35-D) são altos em todos os perfis, mostrando que as geocoberturas são bastante jovens. Os menores valores são verificados no sítio geomorfológico 2, indicando que suas geocoberturas são mais intemperizadas em comparação com os outros sítios. Colabora para isso a baixa declividade (variação na declividade de $7^{\circ}30'$ para $6^{\circ}30'$, portanto de apenas 1°) (Figura 31) exibida no entorno do perfil fazendo com que a erosão não seja tão eficiente.

Figura 34: Gráficos representando a análise física (A-granulometria) e químicas (E- Δ pH e F-CTC) das geocoberturas da vertente no Transecto 3, bem como as relações e indicadores extraídos a partir de tais análises (B- AF/AG-relação areia fina/areia grossa; C- VU- valor de uniformidade; D- S/S- relação silte/argila).



Os valores de ΔpH (Figura 34-E) apresentaram-se negativos em todas as coberturas, sendo que os menores valores foram verificados na cobertura do sítio 3 e os maiores no sítio 2. A CTC da argila (Figura 35-F) exibe valores que parecem contraditórios mostrando que há alta atividade da argila no perfil 2 (36cmol/dm^3). No entanto, é preciso relativizar esse dado tendo em vista que esse valor é correspondente ao horizonte A, que foi considerado de origem coluvial, logo se espera que esse horizonte seja o mais jovem da cobertura, além disso, por ser a camada mais superficial, está sujeito à atuação de processos erosivos e deposicionais, conferindo a ele sucessivos estágios de rejuvenescimento.

O Transecto 4 (V4-T4) (Figura 36) foi realizado ao norte da Depressão de Gouveia, na bacia do córrego Rio Grande, afluente do Ribeirão Chiqueiro. A litologia da área corresponde domínios dos granitos-gnaisses do Complexo Gouveia (Figura 7). A vertente analisada tem 418m de comprimento horizontal, tendo a maior cota em 1068m, e a menor 1004m, apresentando, assim um desnível de 64m. Ao longo do Transecto observou-se a presença de afloramentos rochosos de granito milonitizado do Complexo Gouveia na alta, média e baixa vertente, os quais marcam pequenas descontinuidades na declividade. A vertente é utilizada para criação de gado.

O levantamento topográfico contou com a medição de 19 ângulos de declividade distribuídos ao longo de três sítios geomorfológicos predominantemente retilíneos. Com 100m de extensão e declividade média de $7^{\circ}30'$, o sítio geomorfológico 1 (Figura 31-A) apresenta em sua superfície cascalhos (\emptyset de 1 a 4cm,) e cobertura vegetal de 50%, onde predomina estrato gramíneo-herbáceo. No sítio geomorfológico 2 a extensão é de 140m, com declividade média de aproximadamente $8^{\circ}00'$, e densidade da cobertura vegetal de 60% , constituída principalmente por gramíneas e herbáceas.

O sítio geomorfológico 3 possui 140m de comprimento, declividade média de $7^{\circ}00'$, 60% de densidade de vegetação, composta predominantemente por gramíneas e herbáceas, embora conte com uma área maior de estratos arbóreos, com árvores entre 3m e 6m de altura (Figura 31-B). Tanto o sítio geomorfológico 2 como o 3 exibem afloramentos de granito milonitizado, e processos erosivos na forma de ravinas, estas com mais de 100m de extensão e profundidades que chegam a mais de 1m (Figura 37-B). O final do SG3 é marcado pelo encaixamento do rio no que anteriormente seria a base da vertente (Figura 37-C).

Figura 35: Perfil de inclinação da vertente (V4) na qual foi realizado o Transecto 4 (T4).

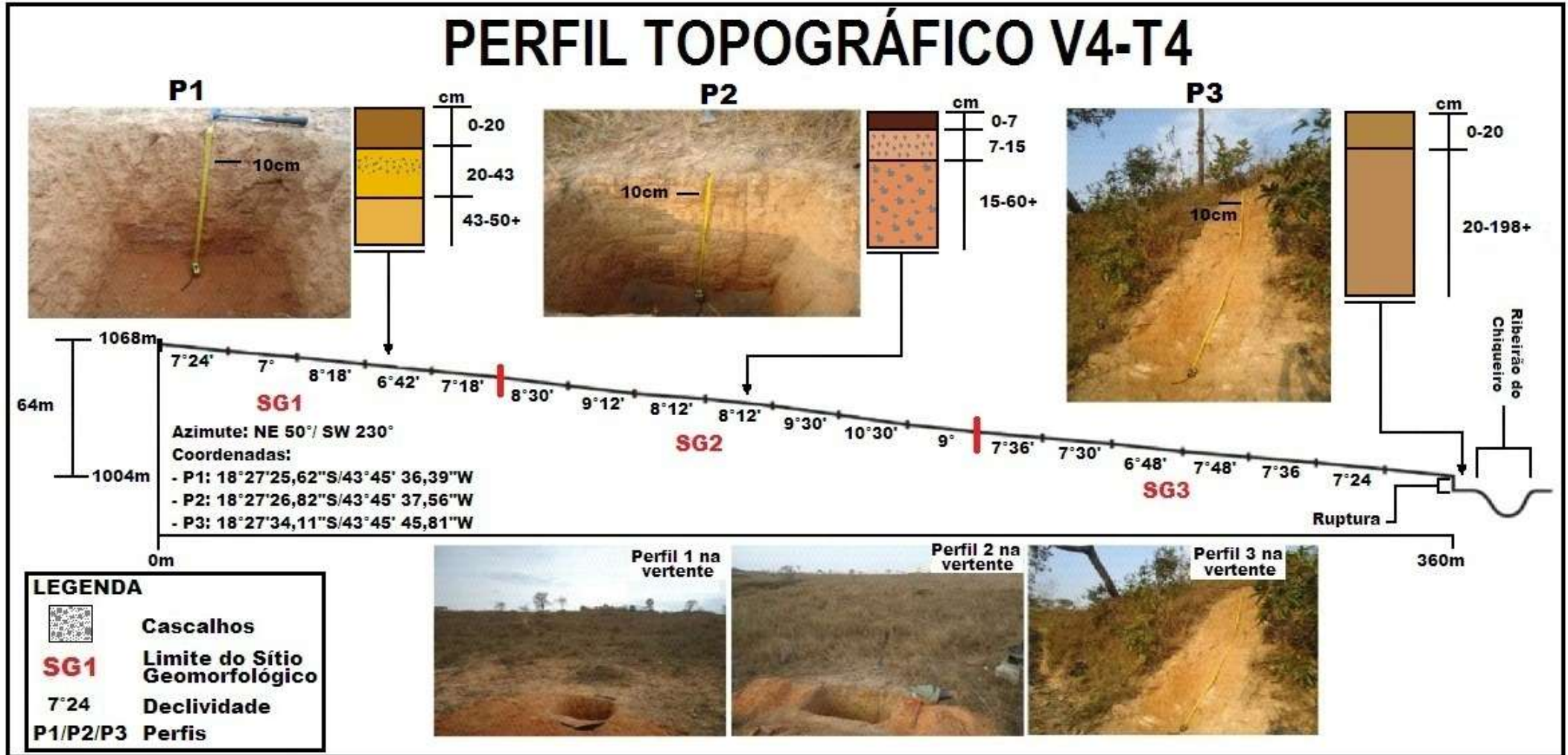


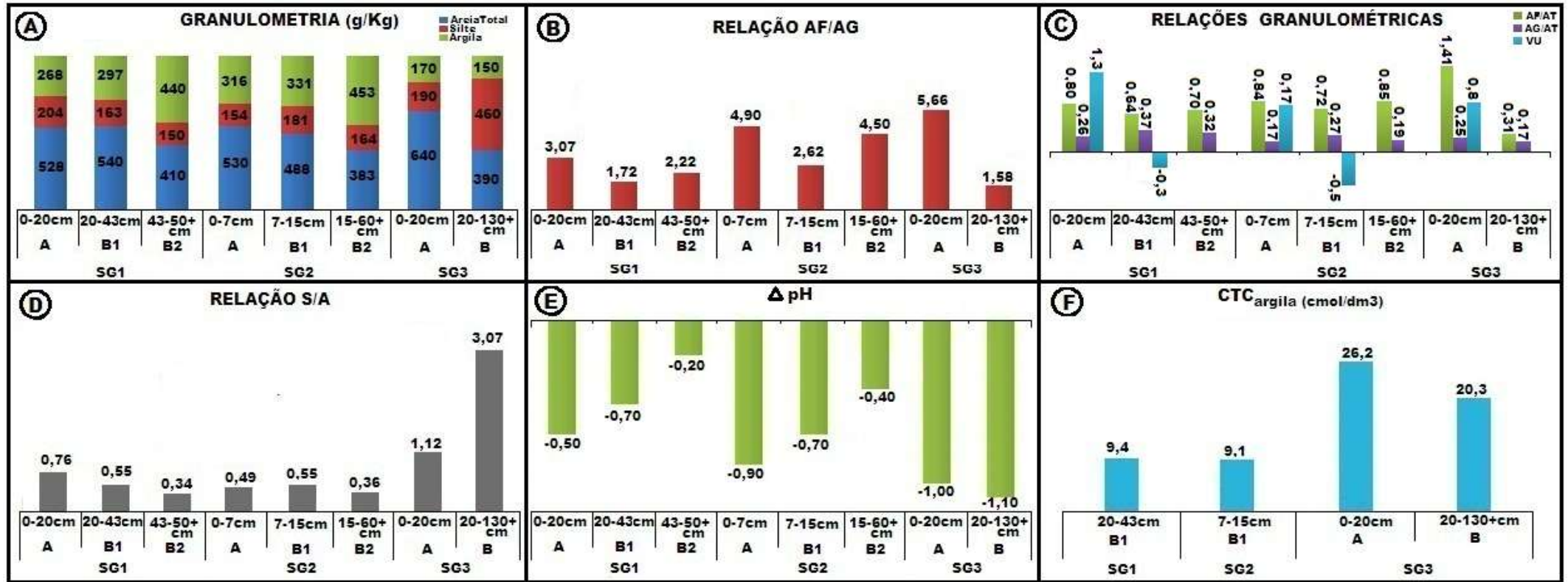
Figura 36: Detalhes da vertente na qual foi realizado o transecto 4.



Legenda: A- visão da alta vertente, mostrando um topo predominantemente plano; B- média vertente, com destaque para uma maior rugosidade do terreno; C- contato abrupto entre a baixa vertente e o curso d'água; D- saprolito de granito na parte inferior do perfil 3, localizado na baixa vertente.

A granulometria das geocoberturas (Figura 38-A) evidencia um caráter amplamente arenoso, com teores de areia entre alcançando mais de 600g/kg (60%). Os teores de argila são consideráveis, e mantêm-se tendência de aumento em profundidade nos perfis 1 e 2, situação inversa do que ocorre no perfil 3 que apresenta diminuição dos valores em profundidade. Além disso, nesse perfil são encontrados os teores mais baixos de argila (160 g/kg - 16%) (Figura 38-A). Os teores de silte são inversamente proporcionais aos valores de argila, sendo que as geocoberturas apresentam-se pouco siltosas no topo e média vertente. No perfil 3, entretanto, o quadro textural difere daqueles dos demais perfis, mostrando que o teor de silte (460 g/kg – 46%) é três vezes maior que a quantidade de argila (150 g/Kg – 15%) (Figura 38-A).

Figura 37: Gráficos representando a análise física (A-granulometria) e químicas (E- Δ pH e F-CTC) das geocoberturas da vertente no Transecto 4, bem como as relações e indicadores extraídos a partir de tais análises (B- AF/AG-relação areia fina/areia grossa; C- VU- valor de uniformidade; D- S/S- relação silte/argila).



Quanto aos valores das relações da fração areia (areia fina/areia grossa; areia fina/areia total; areia grossa/areia total) (Figura 38-B) observou-se que as maiores variações ocorreram entre o horizonte A e o horizonte subjacente em todos os perfis, coincidindo também com as variações do índice de uniformidade (Figura 38-C) acima de 0,6, no caso das duas primeiras coberturas. Esses valores dão indícios de que os horizontes superficiais tem pouca relação com o material que originou as camadas inferiores do perfil, sendo, portanto de origem alóctone.

Os dados geológicos disponíveis mostram, entretanto, que a vertente tem por substrato somente rochas granitóides do embasamento (Figura 39), sendo que as áreas assentadas sobre xisto situam-se muito a montante da área do transecto. Mas, mesmo com os dados de geologia da região indicando uma uniformidade litológica, não se descarta a possibilidade de haver na área afloramentos de xisto, haja vista que os mapeamentos, dada sua escala regional, podem não ter identificado essa unidade litológica na área em questão.

Figura 38: Pontos de amostragem da vertente em que se realizou o transecto 4, onde observa-se que, segundo o mapeamento geológico feito para a área de estudo, a vertente está assentada sobre rochas do Complexo de Gouveia.



Fonte: Imagens 3D fornecidas pelo Google Earth-Pro, com exagero vertical de 2m. Os dados sobre a litologia foram fornecidos pelo Projeto Espinhaço (COMIG, 1997).

A relação silte/argila mostra que as geocoberturas são bastante desenvolvidas no topo e média vertente, sendo que os valores mais altos foram encontrados no perfil da base da vertente e no horizonte A do perfil 1. Observando esse índice no horizonte A do perfil 2, onde

os valores das relações da fração arenosas e o valor de uniformidade indicam descontinuidade, não há qualquer grande disparidade entre os seus valores e dos horizontes subsuperficiais. Se o horizonte superficial do perfil 2 for de origem coluvionar, o valor da relação deveria ser maior, dada a sua dinâmica mais recente em comparação com os outros horizontes.

Contudo, os valores mostram variações muito discretas entre os valores de A e B1 (0,49 e 0,55, respectivamente) (Figura 38-D). Esses dados, que aparentemente parecem dissonantes, podem indicar que a gênese do horizonte superficial do perfil 2 está relacionada a coluvionamento, mas esse processo foi tão antigo que a pedogênese mascarou esses materiais coluvionares, exceto o quartzo (expresso pela fração areia) devido sua capacidade em resistir ao intemperismo.

Os maiores valores da relação foram de 3,07 e 1,12, verificadas, respectivamente, nos horizontes A e C da cobertura do sítio 3, são concordantes com aqueles apresentados pela relação AF/AG, demonstrando a instabilidade em que se encontra o setor. As características do horizonte superficial dessa cobertura podem ter sido influenciadas tanto por processos de vertente quanto fluviais; por processos de vertente, porque em seu último compartimento foi observado uma morfologia altamente irregular, com a presença de afloramentos expostos e áreas de transporte e acúmulo de sedimentos; e por processos fluviais, pelo fato localizar-se na planície de inundação do rio. Portanto, considera-se que o horizonte A do perfil 3 seja de origem colúvio-aluvial, o que explicaria as descontinuidades existentes, bem como os altos valores da relação silte/argila. Por outro lado, o horizonte desenvolvido abaixo dos 20 cm, seria de origem autóctone, tendo se desenvolvido através da alteração do granito-gnaise, rocha verificada na base do perfil.

Os valores de ΔpH (Figura 38-E) indicam que as geocoberturas da vertente em que se realizou o Transecto 4 são eletronegativas, dentre as quais os menores valores foram encontrados no sítio 3, destacando o menor grau de evolução dos materiais lá encontrados. A partir dos valores de ΔpH e da relação silte/argila, percebe-se que o horizonte mais intemperizado é o B2, dos dois primeiros sítios (1 e 2). A CTC da argila (Figura 32-F) apresenta-se baixa tanto no sítio geomorfológico 1 quanto no 2, sendo que seus valores mais altos são verificados no sítio 3 (entre 20,3 e 26,2 com/dm³).

É importante observar a morfologia exibida pela parte inferior na vertente do Transecto 4 (Figura 37-B), onde se encontra o sítio geomorfológico 3, que apresenta sua base truncada pelo canal fluvial. Essa configuração da área está associada à dinâmica fluvial, que através do

processo de meandramento passou a escavar a base da vertente. Isso acarretará uma desestabilização na base da vertente que, possivelmente, aumentará a intensidade de atuação de processos que já estão acontecendo.

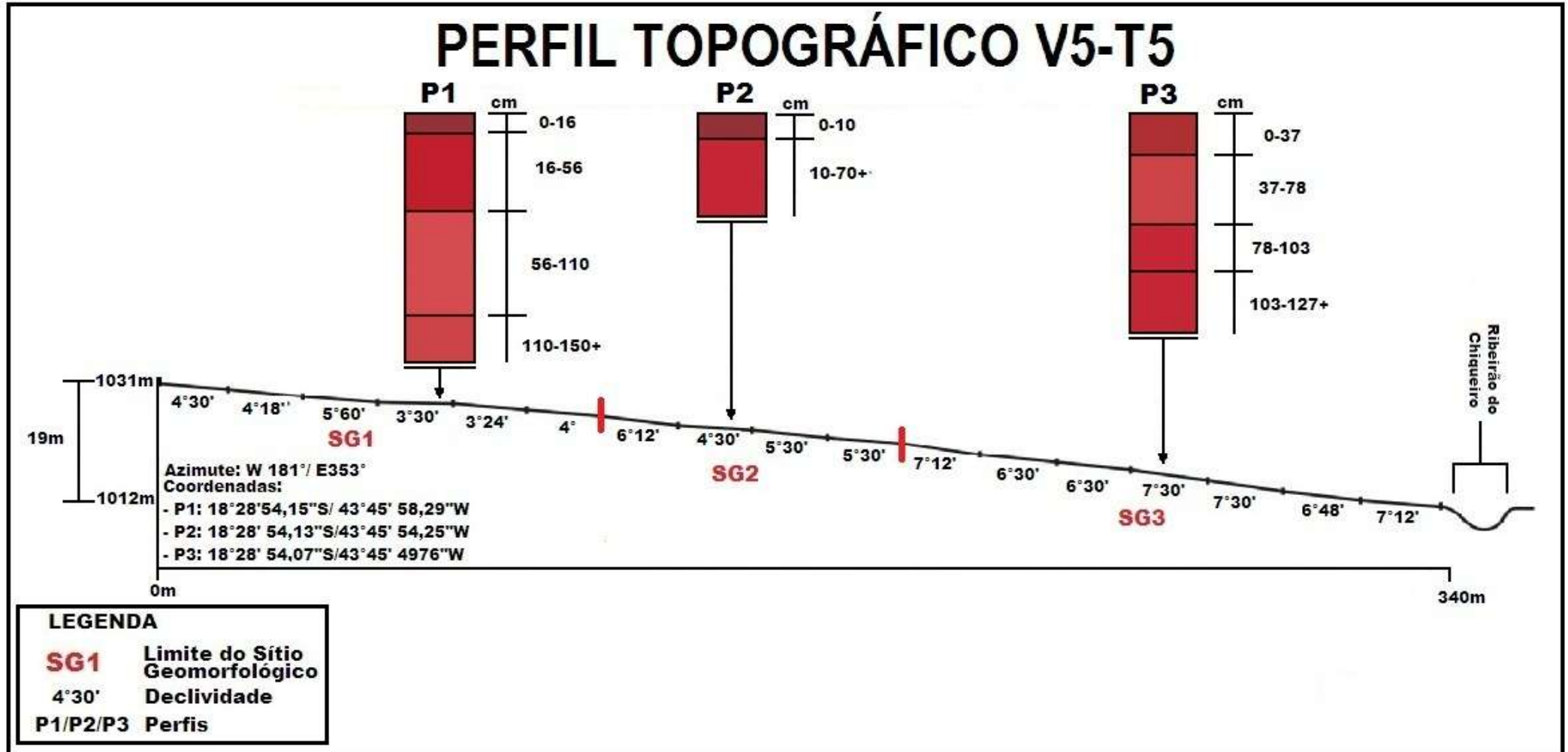
A vertente na qual foi realizado o Transecto 5 (V5-T5) (Figura 40) está sob influência do ribeirão do Chiqueiro (próximo a BR 259), e a litologia é composta por granito-gnaiss do Complexo Gouveia. Na vertente foram medidos 17 ângulos de inclinação topográfica em um total de 340m de extensão e amplitude altimétrica de 19m. Foram três os sítios geomorfológicos identificados: o sítio com 120m de extensão e declividade média de 4°00'; o sítio possui 2, 80m de extensão e declividade média de 5° 30'; enquanto o SG 3 tem 140m de extensão e média de declividade de 7°00. A forma exibida pelo sítio 1 é côncava e pelos sítios 2 e 3 é convexa.

No final do SG 3, ocorre um contato abrupto com uma estrada, construída no que originalmente seria a porção inferior da baixa vertente. A densidade de vegetação na área é de 80 a 90%, formada por estratos gramíneo/herbáceo e arbóreo, este, em menor quantidade. O uso do terreno é destinado à pecuária, além disso, durante o processo de descrição e coleta das amostras observou-se resíduos de carvão, indicando que a área passou pelo processo de queimada.

Ao analisar os dados texturais (Figura 41-A), observa-se que essas geocoberturas dessa vertente apresentam relativa heterogeneidade no que se refere à sua granulometria. Nas áreas de topo as geocoberturas são mais argilosas no sítio geomorfológico 1, com valores entre 302 e 425 g/kg (30,2% e 42,5%, respectivamente). Nas demais porções da vertente a granulometria apresenta-se predominantemente arenosa, com valores alcançando 512 g/Kg (50,12%) no horizonte B do perfil 2, e 496 g/kg (49,6%) no horizonte B1 do perfil. Os menores teores de silte são verificados no sítio geomorfológico 1 (média de 240 g/Kg ou 24%) e a partir do sítio geomorfológico 2 seus teores aumentam e mantêm-se constante, com variações lateral e vertical discretas entre os perfis 2 e 3.

Os teores de silte mais elevados nos perfis 2 e 3 indicam que as geocoberturas mostram-se, de acordo com a relação silte/argila (Figura 41-D), pouco intemperizadas. Nesse caso, entende-se que pode estar havendo contribuição da declividade, que se mostra maior a partir do compartimento médio da vertente, o que possibilita que as geocoberturas sejam retrabalhadas por processos responsáveis pela mobilização de partículas mais finas, o que conseqüentemente causa um aumento relativo nas concentrações dos seus outros constituintes físicos.

Figura 39: Perfil de inclinação da vertente (V5) na qual foi realizado o Transecto 5 (T5).

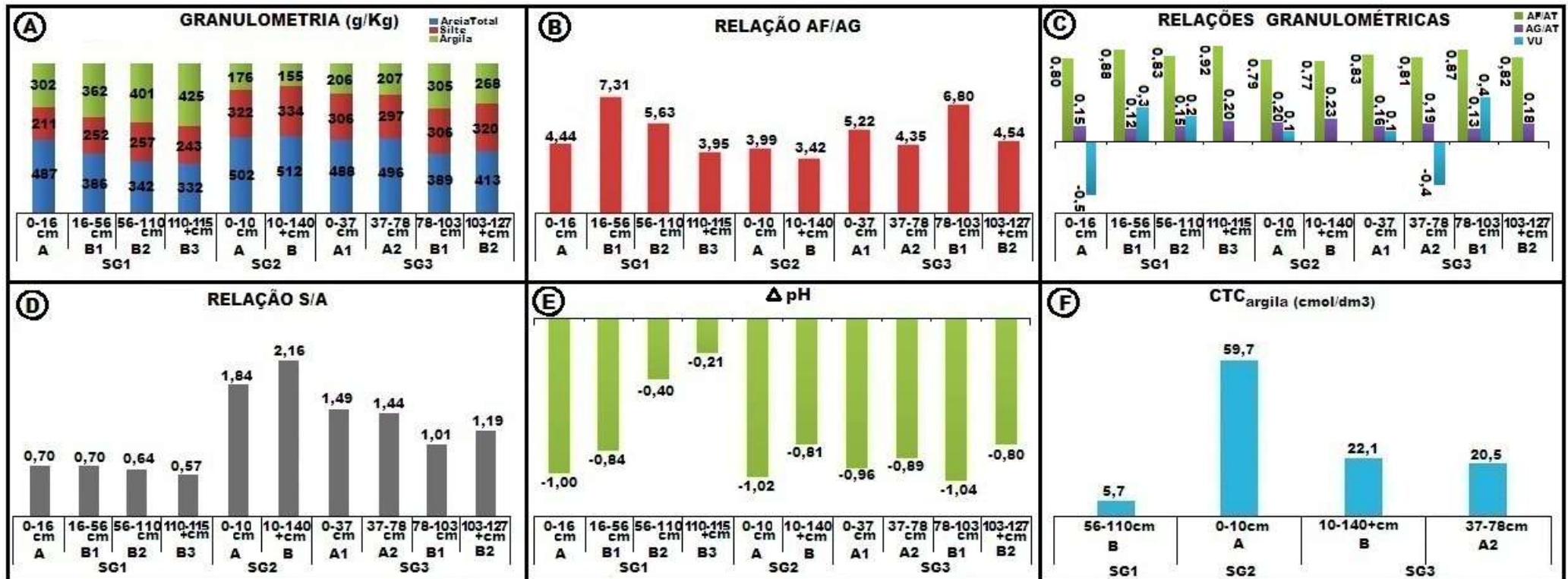


A pouca quantidade de argila encontrada nos solos da vertente do Transecto 5, principalmente no perfil 2, também pode estar relacionada à superestimação dos teores de silte ocasionada pela aglutinação das partículas de argila que passam a se comportar como pseudo-silte como apontado por Augustin (1995b), Figueiredo et al. (1999) e confirmado por Diniz (2002) e Diniz et al. (2005), esse é um comportamento comum em geocoberturas com elevados teores de óxidos de ferro e alumínio que ligam as argilas, promovendo sua aglomeração.

Tanto os índices extraídos da fração areia (Figura 41-B e C) como o valor de uniformidade (Figura 41-C) têm variações discretas entre os horizontes e entre os perfis, portanto não indicando descontinuidade litológica. Os maiores valores de areia grossa e, conseqüentemente, menores valores de areia fina ocorreram no sítio 2, onde também foram encontrados os menores valores de argila. Isso mostra que no sítio geomorfológico 2 está ocorrendo uma retirada preferencial de materiais mais finos em direção ao sítio 3. Assim, a variação os valores referentes à granulometria das coberturas da vertente do Transecto 5 não estão relacionadas a heterogeneidade litológica, mas sim as características topográficas da área.

A relação silte/argila (Figura 41-D) apresenta seus menores valores no perfil 1, indicando que no topo da vertente estão as geocoberturas mais intemperizadas. Os maiores valores da relação são verificados no sítio geomorfológico 2, corroborando a tese de que as geocoberturas da média vertente estão passando por um processo de rejuvenescimento. O ΔpH (Figura 33-E) indica predominância de carga negativa, e as linhas de tendência mostram que as cargas eletronegativas do perfil 1 são ligeiramente menores do que a dos outros perfis. A CTC da argila (Figura 33-F) reforça o caráter mais jovem da média e baixa vertente, com valores entre 20,5 e 59,7 cmol/dm^3 .

Figura 40: Gráficos representando a análise física (A-granulometria) e químicas (E- Δ pH e F-CTC) das geocoberturas da vertente no Transecto 5, bem como as relações e indicadores extraídos a partir de tais análises (B- AF/AG-relação areia fina/areia grossa; C- VU- valor de uniformidade; D- S/S- relação silte/argila).



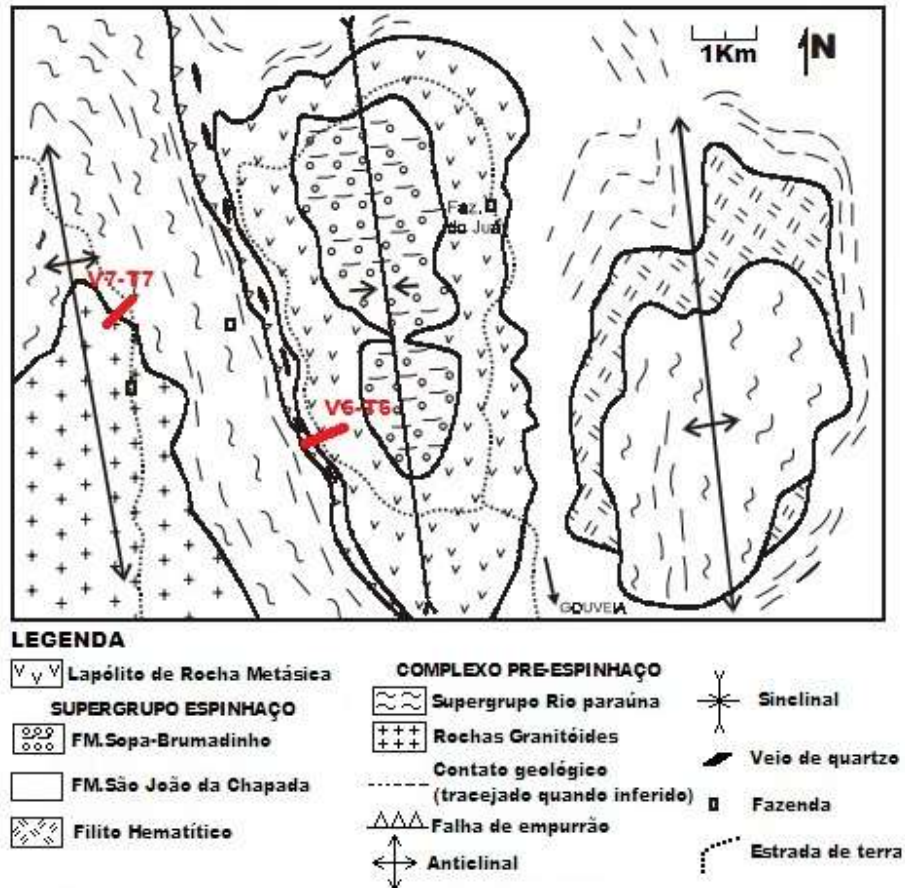
O Transecto 6 (Figura 43) foi realizado na Serra do Juá, especificamente na sua porção ocidental (visada para Diamantina), caracterizada por ser uma área de diversificada variedade litológica, com destaque para os quartzitos da Formação São João da Chapada, xistos do Grupo Costa Sena e os quartzos-filitos da Formação Sopa-Brumadinho, além das intrusões de rocha metabásica. Com extensão aproximada de 160m, e amplitude altimétrica de 17m, a vertente conta com 160 de distancia horizontal entre o topo e a base, onde foram medidos 8 ângulos de declividade. A pequena medição dos ângulos dos segmentos se deu pelo pequeno tamanho da vertente e pela uniformidade morfológica da área.

A análise topográfica permitiu a identificação de dois sítios geomorfológicos. O sítio geomorfológico 1 possui 120m de extensão retilínea e declividade média de $11^{\circ}30'$, com cobertura vegetal de 80%, composta predominantemente pelos estratos gramíneo/herbáceos, e estratos arbóreos em menor densidade. Essa pouca densidade de cobertura vegetal do tipo arbórea está relacionada ao desmatamento para fins de pecuária, sendo que em outras áreas da Serra do Juá foram observadas os “capões de mata”, vegetação típica de áreas com ocorrência de intrusões de rocha básica (Figura 36-B).

O sítio geomorfológico 2 do Transecto 6 (Figura 42) tem 40m de extensão e forma convexa, com declividade média de $11^{\circ}30'$. A cobertura vegetal (20%) é predominantemente constituída de gramíneas/herbáceas. Em decorrência da presença de veios de quartzo há grande quantidade de cascalho (Figura 36-C e D), correspondendo a 80% de cobertura superficial, com diâmetro variando de 0,5 a 16 cm. Os perfis analisados foram feitos a partir dos cortes de estradas existentes. Os dois sítios se encontram inseridos, de acordo com o mapeamento fornecido pela COMIG (1997) (Figura 7), em xistos do Grupo Costa Sena. Entretanto, para fins de interpretação geomorfológica nessa vertente, será utilizado um mapeamento com escala de análise mais detalhada elaborado por Chaves et al. (2003) (Figura 42), segundo o qual, a vertente está nos domínios da Formação São João da Chapada e das rochas básicas, as quais ele classifica como lapólito de rocha metabásica.

O perfil 1 mostrou elevado teor de argila (Figura 45-A), cujos valores estão entre 466 g/Kg (46,6%) no horizonte A e 579 g/Kg (aproximadamente 58%) no horizonte B1. No perfil 2 apenas o horizonte B indicou elevada quantidade de argila (419 g/Kg- aproximadamente 42%), enquanto que o seu horizonte superficial apresenta um maior equilíbrio nos valores das três frações granulométricas: areia com 376 g/Kg (37,6%); silte com 266 g/Kg (26,6%); e, argila com 358 g/Kg (35,8%).

Figura 41: Geologia do entorno da Serra do Juá, onde localiza-se as vertentes dos Transectos 6 e 7 (linha em vermelho).



Fonte: Adaptado de Chaves et al. (2003).

Como observado, os teores de areia são baixos em todos os perfis, e as relações granulométricas referentes a esta fração granulométrica (Figura 45-B e C) mostram variações discretas entre os horizontes de um mesmo perfil. Isso indica que tanto as geocoberturas do sítio 1 quanto do sítio 2 tiveram desenvolvimento pedogenético a partir de um mesmo material de origem. Entretanto, ao se comparar os dois perfis, é nítida a existência de disparidades entre os valores mostrados pelas relações extraídas a partir dos teores de areia. Essa disparidade está relacionada à distribuição da areia fina e areia grossa, que no caso da vertente analisada mostra-se diferenciada na porção superior e inferior.

O material de origem podem ser a causa dos baixos teores de areia grossa verificados no Perfil 1. As porções superiores da vertente têm por litologia os metabasitos, cuja composição textural é pobre em quartzo (ALMEIDA ABREU, 1989; KNAUER, 1990 apud ÁVILA, 2009), assim, o intemperismo de tais rochas tendem a originar geocoberturas com granulometria mais fina.

Figura 42: Perfil de inclinação da vertente (V6) na qual foi realizado o Transecto 6 (T6).

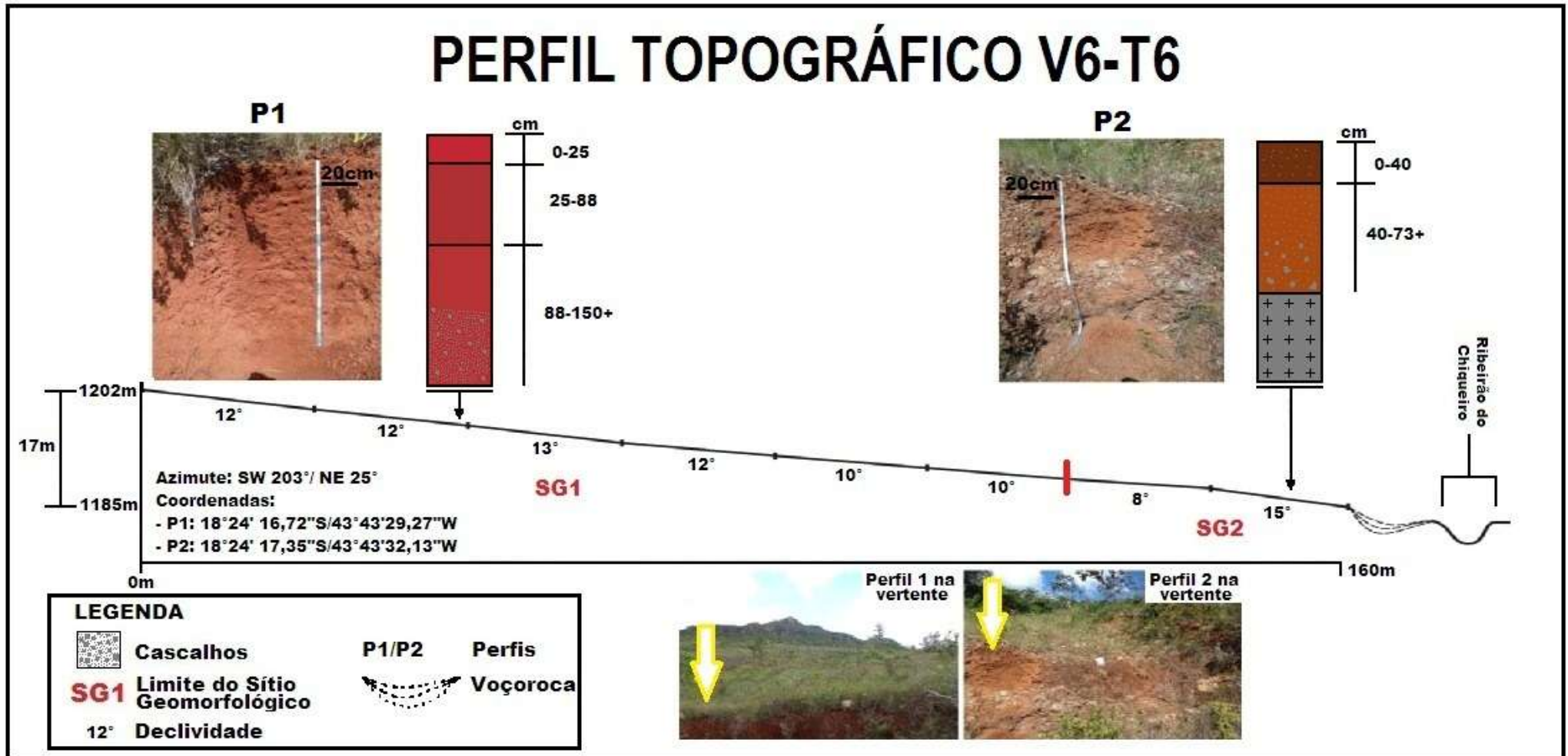


Figura 43: Vertente na qual foi realizado o Transecto 6.

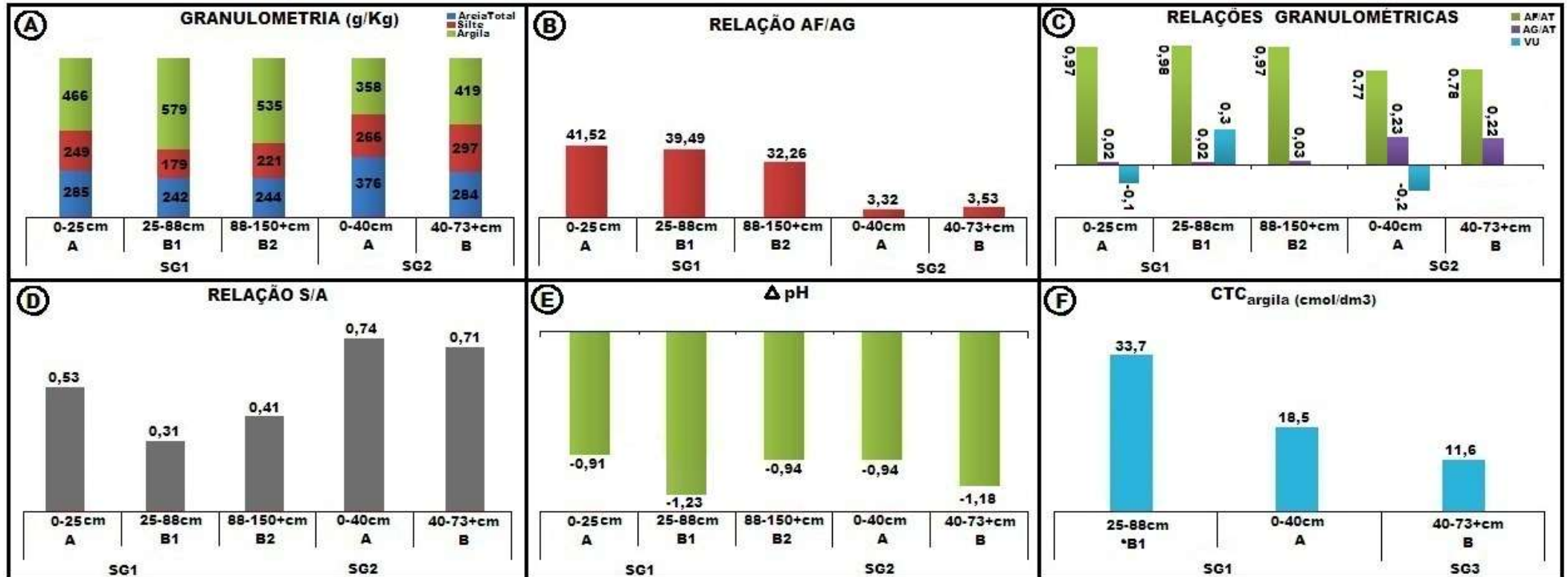


Legenda: A- capões de mata em rochas metabásicas; B- alta pedregosidade presente na média vertente; C- cascalhos no entorno do perfil 2; D- descontinuidades morfológicas na média vertente.

Assim como indicado pelas relações texturais da areia, os valores de uniformidade (Figura 45-C) apresentaram valores entre -0,1 e 0,3, portanto, dentro dos limites estabelecidos para que não se tenha indícios de descontinuidade litológica. Em relação ao perfil 2, deve-se ainda considerar que sua gênese possa estar ligada ao coluvionamento do mesmo material de origem do perfil 1. As diferenças granulométricas verificadas podem ser decorrentes da contribuição de outros materiais que formam o sítio geomorfológico 2.

É o caso do perfil 2, apesar da influência da rocha metabásica, há forte presença de pedregosidade associada aos veios de quartzo, que se encontram intensamente quebradiços e fraturados pelas forças de cisalhamento que atuaram na área (CHAVES et al., 2003). Devido a esse alto grau de fraturamento, os veios de quartzo tendem a se desintegrar e gerar material de maior diâmetro, estes são os cascalhos e calhaus que recobrem a vertente, bem como originam a granulometria mais grosseira que é incorporado às geocoberturas, o que explicaria o aumento da fração areia, principalmente da sua fração de maior diâmetro.

Figura 44: Gráficos representando a análise física (A-granulometria) e químicas (E- Δ pH e F-CTC) das geocoberturas da vertente no Transecto 6, bem como as relações e indicadores extraídos a partir de tais análises (B- AF/AG-relação areia fina/areia grossa; C- VU- valor de uniformidade; D- S/S- relação silte/argila).



Como esperado, a relação silte/argila (Figura 45-D) indica que o Perfil 1 é bastante intemperizado, apresentando valores extremamente baixos como no caso do horizonte B1 onde o valor do índice foi de 0,31, ao passo que o Perfil 2 apresentou-se menos evoluído, com valores médios de 0,70. Esses valores reforçam a ideia de coluvionamento na área, pois, levando em consideração o litótipo sobre a qual está assentada a cobertura (quartzito) se esperaria que os valores fossem bem maiores, o que não é o caso.

O balanço de cargas (Figura 45-E) mostrou-se negativo nas duas coberturas, o que as caracteriza como eletronegativas, e apresenta variações discretas. A atividade da argila (Figura 37-F) apresenta-se alta no primeiro perfil, com valor de $33,7 \text{ cmol/dm}^3$, o que indicaria que estas coberturas são as menos intemperizadas da vertente. Contudo, esse valor destoa de todos os índices texturais e químicos aqui apresentados para indicar o grau de evolução das coberturas.

O Transecto 7 (V7-T7)(Figura 47), foi realizado a oeste da Serra do Juá, e assim como o anterior, também está localizado em zona de cabeceiras do ribeirão do Chiqueiro. Ocorre em uma zona de contato entre os xistos do Grupo Costa Sena e os granitos localmente milonitizados (Figura 42). O perfil topográfico foi dividido em dois sítios geomorfológicos, e elaborado a partir da medição de 17 ângulos de inclinação em uma vertente de 340m de extensão, com desnível de aproximadamente 7m.

O sítio geomorfológico 1 tem 140m de extensão e declividade média de $5^{\circ}00'$, enquanto que o sítio geomorfológico 2 tem 200m de extensão, e declividade média de $7^{\circ}30'$. Os dois sítios exibem morfologia convexa. O final do sítio 2 é marcado pela presença de uma ravina de dimensão média, além da presença de cascalhos de quartzito com diâmetro de 3 a 5cm que constituem o horizonte superficial do perfil 2. A área correspondente à baixa vertente possui má drenagem, uma vez que puderam ser observados mosqueados nas camadas mais profundas do Perfil 2.

A densidade de vegetação é de 80% no sítio 1, constituída de tipos gramíneos/herbáceos, e arbóreos/arbustiva (5 a 7m de altura). No sítio geomorfológico 2, a densidade de cobertura vegetal é de 60% também constituída por gramíneas/herbáceas e arbustivas, com árvores espacialmente esparsas. A área é destinada a pecuária.

Figura 45: Perfil de inclinação da vertente (V7) na qual foi realizado o Transecto 7 (T7).

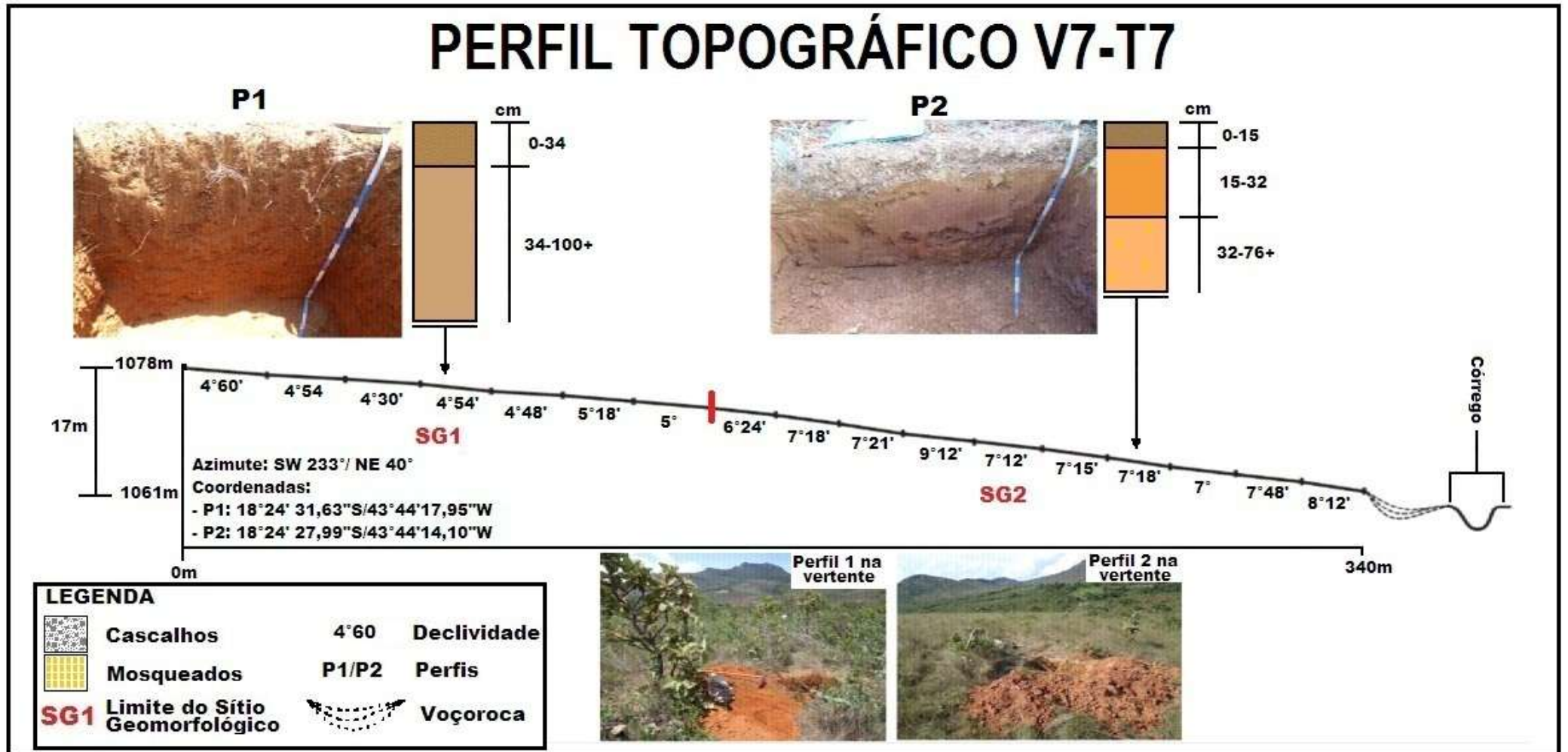


Figura 46: Vertente na qual foi realizado o Transecto 7.



Legenda: A- inserção da vertente na paisagem; B- destaque para fragmentos de xisto no horizonte C do perfil 2; C- material grosseiro presente no horizonte superficial do perfil 2; D- ravina que marca o final do sítio geomorfológico 2; E- afloramento de xisto (?); F- Visão da planície do ribeirão do Chiqueiro.

A caracterização textural das geocoberturas da vertente em que se deu o Transecto 7 (Figura 49-A) revela significativas diferenças quanto à distribuição granulométrica ao longo da vertente. O primeiro perfil apresenta-se amplamente argiloso, cujos valores no horizonte A é de 491 g/kg (49,1%), e no horizonte B de 523 g/kg (52,3%). No perfil 2, o horizonte superficial apresenta equilíbrio quanto da distribuição das frações granulométricas, com um ligeiro predomínio da argila (368 g/Kg - 36,8%) em relação as outra frações.

Com o aumento da profundidade no Perfil 2, há predominância de silte, que apresenta valores de 446 g/kg (44,6%) no horizonte BC, e 676 (67,6%) no horizonte C. Esse aumento substancial dos teores de silte em profundidade é causado pela proximidade com o material de origem, que a partir dos 60cm aparecem n massa do solo através de fragmentos de rocha intensamente decompostas.

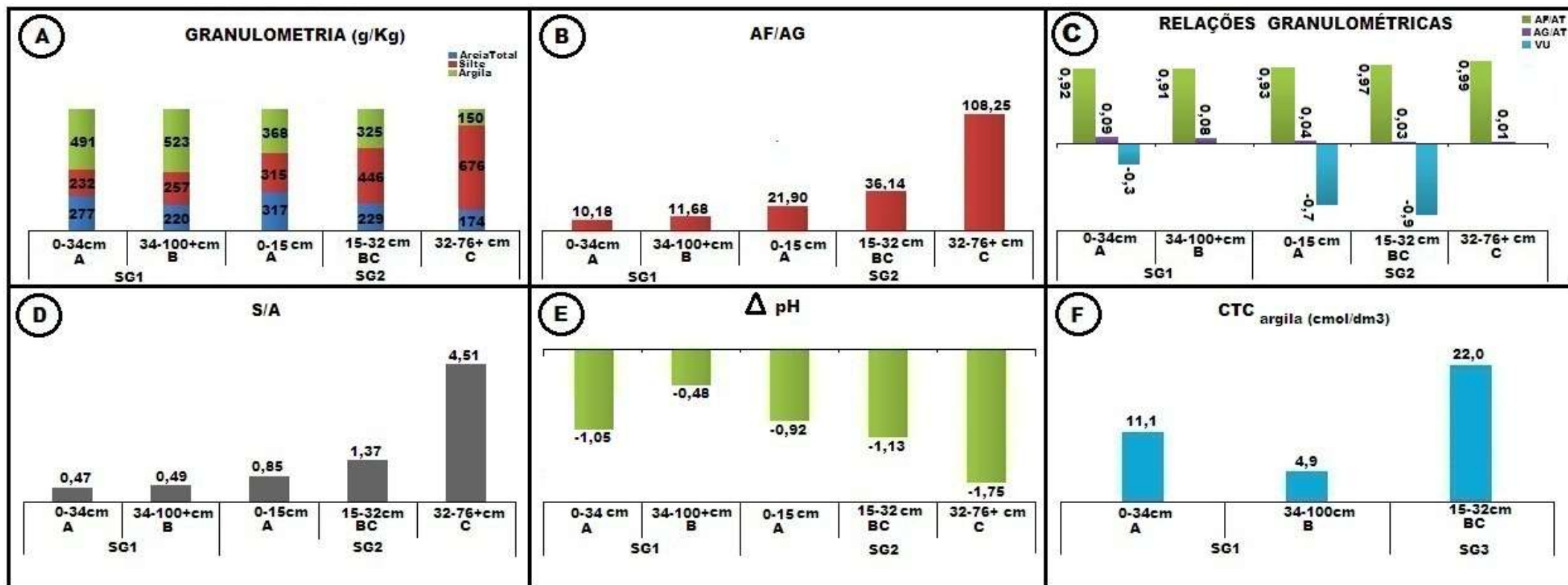
Os valores da relação areia fina/areia grossa mostram grande variação entre os perfis e, no caso do perfil 2, entre os horizontes(valor de 21,90 no horizonte A e 108,25 no horizonte B) (Figura 49-B). Variação essa, também indicada pelos valores de uniformidade (Figura 47-C), que apresentou valores acima de 06 (0,7 e 0,9, para os horizontes A e BC, respectivamente), sugerindo a pouca filiação entre os horizontes e a litologia subjacente.

Por outro lado, os valores apresentados pelos outros índices extraídos a partir dos teores de areia não demonstram essa discrepância quando observadas em um mesmo perfil. As maiores variações ocorreram na relação areia grossa/areia total (Figura 49-C) entre os perfis, cujos valores no Perfil 1 estão entre 0,09 e 0,08, e no Perfil 2 entre 0,01 e 0,04. Credita-se a discrepância textural às diferenças litológicas existentes na área. Assim, as porções superiores da vertente, representadas pelo sítio geomorfológico 1, têm por substrato litológico rochas graníticas do embasamento arqueano, e as porções inferiores, representadas pelo SG2, estão sobre os xistos e quartzos xistos.

Uma característica marcante do perfil 2 é a presença de uma camada superficial formada por cascalhos angulares de quartzos (Figura 48-B) de 2 a 3 cm de diâmetro. Esse horizonte superficial constituído de material de granulometria grossa destoa dos outros horizontes, no que se refere às características morfológicas. Rocha (2004), ao descrever a cobertura pedológica em uma vertente do córrego do Quebra, também observou a existência de uma faixa formada por cascalhos, denominando-a de pavimento detrítico. É possível que essa cascalheira superficial tenha se originado a partir do desmonte de afloramentos de rochas graníticas localizadas a montante do perfil. Assim, os primeiros 15 cm dessa geocobertura teria origem no colúvionamento de materiais vindos das parcelas superiores da vertente, como indicado pela relação areia fina/areia grossa e valor de uniformidade.

A relação silte/argila (Figura 41-D) mostra que as geocoberturas mais intemperizadas estão nas porções superiores da vertente, onde os valores da relação para o Perfil estão entre 0,47 no horizonte A, e 0,49 no B. nas porções inferiores da vertente os valores da relação foram todos altos, com destaque para o horizonte C, que obteve o maior valor do perfil, 4,51. O ΔpH (Figura 41-E) corrobora essa afirmação, posto que as coberturas tendem a ser mais eletronegativas em direção ao sítio 2. A atividade da argila (Figura 41-F) segue uma tendência normal, sendo mais alta na cobertura mais jovem.

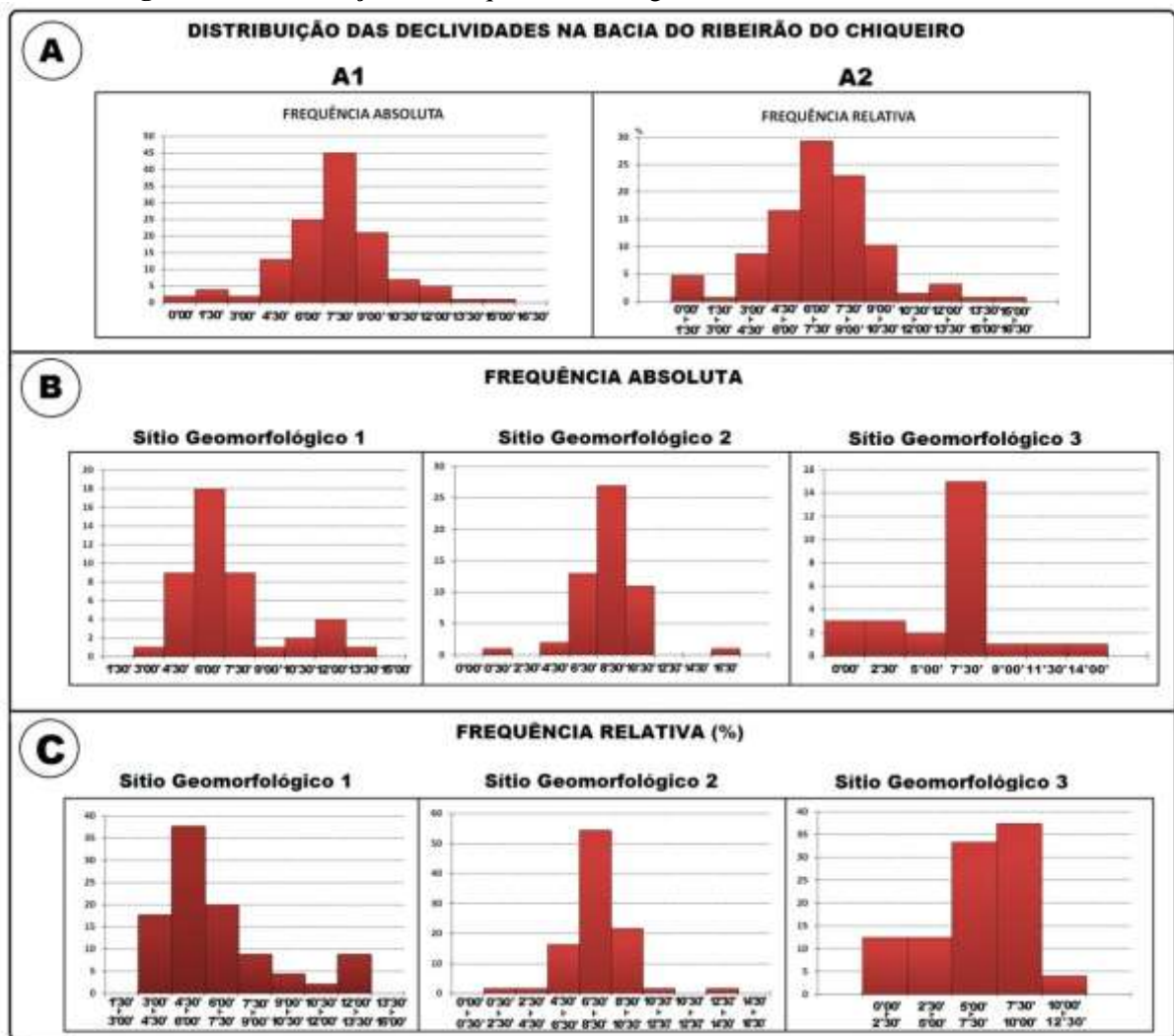
Figura 47: Gráficos representando a análise física (A-granulometria) e químicas (E- Δ pH e F-CTC) das geocoberturas da vertente no Transecto 7, bem como as relações e indicadores extraídos a partir de tais análises (B- AF/AG-relação areia fina/areia grossa; C- VU- valor de uniformidade; D- S/S- relação silte/argila).



5.3 Síntese das observações e correlação dos dados

A seguir, são sumarizados os dados levantados durante a pesquisa na tentativa de inter-relacionar as variáveis preponderantes na atual configuração geomorfológica da bacia do ribeirão do Chiqueiro. A caracterização morfológica das vertentes (Figura 49) empregada teve por base a distribuição das classes de declividade feita a partir da elaboração de histogramas de frequência dos ângulos medidos durante o levantamento topográfico.

Figura 48: Distribuição das frequências de ângulos de todas as vertentes analisadas.



Legenda: A- distribuição geral das declividades encontradas nas vertentes analisadas; B e C- distribuição das declividades por sítio geomorfológico.

A análise da distribuição das frequências indicada pela frequência absoluta (Figura 49-A1) mostra que, nas vertentes estudadas, os ângulos de declividades encontrados em maior número foram 7°30', seguidos dos ângulos 6°00' e 9°00'. Juntos essas três classes de ângulos chegam a mais de 65% dos dados de declividade encontrados para as vertentes (Figura 49-2).

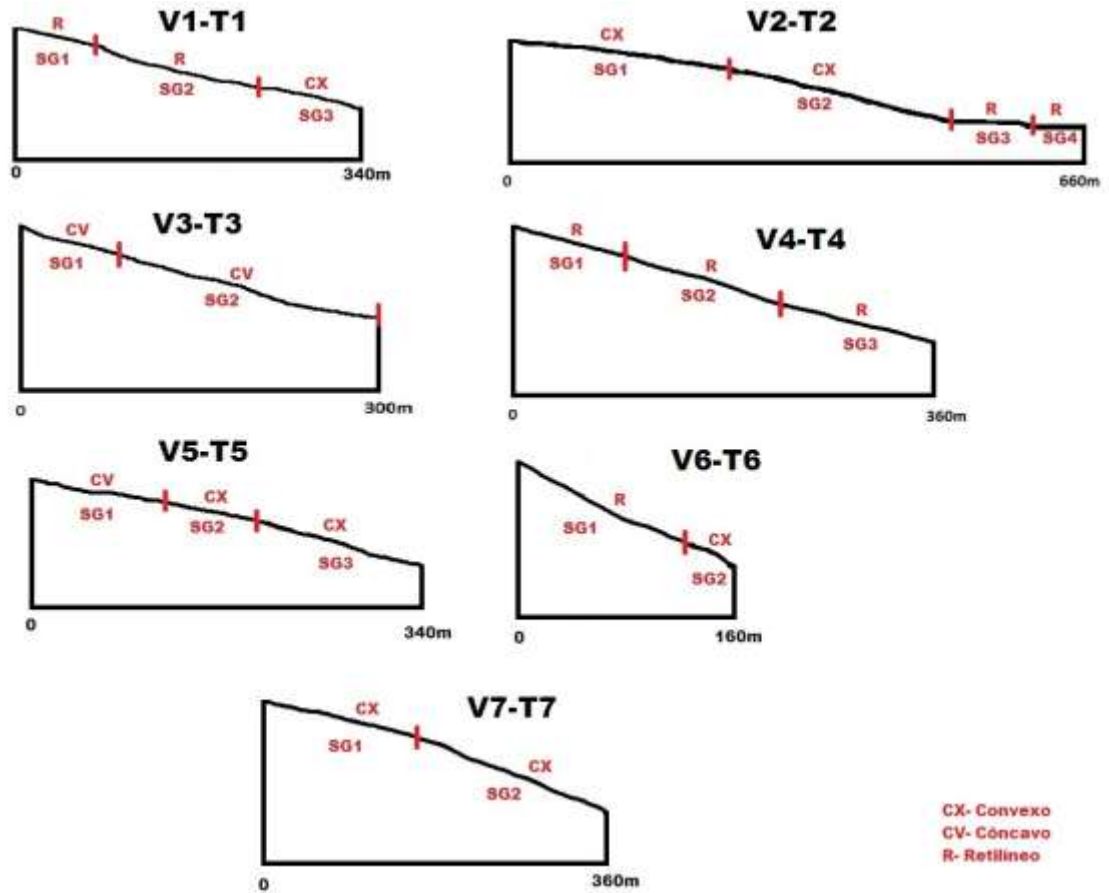
Esses valores mostram que na área de estudo predomina o relevo suavemente ondulado a ondulado, segundo classificação da EMBRAPA (1979).

Ao observarmos a distribuição dos ângulos de declividade por setores da vertente (Figura 49-B e C) vemos que é no sítio geomorfológico 1 que são encontradas as menores declividades, com cerca de 37% dos ângulos se concentrando entre $4^{\circ}30'$ e $6^{\circ}00'$. No sítio geomorfológico 2, os ângulos predominantes são aqueles situados entre $6^{\circ}30'$ e $8^{\circ}30'$, perfazendo um total de mais de 50% dos dados concentrados nessas classes. Para esse sítio, os gráficos apresentam barras isoladas (Figura 49-B e C), evidenciando a existência de dados de declividade que diferem da distribuição padrão encontradas na vertente. Os dados de declividade para o sítio geomorfológico 3 apresentaram dois intervalos predominantes: a primeira, com ângulos entre $7^{\circ}30'$ e $10^{\circ}00'$, que abrangem aproximadamente 38% dos dados; e a segunda, com ângulos entre $5^{\circ}00'$ e $7^{\circ}30'$, onde aproximadamente 34% concentram-se nesse intervalo.

A partir desses dados pode-se constatar que nas vertentes da área de estudo os setores mais homogêneos em termos de mesotopografia estão situados na alta vertente. Vertentes com topos largos e pouco declivosos são características da Depressão de Gouveia, como apontado por Augustin (1995b), Ávila (2002) e Augustin & Aranha (2006), logo essas características influenciam no desenvolvimento das coberturas. Constatou-se que o grau de evolução foi inversamente proporcional à declividade, assim as coberturas mais antigas estão naqueles sítios geomorfológicos que apresentaram em médias declividades menores.

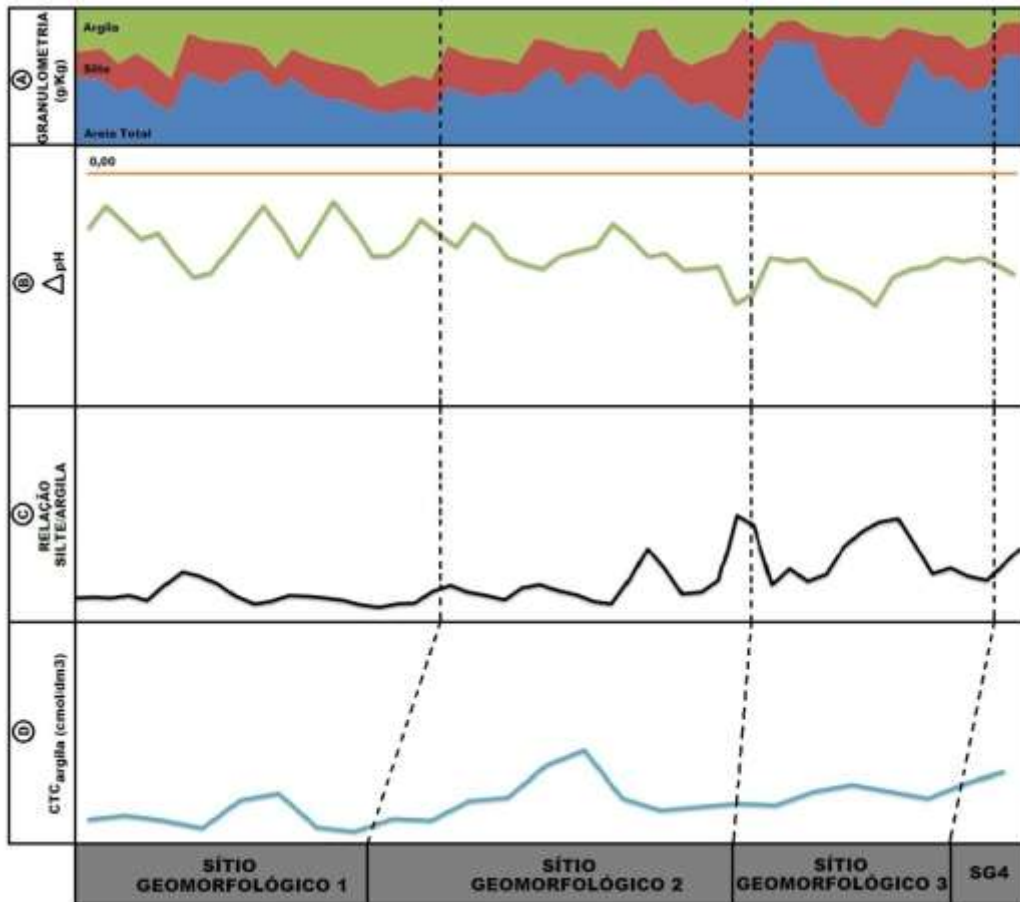
Ao todo, foram identificados 19 sítios geomorfológicos em 7 vertentes analisadas. Desse total, 8 sítios mostraram-se convexos, 8 sítios exibiram forma retilínea, e apenas 3 sítios foi identificado como côncavo (Figura 50). A heterogeneidade topográfica que garante a existência de porções côncavas, convexas e retilíneas, reflete a rugosidade do perfil da vertente, fato já considerado por Young (1972). As vertentes são relativamente extensas, com comprimento variando de 300 a 360m, fora desses limites somente as vertentes do Transecto 2 e 6, que possuem 660m e 160m, respectivamente.

Figura 49: Perfil topográfico das sete vertentes estudadas.



No que concerne aos resultados de distribuição granulométrica (Figura 51-A) das geocoberturas, observa-se que os valores de argila são inversamente proporcionais aos valores de silte, em direção à base da vertente, onde há um aumento dos teores de silte em direção ao fundo do vale, acompanhado de um decréscimo nos teores de argila. Situação inversa do que ocorre nas áreas de topo, em que predominam coberturas mais argilosas em relação às siltosas, fato também constatado por Augustin (1995b).

Figura 50: Linhas de tendência extraídas dos gráficos com resultados das principais análises realizadas e seus respectivos índices.



Através do gráfico em que estão plotadas as linhas de tendência dos dados texturais e químicos, pode-se observar que os valores de argila são inversamente proporcionais aos valores de silte. Nas porções superiores da vertente predominam coberturas mais argilosas, enquanto que há um aumento dos teores de silte em direção a base, acompanhado de um decréscimo nos teores de argila. Percebe-se que as condições topográficas influenciaram principalmente a distribuição das frações de menor granulometria, por outro lado, os teores de areia verificados não tiveram relação de dependência com a situação topográfica das geocoberturas.

Essa configuração textural está relacionada não só com as características dos materiais de origem, mas também com as condições topográficas da área de estudo. As vertentes por apresentarem topos largos e aplainados tendem a favorecer a infiltração de água, fato também constatado por Augustin (1995b). Portanto, os topos tornam-se áreas preferencias para a atuação da pedogênese.

Os teores de areia parecem estar relacionados ao arranjo litológico da bacia do ribeirão do Chiqueiro, onde predominam rochas cuja constituição é rica em quartzo. Além disso, características desse material de origem como resistência ao intemperismo e ao transporte devido seu maior diâmetro fazem com que a areia seja a fração granulométrica mais estável, em termos de distribuição nas geocoberturas analisadas.

O gráfico (Figura 51) mostra que as maiores variações ocorreram ao final do sitio 2, e nos sítios 3 e 4. No sitio geomorfológico 2 uma geocobertura apresenta horizonte C próximo à superfície, em que predominou a fração silte. No caso dos sítios geomorfológicos 3 e 4, as discrepâncias na distribuição dos teores de areia em relação aos outros sítios é creditada a dinâmica fluvial, tendo em vista que os perfis estão sujeitos a dinâmica do rio, e a desorganização granulométrica, devido a sazonalidade de transporte, tende a ser maior.

Nas áreas de topo, a presença marcante da fração areia, aliada a uma superfície topograficamente regular, facilita o processo de infiltração, garantindo uma drenagem interna livre, haja vista que suas partículas deixam maiores espaços vazios entre si fazendo com a água infiltre e percole mais facilmente. A água, nesse caso, serve como um catalizador de processos intempéricos que alteram as características químicas, físicas e mineralógicas das coberturas. Como as porções menos declivosas estão situadas nas porções mais altas da vertente, a erosão é menos atuante, inibindo a retirada do material intemperizado. Esse material é intensamente pedogeneisado, resultando em geocoberturas bem mais evoluídas nesses setores da vertente.

A partir dos dados da relação silte/argila, ΔpH e CTC da argila (Figura 42-A, B, C e D, respectivamente), que fornecem uma ideia do grau de intemperismo dos materiais, constatou-se que o grau de evolução tende a ser menor nas porções inferiores da vertente (Augustin, 1995). Assim, tanto os valores da relação silte/argila como da CTC da argila são maiores em direção aos sítios geomorfológicos 3 e 4, enquanto que os valores de ΔpH são menores em direção a estes sítios. Observa-se então, que há uma relação positiva entre esses três índices, mostrando que os setores mais estáveis da vertente são àqueles localizados no topo, diferentemente do que ocorre na baixa vertente, área que apresenta com maior instabilidade.

A chave de interpretação (Figura 52) sumariza todas as análises feitas no trabalho e a partir dela pode-se chegar a uma leitura da paisagem na bacia do ribeirão do Chiqueiro. As condições de relevo não mostraram relação direta com as características o grau de intemperismo das geocoberturas, indicando que essas independem da declividade. Os sítios geomorfológicos mais evoluídos são àqueles que apresentam forma retilínea, enquanto que os

menos evoluídos apresentaram forma convexa. E as características não tiveram relação direta com os valores do Índice de Hack, estes demonstraram valores baixos em grande parte da bacia.

Figura 51: Chave de relações entre as variáveis geomorfológicas trabalhadas na pesquisa.

	Extensão da Vertente (m)	Relevo*	Grado de Intemperismo das Geocoberturas	Granulometria Predominante	Ordem de evolução por Sítio Geomorfológico	Forma da Sítio Geomorfológica	Litologia	Índice de Hack
{ V1-T1 }	340	Ondulado	Mais intemperizadas	Are>Arg>Sil	SG1>SG2	RT/RT/CX	Granito-gnaisses	Baixo
{ V2-T2 }	660	Suave Ondulado	Mais intemperizadas	Are>Arg>Sil	SG2>SG1>SG3	CX/CX/RT/RT	Granito-gnaisses	Baixo
{ V3-T3 }	300	Ondulado	Menos intemperizadas	Are>Sil>Arg	SG2>SG1	CV/CV	CONTATO Xistos Granito-gnaisses	Baixo
{ V4-T4 }	360	Ondulado	Mais intemperizadas	Are>Arg>Sil	SG2>SG1>SG3	RT/RT/RT	Granito-gnaisses	Baixo
{ V5-T5 }	340	Suave Ondulado	Menos intemperizadas	Are>Sil>Arg	SG1>SG3>SG2	CV/CX/CX	Granito-gnaisses	Baixo
{ V6-T6 }	160	Ondulado	Mais intemperizadas	Are>Arg>Sil	SG1>SG2	RT/RT/CX	Granito-gnaisses	Médio
{ V7-T7 }	340	Suave Ondulado	Mais intemperizadas	Are>Arg>Sil	SG1>SG2	CX/CX	CONTATO Quartzito/Granito-gnaisses	Médio

*Segundo EMBRAPA (1979)

Sobre a relação negativa entre a declividade e as geocoberturas, deve-se considerar que na área de estudo a variável preponderante na dinâmica superficial é a cobertura vegetal como já assinalado Barbosa & Augustin (2000) e Marchioro & Augustin (2007). A respeito da relação entre as características da vertente e das coberturas que as recobrem Young (1972) propõe que na alta vertente tenderia a ter coberturas menos evoluídas pelo fato de terem maior declividade e, com isso, um favorecimento da erosão. O manto de intemperismo, então, seria transportado para as porções mais baixas da vertente, fazendo com que as áreas de topo fossem constantemente renovadas.

Contudo, no caso das vertentes analisadas ocorre o contrário, na maioria das vertentes, as parcelas mais altas são as mais intemperizadas, em relação as mais baixas que apresentaram maior grau de rejuvenescimento, mesmo àquelas que não estavam sob influência direta do rio. Características semelhantes foram encontradas por Augustin (1995b)

na área da Depressão de Gouveia, e por Cruz (2006) na bacia do córrego Rio Grande, ao analisarem colúvios.

Levando em conta as características das vertentes, como proposto por Augustin (1995a), é possível associar a formação dessas geocoberturas à existência de uma paleosuperfície mais plana em cotas superiores a 1000 metros, que corresponderia aos pedimentos retrabalhados no Plio-Pleistoceno (AUGUSTIN, 1995b) ou a áreas de aplainamento pliocênico (SAADI & VALADÃO, 1987 a, b, apud SAADI, 1995). Essa paleosuperfície aplainada sugere uma situação de estabilidade tectônica que favoreceu a pedogênese em relação à morfogênese, com isso, a formação de coberturas mais evoluídas (AUGUSTIN, 1995b).

É provável que um *input* de energia marcou o fim da estabilidade na área, provocando um encaixamento da drenagem e uma reativação da morfogênese (AUGUSTIN, 1995a; CRUZ, 2006; ROCHA, 2011). As sucessivas dissecações pleistocênicas que ocorreram na bacia do ribeirão do Chiqueiro, que culminaram em um rebaixamento do nível de base em aproximadamente 11m (SAADI, 1995), promoveram uma ativação morfogenética regional, responsável por retrabalhar essa paleosuperfície, conseqüentemente as coberturas nela localizadas.

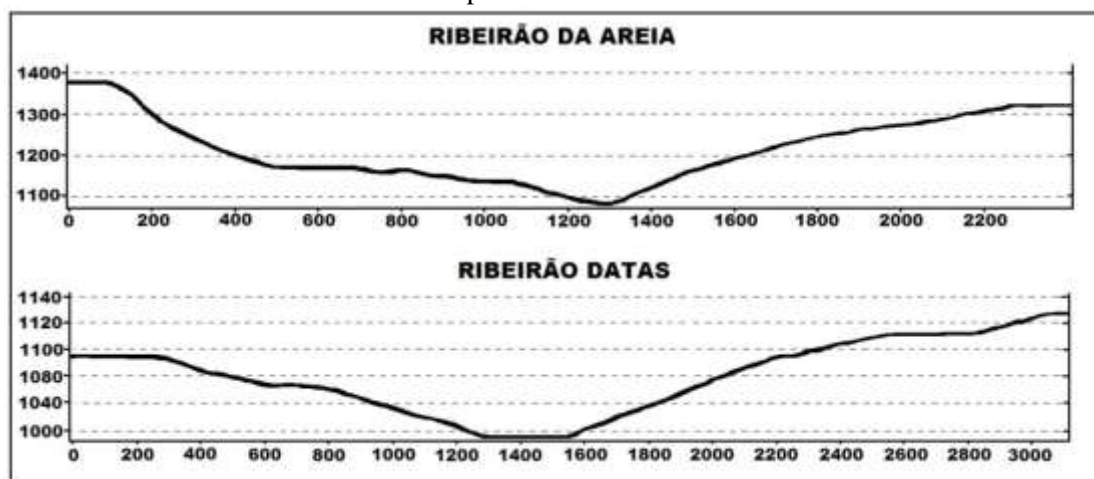
Quanto ao Índice de Hack, este demonstrou que a maior parte da bacia do ribeirão Chiqueiro possui baixo vigor energético. Os valores tendem a aumentar em direção às bordas da Depressão (Figura 15) nas áreas com predomínio de rochas mais resistentes à erosão, e onde os rios fluem sobre leitos rochosos. Na parte central da bacia, que corresponde ao piso da Depressão de Gouveia, os valores são baixos, com discretas variações entre si.

Os valores elevados na bacia do ribeirão do Chiqueiro traduzem-se por apresentar maiores desníveis entre o interflúvio e os fundos de vale, maior entalhe da rede de drenagem. Em contrapartida, os baixos valores indicam setores mais homogêneos topograficamente, com baixa amplitude altimétrica entre os interflúvios e os vales. Além disso, os cursos d'água são menos encaixados em seus talwegues, e possuem menor competência em transportar sedimentos maiores (FONSECA & AUGUSTIN, 2014).

De modo geral, as características do vale (Figura 53) mostram relação positiva com os valores apresentados pelo índice. Nos trechos em que o índice de Hack apresentou valores mais elevados, os vales são mais encaixados e o relevo mais movimentado, como no caso da área drenada pelo ribeirão da Areia. Nessa área o manto de alteração é pouco profundo, sendo que os materiais superficiais são formados por afloramentos rochosos constituídos, sobretudo, de quartzito. Assim o rio flui, em grande parte de sua extensão, sobre um pacote de rochas

maciças, podendo este fato estar associado a elevação do IH em alguns trechos do ribeirão da Areia.

Figura 52: Perfil transversal dos ribeirões da Areia e Datas, localizados nas bordas leste e oeste, respectivamente.



No que se refere ao comportamento das coberturas em relação às características do vale, observou-se que das sete vertentes analisadas, cinco delas (V1-T1, V2-T2, V4-T4, V6-T6 e V7-T7) exibiam coberturas mais evoluídas quando o vale mostra-se menos encaixado e o índice de Hack aponta baixos valores (Figura 22). As características das geocoberturas da vertente 5 (Figura 40) apresentaram-se pouco desenvolvidas, sendo então concordantes com as características do vale e com os valores apresentado pelo índice de Hack (Figura 15).

E a vertente 3 (Figura 32) é uma exceção, não se enquadrando em nenhuma das situações descritas, pois possui um vale extenso (588m) e valores baixos para o índice. No entanto, apresenta coberturas com baixo grau de desenvolvimento, quando deveria, tomando por bases esses dois fatores, ter grau de evolução mais elevado. Aparentemente, outro fator estaria condicionando a evolução dessa cobertura, no caso considera-se que seja a declividade nas cotas mais elevadas da vertente, que impede um aprofundamento da cobertura, deixando-a mais próxima ao seu material de origem.

A grande quantidade de afloramentos na área, dentre os quais se destacam dois com grande expressão areal, um em cada extremidade do transecto, sugerem que o manto de alteração na vertente não é tão espesso (Figura 32). Outra possibilidade a considerar, é que fatores estruturais interfiram no desenvolvimento das coberturas da área, tendo em vista que a morfogênese pode ter aproveitado os grandes falhamentos que atravessam a vertente, e truncado a evolução normal da vertente, favorecendo um processo de reafeiçoamento erosivo.

6 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos na presente pesquisa permitiram aprofundar o conhecimento sobre o relevo na bacia do Ribeirão Chiqueiro, e sobre os fatores e processos envolvidos na dinâmica geomorfológica da área da Depressão de Gouveia, MG. Desse modo, foi de grande importância a associação entre as características das geocoberturas superficiais, das vertentes e do sistema de drenagem, pois se considera que em uma bacia de drenagem, como em todo sistema, todos os componentes que a ela pertencem, de alguma maneira, estão interligados.

Os valores de Índice de Hack aplicados para a Bacia do ribeirão do Chiqueiro foram, em geral, baixos confirmando a hipótese de trabalho que a área, assim como outras porções da borda oeste da Serra do Espinhaço, apresenta-se menos ativa em relação às áreas situadas na borda leste (FONSECA & AUGUSTIN, 2014). Os valores do índice de Hack para a bacia revelaram duas zonas distintas correspondentes às áreas de contato litológico: 1) onde foram verificados os maiores índices, ou seja nas terras altas, entre 1300 e 1450 metros de altitude, onde predominam cristas quartzíticas, com valores sensivelmente mais elevados do IH; 2) Depressão de Gouveia, com cotas entre 960 e 1100 metros de altitude, caracterizada por baixa energia e relevo representado por vertentes extensas e suaves, onde foram verificados os menores valores do IH.

Na bacia do ribeirão do Chiqueiro, o fator litológico mostrou forte relação com as rupturas de declive verificadas nos perfis longitudinais das drenagens analisadas. Os desníveis verificados ao longo do perfil são condicionadas por diferenças na resistência da rocha ao entalhe fluvial. De maneira geral, as formas assumidas pelos perfis dos cursos d'água analisados indicam que as drenagens se encontram em estado de equilíbrio, estando adaptadas aos fatores de ordem estrutural, como os falhamentos de grande magnitude verificados na área de estudo.

Das coberturas analisadas pode-se afirmar que predominam àquelas mais intemperizadas e mais antigas. Refletindo o predomínio dos processos pedogenéticos em relação aos morfogenéticos. Esse predomínio pedogenético é resultado de condições topográficas passadas, onde o relevo mostrava-se mais aplainado e os níveis de base apresentavam cotas altimétricas mais elevadas que as atuais. Os processos atuantes na bacia configuraram o relevo de modo que, atualmente, as coberturas mais evoluídas encontram-se, predominantemente, no topo e média vertente. Embora, haja um predomínio da pedogênese, admite-se que a área possa estar entrando em uma nova fase morfogenética, onde os processos

erosivos estejam sendo reativados, provocando formas erosivas do tipo voçorocas, estar largamente verificadas na bacia do ribeirão do Chiqueiro.

As coberturas mais jovens localizam-se nas porções inferiores da vertente, e quando estes são marcados por um contato abrupto com o rio, há uma tendência de aumento do processo de rejuvenescimento, que pode alcançar as partes superiores da vertente. Dentre os fatores que condicionaram a evolução das coberturas na área, àqueles mais preponderantes foram a litologia e a forma da vertente e as características do vale fluvial.

A partir das análises aqui empreendidas, nota-se que não há indícios que mostram que a rede de drenagem exerce uma influência direta sobre o sistema de vertentes. Entretanto as características da geocobertura localizada nas porções inferiores da vertente 4 (V4-T4) foi diretamente influenciada pela dinâmica fluvial, onde o rio devido ao processo de meandramento passou a solapar a base da vertente, quebrando o equilíbrio natural da mesma. Esse mesmo processo poderia ter acontecido na vertente 3 (V3-T3), não fosse o afloramento que serviu de barreira para a atuação do processo fluvial.

A proposta metodológica foi satisfatória para alcançar os objetivos propostos, no que tange a análise da dinâmica da bacia do ribeirão do Chiqueiro, haja vista que os valores obtidos pelo Índice de Hack serviram para auxiliar na verificação da distribuição de energia. No entanto, verificou-se que há uma necessidade de que a técnica seja aplicada em escalas de maior detalhe, para que as interpretações sejam dotadas de maior acurácia, e a leitura geomorfológica seja a mais próxima da realidade.

O estudo dos perfis longitudinais correlacionados com a geologia da área permitiu identificar os trechos anômalos da drenagem, assim como as causas de tais perturbações. Soma-se a isso, as análises físicas e químicas das geocoberturas superficiais que possibilitaram reconhecer os processos atuantes na superfície. Diante disso, foi possível estabelecer uma teia de relações entre formas, processos e matérias na bacia em questão.

7 REFERÊNCIAS

- ÁDAMO, R. **Caracterização hidrológica da zona não-saturada do solo na Bacia do Ribeirão do Chiqueiro, Gouveia, MG serra do Espinhaço Meridional.** Belo Horizonte. 2001. 125p. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte,2001.
- AIKEN, S; BRIERLEY, G. J. Analysis of longitudinal profiles along the eastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau. **Journal of Mountain Science: Science Press and Institute of Mountain Hazards and Environment**, Berlim, v. 10, n. 4, p. 643– 657, 2013.
- ALMEIDA-ABREU, P. A.; RENGER, F. E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 1, p. 1-14, 2002.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. O Supergrupo Espinhaço na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: O rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, v. 3, n. 1-18, 1995.
- ALVARENGA, M. I. N.; SOUZA, J. A. **Atributos do solo e impacto ambiental.** 2 ed. Lavras: UFLA, FAEPE, 1997. 205 p.
- ANDRADE, H.; SCHAEFER, C. E. G. R.; DEMATTÊ, J. L. I. & ANDRADE, F. V. Pedogeomorfologia e micropedologia de uma sequência Latossolo- Areia Quartzosa hidromórfica sobre rochas cristalinas do Estado do Amazonas. **Geonomos**, v. 5, n. 1, p. 55-66, 1997.
- AUGUSTIN, C. H. R. R Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., 1995, Diamantina-MG. **Anais do 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais.** Diamantina/MG: Sociedade Brasileira de Geologia- Núcleo MG, 1995, p. 3-4.
- AUGUSTIN, C. H. R. R. **Notas de aulas da Disciplina “Geomorfologia e Dinâmica de Vertentes”**, Curso de Graduação em Geografia (2013), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, semestre 2.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. Piping em área de voçorocamento, Noroeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 7, n. 1, p. 9-18, 2006.
- AUGUSTIN, C. H. R. R; ARANHA, P. R. A. A Ocorrência de Voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 14, n. 2, p. 75-86, 2006.
- AUGUSTIN, C. H. R. R; FONSECA, B. M.; ROCHA, L. C. Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 19, n. 2, p. 50-69, 2011.
- AUGUSTIN, C. H. R. R; WINDSOR, S. Gullies as biodiversity corridors: a case study in Gouveia, Minas Gerais, Brazil. In: Regional Conference on Geomorphology. **Regional Conference on Geomorphology Anais.** Rio de Janeiro: International Association of Geomorphologists, 1999, p. 88.

AUGUSTIN, C. H. R. R. **Geoökologische Studien im Südlichen Espinhaço Gebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien Unter Besonderer Beuecksichtigung der Landschaftsentwicklung**. 1995a. 297p. Tese (Doutorado em Geografia Física)-Universidade de Frankfurt, Frankfurt, Alemanha, 1995.

AUGUSTIN, C. H. R. R. 1979. **A preliminary integrated survey of the natural resources near Alcantarilla, Southeast Spain**. Dissertação de Mestrado. 1979. 328p. Geography Department. University of Sheffield. Great Britain. 1979.

AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise do escoamento superficial e subsuperficial: entendendo a dinâmica de corpos hídricos em áreas de rochas siliciclásticas. **Projeto aprovado pela fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG): CRA-APQ-01652-09**. 2009.

ÁVILA, F. F. **Análise da cobertura pedológica em uma topossequência na Bacia do Córrego dos Pereiras – Depressão de Gouveia/MG**. 2009. 135 p. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

BARBOSA, V. C. C.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Estudo Preliminar da Variação de Microformas e da Cobertura Vegetal na Geração de Runoff e Perda de Solo e Vertente no Município de Gouveia/MG. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 8, n. 2, p. 1-7, 2000.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2 ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2007.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: inking tectonics and surface processes. **Earth surface, process and landforms**, UK, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007. Disponível em: < <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.1493/abstract> >. Acesso em: 17 abr. 2013.

BLOOM, A. L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. New Jersey: Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 482p. 1978.

BORTOLUZZI, E. C; PERNES, M.; TESSIER, D. Mineralogia de partículas envolvidas na formação de gradiente textural em um argissolo subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, n. 3, 2008.

CARROLL, D. **Rock weathering**. London: Plenum Press, 203p, 1970.

CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process**. Cambridge: University Press, 476p, 1972.

CARVALHO, R. F. de. **Investigação sobre características do solo, de acordo com sua posição na vertente**. 1981. 73p. Monografia (Graduação em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1981.

CHAVES, M. L. S. C. O megaveio de quartzo da Serra da Catinga (Datas/Gouveia, MG). **Geociências**, v. 26, n. 2, p. 109-117, 2007.

CHORLEY, R. J. Climate and morphometry, **Journal of Geology**, v. 65, n. 2, p. 628-668, 1957.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. **Geomorphology**. London: Methuen, 1984. 607p.

CHORLEY, R. J.: Basis for theory in geomorphology. In: EMBLETON, C.; B RUNSDEN, D.; JONES, D.K.C. (Org.): **Geomorphology: present problems and future prospects**. Oxford: Oxford University Press, 1978, p.1-13.

CHOW W. T.; MAIDMENT D. R.; MAYS L. W. **Applied Hydrology**. 1. ed. New York: McGraw-Hill Science/Engineering/Math, 1988, 572p.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise de bacias hidrográficas. In: CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980, p. 102-121.

CHRISTOFOLETTI, A. Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. **Geografia**, v. 2, n. 4, p. 81-102, 1977.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 1981, 297p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª. ed. São Paulo: Edgard Blucher Ltda., 1974. 101p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda, 1999. 236p.

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de Encosta na Interface da Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.) **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994, 472p.

COIMBRA. J. S. **Morfogênese pluvial em vertentes do maciço litorâneo da Juréia, Iguape/SP**. 1990. 211p. Dissertação (Mestrado em Geografia Física)- Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, 1990.

COMPANHIA MINERADORA DO ESTADO DE MINAS GERAIS (COMIG). **Projeto Espinhaço: mapas geológicos, folhas Diamantina e Presidente Kubitschek**. Belo Horizonte: COMIG. Escala 1:100.000. CD-ROM. 1996.

COSTA, A. C. S.; TORINO, C. A.; RAK, J. G. Capacidade de troca catiônica dos colóides orgânicos e inorgânicos de latossolos do Estado do Paraná. **Acta Scientiarum Agronomy**, Paraná, v. 21, n. 3, p. 491-496, 1999.

COSTA, E. U. C. da. **Caracterização e gênese de Argissolos e Nitossolos na Bacia Cabo, Pernambuco**. 2012. 117 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, PE. 2012.

COSTA, J.; FLEISHER, P. J. Physical geomorphology of debris flows. Development and applications of geomorphology. In: Costa, J. E.; FLEISHER, P. J. (Org.). **Developments and Applications of Geomorphology**, Berlin, Springer-Verlag, 1984, p.268-317.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura geoquímica de unidades coluviais na bacia do córrego do rio grande Depressão de Gouveia/MG**. 2006. 138 p. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.

CRUZ, L. O. M.; VALADÃO, R. C.; MENEZES, M. L. N. de; CARVALHO, V. L. M. Morfopedogênese em solos desenvolvidos em Unidades Coluviais na Depressão de Gouveia/MG. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 6., 2006, Goiânia. **Anais do Simpósio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology**.

CRUZ, L. O. M.; VALADÃO, R. C.; OLIVEIRA, C. V. de. Utilização de Marcadores Geoquímicos na Identificação de Descontinuidades Erosivas em Unidades Coluviais da Depressão de Gouveia/MG. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 6., 2006, Goiânia. **Anais do Simpósio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology**.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geography Journal**, London, v.14, n.5, p.481-504, 1899.

DINIZ A. D. **Levantamento pedológico da porção norte da bacia do Ribeirão Chiqueiro – Gouveia, MG, e a relação entre as classes de solos e a erosão**. 2002. 132p. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2002.

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, MG, v. 13, n. 1, p. 19-27, 2005.

DOSSIN, I. A.; GARCIA, A. J. V.; UHLEIN A.; DARDENNE, M. A.; DOSSIN, T. M. **Fácies eólico na Formação Galho do Miguel (MG)**. In: Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto, SBG/MG, Anais. p.85-96. 1987.

DUNNE, T. Field studies of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. **Hillslope Hydrology**. Nova York: John Wiley, 1978. p.227-293.

DUNNE, T. Models of runoff processes and their significance. In: **NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES**. Scientific Basis of Water Management. Washington, D.C., p.17-30, 1982.

DUNNE, T. The relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. **Journal of Hydrology**, v. 65, n. 1-3, p. 25-48, 1983.

DUSSIN, I. A.; DUSSIN, T. M. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 19-26, 1995

DUVALL, A.; KIRBY, E.; BURBANK, D. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. F3, p. 1-18, 2004.

DYONISIO, H. A. F. Erosão hídrica: susceptibilidade do solo. **Revista eletrônica Thesis**, v. 1, n. 13, p. 15-25, 2010. Disponível em: http://www.cantareira.br/thesis2/ed_13/2_hidrica.pdf. Acesso em: 8 set. 2013.

EASTERBROOK, D. J. **Surface processes and landforms**. 2. ed. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall, 1999.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1997. 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de classificação de solos 2006**. 2. ed. Rio de Janeiro - RJ: EMBRAPA-SPI, 306p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1979. 271p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3ed. Brasília, 201. 353p.

EMPRESA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA DE MINAS GERAIS - EPAMIG, 1978. **Atlas Climatológico do Estado de Minas Gerais**. Secretaria da Agricultura do Estado de Minas Gerais.

ETCHEBEHER, M. L. C; SAAD, A. R. Fácies e associações de fácies em depósitos neooquaternários de terraço na bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista. **Geociências**, v. 22, n. 1, p. 5-16, 2003.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neooquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. 2000. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. de J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências da USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista UNESP – Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. C; CASADO, F. da C.; MORALES, N. Análise Fluviomorfológica do Rio Corumbataí (SP) – Implicações Morfotectônicas Vinculadas à Migração de Nickpoint. **Revista UNESP – Geociências**, São Paulo, v. 10, n. 1, p. 74-94, 2011.

FANIRAN, A.; JEJE, L. K.. **Humid tropical geomorphology**. New York: Longman, 1982. 414p.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. do. Movimentos de Massa: uma abordagem geológica-geomorfológica. In: GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B (Org.). **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

FERREIRA, R. O. Áreas de Lagoas Intermitentes em Tabuleiros Costeiros do recôncavo da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 39, n. 6, p. 1513-1523, 2015.

FERREIRA, A. O. **Mapeamento das formações superficiais da Bacia do Rio Grande – Depressão de Gouveia (Serra do Espinhaço Meridional/MG)**. 2002. 138p. Dissertação de Mestrado em Geografia- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2002.

FIGUEIREDO, M. A. **Óxidos de ferro pedogênicos e sua influência na agregação de partículas de argila: estudo de caso nos solos da região de Gouveia na Serra do Espinhaço Meridional - MG**. 1999. 95p. Dissertação de Mestrado em Geografia - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

FIGUEIREDO, M. A.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; FABRIS, J. D. Mineralogy, size, morphology and porosity of aggregates and their relationship with soil susceptibility to water erosion. **Hyperfine Interactions**, v. 1, n. 122, p. 177-184, 1999.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge. **Water Resources Research**, v. 10, n. 5, p. 969–973, 1974.

FONSECA, B. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise morfométrica de bacias de drenagem e sua relação com a estrutura geológica, Serra do Espinhaço Meridional/MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, p. 153-172, 2014.

FONSECA, B. M. **O uso do sistema de informações e geográficas na análise morfométrica e morfológica de bacias de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional-MG**. 2010. 94p. Dissertação de Mestrado em Geografia- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.

FRANCELINO, Márcio Rocha. **Introdução ao Geoprocessamento**. Caratinga, 2013. Disponível em: < <http://correio.fdvmg.edu.br/>>. Acesso em: 20 fevereiro 2014.

RUIZ, J. M. G. Why geomorphology is a global science. **Cuadernos de Investigación Geográfica**: Universidad de La Rioja, v. 1, n. 41, p. 87-10, 2015.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative the DS form. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 5, p. 649-671, 2007.

GOUDIE, A. S.; THOMAS, D. S. G. **The Encyclopedic Dictionary of Physical Geography**. Blackwell, 540p. 2000.

GOUVEIA, L. L. de A. **Aspectos da circulação atmosférica no município de Gouveia-Minas Gerais e suas relações com a topografia local**. 2002. 100p. Dissertação de Mestrado em Geografia- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2002.

GREGORY, K. J.; LEWIN, J. **The Basics of Geomorphology: Key Concepts**. Sage Publications, 2014.

GREGORY, K. J.; GOUDIE, A (Org.). **The sage Handbook of Geomorphology**. London: SAGE, 2011.

GUERRA, A. J. T. Processos Erosivos nas Encostas. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA. S. B. (Org.). **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 294-B, p. 45–97, 1957.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258-A, p. 80-97, 1960.

HACK, J. T. Dynamic Equilibrium and Landscape Evolution. In: MELHORN, W. L.; FLEMAL, R. C (Org.). **Theories of Landform Development**. Binghamton, NY: State University of New York Press: p. 87–102, 1965.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal Research of the United State Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HIRUMA, S. T. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 27-28, n. 1, 2, p. 53-64, 2007.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 14, p. 446-460, 1933.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. Abginton, Oxon, UK: Routledged, 2011. 536p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA- IBGE. **Mapa de Climas do Brasil**. Rio de Janeiro, 1978, Escala 1:5.000.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA- IBGE. **Cartas topográficas: Lavras, Itumirim, Carmo da Cachoeira e Nepomuceno**. Escala 1:50.000. 1977.

JANSEN, J. D.; CODILEAN, A. T.; BISHOP, P.; HOEY, T.B. Scale dependence of lithological control on topography: Bedrock channel geometry and catchment morphometry in western Scotland. Chicago, USA: **Journal of the Geology**, v. 118, n. 3, p. 223–246, 2010.

KIRKBY, M. Hillslope runoff processes and models. **Journal of hydrology**, v. 100, n. 1, p. 315-339, 1988.

KNAUER, L. G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos**, Belo Horizonte, MG, v. 15, n. 1, p. 81-90, 2007.

KNAUER, L. G.; GROSSI-SAD J. H. 1996. **Geologia da Folha Serro (SE-23- Z-B-IV)**. In: Grossi Sad, J. H., Lobato, L. M., Pedrosa-Soares, A. C. et al. (Eds.) Projeto Espinhaço. Belo Horizonte: COMIG, 1997. 1 CD-ROM. Disponível em <http://www.comig.com.br/site/content/parcerias/levantamento_aerogeofisico.asp?id=30&idsu_bprj=50&filhoid=51>

LAGES, S. G. **Análise pedológica aplicada à identificação de discontinuidades estratigráficas: vertentes do Córrego do Quebra: Depressão de Gouveia, MG**. 2005. 102p. Dissertação de Mestrado em Geografia e Análise Ambiental - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.

LANA, C. E.; CASTRO, P. de T. A. Níveis de base fluviais: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação. **Brazilian Geographical Journal- Geosciences and Humanities research medium**, Uberlândia, MG, v. 3, n. 1, p. 102-122, 2012.

LANGBEIN, W. B.; LEOPOLD, L. B. River meanders-theory of minimum variance. **US Geology Survey Professional**, v. 422-H, p.1-15, 1966.

LARUE, J. P. Longitudinal profiles and knickzones: the example of the rivers of the Cher basin in the northern French Massif Central. **Proceedings of the Geologists Association**. London, v. 122, n. 1, p. 125-142, 2011.

LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation, and grade. **Proceedings of the American Philosophical Society**, v. 123, n. 3, p. 160-202, 1979.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: Freedman, 1964. 319p.

MACKIN, J. H. Concept of the graded river. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 59, n. 5, p. 463–512, 1948.

MAFRA, A. L.; SILVA, E. F. da; DEMATTE, J. L. I.; COOPER, M. Pedogênese de uma sequência de solos desenvolvidos de arenito na região de Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 25, n. 2, p. 355-369, 2001.

MAFRA, A. L.; MIKLÓS, A. A. W.; VOLKOFF, B.; MELFI, A. J. Pedogênese numa sequência Latossolo-Espodossolo na região do alto rio Negro, Amazonas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 26, p. 381-394, 2002.

MARCHIORO, E. **Perda de solo por escoamento superficial difuso em uma vertente do córrego Quebra no município de Gouveia – MG.** 2002. 129p. Dissertação de Mestrado em Geografia e Análise Ambiental- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2002.

MARCHIORO, E.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Dimensão de parcelas experimentais: Influência nas medidas de escoamento superficial e erosão do solo em Gouveia/MG. **Geonomos**, Belo Horizonte, MG, v. 3, n. 2, p. 1-7, 2007.

MARTINS, R. M.; AMORIM, M. A. F.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; AZEVEDO, P. A. A. Relação entre forma da vertente, cobertura superficial e sítios geomorfológicos na bacia do ribeirão do chiqueiro, Depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Geonomos**, Belo Horizonte, MG, v. 21, n. 2, p. 38-45, 2013.

MARTINS-NETO, M. A. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleó/Mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SP, v. 28, n. 2, p. 151-168, 1998.

MEDEIROS, P. S. C. de; NASCIMENTO, P. C. do; INDA, A. V.; SILVA, D. S. da. Caracterização e classificação de solos graníticos em topossequência na região Sul do Brasil. **Ciência Rural**, Santa Maria, RS, v. 43, n. 7, 2013.

MELO, M. R. S.; CAVALCANTE, J. S. J.; PORTELA, J. C.; SILVA, M. L. N.; REBOUCAS, C. A. M. Atributos físicos de um Argissolo em ambiente de voçoroca no município de Mossoró, RN. **Agropecuária Científica no Semiárido**, Campina Grande, PB, v. 10, p. 1-6, 2014.

MENDES, M. da C. **Caracterização e Gênese de uma topossequência Neossolo Quartzarênico - Latossolo Amarelo no Parque Nacional do Catimbaú, Pernambuco.** Recife, 2012. 124 p. Universidade Federal Rural de Pernambuco. Dissertação de Mestrado em Ciência do Solo. Recife, PE. 2012.

MENEZES, M. L. N. de; CARVALHO, V. L. M.; CRUZ, L. O. M.; VALADÃO, R. C. Caracterização das formações superficiais em uma vertente do Córrego do Quebra - Depressão de Gouveia/MG. In: **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia e Regional Conference on Geomorphology**, 2006, Goiânia, 2006.

MISSURA, R.; MONTEIRO, K.; MEIRA, D.; CORREA, A. C. Comparação da eficácia do Índice Hack com o grau de detalhamento da drenagem. **Revista Geonorte- Edição Especial 4**, Manaus, AM, v. 10, n. 6, p. 95-100, 2014.

MOREIRA, P. de F. **Estudo sobre a capacidade de infiltração dos solos na região do Alto Paraúna, município de Gouveia, Espinhaço Meridional, Minas Gerais: etapa preliminar.** 1986. 80p. Monografia de Graduação em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1986.

MOREIRA, P. de F. **Estudo sobre a capacidade de infiltração dos solos na região do Alto Paraúna, município de Gouveia, Espinhaço Meridional, Minas Gerais: segunda etapa.**

1987. 74p. Monografia de Graduação em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1987.

NASCIMENTO, E. R.; SALAMUNI, E.; QUEIROZ, G. L.; HAUCK, P. A.; FIORI, A. P. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da serra do mar no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 3, p. 287-299, 2013.

NETO, J. C. A. da S. Avaliação da vulnerabilidade à perda de solos na bacia do rio Salobra, MS, com base nas formas do terreno. **Revista do programa de Pós-Graduação em Geografia**, Londrina, v. 22, n. 1, p. 05-25, 2013.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ALKMIM, F. F. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 17-23, 2007.

NOGUEIRA, M. L.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. Estudo da dinâmica de percolação da água no solo - Gouveia, Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 75-82, 2011.

NOVAES FILHO, J. P. et al. Indicativos de descontinuidade litológica de regolitos derivados de granitos em uma microbacia sob floresta amazônica, em Juruena - MT. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, n. 2, p. 317-324, 2012.

OLIVEIRA, C. V. **Notas de aulas da Disciplina “Pedologia das Regiões Intertropicais”**, Curso de Pós-Graduação em Geografia e Análise Ambiental (2013), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, semestre 2.

OLIVEIRA, J. B. **Pedologia Aplicada**. 2. ed. Piracicaba: FEALQ, 2005. 574p.

OLIVEIRA, L. M. de. **Estudo sobre a variação das formas das vertentes nas áreas de ocorrência das voçorocas-Alto Paraúna, Gouveia, MG**. 1986. 73p. Monografia de Graduação em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 1986.

OLIVEIRA, L. M. de. **Estudo sobre a morfologia das vertentes na porção ocidental do município de Gouveia-MG**. 1985. 42p. Monografia de Graduação em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 1985.

OLLIER, C.; PAIN, C. F. **Regolith, soils and landforms**. Chichester, New York: John Wiley: 1996, 316 p.

PARSONS, A.J. **Hillslope Form**. London: Routledge. 1988. 212p.

PATTON, P. C. Drainage basin and flood. IN: BACKER, V. R.; KOCHER, R. C.; PATTON, P. C. **Flood Geomorphology**. New York: Wiley, 1988. 578p.

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J. D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, v. 102, n. 3-4, p. 554-566, 2008.

PIERSON, T. C. Soil pipes and slope stability. **Quarterly Journal Engineering Geology and Hydrology**, v. 16, p. 1-11, 1983.

RAWAT, M. S. **Environmental geomorphology and watershed management**. New Delhi: Concept Publishing Company Pvt. Ltd., 2011. 279p.

RENGER. F. E.; KNAUER. L. G. Espinhaço Quo vadis? (onde está? Onde vai?) – A evolução dos conhecimentos sobre a cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 31-39, 1995.

REZENDE, E. A.; LEÃO, M. R.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, C. K. R.; NALINI JÚNIOR, H. A. A influência litológica nas taxas de denudação geoquímica do médio Espinhaço Meridional – MG, **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, MG, v. 22, n. 3, p. 503-514, 2010.

RITTER, D. F. **Process Geomorphology**. Dubuque, US. Wm. C. Brown Publishers, 1986. 278p.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. Long Grove, US: Waveland Press, 2002. 734 p.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. 3. ed Dubuque, US; W.C. Brown Publishers, Dubuque, IA, 1995. 539 p.

RITTER, D. F.; KOCHER, R. C.; MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. 5. ed. Long Grove, US: Waveland Press, 2011. 652p.

ROCHA L. C. 2011. **Evolução de longo-termo da Serra do Espinhaço Meridional: um estudo sobre o modelado do relevo**. Tese de Doutorado. 2011. 179p. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte – MG. 2011.

SAADI, A. A Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. Belo Horizonte: **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.

SAADI, A.; VALADÃO, R. C. Evolução morfodinâmica quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço - MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, 1987, Belo Horizonte. **Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia- Núcleo MG, 1987, p. 434-448.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, Belo Horizonte, v. 3, p. 64-78, 2007.

SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5. ed. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. 100p.

SCHAETZL, R. L. J.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology**. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2005. 817p.

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, space and causality in geomorphology. **American Journal of Science**, v. 263, p. 110-119, 1965.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, v. 67, n. 5, p. 597-646, 1956.

SCHUMM, S. A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, v. 101, n. 2, p. 279-294.

SCHUMM, S. A. Seasonal variations of erosion rates and processes on hillslopes in western Colorado. **Journal of Geophysical Research**, v. 68, n. 12, p. 3655-3666, 1963.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. New York: John Wiley and Sons, 1977. 338p.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. M. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 4, p. 335-367, 1983.

SELBY, M. J. **Earth's changing surface: an introduction to geomorphology**. Oxford, UK: Clarendon Press, 1986. 607 p.

SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. New York: Oxford University Press, 1982. 466p.

SILVA, S. M. **Compartimentação Morfopedológica da Bacia do Ribeirão Chiqueiro, Gouveia-MG**. 2004. 130p. Dissertação de Mestrado em Geografia e Análise Ambiental-Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2004.

SILVA, J. M. F.; SANTOS, L. J. C. Fácies Pedológicas Associadas a Planícies Fluviais: Estudo na Porção Norte da Serra do Mar Paranaense. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 12, n. 37, p. 54-64, 2010.

SKIBA S.; DREWNIK M.; SZMUC, R. The soil cover in Gaik-Brzezowa. **Prace Geograficzne: IGiGP**, v. 109, p. 21-30, 2002.

STRAHLER, A. N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, V. T. (Org) **Handbook of Applied Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1964. 1468p.

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes, approached by frequency distribution analysis. **American Journal of Science**, v. 248, n. 11, p. 800-814, 1950.

STRAKNOV, N. M. **Principles of lithogenesis**. Oliver & Boyd, 1967. 245 p.

SUZUKI, T. Rock control in geomorphological processes: research history in Japan and perspective. **Transactions Japanese Geomorphological Union**, v. 23, n. 2, p. 161-199, 2002.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms**. London/New York: Longman/Wiley, 1991. 537p.

TAYLOR, G.; EGGLETON, R. A. **Regolith Geology and Geomorphology**. Chichester,: John Wiley & Sons Ltd, 2001. 375p.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. England: John Wiley & Sons LTD, 1994. 482p.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B. de.; MELFI, A. J. Intemperismo e Formação do Solo. In: TEIXEIRA, W. et al. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. 568p.

U.S. GEOLOGICAL SURVEY 1966: chapter B- Professional Papers. U.S.: U.S. Department of the Interior, 227p. Disponível em: <<http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp550B>>. Acesso em: 28 ago. 2013.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. R.; EGYDIO-SILVA, M. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Cráton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 2, p. 191-203, 1999.

VALADÃO, R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental (Desnudação, Superfícies de Aplainamento e Soerguimentos Crustais)**. 1998. 243p. Tese de Doutorado em Geologia Sedimentar- Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.

VARELLA, C. A. A.; JUNIOR, D. G. de S. **Estudo do Interpolador IDW do Arcview para Utilização em Agricultura de Precisão**. Princípios em Agricultura de Precisão. Universidade Federal do Rio de Janeiro. SEROPÉDICA: RIO DE JANEIRO, 2008.

Disponível em: <http://www.ufrj.br/institutos/it/deng/varella/Downloads/IT190_principios_em_agricultura_de_precisao/Aulas/Estudo%20do%20interpolador%20idw%20arcview.htm>. Acesso em: 13 março 2014.

VELOSO, H. P. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. Série Manuais Técnicos em Geociências, n. 1, 92 p, 1992.

WAUGH, D. **Geography: an integrated approach**. 3. ed. UK.: Nelson Thornes, 2002, 656p.

WRIGHT, R. L. An examination of the value of site analysis in field studies in tropical Australia, **Zeitschrift der Geomorphologie**, v. 17, n. 1. p. 157-183, 1973.

YOUNG, A. Slope Profile Analysis. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 5, p. 17-27, 1964.

YOUNG, A. Slope profile analysis: the system of best units. In: BRUNSDEN, D (Org.). **Slopes form and process**. London: Institute of British Geographers, 1971. 178p.

YOUNG, A. **Slopes**. Logman Ed.: Londres, 1972. 160p.

ZANCOPE, M. **Análise Morfodinâmica do Rio Mogi-Guaçu**. 2008. 111p. Tese de Doutorado em Geografia e Análise Ambiental e Dinâmica Territorial- Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP, 2008.

ZAVOIANU, I. **Morphometry of Drainage Basins: developments in water science**. Amsterdam: Elsevier, v. 20, 1985. 250 p.

ZHANG, B.; TANG, J. L.; GAO, Ch.; ZEPP, H. Subsurface lateral flow from hillslope and its contribution to nitrate loading in streams through an agricultural catchment during subtropical rainstorm events. **Hydrology Earth System Science**, v. 15, p. 3153–3170, 2011.

ANEXOS

ANEXO I- DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA¹

	HORIZONTES		COR	ESTRUTURA			CONSISTÊNCIA		
	Simbolo	Prof. (cm)	Úmida	Tipo	Tam	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
TR1	PERFIL 1								
	A1	0-10	10R 4/6 vermelho	BAn/BSAn	M	Md	D	Fr	LP/LPe
	A2	10-24	10R 4/8 vermelho	BSAn	P/M	Md	D	Fr	LP/LPe
	B	24-64+	2,5YR 5/8 vermelho	BAn/BSAn	G	Md	D	Fr	LP/LPe
	PERFIL 2								
	A	0-8	7,5YR 7/8 amarelo-avermelhado	BSAn/Gru	P	Md	D	Fr	LP/LPe
	B1	8-18	5YR 5/6 vermelho-amarelado	BSAn	P	Md	LD	Fir	LP/LPe
	B2	18-63+	5YR 5/8 vermelho-amarelado	BSAn	M/G	Md	LD	Fir	P/Pe
	PERFIL 3								
	A	0-22+	5 YR 5/8 vermelho-amarelado	BSAn	P/M	Md	LD	Fr	LP/Pe
	LEGENDA								
	Estrutura: BAn (Blocos Angulares), BSAn (Blocos Sub-Angulares), Gru (Grumos)								
	Desenvolvimento: For (Forte), Md (Moderada)								
	Consistência: D (Dura), LD (Ligeiramente Dura), MD (Muito Dura), Ma (Macia), Fr (Friável), Fir (Firme), LP (Ligeiramente Plástica), LPe (Ligeiramente Pegajosa), P (Plástica), Pe (Pegajosa)								
TR2	HORIZONTES		COR	ESTRUTURA			CONSISTÊNCIA		
	Simbolo	Prof. (cm)	Úmida	Tipo	Tam	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
	PERFIL 1								
	A	0-20	5YR 4/3 bruno-avermelhado	BAn/Gru	M/G	Md	Ma	MFr	LP/LPe
	B1	20-42	7,5YR 5/6 bruno-forte	Gra	MP	Md	xxxx	Sol	NP/Pe
	B2	42-80+	5YR 6/8 amarelo-avermelhado	Gra	MP	Md	xxxx	Sol	NP/Pe
	PERFIL 2								
	B1	0-50	5YR 5/6 vermelho-amarelado	BAn/BSAn	P/M	Md	Ma	MFr	LP/Pe
	B2	50-70+	5YR 5/8 vermelho-amarelado	BAn/BSAn	P/M	Fc	Ma	Fr	P/LPe
	PERFIL 3								
	A	0-20	2,5YR 3/4 bruno-avermelhado-escuro	Gru/GS	P/M	Fc	Ma	Sol	NP/NPe
C1	20-42	10R 5/4 vermelho-acinzentado	GS	xxxx	xxxx	xxxx	Sol	NP/NPe	

¹ Segundo Santos *et al.*, (2005)

	C2	42-70+	5YR 6/6 amarelo-avermelhado	GS	xxxx	Xxxx	xxxx	Sol	NP/NPe	
PERFIL 4										
	A	0-16	5YR 6/3 bruno-avermelhado-claro	BAn	M/G	Md	MD	Fr	LP/LPe	
	B	16-78+	7,5YR 4/4 bruno	BAn	G	Md	MD	Fr	LP/LPe	
LEGENDA										
Estrutura: BAn (Blocos Angulares), BSAAn (Blocos Sub-Angulares), Gru (Grumos), Gra (Granular), GS (Grãos Simples)										
Desenvolvimento: Md (Moderada), Fc (Fraca)										
Consistência: MD (Muito Dura), Ma (Macia), Fr (Friável), Sol (Solta), LP (Ligeiramente Plástica), LPe (Ligeiramente Pegajosa), P (Plástica), Pe (Pegajosa), NP (Não Plástica), NPe (Não Pegajosa)										
TR3	HORIZONTES		COR		ESTRUTURA			CONSISTÊNCIA		
	Simbolo	Prof. (cm)	Úmida		Tipo	Tam	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
	PERFIL 1									
		A	0-9	5YR 5/6 vermelho-amarelado	BAn/BSAn	M	Md	MDu	Fir	LP/LPe
		AB	9-19	5YR 5/8 vermelho-amarelado	BAn/BSAn	M	Md	MDu	Fir	LP/LPe
		B	19-60+	2,5YR 5/8 vermelho	BAn	M	Md	MDu	Fir	LP/LPe
	PERFIL 2									
		A	0-22	7,5YR 4/6 bruno-forte	Gru	P	Md	MDu	Fir	LP/LPe
		B1	22-48	10YR 6/6 amarelo-brunado	BAn	P	Md	MDu	Fir	LP/LPe
		B2	48-70+	2,5YR 6/8 vermelho-claro	BAn	P	Md	MDu	Fir	LP/LPe
	PERFIL 3									
		A	0-6	10YR 4/2 bruno-acinzentado-escuro	BAn	P	Md	MDu	Fir	LP/NPe
		C1	6-36	10YR 5/4 bruno-amarelado	BAn	M	Md	MDu	Fir	LP/NPe
		C2	36-50	10YR 5/2 bruno-acinzentado	BAn	M	Md	MDu	Fir	LP/NPe
		C3	50-80+	10YR 6/2 cinzento-brunado-claro	BAn	M	Md	MDu	Fir	LP/NPe
	LEGENDA									
	Estrutura: BAn (Blocos Angulares), BSAAn (Blocos Sub-Angulares), Gru (Grumos)									
	Desenvolvimento: Md (Moderada)									
Consistência: MD (Muito Dura), Fir (Firme), LP (Ligeiramente Plástica), LPe (Ligeiramente Pegajosa), NPe (Não Pegajosa)										

	HORIZONTES		COR	ESTRUTURA			CONSISTÊNCIA		
	Simbolo	Prof. (cm)	Úmida	Tipo	Tam	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
TR4	PERFIL 1								
	A	0-20	10YR 4/6 bruno-amarelado-escuro	Gru/BAn	P	Md	MD	Fir	LP/LPe
	B1	20-43	10YR 6/8 amarelo-brunado	BAn/BSAn	P	Md	LD	Fir	LP/LPe
	B2	43-50+	7,5YR 6/8 amarelo-avermelhado	BSAn	P	Md	LD	Fir	LP/LPe
	PERFIL 2								
	A	0-7	7,5YR 3/4 bruno-escuro	Gru	P	Md	MD	Fir	LP/LPe
	B1	7-15	5YR 5/8 vermelho-amarelado	BSAn	P	Md	LD	Fir	LP/LPe
	B2	15-60+	5YR 5/6 vermelho-amarelado	BSAn	P	Md	LD	Fir	LP/LPe
	PERFIL 3								
	A	0-20	10YR 3/6 bruno-amarelado-escuro	Gru	M	Md	Ma	Fr	LP/LPe
	B	20-130+	Xxxx	Gru	P	Md	Ma	Fr	LP/LPe
	LEGENDA								
	Estrutura: BAn (Blocos Angulares), BSAn (Blocos Sub-Angulares), Gru (Grumos)								
	Desenvolvimento: Md (Moderada)								
Consistência: MD (Muito Dura), LD (Ligeiramente Dura), Fir (Firme), Fr (Friável), LP (Ligeiramente Plástica), LPe (Ligeiramente Pegajosa)									
TR5	HORIZONTES		COR	ESTRUTURA			CONSISTÊNCIA		
	Simbolo	Prof. (cm)	Úmida	Tipo	Tam	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
	PERFIL 1								
	A	0 - 16	10R 3/4 vermelho-escuro-acinzentado	BAn/BSAn	M/G	For	D	Fr	LP/Pe
	B1	16 - 56	10R 3/6 vermelho-escuro	BAn/BSAn	G	For	LD	Fr	LP/Pe
	B2	56 - 110	10R 4/6 vermelho	BAn/BSAn	M	Md	LD	Fr	LP/LPe
	B3	110-150 +	2,5YR 3/6 vermelho-escuro	BAn/BSAn	M/G	For	LD	Fr	LP/Pe
	PERFIL 2								
	A	0 - 10	2,5YR 3/2 vermelho-escuro-acinzentado	Gru	P/M	For	MD	Fir	LP/NP
	B	10 - 140+	2,5YR 4/4 bruno-avermelhado	BAn/BSAn	M	For	MD	Fir	LP/LPe
	PERFIL 3								
	A1	0 - 37	2,5YR 3/3 bruno-avermelhado-escuro	BAn/BSAn	M/G	Md	Ma	Fr	NP/NPe
	B1	37 - 78	2,5YR 4/4 bruno-avermelhado	BAn/BSAn	M/G	Md	Ma	Fr	LP/LPe
	B2	78 - 103	2,5YR 4/6 vermelho	BAn/BSAn	M/G	Md	Ma	Fir	LP/LPe
B3	103-127+	2,5YR 4/8 vermelho	BAn/BSAn	G	Md	Ma	Fir	LP/LPe	
LEGENDA									

	Estrutura: BAn (Blocos Angulares), BSAAn (Blocos Sub-Angulares), Gru (Grumos)									
	Desenvolvimento: For (Forte), Md (Moderada)									
	Consistência: D (Dura), LD (Ligeiramente Dura), MD (Muito Dura), Ma (Macia), Fr (Friável), Fir (Firme), LP (Ligeiramente Plástica), LPe (Ligeiramente Pegajosa), NP (Não Plástica), NPe (Não Pegajosa)									
TR6	HORIZONTES		COR		ESTRUTURA			CONSISTÊNCIA		
	Simbolo	Prof. (cm)	Úmida		Tipo	Tam	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
	PERFIL 1									
	A	0-25	10R 3/6 vermelho-escuro		BAn	P/M	Md	MD	MFr	LP/Pe
	B1	25-88	10R 3/4 vermelho-escuro-acinzentado		BAn/BSAn	M	Md	MD	MFr	LP/Pe
	B2	88-150+	10R 3/6 vermelho-escuro		BAn/BSAn	M/G	Md/Fo	MD	Fr	LP/MPe
	PERFIL 2									
	A	0-40	7,5YR 3/4 bruno-escuro		Gru	M	Md	LD	Fir	NP/Pe
	B	40-73+	2,5YR 4/8 vermelho		GS	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	LP/Pe
	LEGENDA									
	Estrutura: BAn (Blocos Angulares), BSAAn (Blocos Sub-Angulares), Gru (Grumos), GS (Grãos Simples)									
	Desenvolvimento: For (Forte), Md (Moderada)									
	Consistência: LD (Ligeiramente Dura), MD (Muito Dura), Fr (Friável), Fir (Firme), LP (Ligeiramente Plástica), LPe (Ligeiramente Pegajosa), NP (Não Plástica), Pe (Pegajosa)									
	TR7	HORIZONTES		COR		ESTRUTURA			CONSISTÊNCIA	
Simbolo		Prof. (cm)	Úmida		Tipo	Tam	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
PERFIL 1										
A		0-34	7.5YR 4/6 bruno-forte		BAn/BSAn	P/M	Md	Ma	Fr	LP/LPe
B		34-100+	5YR 5/4 bruno-avermelhado		BAn	M/G	Md	Ma	Fr	P/Pe
PERFIL 2										
A		0-15	7,5YR 5/6 bruno-forte		BAn/BSAn	M	Md	Ma	Fr	LP/LPe
C1		15-32	7,5YR 6/8 amarelo-avermelhado		BAn	M	Md	Ma	Fr	LP/LPe
C2		32-76+	2,5YR 5/6 vermelho		BAn	G	For	Ma	Fr	LP/LPe
LEGENDA										
Estrutura: BAn (Blocos Angulares), BSAAn (Blocos Sub-Angulares)										

ANEXO II- ANÁLISES FÍSICAS E pH

Vertentes e Transectos	Perfis	Horizontes		Composição Granulométrica (g/Kg)			Relação Silte/Argila	Areias (g/Kg)					pH		
		Símbolo	Prof. (cm)	Areia T.	Silte	Argila		AG	AF	Relação AF/AG	Relação AG/AT	Relação AF/AT	H ₂ O	KCl	ΔpH
V1T1	P1	A1	0-10	500	170	330	0,52	96	412	4,29	0,82	0,19	5,1	4,4	-0,70
		A2	10-24	478	221	301	0,73	80	382	4,76	0,80	0,17	5,1	4,6	-0,50
		B	24-64+	390	210	400	0,53	91	296	3,24	0,76	0,23	5,3	5,1	-0,20
	P2	A	0-8	430	300	270	1,11	90	340	3,77	0,79	0,21	5,1	4,2	-0,90
		B1	8-18	380	280	340	0,82	99	285	2,89	0,75	0,26	5,2	4,5	-0,70
		B2	18-63+	350	280	370	0,76	85	273	3,20	0,78	0,24	5,3	4,9	-0,40
P3	A	0-22	570	190	240	0,79	94	481	5,11	0,84	0,17	5,0	4,1	-0,90	
V2T2	P1	A	0-20	430	235	334	0,70	96	326	3,39	0,76	0,22	5,4	4,6	-0,88
		B1	20-42	314	275	410	0,67	87	244	2,81	0,77	0,28	5,0	4,4	-0,56
		B2	42-80+	253	229	518	0,44	65	190	2,93	0,75	0,26	5,8	5,1	-0,74
	P2	B1	0-50	381	241	378	0,64	75	306	4,07	0,80	0,20	5,3	4,4	-0,94
		B2	50-70+	375	214	411	0,52	97	278	2,88	0,74	0,26	5,5	4,6	-0,92
	P3	A	0-20	742	161	97	1,66	298	444	1,49	0,60	0,40	5,4	4,5	-0,95
		C1	20-42	761	131	108	1,21	381	380	1,00	0,50	0,50	5,3	4,3	-0,99
		C2	42-70+	742	86	172	0,50	354	388	1,10	0,52	0,48	5,7	4,1	-1,64
	P4	A	0-16	650	232	119	1,95	2	647	264,53	1,00	0,00	5,6	4,3	-1,23
C		16-78+	650	238	112	2,13	4	646	155,96	0,99	0,01	5,2	4,2	-1,01	

Vertentes e Transectos	Perfis	Horizontes		Composição Granulométrica (g/Kg)			Relação Silte/Argila	Areias (g/Kg)					pH			
		Símbolo	Prof. (cm)	Areia T.	Silte	Argila		AG	AF	Relação AF/AG	Relação AG/AT	Relação AF/AT	H ₂ O	KCl	ΔpH	
V3T3	P1	A	0-9	530	280	190	1,47	0,09	489	9,90	0,09	0,92	4,1	4,0	-0,1	
		AB	9-19	490	280	230	1,22	0,07	456	12,73	0,07	0,93	4,1	4,0	-0,1	
		B	19-60+	440	310	250	1,24	0,11	396	8,37	0,11	0,90	4,3	4,3	0,0	
	P2	A	0-22	480	290	230	1,26	0,20	389	3,98	0,20	0,81	5,1	4,1	1,1	
		B1	22-48	564	185	251	0,73	0,27	411	2,69	0,27	0,73	5,2	4,1	-1,1	
		B2	48-70+	420	280	300	0,93	0,23	330	3,35	0,23	0,79	5,3	4,3	-1,0	
	P3	A	0-6	420	390	190	2,05	0,08	365	10,43	0,08	0,87	5,1	4,1	-1,0	
		C1	6-36	330	450	220	2,05	0,01	333	84,59	0,01	1,01	5,1	4,2	-0,9	
		C2	36-50	150	640	220	2,91	0,01	148	67,27	0,01	0,99	5,7	4,1	-1,6	
		C3	50-80+	130	630	240	2,63	0,04	128	27,17	0,04	0,98	5,3	4,0	-1,3	
	V4T4	P1	A	0-20	528	204	268	0,76	138	424	3,07	0,26	0,80	5,1	4,4	-0,7
			B1	20-43	540	163	297	0,55	200	345	1,72	0,37	0,64	5,1	4,6	-0,5
B2			43-50+	410	150	440	0,34	130	288	2,22	0,32	0,70	5,3	5,1	-0,2	
P2		A	0-7	530	154	316	0,49	91	444	4,90	0,17	0,84	5,1	4,2	-0,9	
		B1	7-15	488	181	331	0,55	134	350	2,62	0,27	0,72	5,2	4,5	-0,7	
		B2	15-60+	383	164	453	0,36	72	325	4,50	0,19	0,85	5,3	4,9	-0,4	
P3		A	0-20	640	190	170	1,12	98	552	5,66	0,15	0,86	5,0	4,0	-1,0	
		B	20-130+	390	460	150	3,07	151	239	1,58	0,39	0,61	5,1	4	-1,1	

Vertentes e Transectos	Perfis	Horizontes		Composição Granulométrica (g/Kg)			Relação Silte/Argila	Areias (g/Kg)					pH		
		Símbolo	Prof.(cm)	Areia T.	Silte	Argila		AG	AF	Relação AF/AG	Relação AG/AT	Relação AF/AT	H ₂ O	KCl	ΔpH
V5T5	P1	A	0 - 16	487	211	302	0,70	88	391	4,44	0,18	0,80	5,4	4,4	-1,0
		B1	16 - 56	386	252	362	0,70	46	338	7,31	0,12	0,88	5,2	4,3	-0,8
		B2	56 - 110	342	257	401	0,64	50	283	5,63	0,15	0,83	5,3	4,9	-0,4
		B3	110 - 150+	332	243	425	0,57	67	263	3,95	0,20	0,79	5,5	5,3	-0,2
	P2	A	0 - 10	502	322	176	1,84	100	397	3,99	0,20	0,79	6,1	5,1	-1,0
		B	10 - 140 +	512	334	155	2,16	115	396	3,42	0,23	0,77	5,2	4,4	-0,8
	P3	A1	0 - 37	488	306	206	1,49	78	406	5,22	0,16	0,83	5,1	4,1	-1,0
		A2	37 - 78	496	297	207	1,44	93	403	4,35	0,19	0,81	5,1	4,2	-0,9
		B1	78 - 103	389	306	305	1,01	50	338	6,80	0,13	0,87	5,4	4,3	-1,0
		B2	103 - 127+	413	320	268	1,19	74	338	4,54	0,18	0,82	5,4	4,6	-0,8
V6T6	P1	A	0-25	285	249	466	0,53	7	277	41,52	0,02	0,97	5,0	4,1	-0,9
		B1	25-88	242	179	579	0,31	6	237	39,49	0,02	0,98	5,2	3,9	-1,2
		B2	88-150+	244	221	535	0,41	7	237	32,26	0,03	0,97	5,0	4,1	-0,9
	P2	A	0-40	376	266	358	0,74	88	290	3,32	0,23	0,77	5,1	4,1	-0,9
		B	40-73+	284	297	419	0,71	62	221	3,53	0,22	0,78	5,3	4,1	-1,2
V7T7	P1	A	0-34	277	232	491	0,47	25	251	10,18	0,09	0,91	5,25	4,2	-1,05
		B	34-100+	220	257	523	0,49	17	202	11,68	0,08	0,92	5,63	5,15	-0,48
	P2	A	0-15	317	315	368	0,86	13	295	21,90	0,04	0,93	5,03	4,11	-0,92
		B	15-32	229	446	325	1,37	6	222	36,14	0,03	0,97	5,35	4,22	-1,13
		C	32-76+	174	676	150	4,51	2	173	108,25	0,01	0,99	5,94	4,19	-1,75

ANEXO IV- ANÁLISES QUÍMICAS

TR1	PERFIL/HORIZONTE	Complexo Sortivo								CTC _{argila}	
		K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	H+Al	SB	CTC		
		cmol/dm ³									
	P1: Hor. A1 (0-10cm)	0,09	*	0,02	0,12	0,30	2,59	0,23	2,82	8,5	
	P2: Hor. B (8-18cm)	0,05	*	0,01	0,05	0,20	2,32	0,11	2,43	7,1	
	P3: Hor. B (0-22cm)	0,09	*	0,03	0,06	0,70	3,24	0,18	3,42	14,3	
TR2	PERFIL/HORIZONTE	Complexo Sortivo								CTC _{argila}	
		K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	H+Al	SB	CTC		
		cmol/dm ³									
		P1: Hor. B1 (20-42cm)	0,06	*	0,44	0,20	0,30	5,05	0,70	5,75	14,0
		P2: Hor. B1 (0-50cm)	0,04	*	0,19	0,10	0,30	5,64	0,33	5,97	15,8
		P2: Hor. B2 (50-70cm)	0,03	*	0,11	0,07	0,30	2,32	0,21	2,53	6,2
		P3 Hor.B1 (20-42cm)	0,05	*	0,17	0,14	0,30	1,66	0,36	2,02	20,8
		P4 Hor. A (0-16cm)	0,17	*	0,61	0,33	0,20	2,90	1,11	4,01	33,7
	P4 Hor. B (16-48cm)	0,07	*	0,48	0,18	0,50	2,59	0,73	3,32	29,6	
TR3	PERFIL/HORIZONTE	Complexo Sortivo								CTC _{argila}	
		K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	H+Al	SB	CTC		
		cmol/dm ³									
		P1: Hor. AB (9-19cm)	0,04	*	0,10	0,09	0,80	2,59	0,23	2,82	12,3
	P2: Hor. A (0-22cm)	0,12	*	0,12	0,10	0,70	7,04	0,34	7,38	32,1	
	P3: Hor. C1 (6-36cm)	0,09	*	0,54	0,05	0,70	5,05	0,68	5,73	26,0	
TR4	PERFIL/HORIZONTE	Complexo Sortivo								CTC _{argila}	
		K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	H+Al	SB	CTC		
		cmol/dm ³									
		P1: Hor. B1 (20-43cm)	0,08	*	0,07	0,05	0,80	2,59	0,20	2,79	9,4
		P2: Hor. B1 (7-15cm)	0,06	*	0,02	0,03	0,70	2,90	0,11	3,01	9,1
	P3: Hor. A (0-20cm)	0,15	*	0,08	0,08	1,00	3,62	0,31	3,93	26,2	
	P3: Hor. B (20-130+cm)	0,12	*	0,03	0,06	1,00	3,24	0,21	3,45	20,3	
TR5	PERFIL/HORIZONTE	Complexo Sortivo								CTC _{argila}	
		K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	H+Al	SB	CTC		
		cmol/dm ³									
		P1: Hor. B (56-110cm)	0,07	*	0,09	0,05	0,10	2,08	0,21	2,29	5,7
		P2: Hor. A (0-10cm)	0,45	*	2,96	1,31	0,10	4,52	4,73	9,25	59,7
	P2: Hor. B (10-140+cm)	0,18	*	0,60	0,18	0,50	3,62	0,96	4,58	29,5	
	P3 Hor.A2 (37-78cm)	0,08	*	0,46	0,08	0,70	3,62	0,62	4,24	20,5	
TR6	PERFIL/HORIZONTE	Complexo Sortivo								CTC _{argila}	
		K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	H+Al	SB	CTC		
		cmol/dm ³									
		P1: Hor. B1 (25-88cm)	0,03	*	0,19	0,11	1,30	19,15	0,33	19,5	33,7
	P2: Hor. A (0-40cm)	0,10	*	0,59	0,29	0,90	5,64	0,98	6,62	18,5	
	P2: Hor. B (40-73+cm)	0,05	*	0,17	0,11	0,80	4,52	0,33	4,85	11,6	
TR7	PERFIL/HORIZONTE	Complexo Sortivo								CTC _{argila}	
		K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	H+Al	SB	CTC		
		cmol/dm ³									
		P1: Hor. B1 (0-34cm)	0,15	*	0,13	0,12	0,60	5,05	0,40	5,45	0,2
	P1: Hor. B2 (34-100cm)	0,04	*	0,14	0,08	0,10	2,32	0,26	2,58	0,2	
	P2: Hor. B (15-32cm)	0,04	*	0,02	0,04	0,70	7,04	0,10	7,14	0,1	