

Dissertação de Mestrado

**INVESTIGAÇÃO DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS E DE
ENCOSTA EM BACIAS DE CABECEIRA DO ALTO RIO
DAS VELHAS (MG) - SUBSÍDIOS PARA AVALIAÇÃO DA
SUSCETIBILIDADE A FLUXOS DE DETRITOS**

NUGEO

Autor: Laís de Carvalho Faria Lima Lopes

Orientador: Prof. Dr. Luís de Almeida Prado Bacellar

Coorientador: Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOTECNIA DA UFOP

OURO PRETO - OUTUBRO DE 2014

INVESTIGAÇÃO DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS E DE ENCOSTA EM BACIAS DE CABECEIRA DO ALTO RIO DAS VELHAS (MG) - SUBSÍDIOS PARA AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE A FLUXOS DE DETRITOS

Dissertação apresentada ao programa de Pós-graduação em Geotecnia do Núcleo de Geotecnia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, como parte integrante dos requisitos para obtenção do título de **Mestre em Geotecnia**.

Esta dissertação foi apresentada em sessão pública e aprovada em 24 de setembro de 2014, pela Banca Examinadora composta pelos membros:



Prof. Dr. Luís de Almeida Prado Bacellar (Orientador / UFOP)



Profa. Dra. Adivane Terezinha Costa (Membro – UFOP)



Prof. Dr. André de Souza Avelar (UFRJ)

L864i Lopes, Laís Carvalho Faria Lima.
Investigação dos depósitos fluviais e de encosta em bacias de cabeceira do alto Rio das Velhas (MG) [manuscrito]: subsídios para avaliação da suscetibilidade a fluxos de detritos / Laís Carvalho Faria Lima Lopes. - 2014.

148f.: il.: color; grafs; tabs; mapas.

Orientador: Prof. Dr. Luís de Almeida Prado Bacellar.
Coorientador: Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Engenharia Civil. Geotecnia.

1. Sedimentação e depósitos. 2. Massas girantes de fluidos. 3. Velhas, Rio das (MG). 4. Geotecnia – Aspéctos ambientais. I. Bacellar, Luís de Almeida Prado. II. Castro, Paulo de Tarso Amorim. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 551.3.051:624.13

Catálogo: www.sisbin.ufop.br

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito.

Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes.”

(Marthin Luther King)

Dedicatória

A Deus por me amparar nos momentos difíceis, me dar força interior para superar as dificuldades, mostrar os caminho nas horas incertas e me suprir em todas as minhas necessidades.

Agradecimentos

Agradecer é estar certo de que alguém realmente fez a diferença em sua vida. Por isso, agradeço primeiramente a DEUS pelo seu amor e por ser à base das minhas conquistas.

Aos meus avós Agripina e Vicente, pelo carinho, estando sempre presentes em minha vida.

Aos meus pais, que me ensinaram a viver a vida com dignidade, iluminando meu caminho. À minha irmã Bruna, pela amizade e exemplo de dedicação que tem me dado todos esses anos. A toda minha família por acreditarem em minhas escolhas, apoiando-me e esforçando-se junto a mim.

Ao meu orientador, Professor Luis de Almeida Prado Bacellar, primeiramente pela amizade, e também pela paciência e presteza para a conclusão desta dissertação.

Ao Professor Paulo de Tarso Amorim Castro, pela coorientação e auxílio no decorrer do trabalho.

Ao Professor Cláudio Eduardo Lana, pela competência e dedicação, que foram tão importantes em minha vida acadêmica.

A Escola de Minas e ao Núcleo de Geotecnia (NUGEO) pelo ensino público e de qualidade.

A todos os bibliotecários do DEGEO, pela simpatia e por colaborarem com minha pesquisa nestes dois anos.

Aos amigos do NUGEO, pelo companheirismo, alegrias e momentos de descontração no decorrer do curso, principalmente à Tati, Naiara, Stefânia, Sylvinha, Lucas, Diego, Bruno e Evandro.

Aos amigos do DEGEO, Hortênsia, Larissa, Suzana, Raissa e Tiago. Sem vocês meus dias não seriam tão divertidos.

A todos os amigos da 1º turma de Geologia da UFES, que mesmo longe estiveram presente nesses últimos anos. É bom saber que sempre posso contar com vocês.

Aos amigos que me ajudaram em vários trabalhos de campo desta dissertação, principalmente à Simone, Matheus, Toninho, Tiago, Raissa, Tetelo, Nil e Bernardo. Sem vocês eu não teria conseguido chegar até o final com tanto entusiasmo.

Ao Matheus, pela compreensão, paciência, carinho e dedicação nos momentos difíceis, e principalmente pelo incentivo de seguir em frente e nunca desistir. Te amo!

A todos que de alguma forma contribuíram e torceram por mim para a conclusão de mais esta etapa.

As cabeceiras da bacia hidrográfica do alto rio das Velhas, no município de Ouro Preto, localizam-se entre a vertente norte da serra de Ouro Preto e sudoeste da serra de Antônio Pereira (Quadrilátero Ferrífero), ou seja, em região com elevada declividade e com canais de drenagens estreitos e encaixados. Além disso, a região apresenta cobertura superficial inconsolidada e relativamente delgada, com ocorrência de chuvas orográficas concentradas, favoráveis à possibilidade de desenvolvimento de movimentos de massa do tipo fluxo, embora não haja localmente registros dos mesmos no tempo histórico. Nos cursos d'água de bacias de baixa ordem da região ocorrem matacões angulosos de grandes dimensões, que seriam incompatíveis com o transporte fluvial devido à pequena largura dos canais. A área de trabalho está situada na Área de Proteção Ambiental da Cachoeira das Andorinhas (APA/CA), no Alto Rio das Velhas, com ocupação humana pouco expressiva, e unidades geológicas bem diferenciadas nas cabeceiras (Formações Moeda e Cauê, do Supergrupo Minas), o que possibilitou determinar a área-fonte dos clastos depositados ao longo dos cursos de cada bacia. Este trabalho teve como objetivo principal caracterizar os sedimentos ao longo das drenagens e nas encostas de pequenas bacias de cabeceira da área da APA/CA, para compreender quais processos geológicos predominaram no passado geológico recente, se aluviais ou gravitacionais. Os resultados de índices morfométricos, parâmetros hidrológicos e de análises de sedimentos de fundo coletados ao longo dos canais principais evidenciaram que fluxos de detritos ocorreram na região no passado geológico recente (Holoceno). Acredita-se que o procedimento metodológico adotado, com execução de levantamentos de campo e simples análises laboratoriais, mostrou bons resultados para analisar a suscetibilidade movimentos de massa torrenciais em regiões serranas, como as encontradas no Quadrilátero Ferrífero, com bom potencial de uso para outras regiões similares do país.

Abstract

The headwaters of the upper Velhas hydrographic basin, in Ouro Preto, is located between the north slopes Ouro Preto range and southwest of Antônio Pereira range (Iron Quadrangle), i.e, this area presents steep slopes and narrow and incised drainage channels. Furthermore, the region presents a thin unconsolidated cover and concentrated orographic rainfall that favours the developing of flow type mass movements, although there is not a historical record of them. In the low order streams of the basins occur large boulders, which are incompatible with the transport capacity of these channels. The study area is located in the Environmental Protection Area of Cachoeira das Andorinhas (APA/CA), in the Upper Velhas basin, revealing an inexpressive human occupation, and distinct geological units in the headwaters (Moeda and Cauê formations, Minas Supergroup), which allowed the determination of the source area of the clasts deposited over the drainage courses. This work aimed to characterize the sediments along the drainages and slopes of small headwater catchments of the Upper Velhas river region in order to understand which geological processes predominated in the recent geological past, whether alluvial or gravitational. The results of morphometrical and hydrological parameters and the analysis of bed load sediments and of large boulders settled along channel courses showed that torrential flows occurred in the geological past in the region (Holocene). We believe that the applied methodology, i.e., with the execution of field surveys and simple laboratory tests, showed good results to prove the susceptibility to torrential mass movements in mountainous regions, such as the found in the Iron Quadrangle, as well as in others similar regions of the country.

Lista de Figuras

CAPÍTULO 1

Figura 1.1: Localização da sub-bacia do rio das Velhas	7
Figura 1.2: Localização da área, situada no alto rio das Velhas, na porção sudeste da APA/CA.....	8
Figura 1.3: Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero.	10
Figura 1.4: Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero	11
Figura 1.5: Mapa geológico da área da APA/CA, na porção superior do alto rio das Velhas	12
Figura 1.6: O Supergrupo Rio das Velhas.	13
Figura 1.7: O Supergrupo Minas.....	16
Figura 1.8: Mapa geomorfológico da APA/CA.	18
Figura 1.9: Mapa de vegetação da APA/CA.....	22
Figura 1.10: Mapa pedológico da área da APA/CA.....	25

CAPÍTULO 2

Figura 2.1: Perfil longitudinal ao longo de um vale fluvial, das nascentes na região montanhosa até o seu deságue em lago ou oceano	28
Figura 2.2: Morfologia do canal fluvial e seus perfis longitudinais	31
Figura 2.3: Morfometria do canal de escoamento.....	33
Figura 2.4: Hierarquia fluvial definida por Strahler.....	34
Figura 2.5: Topossequência do sistema pedológico formado por Cambissolos Háplicos e desenvolvidos sobre xistos do Grupo Nova Lima	44
Figura 2.6: Zonas em um fluxo de detritos, com fluxo canalizado	49

Figura 2.7: Características granulométricas e morfológicas mais comuns dos fluxos detríticos de montante (d) para jusante (a).	51
Figura 2.8: Esquema com as relações entre o D_{50} , que representa o tamanho do grão apresentado por 50% de cada amostra, e a área de drenagem de bacias de regiões montanhosas.....	52

CAPÍTULO 3

Figura 3.1: Exemplo de segmento de canal amostrado.	58
Figura 3.2: Demonstração da medição da largura (a) e profundidade no canal de drenagem (b).	59
Figura 3.3: Medição da inclinação de segmento de canal.	59
Figura 3.4: Exemplos de segmentos de coleta de amostras, que foram classificados como de leito plano	60
Figura 3.5: Demonstração da coleta de sedimentos.	61
Figura 3.6: Localização das trincheiras escavadas ao longo de vertente na bacia do córrego São Bartolomeu.	63
Figura 3.7: Perfil de solo da trincheira 3 com a localização da linha de pedra.	64
Figura 3.8: Mapa de distribuição de pontos de coleta de dados nas bacias.....	65
Figura 3.9: Clastos agrupados em limites de classes de acordo com o eixo médio de cada clasto.....	66
Figura 3.10: Clastos separados através do método de peneiramento.	66
Figura 3.11: Padrões para determinar o grau de arredondamento dos clastos.....	68
Figura 3.12: Visualização da tabela Excel empregada para classificação granulométrica, textural e do grau de arredondamento das amostras.	68
Figura 3.13: Procedimento para a obtenção do diâmetro médio (D_{50}) de uma curva granulométrica.	69

Figura 3.14: Procedimento de coleta de blocos indeformado na camada de linha de pedras em trincheira.	71
Figura 3.15: Localização dos pontos de coleta de sedimentos sob matacões com tubos de PVC.....	71
Figura 3.16: Operação de coleta de amostra sob matacão de quartzito em barranco adjacente ao canal do córrego São Bartolomeu.	72
Figura 3.17: Exemplo de curva de calibração obtida através do protocolo SAR..	74
CAPÍTULO 4	
Figura 4.1: Localização das bacias selecionadas para o presente estudo.	77
Figura 4.2: Localização em mapa dos perfis topográficos longitudinais.	81
Figura 4.3: Perfis topográficos longitudinais dos canais de drenagem dos córregos São Bartolomeu, Cardoso e Rio das Velhas,	82
Figura 4.4: Composição dos clastos encontrados como sedimento de fundo nos córregos São Bartolomeu, Cardoso e cabeceiras do rio das Velhas.....	84
Figura 4.5: Relação entre a composição percentual dos clastos pela área de drenagem a montante nos córregos São Bartolomeu, Cardoso e no rio das Velhas.	85
Figura 4.6: Percentagem das classes de arredondamento dos clastos de sedimentos de fundo nos córregos São Bartolomeu, Cardoso e nas cabeceiras a montante do rio das Velhas	86
Figura 4.7: Relação entre o arredondamento de clastos de sedimentos de fundo e área de drenagem a montante no córrego São Bartolomeu, Cardoso e na porção selecionada do rio das Velhas.....	87
Figura 4.8: Exemplo dos três métodos de representação da distribuição granulométrica pela percentagem acumulada	89
Figura 4.9: Gráfico de distribuição de D_{50} para cada amostra e a respectiva área de drenagem a montante.....	89
Figura 4.10: Mapa de localização dos matacões encontrados na área de estudo.....	91

Figura 4.11: Matacões de quartzito encontrados ao longo dos córregos São Bartolomeu e Cardoso.	92
Figura 4.12: Exemplo de amostra de linha de pedra sob colúvio,	93
Figura 4.13: Percentagem das litologias das amostras de linha de pedras coletas nas trincheiras em encosta na bacia do córrego São Bartolomeu.	94
Figura 4.14: Percentagem das classes de arredondamento das amostras de linha de pedras coletas nas trincheiras em uma encosta do córrego São Bartolomeu.....	94
Figura 4.15: Curvas granulométricas das amostras de linha de pedra coletas nas trincheiras em uma encosta do córrego São Bartolomeu.	95
Figura 4.16: Relação entre a inclinação média do segmento do canal pela área de drenagem de cada ponto amostral no córrego São Bartolomeu, Cardoso e das cabeceiras do Rio das Velhas.....	96
Figura 4.17: Relação entre a largura do canal pela AD nos córregos São Bartolomeu, Cardoso e nas cabeceiras do rio das Velhas.	97
Figura 4.18: Relação entre o <i>stream power</i> e a AD para os córregos São Bartolomeu, Cardoso e cabeceiras do rio das Velhas.....	98
Figura 4.19: Seção pedológica de uma encosta na bacia do córrego São Bartolomeu.	100
Figura 4. 20: Representação das idades das amostras obtidas, e suas variações.	100

CAPÍTULO 5

Figura 5.1: Ilustração esquemática mostrando relações entre os processos dominantes em canais de cabeceiras de acordo com D_{50} e a área de drenagem.....	104
--	-----

Lista de Tabelas

CAPÍTULO 2

Tabela 2.1: Classificação dos movimentos de massa.....	40
--	----

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1: Número das peneiras utilizadas no estudo e a abertura em milímetros.	66
---	----

Tabela 3.2: Classificação granulométrica de Wentworth.....	68
--	----

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1: Valores preliminares para o cálculo dos índices morfométricos.	78
---	----

Tabela 4.2: Índices morfométricos calculados para as bacias selecionadas.	79
--	----

Tabela 4.3: Dose anual, paleodose média e idade média desde a última exposição solar das amostras coletadas no topo da camada de linhas de pedra.	99
--	----

Tabela 4.4: Dose anual, paleodose média e idade média desde a última exposição solar dos solos/sedimento sob os matacões.....	99
---	----

Lista de Símbolos, Nomenclatura e Abreviações

AD – Área de Drenagem.

APA/CA – Área de Preservação Ambiental da Cachoeira das Andorinhas.

APP – Área de Preservação Permanente.

CNPQ – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais.

D₅₀ – Diâmetro Médio.

Ga – Giga-anos.

ha – Hectares.

IGAM – Instituto Mineiro de Gestão de Águas.

IPHAN – Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas.

LOE – luminescência Oticamente Estimulada.

REAGEO – Instituto Geotécnico de Reabilitação do Sistema Encosta-Planície.

SAD-69 – *South American Datum 1969*.

SARs – *Single-Aliquot Regenerative-Dose*.

SIG – Sistema de Informação Geográfica.

UFOP – Universidade Federal de Ouro Preto.

UTM – *Universal Transverse Mercator*.

Lista de Anexos

Anexo I: Valores de D_{50} de cada ponto de amostragem das bacias a partir das curvas granulométricas e da área de drenagem à montante	123
Anexo II: Tabela de inclinação do canal e a área de drenagem.	125
Anexo III: Tabela de largura do canal e área de drenagem.	126
Anexo IV: Tabela apresentando os índices para o cálculo do <i>Stream Power</i>	127
Anexo V: Tabela do <i>stream power</i> e área de drenagem.	129

Sumário

Dedicatória	v
Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract	ix
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xiv
Lista de Símbolos, Nomenclatura e Abreviações	xv
Lista de Anexos	xvi
<u>CAPÍTULO 1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS</u>	
1.1 ORGANIZAÇÃO E CONTEÚDO DOS CAPÍTULOS	2
1.2 IMPORTÂNCIA DO TEMA	3
1.3 OBJETIVOS	5
1.3.1 Objetivos específicos	6
1.4 JUSTIFICATIVAS E HIPÓTESE DE TRABALHO	4
1.5 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	6
1.5.1 Localização da área de Estudo	6
1.5.2 Contexto Geológico	9
1.5.3 Geomorfologia	17
1.5.4 Cobertura Vegetal	21

1.5.5 Clima	22
1.5.6 Solos	23
1.5.7 Relações Pedo-Geomorfológicas.	25

CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 DEPÓSITOS FLUVIAIS	27
2.1.1 Canais de Cabeceiras	28
2.1.2 Morfologia de Canais	29
2.2 ANÁLISE MORFOMÉTRICA	32
2.2.1 Hierarquia Fluvial	34
2.2.2 Análise Linear da Rede Hidrográfica	34
2.2.3 Análise Areal das Bacias Hidrográficas	35
2.2.4 Análise Hipsométrica	36
2.3 STREAM POWER	37
2.4 DEPÓSITOS DE ENCOSTA	38
2.4.1 Colúvio	41
2.4.2 <i>Stone Line</i>	42
2.4.3 Depósito de Tálus	44
2.4.4 Fluxos de Detritos	45

CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	56
3.2 SELEÇÃO DE BACIAS	56
3.3 COLETA DE DADOS EM CANAIS FLUVIAIS	57
3.3.1 Parâmetros Analisados	57

3.3.2	Quantificação da Carga de Sedimentos	60
3.4	COLETA DE DADOS DE SEDIMENTOS DE ENCOSTA	62
3.5	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	65
3.5.1	Determinação do D ₅₀	69
3.6.	DATAÇÃO POR TERMOLUMINESCÊNCIA	70
3.6.1	Preparação das Amostras	72
3.6.2	Determinação da Dose Acumulada Natural ou Paleodose	72
3.7	ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	75
<u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS</u>		
4.1	REPRESENTIVIDADE DAS BACIAS SELECIONADAS	76
4.2	CARACTERÍSTICAS DAS BACIAS SELECIONADAS	76
4.3	MORFOMETRIA	78
4.4	PERFIS TOPOGRÁFICOS DOS CANAIS DE DRENAGEM	80
4.5	ANÁLISE EM CAMPO	82
4.6	ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DE SEDIMENTOS DE FUNDO	83
4.6.1	Composição Mineralógica e Litológica dos Clastos	83
4.6.2	Arredondamento dos Clastos	85
4.7	DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS CLASTOS DE SEDIMENTO DE FUNDO	88
4.8	LEVANTAMENTO DE MATAÇÕES EXPOSTOS NAS BACIAS	90
4.8.1	Colúvios	92
4.9	PARÂMETROS HIDROLÓGICOS	95

4.9.1 Inclinação Local do Curso D'água _____ 95

4.9.2 Largura do Canal _____ 96

4.9.3 *Stream Power* _____ 97

4.10 DADOS GEOCRONOLÓGICOS _____ 98

CAPÍTULO 5 - DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES

6.1 Sugestões para Pesquisas Futuras _____ 110

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS _____ 111

ANEXOS _____ 123

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Os movimentos de massa são cada vez mais frequentes e estão entre os fenômenos naturais mais catastróficos, em que podem ocorrer prejuízos significativos que envolvam inúmeras vítimas fatais e danos materiais expressivos. Os deslizamentos são desastres naturais que provocam o maior número de fatalidades, e dentre os tipos de movimentos de massa, o fluxo de detritos é um dos que acarreta maiores danos, devido à velocidade elevada com o deslocamento de grandes quantidades de material detrítico, geradores de energias extremamente elevadas (Santos, 2013).

Os estudos sobre riscos geológicos na região têm se concentrado nas zonas urbanas de Ouro Preto e Mariana (p. ex.: Carvalho, 1982; Sobreira, 1990; Sobreira, 1991; Sobreira, 2001) e só há um registro de fluxo de detritos, ocorrido na vertente sul da serra de Ouro Preto, na zona urbana da cidade homônima, e é caracterizado como um fluxo de lama induzido por atividade antrópica. Contudo, tal fato não elimina a possibilidade de ocorrência de fluxos de detritos na região em estudo, já que estes tendem a ocorrer em eventos climáticos extremos, de elevado tempo de recorrência, como se constata em outras regiões do Brasil e do mundo.

Com base nos estudos realizados até o momento, percebe-se que ainda há necessidade de maior conhecimento dos problemas que envolvem os movimentos de massa nas encostas, a fim de permitir a melhoria na qualidade das intervenções. Em especial, a necessidade de se compreender alguns tipos de movimentos pouco estudados, como é o caso dos fluxos detríticos em encostas.

Visando trazer alguma contribuição para a Geotecnia, neste trabalho procura-se avaliar a suscetibilidade a movimentos de massa do tipo fluxo, na região serrana de Ouro Preto, propondo uma nova metodologia para sua caracterização, conforme será exposto no decorrer do texto.

Este trabalho representa o resultado de pesquisa realizada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geotecnia (POSGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), ministrado na Escola de Minas, sob a responsabilidade do Núcleo de Geotecnia (NUGEO), visando à conclusão do Curso de Mestrado em Geotecnia. Esta pesquisa está inserida na área de concentração “Processos Geodinâmicos”, na linha de pesquisa denominada Geologia de Engenharia e Geotecnia Ambiental.

1.1 ORGANIZAÇÃO E CONTEÚDO DOS CAPÍTULOS

Esta pesquisa desempenha a continuidade de estudos que vem sendo efetuados na região do alto rio das Velhas (Monteiro da Silva, 2009; Freitas, 2010; Costa *et al.*, 2014), que focaram na caracterização hídrica e sedimentar de bacias geologicamente ou geomorfologicamente representativas. Nestes estudos surgiram algumas dúvidas em relação ao transporte de sedimentos ao longo das drenagens e nas encostas de pequenas bacias de cabeceira da região do alto rio das Velhas, que o presente projeto procura solucionar. Cabe salientar também que o tema deste projeto se enquadra nos objetivos do REAGEO do CNPQ.

O capítulo 1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS - aborda a importância de se compreender os movimentos de massa do tipo fluxo e algumas comprovações de que esses eventos possam ter ocorrido na região serrana de Ouro Preto, em um passado geológico recente, bem como os objetivos principais e específicos abordados aqui. Apresentam-se também todas as características físicas específicas da região da bacia do alto rio das Velhas, especificamente na APA/CA, que corresponde o local objetivo deste estudo.

O capítulo 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA - trata da conceituação dos depósitos fluviais e de encosta, que envolvem o assunto abordado em todo o trabalho; a avaliação da análise morfométrica para a aplicação na região de estudo e os movimentos de massa e seus diferentes tipos. Faz menção também à conceituação e características dos fluxos detriticos, que correspondem ao tema central da dissertação.

O capítulo 3 - MATERIAIS E MÉTODOS - relata todas as etapas para a elaboração do trabalho, desde a seleção da área de estudo, passando pela coleta de parâmetro e dados

nos canais fluviais, até os procedimentos para a execução dos ensaios em laboratório. Como análise complementar foi realizada a coleta de dados para datação por termoluminescência estimulada.

O capítulo 4 - RESULTADOS - enfoca os resultados apresentados pela análise morfométrica realizada, a caracterização dos clastos coletados nos canais de drenagem e os dados obtidos através das curvas granulométricas geradas, além de gráficos elaborados, a partir da coleta dos parâmetros hidrológicos na região de estudo. Também são apresentadas as idades dos sedimentos coletados ao longo de uma porção da área estudada, através da datação por termoluminescência.

No capítulo 5 - DISCUSSÕES DOS RESULTADOS - são realizadas as interpretações de cada resultado obtido e posteriormente a análise conjunta dos dados, com a possibilidade de estabelecer o processo atuante nos canais de drenagem da região de estudo.

O capítulo 6 - CONCLUSÕES - traz as conclusões relativas referentes às discussões obtidas no capítulo anterior, e também menciona as necessidades de avanço para o prosseguimento das pesquisas em relação aos movimentos de massa na região da APA/CA.

Ao final da dissertação encontram-se as REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS, e em ANEXOS são apresentados algumas tabelas relevantes.

1.2 IMPORTÂNCIA DO TEMA

Os movimentos gravitacionais de massa são processos estudados em todo o mundo, constituindo um antigo problema da humanidade. Têm sido muito estudados, em diversas áreas, porque são em grande parte responsáveis pela evolução das formas do relevo, além da possibilidade de causar danos socioeconômicos (Guidicini e Nieble, 1984).

Existem várias classificações para os movimentos de massa, e particularmente para os fluxos torrenciais, que constituem o tema principal deste trabalho. Estes fluxos

representam eventos geralmente catastróficos, afetam vidas, propriedades e o meio ambiente, provocando muitos danos e prejuízos em áreas rurais e urbanas. Estes fenômenos ocorrem de maneira natural nas encostas serranas, estando associado a condições topográficas, climáticas e geológicas (Gramani e Kanji, 2001).

Há alguns grupos de pesquisadores no Brasil que têm se dedicado ao estudo dos fluxos de detritos (Gramani, 2001; Avelar, 2003; Kanji *et al.*, 2003; Lopes, 2006; Correa *et al.*, 2009; Rocha, 2011). Dentre estes trabalhos, pôde-se perceber que acidentes com estes tipos de movimentos têm se repetido em regiões serranas do Brasil, como na Serra do Mar (Caraguatatuba e Serra das Araras em 1967; Nova Friburgo, Teresópolis e Petrópolis em 2011) e em Santa Catarina (Timbé do Sul, em 1995; Blumenau e Gaspar, em 2008). Contudo, estes grupos têm se concentrado no estudo da gênese e das consequências sociais e econômicas destes acidentes, baseando-se na análise de áreas extensas em mapas topográficos e imagens de satélite e em modelagens matemáticas.

Este estudo adota uma abordagem diferencial e inovadora em relação aos estudos existentes sobre fluxo de detritos, pois abrange pesquisas sobre as características e a distribuição espacial dos sedimentos transportados pelos canais de drenagem de regiões montanhosas, objetivando-se estabelecer quais processos de transporte predominaram no passado geológico recente, se fluviais ou gravitacionais.

1.3 JUSTIFICATIVAS E HIPÓTESE DE TRABALHO

A região estudada está situada nas cabeceiras da bacia hidrográfica do alto rio das Velhas, no município de Ouro Preto, localizada entre a vertente norte da serra de Ouro Preto e sudoeste da serra de Antônio Pereira, ou seja, em área de elevada declividade e com canais de drenagens estreitos e encaixados. Estas características, aliadas aos altos índices pluviométricos anuais e à cobertura superficial inconsolidada, e relativamente delgada, indicam a possibilidade de desenvolvimento de movimentos de massa do tipo fluxo.

Além disso, foi observada com certa frequência (Bacellar, 2006; Silva *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2009; Andrade *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2011; Silva *et al.*, 2012; Freitas e

Bacellar, 2013; Costa *et al.*, 2013), através de trabalhos de campo, a aglomeração de grandes matacões em calhas de pequenas drenagens, no sopé das serras e em rampas de colúvios nas encostas, transportados por centenas de metros desde a área-fonte. Supõe-se que parte desta carga tenha sido transportada por movimentos de massa, possivelmente por fluxos de detritos (*debris flows*).

Acredita-se que os resultados desta pesquisa possibilitarão avaliar a suscetibilidade a acidentes geológicos catastróficos nesta região. Cabe destacar que as características do meio físico desta região se repetem em muitas das serras do Quadrilátero Ferrífero, algumas inclusive, sob densa ocupação humana. Espera-se que, através deste trabalho, possa haver uma evolução no tema sobre movimentos de massa torrenciais em regiões montanhosas, que é de extrema importância para o Quadrilátero Ferrífero, assim como para outras regiões do país.

Os movimentos de massa do tipo fluxo de detritos são eventos com alto potencial destrutivo, podendo tornar as áreas adjacentes a regiões montanhosas com altos índices pluviométricos vulneráveis a este fenômeno. Estes eventos apresentam elevados tempos de recorrência e muitas áreas com tais características podem ser suscetíveis aos mesmos, ainda que não haja registros históricos de sua ocorrência.

Portanto, a hipótese norteadora deste trabalho é que as análises sedimentológica do material de fundo de canais fluviais e de sedimentos de encosta podem constituir boa ferramenta para averiguar a suscetibilidade a fluxos de detritos em regiões montanhosas.

1.4 OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo principal a avaliação da suscetibilidade a movimentos de massa torrenciais da região serrana do alto rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, especialmente por fluxos de detritos, através do estudo de sedimentos em canais fluviais e sua relação com os depósitos de encosta.

1.3.1 Objetivos específicos

Como objetivos específicos pretendem-se:

- Avançar no estudo da caracterização de sedimentos fluviais depositados por fluxos torrenciais;
- Classificar os sedimentos de fundo dos canais de algumas bacias pré-selecionadas na região do alto rio das Velhas, em relação à composição e ao arredondamento;
- Gerar curvas granulométricas dos sedimentos de fundo dos canais principais para as mesmas bacias, com a finalidade de observar o comportamento do material, de montante a jusante;
- Calcular o *stream power* para estas bacias, na tentativa de mensurar a variação de competência de fluxo ao longo das drenagens;
- Realizar a datação de sedimentos da região do alto rio das Velhas, com a possibilidade de estimar a data de deposição do colúvio e depósito de tálus;
- Propor uma metodologia alternativa de caracterização de áreas suscetíveis a fluxos torrenciais em regiões montanhosas, baseadas em levantamentos expeditos de campo.

1.5 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

O trabalho a ser apresentado está compreendido na APA/CA, que está inserida no contexto da sub-bacia hidrográfica do alto rio das Velhas. A seguir serão apresentadas as principais características da região.

1.5.1 Localização da Área de Estudo

A sub-bacia hidrográfica do alto rio das Velhas localiza-se no Quadrilátero Ferrífero, no centro sul de Minas Gerais. O rio das Velhas é um afluente da margem direita do rio

São Francisco (Figura 1.1). A área estudada está situada na parte sudeste da APA/CA, no município de Ouro Preto, MG (Figura 1.2) e abrange a região formada pelas serras de Ouro Preto (sul) e Antônio Pereira (nordeste), no Anticlinal de Mariana (Door, 1969).

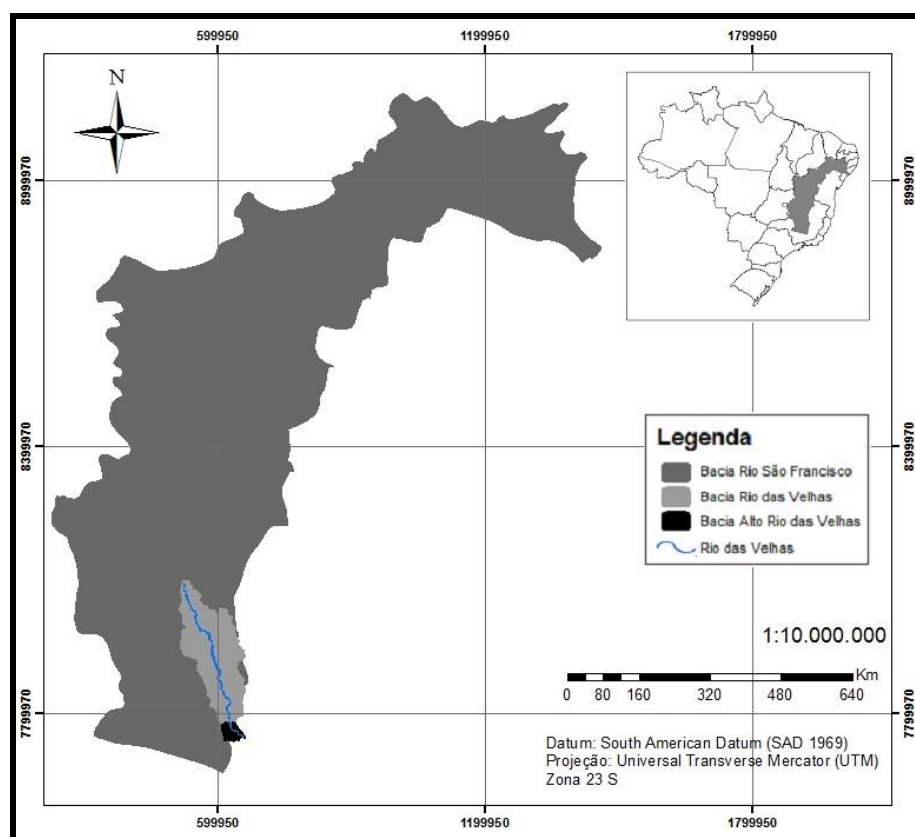


Figura 1.1: Localização da sub-bacia do rio das Velhas, em relação ao território nacional.

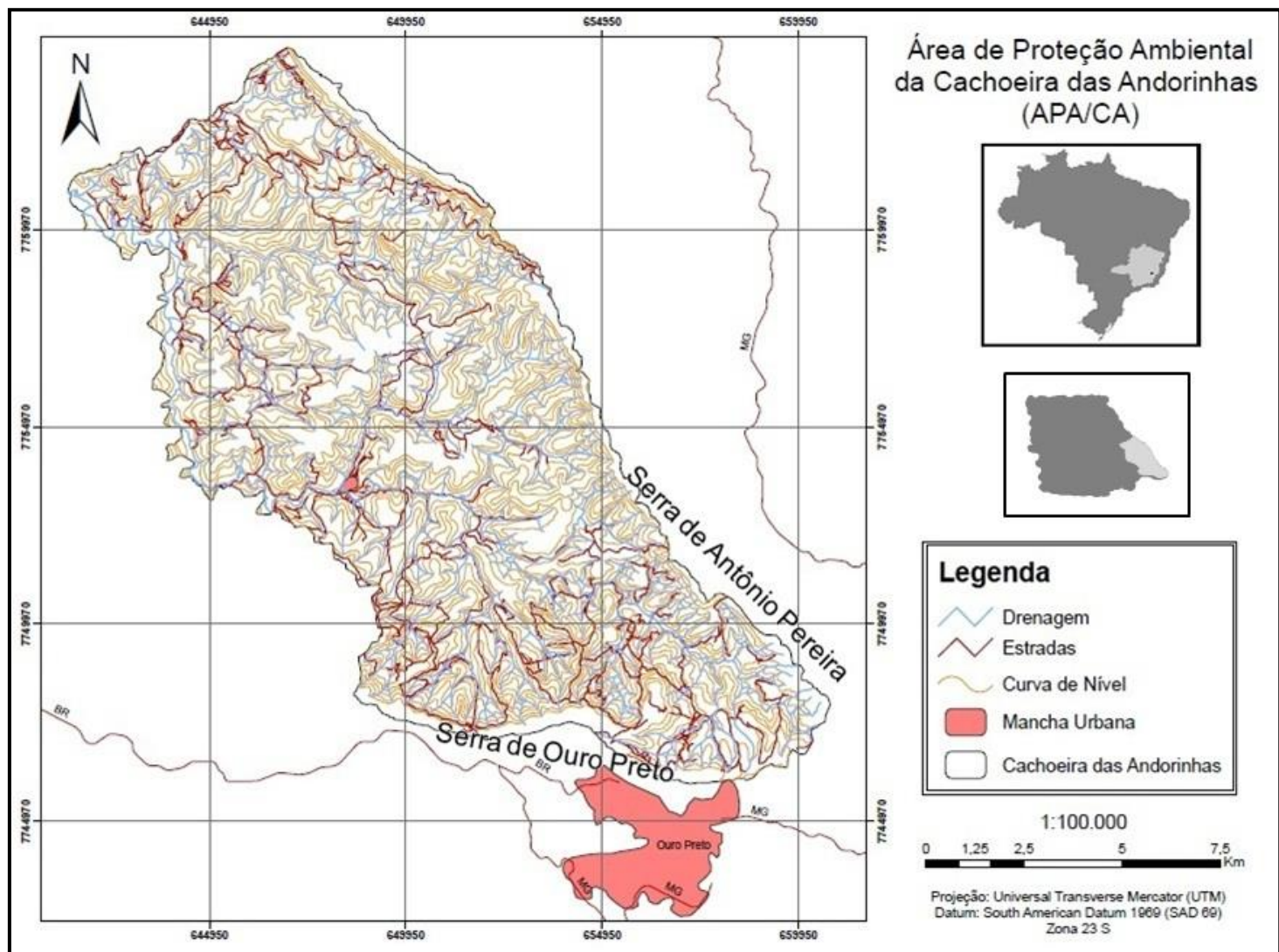


Figura 1.2: Localização da área, situada no alto rio das Velhas, na porção sudeste da APA/CA, próximo ao município de Ouro Preto.

A APA/CA possui uma área total de 18.700 hectares. Esta região constitui patrimônio natural e reconhecido valor histórico, cultural, paisagístico e turístico e de rara beleza cênica. Insere-se na vertente norte da serra de Ouro Preto, cuja vertente sul, tombada pelo IPHAN emoldura o entorno da cidade de Ouro Preto. É, também, uma área de relevante importância hídrica, pois nela se localizam as nascentes orientais do rio das Velhas (UFV/IEF, 2005).

1.5.2 Contexto Geológico

O Quadrilátero Ferrífero é formado por um conjunto de serras que se assemelham ao formato geométrico aproximado a um quadrado, sendo suas principais feições estruturais o Sinclinal da Moeda, Sinclinal Dom Bosco, Anticlinal de Mariana, e o Homoclinal da Serra do Curral (Varajão *et al.*, 2009).

O Anticlinal de Mariana é a principal estrutura geológica na área de estudo, compreendendo a cabeceira do rio das Velhas. O anticlinal encontra-se erodido no seu eixo e preservado nos flancos nordeste (Serra de Antônio Pereira) e sul (Serra de Ouro Preto). Na região do anticlinal ocorre um grande número de falhas de empurrão, que condicionaram a geometria e morfologia das estruturas mega, meso e microscópicas (Nalini Jr, 1993).

A região do alto rio das Velhas constitui-se de rochas arqueanas do Supergrupo Rio das Velhas, secundariamente, rochas proterozóicas do Supergrupo Minas e sedimentos cenozóicos (Figuras 1.3, 1.4 e 1.5).

i. Supergrupo Rio das Velhas

Com base nos levantamentos de Dorr *et al.* (1957) a APA/CA é constituída predominantemente pelo Supergrupo Rio das Velhas, que ocupa mais de 85% de sua área (Figura 1.5). Esta unidade é composta por uma sequência vulcano-sedimentar de idade aproximada entre 2,6 e 2,7 Ga (Alkmim e Marshak, 1998).

De acordo com Baltazar *et al.* (2005), o Supergrupo Rio das Velhas é formado pelos grupos Quebra Osso, Nova Lima e Maquiné, que por sua vez são compostos pelas formações e unidades que são apresentadas na Figura 1.6.

O Grupo Nova Lima consiste principalmente de xisto verde metassedimentar e metavulcânico e filito com intercalações de quartzito, grauvaca, dolomito, talco xisto e formação ferrífera. Na região da APA/CA são encontradas apenas quatro das 12 unidades do Grupo Nova Lima, que serão apresentadas a seguir, conforme as considerações de Baltazar *et al.* (2005):

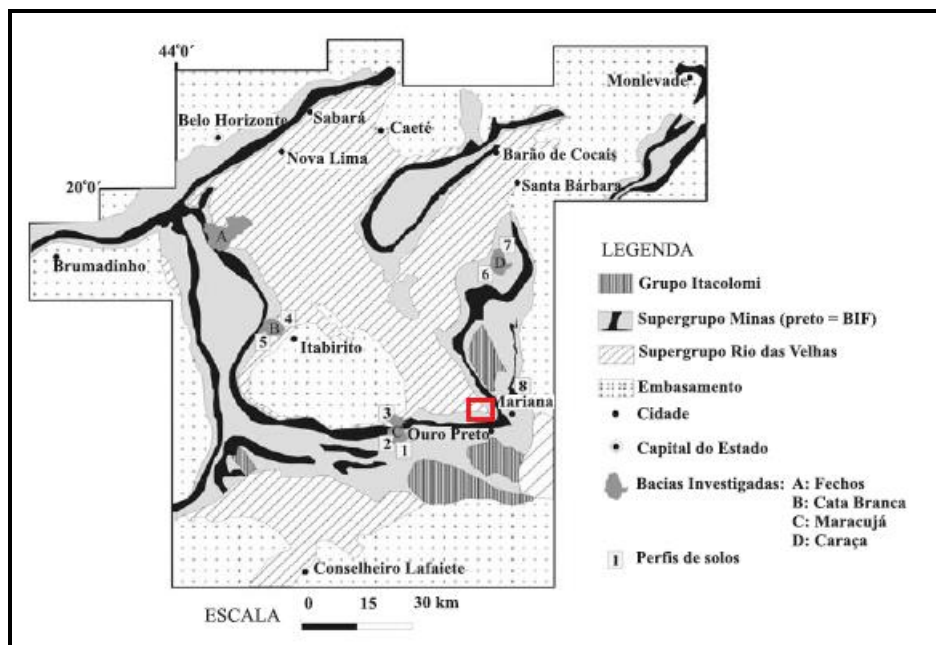


Figura 1.3: Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, destacando-se em vermelho a área estudada (Alkmim e Marshak, 1998).

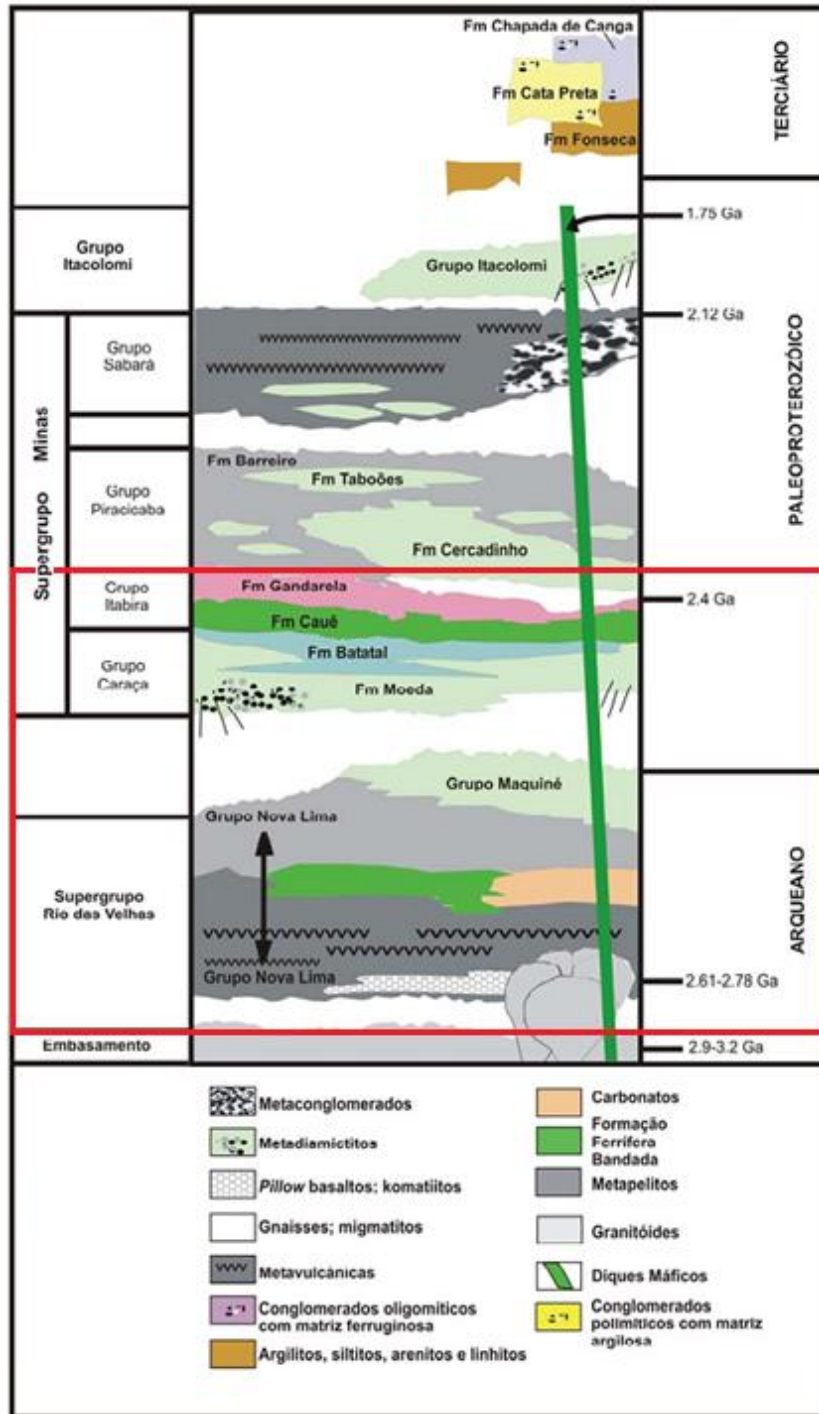


Figura 1.4: Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, destacando-se em vermelho as unidades que compõe a região do alto rio das Velhas. (Alkmim e Marshak, 1998).

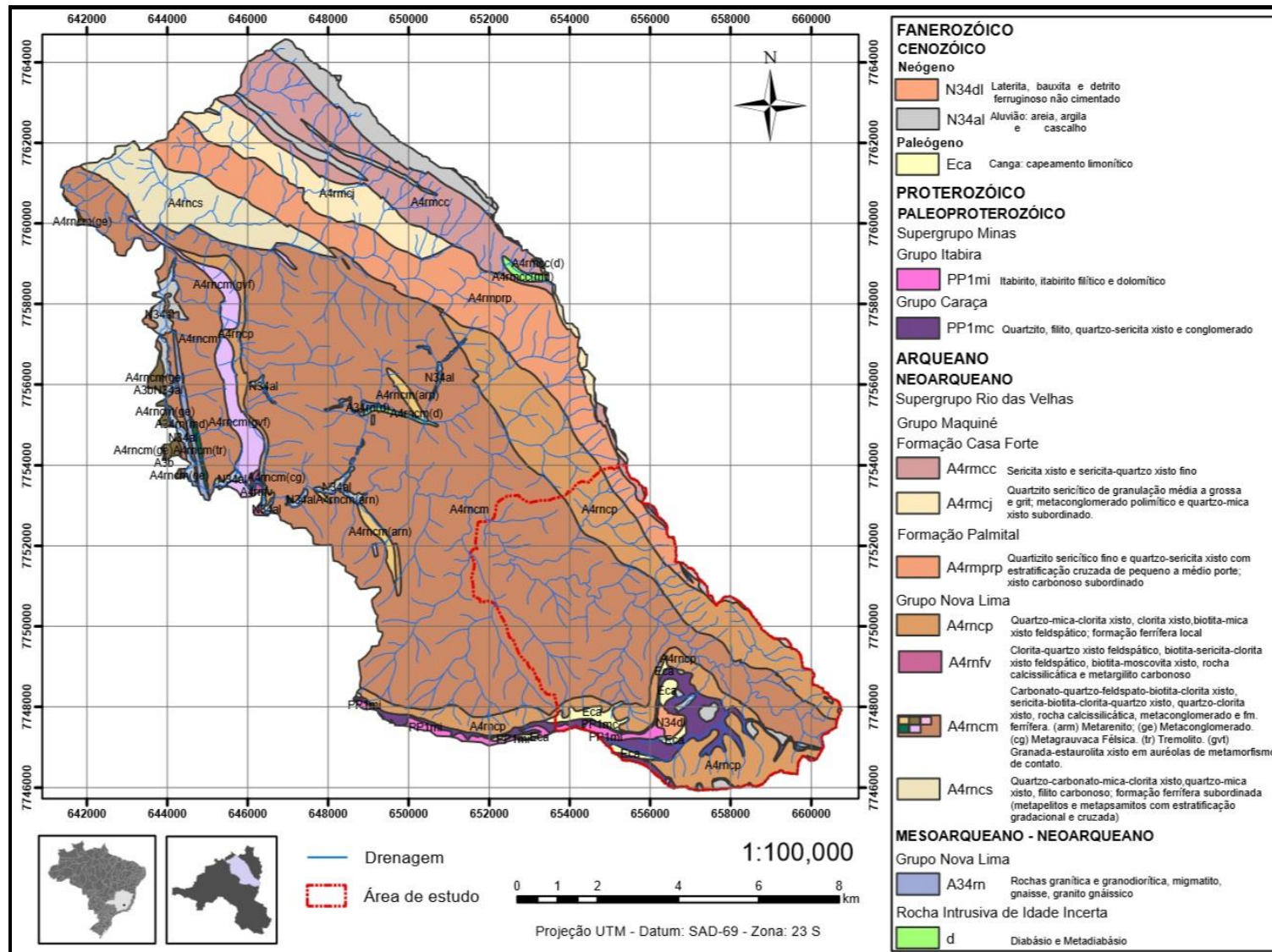


Figura 1.5: Mapa geológico da área da APA/CA, na porção superior do alto rio das Velhas (Lobato *et al.*, 2005).

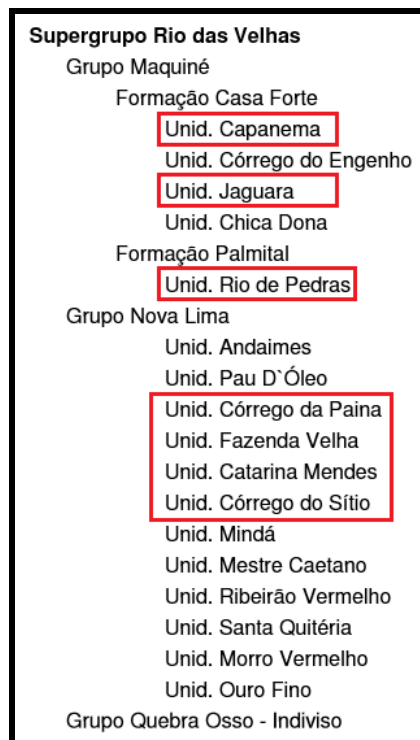


Figura 1.6: O Supergrupo Rio das Velhas, destacando-se em vermelho as unidades presentes na área de estudo (Modificado de Baltazar *et al.*, 2005).

- **Unidade Córrego do Sítio:** ocorre apenas na região noroeste da área de estudo. Predominam quartzo-carbonato-mica-clorita e quartzo-mica xistos, filitos carbonosos; formação ferrífera subordinada e sericita-quartzo xistos. Representam metapelitos e metapsamitos, em parte carbonosos, com estratificação gradacional e cruzada preservadas, e com sedimentos químicos subordinados.
- **Unidade Catarina Mendes:** abrange a maior parte da região da APA/CA, compreendendo toda porção central e leste. Seus principais litotipos são: carbonato-quartzo-feldspato-biotita-clorita, sericita-biotita-clorita-quartzo e quartzo-clorita xistos, rocha cálcio-silicática, metaconglomerados e formação ferrífera, com quartzitos subordinados; granada-estaurolita xistos em auréolas metamórficas em torno do Complexo Bação. Representam metagrauvas com rochas carbonáticas, metarenitos e metargilitos subordinados, com metaconglomerados e tremolita xistos locais. Nas

metagrauvasas são comuns estratificação cíclica e gradacional e estratificação plano-paralela e cruzada.

- **Unidade Fazenda Velha:** unidade pouco expressiva, ocorrendo apenas em pequenas regiões no limite oeste da região de estudo. Incluem xistos feldspáticos a clorita-quartzo e biotita-sericita-clorita, biotita-moscovita xistos; rocha cálcio-silicática e metargilitos carbonosos. Representam metapsamitos e metapelitos, com estruturas sedimentares preservadas como estratificação gradacional e cruzada de pequeno porte. Lentes de rocha cálcio-silicática e metargilito carbonoso são comuns.
- **Unidade Córrego da Paina:** ocorre nas porções sul e leste da APA/CA, e em menores proporções na região oeste. Constitui-se de quartzo-mica-clorita e clorita xistos; biotita-moscovita xistos feldspáticos e formação ferrífera subordinada. Representam metargilitos, metassiltitos, metassiltitos arenosos e metagrauvasas com sedimentos químicos locais.

As três últimas unidades, Catarina Mendes, Fazenda Velha e Córrego da Paina, contêm paragêneses minerais metamórficas indicativas de condições da fácies anfibolito, e representam sequências sedimentares de turbiditos equivalentes às unidades Córrego do Sítio e Mindá, porém em ambiente e grau metamórfico diversos.

O Grupo Maquiné, definido por Dorr II *et al.* (1957), é composto pelas formações Palmital (O'Rourke, 1957), basal, e Casa Forte (Gair, 1962), de topo.

- **Formação Palmital:** apresenta apenas a unidade Rio de Pedras composta por quartzitos variavelmente sericíticos, quartzo-sericita xistos e xistos carbonosos subordinados, representando metarenitos, metagrauvasas e metargilitos, com estratificação cruzada preservada de pequeno a médio porte. Foi interpretada como uma sequência de turbiditos, transicionais para as grauvasas vulcanogênicas da unidade Mestre Caetano, que por sua vez são relacionadas à associação de litofácies vulcanoclástica (Baltazar *et al.*, 2005). Na região de estudo está presente na Serra de Antônio Pereira.

- **Formação Casa Forte:** corresponde a rochas metassedimentares interpretadas como depósitos aluvial-fluviais de um sistema de rios entrelaçados (Zucchetti e Baltazar, 2000; Baltazar e Zucchetti, 2005). Foi subdividida por Lobato *et al.* (2005) em quatro unidades (Figura 1.6), sendo que na região da APA/CA ocorrem apenas as duas descritas a seguir:
 - Unidade Jaguará: interpretada como depósitos aluvial-fluviais distais de um sistema de rios entrelaçados. Constitui-se de quartzitos sericíticos de granulação média a grossa, *grit* e metaconglomerados polimíticos e quartzo-mica xistos subordinados (Lobato *et al.*, 2005). Ocorrem em pequenas regiões nas porções norte e leste.
 - Unidade Capanema: também interpretada como depósitos aluvial-fluviais distais de um sistema de rios entrelaçados. Seus litotipos principais são: sericita e sericita-quartzo xistos de granulação fina, com estratificação gradacional e cruzada preservadas (Lobato *et al.*, 2005). Está presente na região norte da APA/CA e em pequenas porções na região leste.

ii. Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas é uma unidade metassedimentar sobreposta discordantemente às camadas do Supergrupo Rio das Velhas. As rochas do Supergrupo Minas resistem à erosão e, desse modo, formam serras que se destacam acima das regiões inferiores menos resistentes do embasamento (Alkmim e Marshak, 1998).

As rochas desta unidade ocupam uma extensão muito menor na área da APA/CA, mas constituem importantes elementos da paisagem, formando a extensa crista divisora com orientação O-E, na Serra de Ouro Preto, e de direção NO-SE na Serra de Antônio Pereira (Figura 1.5).

O Supergrupo Minas é composto (Dorr, 1969) por três grupos, Caraça, Itabira e Piracicaba (Figura 1.4 e 1.7), dos quais ocorrem na área estudada apenas os dois primeiros.

- O Grupo Caraça engloba duas formações, chamadas Moeda e Batatal, porém na região de estudo é possível observar apenas o grupo Caraça indiviso, que se encontra em pequenas áreas, pouco significativas, no extremo norte da APA/CA, formando cristas rochosas. É constituído de quartzitos, filitos, quartzo-sericita xistos e conglomerados.
- O Grupo Itabira encontra-se indiviso na área em estudo, em outros locais do Quadrilátero Ferrífero o grupo é composto pelas formações Cauê e Gandarela. As rochas deste grupo ocorrem na Serra de Ouro Preto, marcando o limite sul da área estudada. É formado por itabiritos, itabiritos filíticos e dolomíticos.

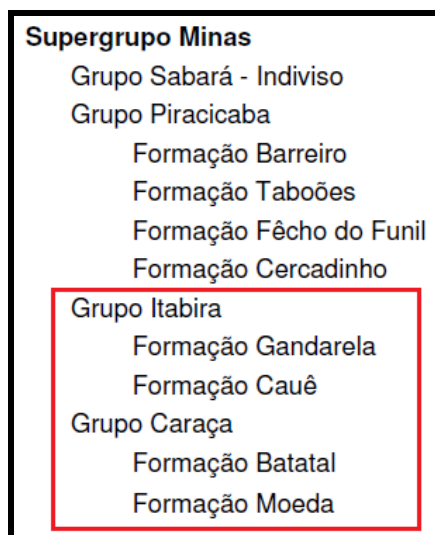


Figura 1.7: O Supergrupo Minas, destacando-se em vermelho as unidades presentes na área de estudo (Modificado de Baltazar *et al.*, 2005).

iii. Depósitos Sedimentares

Sedimentos cenozóicos são comuns na região do Quadrilátero Ferrífero preenchendo pequenas bacias tectonicamente controladas, de ampla distribuição geográfica. São datados entre o Paleógeno e o Neógeno:

- Chapadas de Canga são depósitos elúvio-colúviais cenozoicos, referidos ao período Paleógeno (Dorr, 1969). Constituem capeamento limonítico, contendo seixos, calhaus e matações de formação ferrífera e, localmente, de hematita. Esses depósitos ocorrem em pequenas áreas na região sul-sudeste, na Serra de Ouro Preto, sobre rochas itabiríticas, formando solos rasos e concrecionários, resistentes à erosão.
- Sedimentos pleistoceno-holocênicos são representados por depósitos aluvionares de areia, argila e cascalho ao longo dos rios principais e distribuídos por toda a área. Há também depósitos superficiais lateríticos e bauxíticos em colúvios ou *in situ*, derivados de materiais itabiríticos intemperizados e transportados.

1.5.3 Geomorfologia

Por se situar no interior do Quadrilátero Ferrífero, a bacia do alto rio das Velhas possui um relevo marcado por forte condicionamento geológico e por erosão diferencial, devido às diferentes litologias, com diferentes resistências ao intemperismo (Varajão, 1991).

A APA/CA apresenta altitudes variando de 920 metros nas margens do rio das Velhas até 1754 metros nas cristas mais elevadas, com altitude média de 1168 metros. A declividade média da APA/CA é de 14,9°, chegando a 65,2° nas áreas mais declivosas. A rede de drenagem é fortemente encaixada, e compreende alguns dos principais rios e córregos formadores da bacia do rio das Velhas, em sua porção mais a montante (UFV/IEF, 2005).

O conjunto das formas de relevo existentes na área possibilitou a divisão em seis unidades geomorfológicas principais, que refletem condicionantes litológicos e a evolução da paisagem (Figura 1.8). A seguir são discutidas, com base no relatório do Instituto Estadual de Florestas elaborado pela Universidade Federal de Viçosa (UFV/IEF, 2005), as principais características e área de ocorrência de cada unidade geomorfológica mapeada.

i. Planícies fluviais com sedimentos aluviais indiscriminados

Correspondem às terras baixas e parcialmente inundáveis, em áreas com altitude e declividade médias de 985 metros e 6°, respectivamente (Figura 1.8), abrangendo 2,3 % da área total da APA/CA. São basicamente formadas por planícies de acumulação, que retém a carga detrítica transportada e depositada pelos rios em épocas de cheia.

Os sedimentos predominantes são siltosos e arenosos, com abundantes lentes de cascalho, de onde se extraia o ouro aluvionar na região. Na parte superior, é comum a deposição de material argiloso, de cores avermelhadas e alaranjadas, onde o rio das Velhas corre bem encaixado em vales, sendo estas ocorrências muito pontuais, não mapeáveis na escala adotada.

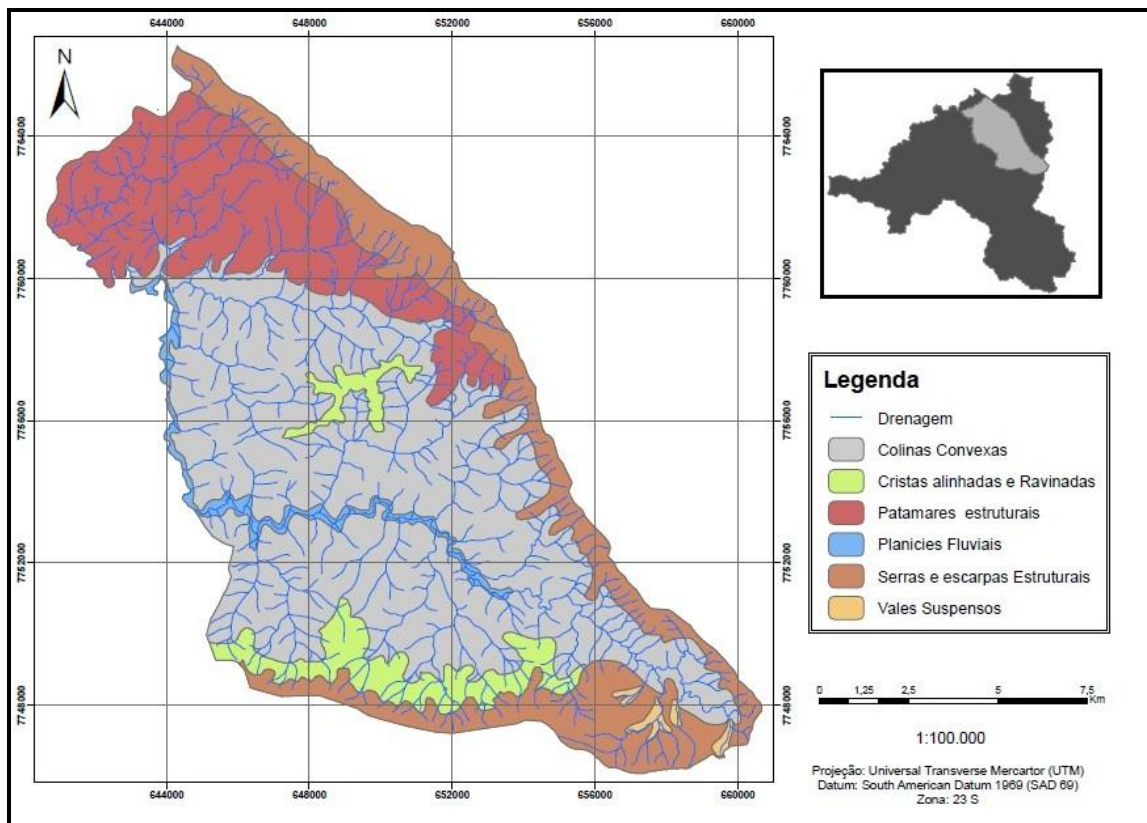


Figura 1.8: Mapa geomorfológico da APA/CA (UFV/IEF, 2005).

ii. Colinas convexas do alto rio das Velhas

Formam o compartimento embutido entre a vasta moldura quartzítica/ itabirítica que engloba a bacia do alto rio das Velhas, sendo intensamente dissecada em colinas de xistos do Grupo Nova Lima, ora mais convexas, ora mais alinhadas, com interflúvios mais tabulares (Figura 1.8). Nos últimos, ocorrem latossolos bem profundos, que funcionam como grandes áreas de recarga da bacia, pela capacidade de infiltração e boa permeabilidade e profundidade.

É a maior unidade geomorfológica na APA/CA, ocupando 52,4 % da área. Apresenta altitudes variando de 920 a 1283 metros, com média de 1108 metros. A declividade média destas áreas é de 14,3°.

iii. Cristas alinhadas e ravinadas

Ocupam aproximadamente 6,7% da APA/CA, apresentando altitude e declividade média de 1243 metros e 15,8°, respectivamente. Compreendem os relevos dissecados sob forte controle estrutural, alinhadas em direções NE/SW e NW/SE dominantes, situadas nas bordas ravinadas entre as escarpas quartzíticas/ itabiríticas, e as colinas e morros embutidos abaixo, onde a dissecção é homogênea. Este relevo fortemente dissecado, estrutural, é resultado da retomada erosiva e instabilidade dos taludes que ligam as escarpas às colinas embutidas, denotando fase de erosão agressiva, quando boa parte do manto intemperizado foi removido.

São comuns geoformas voçorocadas e intensamente ravinadas em pastagens degradadas, principalmente próximas à calha do rio das Velhas. É, portanto, uma unidade geomorfológica frágil e instável sob ação antrópica. Em função da declividade, devem ser respeitadas como APP ou mantidas sob reserva legal, pois predominam nesta unidade matas de candeias de excepcional desenvolvimento e ricas em biodiversidade.

iv. Serras e escarpas estruturais

Constituem o contorno ou moldura fundamental do relevo da APA/CA, evidenciado por estreito controle geológico e estrutural, sendo predominantemente constituídos de encostas de quartzitos da Formação Moeda e itabiritos da Formação Cauê, aflorantes nas bordas erodidas das anticlinais do alto rio das Velhas. Esta unidade engloba as serras mais elevadas que marcam os limites sul e leste da APA/CA, sendo constituídas por materiais quartzosos, muito resistentes ao intemperismo químico. Ocupam 18% da região e ocorrem em cotas que variam de 1120 a 1754 metros de altitude, é também a área que apresenta a maior declividade média da APA/CA, com valores que chegam a 65,2° em função das imponentes escarpas presentes.

v. Patamares estruturais em rochas quartzíticas

São áreas estruturalmente controladas, onde se observa a espessa acumulação de materiais quartzosos provenientes do intemperismo das cristas circundantes, formando patamares aplainados de extensão variável, interrompidos por cristas estruturais. Constitui a segunda maior unidade geomorfológica na área de estudo, ocupando 19,8 % da APA/CA. Esta unidade ocorre no extremo norte da área de estudo, com altitudes que chegam a 1430 metros e declividade média de 13,9 °.

Na borda setentrional da APA/CA, a fraca declividade dos estratos horizontais/ sub-horizontais dos quartzitos do Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Maquiné) formam níveis escalonados, em degraus, de extensos patamares quartzíticos, filíticos e conglomeráticos.

vi. Vales suspensos

Áreas de vales suspensos são regiões onde condições de depressão estrutural local condicionam sedimentação silto-argilosa até cascalhenta, com predomínio de Neossolos Flúvicos e Gleissolos. Constituem a menor unidade geomorfológica da APA/CA, ocupando apenas 0,68 % da área, apresentando declividade média de 10°. Concentram-

se na porção sudeste, onde estão localizadas inúmeras nascentes do rio das Velhas, próximo a Cachoeira das Andorinhas.

1.5.4 Cobertura Vegetal

A maior parte das cabeceiras do alto rio das Velhas é ocupada por Mata Atlântica, sobre rochas do Grupo Nova Lima, ao passo que nas zonas de maior altitude, com quartzitos e formações ferríferas, predominam campos rupestres (UFV/IEF, 2005). É possível destacar algumas fitofisionomias como: florestas semidecíduais, campos rupestres, cerrados, campos de canga, além de áreas úmidas e áreas antropizadas (Figura 1.9).

Do total de 18.500 ha da APA/CA, cerca de 11.100 ha (60%) correspondem a áreas de Floresta Estacional Semidecidual, em boa parte fora das unidades de conservação definidas na área (5.033 ha).

No que concerne aos Campos Rupestres, os 2.034 ha totais presentes na APA/CA são correspondentes a 11% da região, embora se apresentem antropizados, em maior ou menor grau, sendo até mesmo submetidos a uso de silvicultura.

O Campo Rupestre com arbustivas (com fitofisionomia de cerrado) encontra-se em sua totalidade fora das unidades de conservação já definidas, e cobrem 2,4% da APA/CA, e os Campos de Canga (0,4% da área) são inteiramente abrangidos pela Reserva Biológica da Serra da Brígida, antiga área de extração de bauxita, e fortemente impactada no passado.

Pequenas áreas de campos úmidos (campos hidrófilos) ocorrem na APA/CA com pouco mais de 0,2%, formando um núcleo contínuo rico em diversidade e importante por abrigar espécies adaptadas ao hidromorfismo e deficiência de oxigênio.

As áreas definidas no mapeamento como Antrópicas totalizaram 4820 ha, 26% do total da APA/CA. Na maior parte, encontram-se inseridas no ecossistema de Florestas Estacionais, mas também ocorrem de forma significativa nas formações campestres.

No decorrer do século XX, sobretudo na sua segunda metade, várias áreas de mata nativa foram devastadas e substituídas por plantações de eucalipto (Monteiro da Silva,

2009). Ao longo desse século continuou o aumento da área de pastagens e plantações agrícolas em detrimento das áreas de mata nativa. Atualmente, problemas ambientais como queimadas frequentes durante os períodos de estiagem, a extração ilegal de espécies vegetais, especialmente de candeia, e a expansão urbana desordenada fazem-se sentir em toda a APA/CA (Monteiro da Silva, 2009).

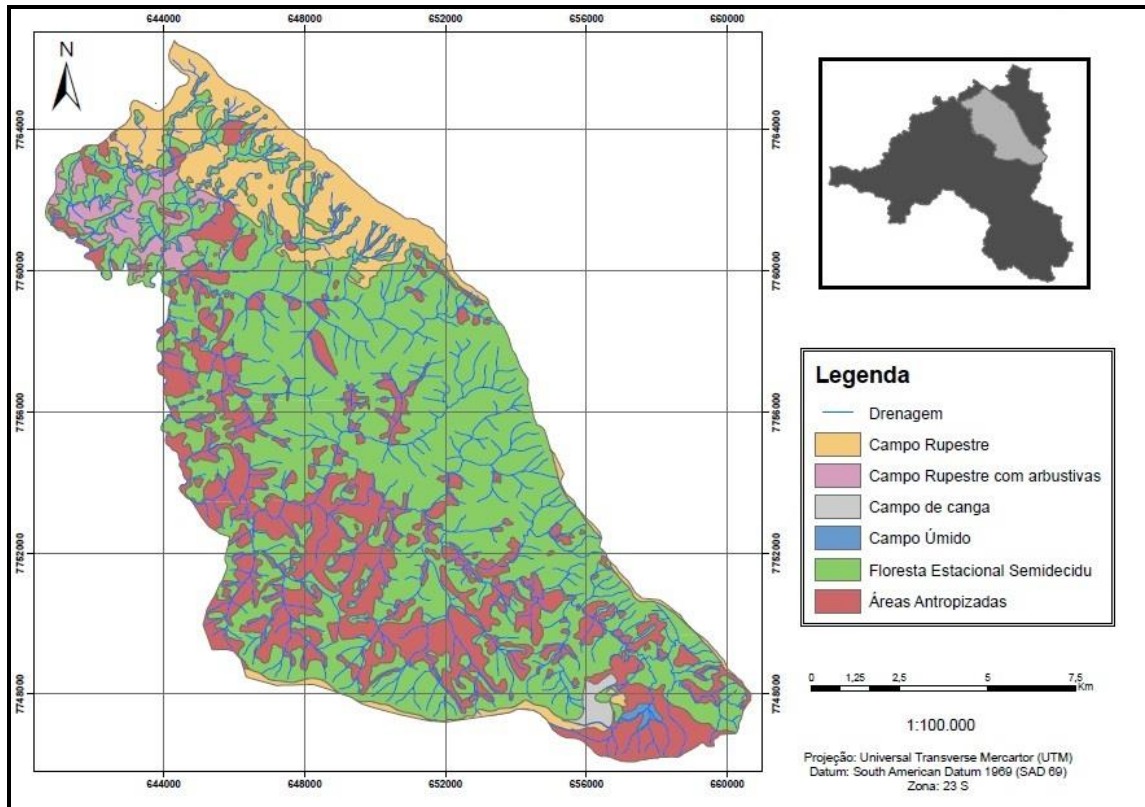


Figura 1.9: Mapa de vegetação da APA/CA (UFV/IEF, 2005).

1.5.5 Clima e Paleoclima

De acordo com a classificação de Köppen (Ayoade, 1991), predominam dois tipos climáticos na região: o tropical de altitude, nas áreas serranas, mais elevadas, e o tropical, nas áreas de menor altitude.

O clima tropical de altitude predomina, principalmente, nas regiões leste e sul da bacia, onde estão as áreas mais montanhosas, de serras e escarpas estruturais. Este clima é

caracterizado por médias térmicas anuais entre 19°C e 27°C e precipitação média em torno de 1500 mm anuais, sendo que as chuvas tendem a se concentrarem no verão. O clima tropical tem como principal característica a ocorrência de duas estações bem definidas: uma chuvosa, no verão, e outra seca, no inverno. A precipitação média anual fica entre 1000 mm e 2000 mm e a temperatura média anual entre 19°C e 28°C (UFV/IEF, 2005).

Para entender melhor as questões climáticas da região é importante conhecer as variações climáticas do passado recente, que se baseia em estudos paleoclimáticos da área em estudo. Ao analisar alguns trabalhos sobre o tema identificou-se o estudo de Parizzi (1993), que realizou análises palinológicas na Lagoa Santa, próximo a Belo Horizonte (MG), na sub-bacia do médio rio das Velhas.

De acordo com a autora mencionada anteriormente, entre 7000 e 15000 anos AP a maior parte do Brasil Central aparentava clima mais seco que o presente. Entre 7000 a 5000 anos AP inicia-se uma transição para fase mais úmida com ocorrência de chuvas que causaram deslizamentos na área da Lagoa Santa. Assume-se que estes dados são relevantes para o presente trabalho, devido à proximidade geográfica entre a área estudada e Lagoa Santa.

1.5.6 Solos

Na área do projeto de pesquisa, ou seja, nas bacias de cabeceiras, predominam solos com horizonte B incipiente (Figura 1.10), como os Cambissolos Háplicos (CXbd) e húmicos (CHd), representando mais de 65% em área, principalmente sobre xistos do Grupo Nova Lima (UFV/IEF 2005). Os Cambissolos, por serem solos rasos, predominam em áreas de maior declividade e são também bastante suscetíveis à erosão (EMBRAPA, 1999).

Contrariamente ao usualmente relatado, estudos em desenvolvimento na área (Silva *et al.*, 2009; Freitas, 2010; Costa *et al.*, 2014) revelam solos relativamente espessos para a classe, o que pode ser explicado pela cobertura vegetal fechada, com densa trama de raízes, que dificulta sua erosão. Ao analisar perfis de solo no campo e sua

microestrutura em lâminas delgadas, Costa *et al.* (2014) relata que os cambissolos exibem um nível de pedra (*stone line*) que separa um horizonte incipientemente desenvolvido sobre colúvio (horizonte Bi1) de outro, subjacente, também incipiente, *in situ* (horizonte Bi2).

Cerca de 8% da área é ocupada por solos com horizonte B latossólico (Latosolo Vermelho-Amarelo-LVA), associado a topos e a encostas de colinas convexas de áreas com rochas do Grupo Nova Lima. De acordo com Santos (2007), os Latossolos, por apresentarem boa estrutura física, oferecem maiores possibilidades de uso. Estes solos têm baixa erodibilidade, podendo ser manuseados quase sem riscos de ativação de processos erosivos ou movimentos de massa.

Encontram-se também na área neossolos flúvicos e litólicos, os primeiros em pequenas áreas ao longo do rio das Velhas, sobre leitos maiores e terraços com diferentes níveis de cascalheiras. Os neossolos litólicos ocorrem nas áreas mais elevadas, em cristas estruturais e escarpas, desenvolvidos a partir de rochas do grupo Maquiné e do Supergrupo Minas (UFV/IEF, 2005).

Ocupando menos de 1% da área aparecem os gleissolos, que ocorrem no fundo de vales suspensos, próximos às cabeceiras do rio das Velhas (UFV/IEF, 2005).

Associados aos Cambissolos Háplicos e Neossolos Litólicos ocorrem espodossolos, em patamares estruturais de áreas quartzíticas (UFV/IEF, 2005).

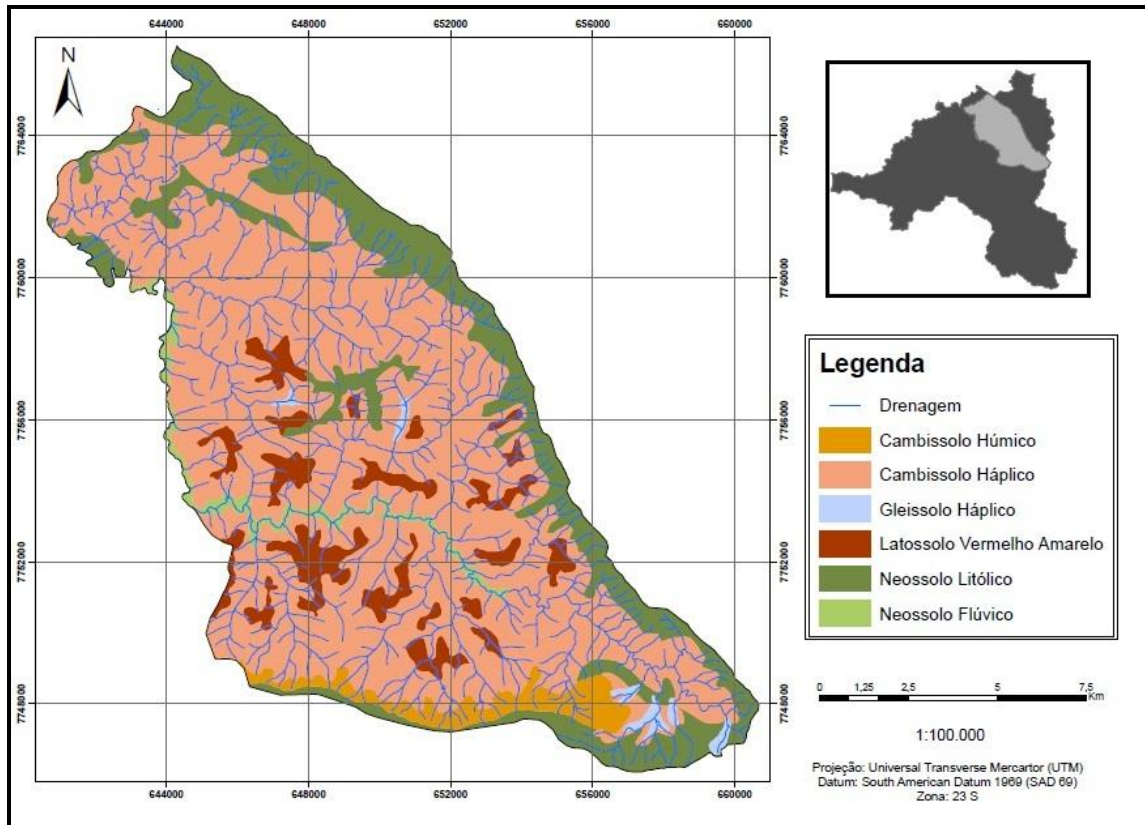


Figura 1.10: Mapa pedológico da área da APA/CA (UFV/IEF, 2005).

1.5.7 Relações Pedo-Geomorfológicas.

De forma geral, podem-se apresentar as relações entre o tipo de solo e a geomorfologia como:

- As áreas embutidas nas colinas convexas mostram-se dominadas por Latossolos, no terço superior das áreas mais elevadas, geralmente em relevos aplainados ou suavemente dissecados;
- Cambissolos são dominantes onde há um rejuvenescimento mais acentuado da paisagem, com preponderância da morfogênese em regime mais sazonal, especialmente;
- Neossolos Litólicos e Afloramentos de Rochas ocorrem sob forte condicionamento tectônico, em associação com escarpas e serras que circundam a bacia, e em áreas de cristas e patamares estruturais.

- Nos domínios das planícies fluviais quaternárias, ocorrem Neossolos Flúvicos, Cambissolos.
- Em relevos estáveis, a exemplo dos topos e vertentes convexo-convexas, em virtude da maior taxa de infiltração da água em relação ao escoamento superficial a intensidade do processo erosivo é extremamente reduzida. Estas áreas são coincidentes com a presença dos Latossolos.
- As feições pedo-geomorfológicas que apresentam maior risco de erosão acelerada são, em particular, aquelas associadas às áreas de Cambissolos e a pontos localizados de cristas ravinadas dos interflúvios.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

A seguir será apresentada a fundamentação teórica utilizada para o desenvolvimento deste trabalho.

2.1 DEPÓSITOS FLUVIAIS

Os rios representam um dos mais importantes agentes geológicos e desempenham papel de grande relevância no modelado do relevo, no condicionamento ambiental e na própria vida do ser humano (Suguio, 2003). Assim como a água constitui o principal agente do intemperismo e erosão, são os rios os agentes mais importantes no transporte dos materiais intemperizados das áreas elevadas para as mais baixas dos continentes e para o mar.

Os estágios de evolução de um sistema fluvial (Figura 2.1) podem ser encontrados ao longo de um mesmo rio da nascente até a foz e são denominados *juventude*, *maturidade* e *senilidade* (Suguio, 2003). A região estudada compreende os cursos d'água de bacias de cabeceiras da região do alto rio das Velhas, afluente do rio São Francisco, que representam o estágio mais jovem do rio, que é caracterizado pela predominância da erosão, vales em “V”, fluxo torrencial e deposição sedimentar pouco volumosa, mas muito grossa.

Os sistemas fluviais variam significativamente as suas características no tempo e no espaço. Fatores como o relevo e a descarga controlam a capacidade de competência dos rios, refletindo, principalmente, no tipo de sedimento transportado e na morfologia do canal.

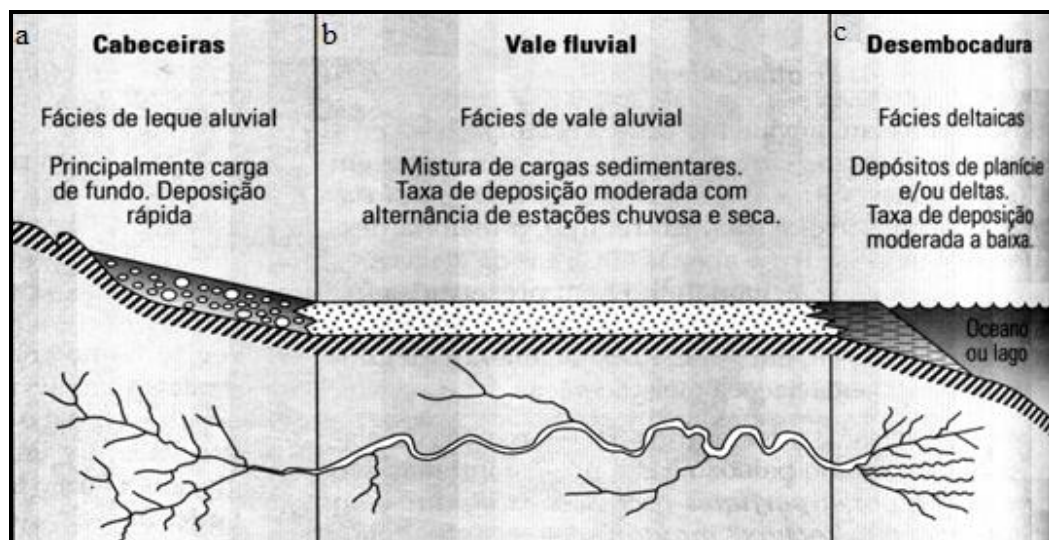


Figura 2.1: Perfil longitudinal ao longo de um vale fluvial, das nascentes na região montanhosa até o seu deságue em lago ou oceano (Baseado em Medeiros *et al.*, 1971; Reineck e Singh, 1975).

2.1.1 Canais de Cabeceiras

O termo *cabeceira de drenagem* se refere à área côncava situada a montante de canal de primeira ordem (Paisani e Oliveira, 1999). Na literatura, essa feição também é designada de bacia de ordem zero, microbacia, vale não canalizado, cabeceira de vale, *hollow*, anfiteatro, concavidade, rampa e dambo (Montgomery e Dietrich, 1989; Avelar e Coelho Netto, 1992).

Os segmentos fluviais em determinados trechos, como nas proximidades das cabeceiras de drenagem, adquirem características hidráulicas e morfológicas específicas que refletem na interação de processos fluviais e de encosta (Benda e Dunne, 1997). Desse modo, tais áreas podem sofrer distúrbios causados por movimentos de massa, como escorregamentos, quedas e fluxos, que controlam o transporte e fornecimento de sedimentos dos canais de ordem mais baixa para aqueles de ordem hierárquica maior, condicionando modificações na geometria dos canais, nas variáveis hidráulicas e atingindo, frequentemente, populações humanas, animais e vegetais (Howard, 1998; Lancaster *et al.*, 2001; Gomi *et al.*, 2004).

2.1.2 Morfologia de Canais

Cursos d'água possuem muitas características identificáveis em escalas espaciais, que variam de unidades de canais individuais até bacias hidrográficas inteiras. Canais que apresentam comprimentos de 10 a 20 vezes a sua largura definem a escala eficaz (Brummer e Montgomery, 2003), no que se refere à morfologia do fluxo para processos de canais.

Na literatura existem alguns trabalhos sobre classificação de canais, que descrevem uma grande variedade de morfologias. Neste estudo, será utilizada a classificação de Montgomery e Buffington (1997), que reconheceram três tipos de canais: de leito rochoso (*bedrock*), aluvial (*alluvial channel*) e coluvial (*colluvial channel*).

O canal de leito rochoso não apresenta leito aluvial e reflete a alta capacidade de transporte de sedimentos superficiais. São tipicamente confinados por vales estreitos de encostas íngremes. De acordo com Montgomery *et al.* (1996), existem evidências de que canais de leito rochoso em bacias de drenagens montanhosas são mais íngremes do que canais aluviais com áreas de drenagem semelhantes.

Já os canais aluviais exibem uma grande variedade de morfologias e rugosidades, variáveis com a inclinação e posição na rede de drenagem. Podem ser confinados, com pouca ou nenhuma associação à planície de inundação, ou não confinados. Dentro deste tipo de canal Montgomery e Buffington (1997) classificaram cinco padrões de segmentos fluviais típicos:

- Cascata (*Cascade*): dominado por fluxo turbulento, geralmente em encostas íngremes, estreitamente confinados e caracterizados por material de leito desorganizado longitudinalmente e lateralmente, tipicamente constituídos de cascalhos e pedregulhos (Figura 2.2 A).
- Degraus e Poços (*Step-pool*): são caracterizados por degraus longitudinais formados por grandes clastos organizados em acumulações de canais, piscinas ou poços, que contêm material fino. O fluxo principal e oscilações do leito em canais do tipo poço são verticais e não laterais, assim como em canais de corredeira. A morfologia de canais do tipo poço geralmente é

associada a altos declives, pequena largura e profundidade e confinamento acentuado por vales estreitos (Figura 2.2 B).

- Leito plano (*Plane-bed*): ocorrem em moderadas a altas inclinações, em canais relativamente retos, confinados ou não por vales estreitos. Normalmente são compostos por areia grossa, mas são predominantemente cascalhosos. A ausência de fluxo de queda e menor rugosidade relativa diferenciam o leito plano de canais do tipo cascata e poço. (Figura 2.2 C)
- Canais de corredeira (*Pool-riffle*): têm leito ondulado que define a sequência de barras e piscinas e esta oscilação lateral os distingue de outros tipos de canais já citados. Resumidamente, piscinas são depressões topográficas dentro do canal, e barras correspondem a trechos elevados. Este tipo de canal ocorre em locais com gradientes baixos a moderados e geralmente não são confinados, com boa estabilização de planícies de inundação. (Figura 2.2 D)
- Dunas ou ondulações (*Dune-ripple*): constituem a morfologia mais comum, associada ao baixo gradiente de canais de leito arenoso. Esta configuração depende da profundidade do fluxo, velocidade, tamanho do grão de superfície e da taxa de transporte de sedimentos, mas geralmente segue a sequência morfológica conhecida, com aumento da profundidade e velocidade do fluxo: leito plano com baixo regime, ondulações, ondas de areia, dunas, leito plano com alto regime e antidunas. (Figura 2.2 E)

Os canais coluviais, apesar de conterem pequena quantidade de material aluvial, foram classificados separadamente. Estes canais normalmente são pequenos riachos de cabeceiras que fluem ao longo de um vale preenchido com colúvios e com transporte fluvial lento. Fluxos hídricos superficiais em canais coluviais parecem ser insuficientes para mobilizar o sedimento coluvial introduzido no canal, resultando uma retenção significativa deste material. Grandes clastos, detritos de madeira e de vegetação dentro do canal reduzem ainda mais a energia para o transporte de sedimentos (Montgomery e Buffington, 1997).

Eventos episódicos de fluxo de detritos podem ser responsáveis pelo transporte de parte de sedimentos em canais de cabeceiras. Swanson *et al.* (1982) estimaram que apenas 20% do total de sedimentos produzidos por canais de primeira ordem no rio Cascade (EUA) é carregado por transporte fluvial. Por isso, o fluxo de sedimentos em longo prazo, em canais de baixa ordem em terrenos íngremes aparentam ser dominados por fluxo de detritos (Montgomery e Buffington, 1997).

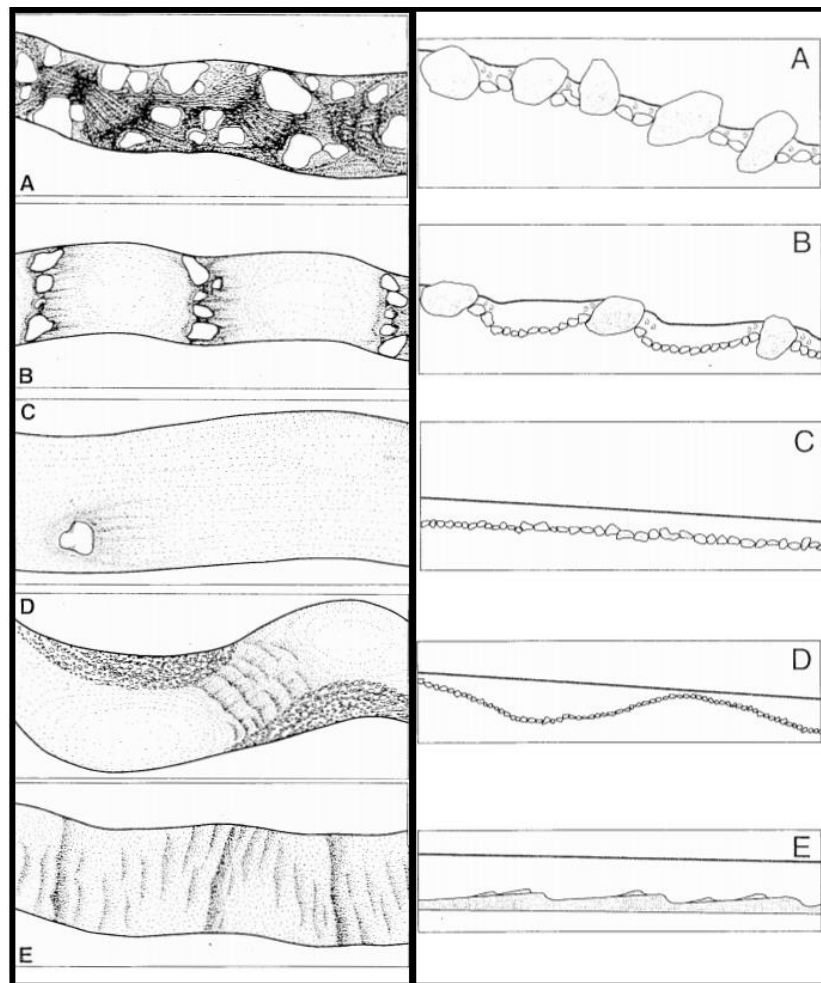


Figura 2.2: Morfologia do canal fluvial e seus perfis longitudinais: (A) O canal cascata apresenta fluxo turbulento contínuo ao redor de grandes grãos; (B) Os canais de degraus e poços mostram fluxo turbulento sobre os degraus e fluxo mais tranquilo nas piscinas; (C) O canal de leito plano exibe um fluxo uniforme, a figura indica o fluxo produzido através de um único clasto; (D) Os canais de corredeira apresentam a exposição de barras, fluxo altamente turbulento nas corredeiras e fluxo tranquilo nas piscinas e (E) Canais de dunas mostram formas de ondas (*ripples*) desenvolvidas por fluxo lento (Modificado de Montgomery *et al.*, 1996).

2.2 ANÁLISE MORFOMÉTRICA

A análise morfométrica de bacias hidrográficas é definida como um conjunto de procedimentos metodológicos que têm como objetivo a investigação e compreensão científica dos processos naturais de uma bacia hidrográfica. Os estudos dos cursos fluviais por métodos sistêmicos e racionais como parâmetros quantitativos podem levar ao esclarecimento de varias questões acerca da morfogênese e morfodinâmica da paisagem, tendo em vista que a rede de drenagem assume papel de destaque na compartimentação do relevo (IBGE, 2009).

A análise morfométrica, quando aplicada em estudos de bacias hidrográficas, possibilita uma análise quantitativa, usando valores de um conjunto de parâmetros para obter as características principais das mesmas. Consequentemente tornou-se uma importante ferramenta de análise em estudos morfológicos, para estabelecer unidades homogêneas (Cardoso, 2002).

A caracterização morfométrica de bacias hidrográficas é um dos primeiros e mais comuns procedimentos executados em análises hidrológicas ou ambientais, pois tem como objetivo elucidar as várias questões relacionadas com o entendimento da dinâmica ambiental local e regional, além de que, seu estudo permite melhor avaliar a suscetibilidade à ocorrência de eventos ligados aos processos erosivos, às inundações, e aos movimentos de massa, por exemplo.

De acordo com Horton (1945) a análise morfométrica envolve quatro etapas básicas. Primeiramente, é feita a hierarquia fluvial, que consiste na classificação dos cursos d'água, com o intuito de tornar o estudo mais objetivo. Em seguida, faz-se a análise linear, quando são adquiridos os índices e relações da rede hidrográfica, cujas medições necessárias são efetuadas ao longo das linhas de escoamento. Na análise areal da bacia hidrográfica estão envolvidos vários índices obtidos a partir de medições planimétricas, além de medições lineares de caráter vetorial. Por fim, é feita a análise hipsométrica, que compreende a análise da distribuição altimétrica da bacia.

Os parâmetros morfométricos considerados para a análise, apropriados para bacias de pequena ordem hierárquica, como é o caso da sub-bacia em estudo, são parâmetros

passíveis de serem obtidos a partir de cartas topográficas e trabalhos de campo. Sob esta perspectiva podem-se distinguir os elementos e suas variáveis (Christofolletti, 1980):

- Largura do canal (W) – largura da superfície da camada de água recobrindo o canal (Figura 2.3);
- Profundidade – espessura do fluxo medida entre a superfície do leito e a superfície da água (Figura 2.3);
- Raio hidráulico – valor adimensional resultante da relação entre a área e o perímetro úmido ($R = A/P$). Para rios de largura muito grande, o raio hidráulico é aproximado ao valor da profundidade média (Figura 2.3);
- Declividade do canal (S) – é a diferença altimétrica entre dois pontos do canal, dividida pela distância horizontal projetada entre eles (Figura 2.3).

Os índices e parâmetros usualmente sugeridos para a análise morfométrica serão abordados a seguir.

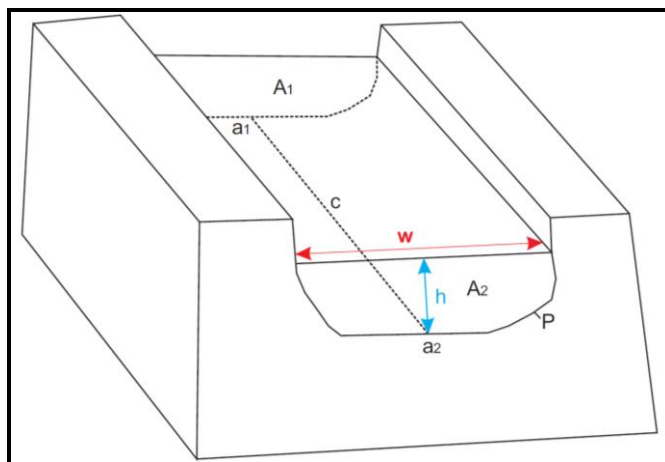


Figura 2.3: Morfometria do canal de escoamento. Largura (W); Profundidade (h); Raio hidráulico, obtido através da divisão da área (A) pelo perímetro úmido (P); e declividade do canal obtido pela diferença altimétrica entre a_1 e a_2 dividida pela distância. (Modificado de Christofolletti, 1980)

2.2.1 Hierarquia Fluvial

A hierarquia fluvial consiste no processo de se estabelecer a classificação de determinado curso de água no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra. Entre os diversos procedimentos para se estabelecer a hierarquia da rede fluvial, o mais difundido e utilizado é o critério de Strahler (1952) (Figura 2.4). Os canais nas cabeceiras, sem tributários, são considerados como de primeira ordem; os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem; os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, e assim sucessivamente.

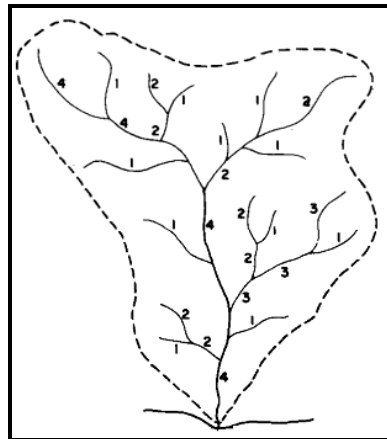


Figura 2.4: Hierarquia fluvial definida por Strahler (Christofolletti, 1980).

2.2.2 Análise Linear da Rede Hidrográfica

A análise linear abrange os índices e relações da rede fluvial, cujas medições necessárias são efetuadas ao longo das linhas de escoamento. Os parâmetros usualmente obtidos são:

- Comprimento do rio principal (**L**) – consiste na mensuração da extensão do canal principal, através de técnicas cartográficas tradicionais;

- Índice de Sinuosidade (**Is**) – obtido pela relação entre o comprimento do canal (L) pela distância vetorial entre os pontos extremos do canal (dv). Este índice relaciona o comprimento verdadeiro do canal (projeção ortogonal) com a distância vetorial (comprimento em linha reta) entre os dois pontos extremos do canal principal (Schumm, 1963). Valores próximos a 1,0 indicam que o canal tende a ser retilíneo. Já valores superiores a 2,0 sugerem canais tortuosos e os valores intermediários formas transicionais, regulares e irregulares. Sabe-se, entretanto, que a sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e pela declividade dos canais.

2.2.3 Análise Areal das Bacias Hidrográficas

Para análise areal das bacias hidrográficas são necessárias medições planimétricas e lineares, com determinação de vários índices (Christofolletti, 1980):

- Densidade Hidrográfica (**Dh**) – obtida pela relação o número de canais de 1ª ordem (n) e a área da bacia (A);
- Densidade de Drenagem (**Dd**) – obtida pela relação entre o comprimento total dos canais (C) pela área da bacia (A). Esse índice relaciona o comprimento total dos canais com a área da bacia de drenagem. Essa variável se relaciona diretamente com os processos climáticos atuantes na área estudada, que influenciam o fornecimento e o transporte de material detrítico ou indicam o grau de manipulação antrópica. Bacias que drenam áreas com rochas e solos pouco permeáveis apresentarão densidades elevadas;
- Índice de Circularidade (**Ic**) – expressa a relação entre a área da bacia e a área do círculo de perímetro igual ao da área total da bacia (A_c). Assim, valores maiores que 0,50 indicam que a bacia tende a ser mais circular, favorecendo os processos de inundação (cheias rápidas). Já os valores

menores que 0,50 indicam bacias mais alongadas, que favorecem o processo de escoamento (Muller, 1953; Schumm, 1956);

- Coeficiente de manutenção (**Cm**) – expresso pela divisão de 1000 pela densidade de drenagem (Dd). Esse parâmetro fornece a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento e informa indiretamente sobre a disponibilidade do escoamento superficial. (Schumm, 1956).

2.2.4 Análise Hipsométrica

A hipsometria estuda a distribuição das unidades espaciais em relação às faixas altitudinais, indicando a proporção ocupada por determinada área em relação às variações altimétricas a partir da curva de nível. Ou seja, os parâmetros hipsométricos correlacionam a variação altimétrica à área e a rede de drenagem de uma mesma bacia.

- Curva hipsométrica (**Ch**) – definida por Strahler (1952) como sendo a curva resultante do cruzamento entre faixas altimétricas de uma unidade geomorfológica e sua área acumulada em porcentagem, onde as abscissas correspondem a áreas acumuladas e as ordenadas à altimetria. Essa curva ilustra a disposição do relevo, isto é, como a variação altimétrica se comporta dentro de uma determinada área;
- Amplitude altimétrica máxima da bacia (**H_m**) – de acordo com Christofolletti (1980), corresponde à diferença altimétrica entre a altitude da desembocadura e a altitude do ponto mais alto situado em qualquer lugar da divisória topográfica. Este conceito, também é denominado pelo mesmo autor, como relevo máximo da bacia, vem sendo comumente utilizado nas pesquisas geomorfológicas;
- Relação de Relevo (**Rr**) – expressa a relação entre a amplitude altimétrica e o comprimento do canal principal (L). Valores baixos refletem relevo relativamente suave.

2.3 STREAM POWER

A potência total do canal ou *stream power* (Ω) e a potência específica do canal ou *specific stream power* (ω) (*stream power* por unidade de área do canal) representam variáveis de grande importância para os estudos de geomorfologia fluvial, pois afetam a capacidade de transporte de sedimentos e influenciam o controle de diversos aspectos da forma do canal (Nanson e Croke, 1992). Charton (2008) complementa que o *stream power* define a capacidade que o fluxo fluvial possui para transportar sedimentos, além de expressar o consumo de energia do rio para realizar os processos fluviais, de erosão, transporte e deposição ao longo de seu curso.

O *stream power* pode ser calculado com os procedimentos recomendados por Brummer e Montgomery (2003). O *specific stream power* foi definido por Bagnold (1966, *apud* Parker *et al*, 2011) usando a equação 2.1:

$$\omega = \frac{\rho_w \cdot g \cdot Q \cdot S}{W} \quad (2.1)$$

Onde:

ω = *Specific stream power*

ρ_w = Massa específica da água (kg/m^3)

g = Aceleração da gravidade (m/s^2)

Q = Vazão (m^3/s)

S = Declividade do canal (%)

W = Largura do Canal (m)

De acordo com Brummer e Montgomery (2003), a descarga máxima pode ser determinada pela equação 2.2:

$$Q = e A^d \quad (2.2)$$

Onde A é a área de drenagem e e d são determinados empiricamente.

Combinando as equações (2.1) e (2.2) é possível que o *stream power* seja reformulado (2.3) em termos de parâmetros facilmente medidos, seja em campo ou a partir de modelos de elevação digital (MDE):

$$\omega = \frac{\rho_w \cdot g \cdot e A^d \cdot S}{W} \quad (2.3)$$

2.4 MOVIMENTOS DE MASSA E DEPÓSITOS RESULTANTES

O estudo das encostas representa um dos mais importantes setores da pesquisa geomorfológica, englobando a análise de processos e formas. Este setor é complexo, pois envolve a ação de vários processos responsáveis tanto pela formação, como pela remoção de material detrítico.

De acordo com Sayoba (2003), o termo encosta pode ser entendido como toda superfície natural inclinada que une duas outras superfícies caracterizadas por diferentes energias potenciais gravitacionais.

Os diferentes processos que agem nas encostas dependem de uma série de fatores, incluindo o clima regional, vegetação, litologia e estrutura geológica (Bigarella, 2003). Estes fenômenos atuantes sobre as encostas regulam o tipo de material a ser fornecido aos rios e aos demais meios de transporte do material detrítico. O tipo de material

originado na fonte (encosta) influenciará o tipo de material ocorrente no ambiente de sedimentação (Christofolletti, 1980).

A remoção dos solos e rochas existentes nas encostas e fundos de vale de áreas montanhosas está ligada em grande parte à ocorrência de movimentos de massa. Este fenômeno ocorre de forma natural, mas pode ser desencadeado também por intervenções antrópicas inadequadas, conforme se observa nas grandes cidades do Brasil e do mundo. Nas áreas urbanas, os movimentos de massa podem vir a causar vítimas e prejuízos variados, dependendo das características da ocupação nos locais atingidos pelo fenômeno (Avelar, 2003).

Existem várias classificações de movimentos de massa gravitacionais que, em geral, são baseadas na cinemática do movimento, no tipo do material envolvido e na geometria. Uma das classificações mais utilizadas foi apresentada por Varnes (1978), baseando-se no tipo dominante de movimento e no tipo de material removido.

Segundo Hutchinson (1968, *apud* Augusto Filho, 1994), o termo movimento de massa se refere ao deslocamento dos materiais da encosta sob a influência da força gravitacional, sem que haja assistência de correntes de água, gelo ou ar. Entretanto, vários autores enfatizam que há, frequentemente, a participação de fluxos d'água subsuperficiais no decorrer dos processos de instabilização (Varnes, 1978; Bloom, 1978; Selby, 1985).

Existem na literatura diversas propostas de classificação, nacionais e internacionais, dos movimentos de massa. Assim, mesmo com essa variedade de classificações, os fenômenos relacionados a movimentos de massa podem ser classificados, genericamente, em quatro categorias principais: quedas de blocos (*rock fall*), escorregamentos (*landslide*), corridas ou fluxos (*flow*) e rastejos (*creep*), sendo importante salientar que muitas vezes ocorrem, também, combinações de dois ou mais processos. Esta classificação é utilizada pelo IPT em suas publicações (Tabela 2.1), como por Augusto Filho (1994), e pelo Manual de Desastres da Defesa Civil Nacional (Castro, 2003) e será adotada também para este trabalho.

Tabela 2.1: Classificação dos movimentos de massa segundo Augusto Filho (1994).

Processos	Características do movimento, material e geometria
Rastejo ou <i>creep</i>	Vários planos de deslocamento (internos); Velocidades muito baixas a baixas e decrescentes com a profundidade; Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes; Material constituinte: solo, depósitos, rocha alterada ou fraturada; Geometria indefinida.
Escorregamentos ou <i>slides</i>	Poucos planos de deslocamento (externos); Velocidades médias a altas; Pequenos a grandes volumes de material; Geometria e material variável; Tipos: - Planares ou translacionais: solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza; - Circulares ou rotacionais: solos espessos, homogêneos e rochas muito fraturadas; - Em cunha: solos e rochas com dois planos de fraqueza.
Quedas ou <i>fall</i>	Sem planos de deslocamento; Movimentos do tipo queda livre ou em plano inclinado; Velocidades muito altas; Material rochoso; Pequenos a médios volumes; Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc; Rolamento de matacão e tombamento
Corridas/ Fluxos ou <i>flows</i>	Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimentação); Movimento semelhante ao de um líquido viscoso; Desenvolvimento ao longo das drenagens; Velocidades médias a altas; Mobilização de solo, rochas, detritos e água; Grandes volumes de material; Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas.

Resumidamente, movimentos de massa são considerados como os principais processos geomorfológicos modeladores da superfície terrestre (Selby, 1993). Sua ocorrência depende principalmente da estrutura geológica, manto de intemperismo, morfologia da

encosta, precipitação e cobertura vegetal. Este material deslocado vertente abaixo pode resultar em vários tipos de movimentos de massa.

2.4.1 Colúvio

Os colúvios guardam informações capazes de explicar a evolução da paisagem, apesar disso, poucos pesquisadores tiveram a iniciativa de estudar este material. Mas hoje, com a expansão da geotecnia como suporte a construção de obras, os colúvios deixaram de ser apenas um material inconsolidado da superfície, mas que, além disso, têm valor importante na sustentação de obras e na exploração de recursos minerais. Assim, têm surgido várias propostas de conceituação dessa cobertura sedimentar.

Para alguns cientistas ingleses, colúvio possui amplo significado, sendo formado por diversos processos típicos de ambientes montanhosos, escarpados e de encostas. Já na literatura alemã, o termo colúvio é traduzido como "sedimentos de encostas" (Leopold e Volkel, 2007).

No Brasil, Lacerda e Sandroni (1985) consideram colúvio como um depósito composto por blocos e/ou grãos de qualquer dimensão, transportados por gravidade e acumulados no sopé ou à pequena distância de taludes mais íngremes ou escarpas rochosas.

Em uma definição estabelecida por Guerra (1987), colúvio ou coluvião corresponde ao material transportado, principalmente, por efeito da gravidade, aparecendo em sopés de vertentes ou em lugares pouco afastados dos declives à montante.

Turner (1996) adota o termo colúvio no sentido genérico para classificar todos os depósitos originados de acúmulo de partículas desagregadas decorrentes de movimentos gravitacionais, com partículas provenientes tanto de transporte de pequenos grãos ao longo do tempo, como de amplo movimento catastrófico de materiais.

Em resumo, pode-se afirmar, a partir de várias definições levantadas, que os colúvios são formados por processos atuantes em encostas, que permitem que partículas de tamanhos variados, sejam transportadas e depositadas em áreas mais baixas, devido à ação da gravidade.

Conclui-se então que a força da gravidade tem um importante papel no transporte de sedimentos encosta abaixo, sendo um fator determinante nos processos sedimentares. Como parte desta dinâmica ocorrem vários processos, dentre eles os movimentos de massa, que envolvem o desprendimento e transporte de solo e/ou material rochoso vertente abaixo.

Não se pode esquecer que esses processos atuantes nas encostas podem ocorrer mais de uma vez ao longo do tempo, gerando sucessivas camadas colúviais superpostas, denominadas rampas de colúvios, descritas por Mousinho e Moura (1994), em estudos de sedimentos de encostas do Brasil. Estes são depósitos complexos, de granulometria fina, mal selecionados e mal estratificados, contendo frequentemente linhas descontínuas de seixos de quartzo, quartzito e outros fragmentos alterados de rocha. A ocorrência de linhas de seixos é condicionada à disponibilidade de material rudáceo nas áreas fontes. Os depósitos mais antigos podem ser retrabalhados, levando a concentração de cascalhos por evacuação dos finos, e à formação de linhas de pedras. Muitas vezes os colúvios se encontram pedogenizados, tornando difícil sua distinção de solos eluviais que se desenvolveram *in situ*, fenômeno já descrito na bacia do rio das Velhas (Bacellar, 2000).

2.4.2 Stone Line

Há muita controvérsia sobre a origem das *stone lines* (linhas de pedras) e nem sempre a gênese é relacionada com depósitos de movimentos de massa, embora sua associação com estes seja frequente (Bigarella, 1994).

O termo linha de seixos ou linha de pedras (*stone-line*) refere-se a um horizonte de fragmentos angulosos a subangulosos, às vezes arredondados, de quartzo de veio, quartzitos, couraças lateríticas, minerais pesados, ou de outros materiais resistentes à alteração química, presente no interior da cobertura pedológica em vastas áreas das zonas intertropicais. Geralmente dispõe-se mais ou menos paralelamente à superfície topográfica, sendo limitada acima por um horizonte relativamente homogêneo de textura areno-argilosa, e, abaixo, pela rocha alterada (Hiruma, 2007).

Os estudos das origens das linhas de pedras estão ligados basicamente a processos que ocorrem nas encostas. De acordo com Penteado (1969), a origem das linhas de pedras está relacionada a regimes climáticos mais secos, onde há domínio da morfogênese mecânica. Nestes locais registra-se o acúmulo de clastos, seixos e blocos na superfície do terreno, associado à remobilização das partículas finas de colúvios previamente depositados e gerados por chuvas concentradas.

Bigarella (1994) defende que as linhas são produtos de uma fase climática mais seca, com retração da vegetação. Nestas condições haveria a remoção dos materiais mais finos de colúvio pelo escoamento superficial, e conseqüentemente, os clastos mais grossos se acumulariam na base dos depósitos residuais, posteriormente haveria uma nova deposição do colúvio recobrando os materiais mais grossos.

Em áreas tropicais foram feitos vários estudos sobre das linhas de pedras e de acordo com Hiruma (2007) estas podem ter origem pedogenética, decorrente da ação de térmitas que efetuaram o transporte ascendente das partículas mais finas do regolito, soterrando os seixos.

Em área de ocorrência de veios de quartzo também pode haver a formação de linhas de pedras por processos geoquímicos, assim haveria a incorporação deste material no perfil do solo em diferentes proporções (Hiruma, 2007).

Costa *et al.* (2014) encontrou numa seção pedológica levantada na bacia do córrego São Bartolomeu, distrito de Ouro Preto (MG), um horizonte de linha de pedra (*stone line*) contínuo por quase toda a topossequência, com espessuras entre 0,70 e 0,90 m, desaparecendo a jusante por erosão (Figura 2.5). Esta linha encontra-se no meio de dois horizontes pedológicos câmbicos e é constituída por fragmentos centimétricos e milimétricos de xisto, quartzo, itabirito e canga. Em uma das trincheiras escavadas ao longo da seção foi identificado um fragmento de itabirito (\varnothing 20 cm) a aproximadamente 70 cm de profundidade, sugerindo origem alóctone dos horizontes superiores à linha de pedras, pois essa rocha provém do Grupo Itabira, aflorante nos divisores da bacia do córrego São Bartolomeu. Além disto, Costa *et al.* (2014) encontrou evidências micromorfológicas sugestivas de que o horizonte pedológico superior à linha de pedras seria de origem alóctone. Contudo, esta autora não encontrou qualquer relação entre as

stone lines e os depósitos de fundo de vale, pois as *stone lines* se encontram decapeadas nos segmentos inferiores das encostas na região.

Em suma, nem sempre as linhas de pedra têm origem relacionada aos movimentos de massa, porém na área de estudo, ela está posicionada sob um colúvio pedogenizado (Costa *et al.*, 2014).

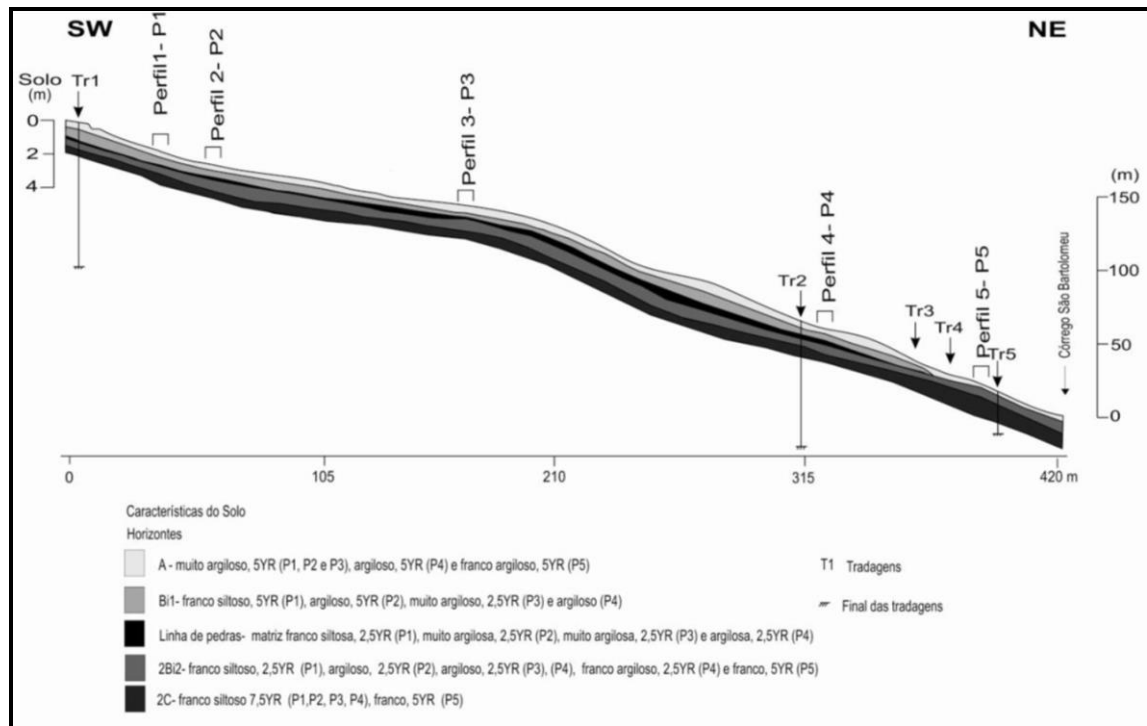


Figura 2.5: Topossequência do sistema pedológico formado por Cambissolos Háplicos e desenvolvidos sobre xistos do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas). Os números 1, 2 e 3 indicam os segmentos superior, médio e inferior da vertente (Costa *et al.*, 2014).

2.4.3 Depósito de Tálus

Lacerda (2002) considera que o termo colúvio abrange depósitos de taludes que podem abranger indistintamente tálus, massas escorregadas, detritos de avalanches e, ainda, produtos de erosões causadas pelo fluxo superficial da água de chuva (alúvios). Na literatura geotécnica, a única tentativa constatada é a separação do tálus de todas as

outras formas de colúvio, em decorrência de sua composição mais grossa (Vargas, 1981).

De acordo com Bates e Jackson (1980), o termo colúvio se refere a qualquer massa fofa, heterogênea e incoerente de solo e/ou fragmentos de rocha, geralmente acumulada na base de taludes suaves. Enquanto tálus seria um depósito formado por fragmentos de rocha de qualquer tamanho ou forma (geralmente grosso e angular) originado e depositado na base de um penhasco ou talude rochoso muito íngreme.

Guidicini e Nieble (1984) definem tálus como “depósitos de sopé de escarpas, originados principalmente por efeito da gravidade sobre fragmentos soltos” e que apresentam constituição formada por “blocos de rocha geralmente envolvidos por matriz terrosa, proveniente do mesmo processo de acumulação ou gerada por processo de alteração subsequente dos próprios blocos”.

2.4.4 Fluxos de Detritos

As bacias de cabeceiras em regiões montanhosas são suscetíveis, além dos fluxos hídricos provocados por enchentes, aos movimentos de massa do tipo fluxo, que são descritos sob várias denominações e subtipos específicos (Pierson e Costa, 1987; Hungr *et al.*, 2001; Avelar, 2003; Jacob e Hungr, 2005). Dentre as diversas denominações presentes na literatura é possível destacar: fluxos hiperconcentrados (*debris flood*), fluxos de lama (*mud flows*), as avalanches de detritos (*debris avalanches*) e os fluxos de detritos (*debris flow*).

Os fluxos de lama (*mud flow*) representam fluxos rápidos a extremamente rápidos de detritos plásticos saturados (no limite de liquidez ou acima) em um canal. A percentagem de materiais finos (siltes e argilas) corresponde, em geral, a mais de 50%, e podem ocorrer em quase todos os tipos de vertentes (Jacob e Hungr, 2005). Os fluxos de lama são mais raros, e no Brasil há registros dos mesmos em áreas de relevo mais suave, que os encontrados nos fluxos de detritos, como os associados a depósitos de argilas orgânicas (Guidicini e Nieble, 1984; Bacellar e Sobreira, 1999).

De acordo com Sharpe (1960), avalanche de detritos corresponde a um deslizamento de terra rápido e superficial de uma encosta íngreme, cuja morfologia se assemelha a uma avalanche de neve. Uma descrição semelhante é feita por Hungr *et al.* (2001), que descrevem avalanches de detritos como movimentos rápidos a muito rápidos, de fluxos rasos de detritos e rochas, parcial ou totalmente saturados, transportados sem confinamento em canal.

Nos fluxos hiperconcentrados, a quantidade de sedimento em suspensão é suficiente para alterar significativamente as propriedades de fluido e dos mecanismos de transporte de sedimentos. Grandes volumes de areia em suspensão são carregados ao longo da coluna d'água, lembrando que este transporte depende da velocidade e turbulência do fluxo. Estes tipos de fluxo podem ser altamente erosivos (USGS, 2005).

De acordo com Alvarado (2006), os fluxos hiperconcentrados representam movimentos rápidos de água com alta concentração de material sólido, cerca de 20 a 60% de sedimento por volume, em canal íngreme.

Jacob e Hungr (2005) diferenciam os fluxos hiperconcentrados de fluxos de detritos pela descarga de pico de um evento, sendo os primeiros limitados a descargas menores e conteúdo menor de partículas grossas, com menor poder destrutivo. Outra distinção similar entre fluxos de detritos e fluxos hiperconcentrados foi sugerida por Aulitzky (1980) na Áustria, que apontou o contraste de caráter físico entre os dois fenômenos, o primeiro caracterizado por clastos grandes e abalos violentos e o outro por material fino e movimentos menos rigorosos.

A partir da revisão de literatura nacional e internacional (IPT, 1988; IPT, 1991, Rickenmann, 1999; Gramani, 2001; Hungr *et al.*, 2001; Fernandes e Amaral, 2003; Jacob e Hungr, 2005; Lopes, 2006), pode-se definir os fluxos de detritos como um movimento de massa rápido, violento, contínuo e fluido, constituído por sedimentos de granulometria variada (onde 50% das partículas são maiores que a fração areia) e água. Impulsionados pela gravidade, o movimento oferece grande potencial de danos às regiões às quais o mesmo alcança. Os fluxos de detritos são comuns em pequenas bacias de drenagem de cabeceiras e são, muitas vezes, causados pela liquefação decorrente de eventos que se iniciam a montante, como escorregamentos, quedas e avalanches.

Há, na verdade, um contínuo entre todos estes tipos de movimentos torrenciais de massa e uma distinção nem sempre é possível (Lopes, 2006; Avelar, 2003; USGS, 2005; Correa, 2009). Portanto, será empregado neste projeto o termo fluxo de detritos no sentido amplo, para descrever todos os movimentos entre as enchentes fluviais carregadas de sedimentos e os fluxos de detritos.

No Brasil, esse tipo de fluxo está associado à concentração excessiva dos fluxos de água superficiais, provenientes das chuvas. A água deflagra a estabilidade em um ponto da encosta, de forma que a sobrecarga, de solo e água, é suficiente para ocasionar a ruptura do solo ou ruptura da barragem natural que suportava o sobrepeso. Este processo também pode se iniciar sob a forma de um escorregamento que, ao atingir um curso d'água, a massa deslizada agrega fluidez e velocidade, comportando-se como um fluxo (Marcelino, 2003).

i. Fatores desencadeadores dos fluxos de detritos

Os fluxos de detritos ocorrem de maneira natural nas encostas serranas estando associado a condições topográficas, climáticas e geológicas. Esse fenômeno é deflagrado em bacias restritas, de alta declividade e de pequena dimensão (ou uma sequência de bacias vizinhas), sujeita a chuvas concentradas (Gramani e Kanji, 2001). E, como já comentado, fluxos de detritos também podem se iniciar sob a forma de um escorregamento, quando é necessário um elevado grau de saturação no solo, de modo que haja água suficiente para a produção do fluxo (Marcelino, 2003).

Analisando alguns casos nacionais registrados na literatura, observam-se que, de forma geral, os eventos foram deflagrados por chuvas orográficas de grande intensidade em regiões serranas, com atitude das encostas da ordem de 600 – 1300 metros, envolvendo bacias restritas (Gramani e Kanji, 2001).

Um estudo da bibliografia nacional e internacional (Gramani, 2001; Kanji *et al.*, 2003; Hungr *et al.*, 2001, Jacob e Hungr, 2005; USGS, 2005; Salciarini *et al.*, 2006), tanto do histórico, bem como da descrição dos casos, permite estabelecer os pré-requisitos para o desenvolvimento de fluxo de detritos numa dada região, elencados a seguir:

- Declividade: A velocidade de deslocamento de material das encostas, assim como, a capacidade de transporte de solos e rochas, são diretamente proporcionais à declividade sendo, portanto, uma das principais causas predisponentes na deflagração de fluxos. De acordo com Vandine (1996), o perfil de um talvegue ou córrego com potencial de deflagrar um fluxo pode se dividir em três zonas (Figura 2.6):
 - Zona de iniciação correspondente às áreas com declividades superiores a 25°;
 - Zona de transporte e erosão com declividades maiores que 15°;
 - Zona de deposição que pode ser dividida em zona de deposição parcial, na forma de diques, geralmente com uma declividade menor que 15°, e a zona de deposição final (*debris fan* ou leque de deposição) com declividades menores que 10°.

Segundo Fernandes e Amaral (2003) em estudos feitos na Serra do Mar, este tipo de movimento ocorre em encostas com declividade acima de 20°, e a maior densidade de movimentos se dá entre 21° a 35°. Tal comportamento foi atribuído a variações na cobertura vegetal e na espessura de solo, pois nas encostas mais íngremes o material já teria sido removido por movimentos pretéritos.

- Aspectos geológicos/ materiais geológicos: O fluxo de detritos ocorre em diversos ambientes geológicos. De acordo com Kanji e Gramani (2001), em condições subaéreas, estes eventos acontecem mais frequentemente em ambientes com solos residuais espessos, depósitos coluvionares e de tálus, aluviões e terraços aluvionares e depósitos vulcanoclásticos. Com exceção dos depósitos vulcânicos, os demais são favorecidos em áreas de clima tropical, devido ao intemperismo mais intenso. As litologias e as estruturas geológicas controlam a qualidade do maciço rochoso e, portanto, afetam na ocorrência de escorregamentos e fluxo de detritos. Influem ainda no

tamanho e na resistência das partículas transportadas durante seu escoamento.

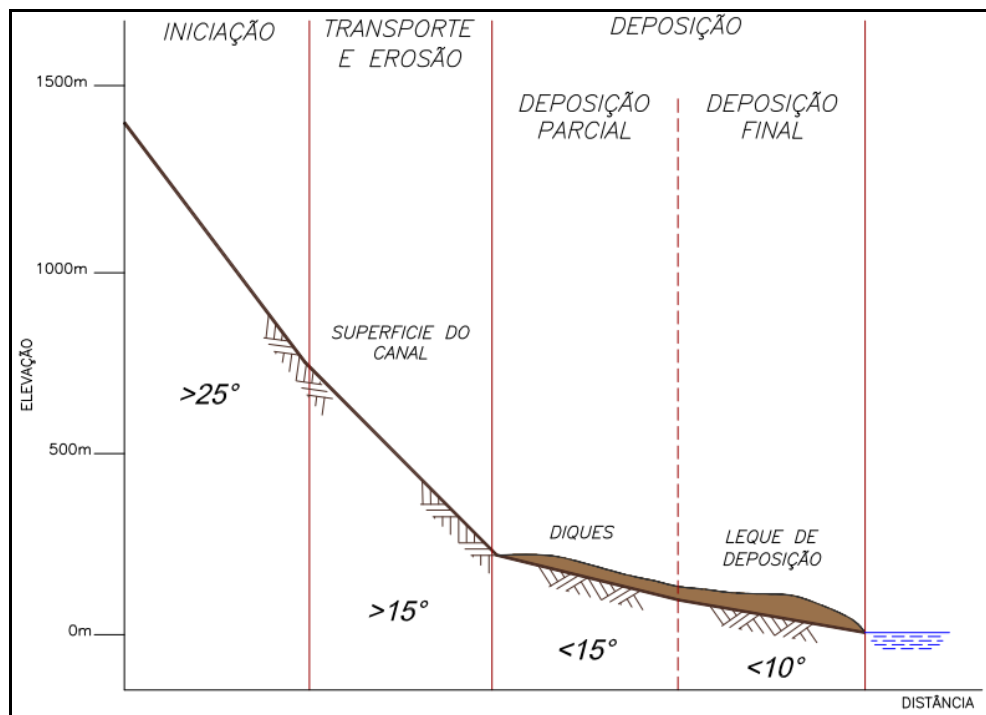


Figura 2.6: Zonas em um fluxo de detritos, com fluxo canalizado (Vandine, 1996).

- Inclinação do canal: Outro fator importante para a ocorrência de fluxo de detritos são os condicionantes de drenagem e das bacias de captação. Segundo Lopes (2006) e Hungr *et al.* (2001) os canais de drenagem com altas declividades, vales encaixados com alto raio hidráulico e com estrangulamentos que impõem restrições ao fluxo, principalmente em bacias menores em altitudes elevadas ou barreiras geográficas, que permitam rápida concentração e picos de vazão elevados.
- Precipitação: Este é o mais importante fator na ocorrência dos fluxos de detritos, pois o fluxo de água em materiais porosos aumenta a poro-pressão, reduzindo sua resistência, além de servir de meio de transporte ou lubrificador, uma vez iniciado o movimento (Alvarado, 2006). Wolle e Carvalho (1989) mostraram que a ação combinada de chuva precedente e

chuva intensa de curta duração é responsável pelos movimentos de massa, pois mais rápido ocorre a saturação em superfície, com maior velocidade de avanço da frente de saturação. Em estudos feitos nas encostas da Serra do Mar próximos a Cubatão, Wolle e Hachich (1989) relatam a necessidade de uma duração mínima de chuvas, acumuladas a partir de quatro dias, para que se produza o avanço da frente de saturação e que os escorregamentos sejam deflagrados por chuvas intensas, com precipitação maior que 180 mm/dia. Cabe lembrar que a geração concomitante de escorregamentos em encostas pode resultar em fluxos de detritos quando os escorregamentos atingem os canais de drenagem.

ii. Evidência de fluxo de detritos

De acordo com a USGS (2005) as seguintes características são evidências de ocorrência de fluxo de detritos em regiões próximo às drenagens:

- Seixos e grãos de areia são tipicamente angulares a subangulares;
- Depósitos não estratificados e pobremente selecionados;
- Gradação inversa e/ou normal em seções verticais;
- Matriz preenche todos os vazios, excetos nas margens do depósito ou quando ocorre lavagem subsequente;
- Depósitos coerentes, consistentes, difíceis de escavar;
- Unidades individuais de difícil individualização estratigráfica;
- Distribuição aleatória dos clastos grossos no centro do depósito, mas concentrada nas margens;
- Clastos orientados aleatoriamente, com exceção das margens.

Os depósitos de fluxo de detritos apresentam certas particularidades quanto à morfologia externa e quanto às características texturais. Isto, porque a incorporação de

partículas pode ser muito diferente, conforme a origem do processo gerador, e as condições de transporte muito heterogêneas. De fato, estes fluxos normalmente se movem na forma de ondas, separadas por um fluxo mais liquefeito entre ondas (Avelar, 2003). As ondas são caracterizadas por uma frente (*snout*) composta por matacões, sucedida pelo corpo principal, com detritos liquefeitos, e uma cauda, normalmente com água carregada de sedimentos, em fluxo turbulento (Figura 2.7).

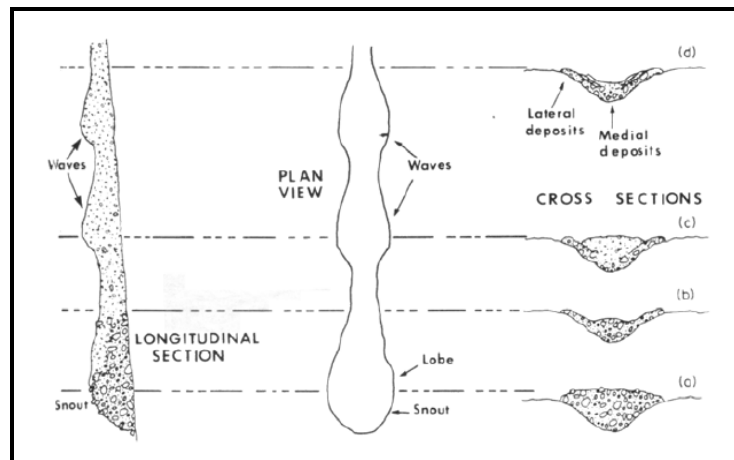


Figura 2.7: Características granulométricas e morfológicas mais comuns dos fluxos detríticos de montante (d) para jusante (a) (Johnson e Rodine, 1984, *apud* Avelar, 2003).

Uma parte importante desta dissertação se refere ao estudo realizado por Brummer e Montgomery (2003), que analisaram as características granulométricas de sedimentos de algumas bacias de cabeceiras em uma região a oeste de Washington, nos EUA. Neste trabalho os autores relatam que os sedimentos de fundo nos canais estudados apresentam granodecrescência para montante, diferentemente dos sedimentos caracteristicamente fluviais. A mesma análise foi realizada para sedimentos subsuperficiais localizados na mesma região, e não revelaram nenhuma tendência.

A Figura 2.8 referente a este estudo ilustra as relações entre os domínios de processos e tendências sistemáticas da granulometria na superfície e subsuperfície. Em linhas gerais, pode-se dizer que o diâmetro do grão aumenta em relação ao aumento da área de drenagem até 10 km², que representa sedimentos transportados por fluxo de detritos, a

partir daí, os grãos tendem a diminuir de tamanho, apresentando características de sedimentos dominados por transporte fluvial. Ainda de acordo com Brummer e Montgomery (2013), a superfície máxima do D_{50} coincide com o valor máximo do *stream power*, que representa a transição entre os domínios de processos de fluxo de detritos e fluviais.

Segundo estes autores, este parâmetro sedimentológico e outros morfométricos poderiam ser empregados para caracterizar a predominância de fluxos de detritos nos canais da região.

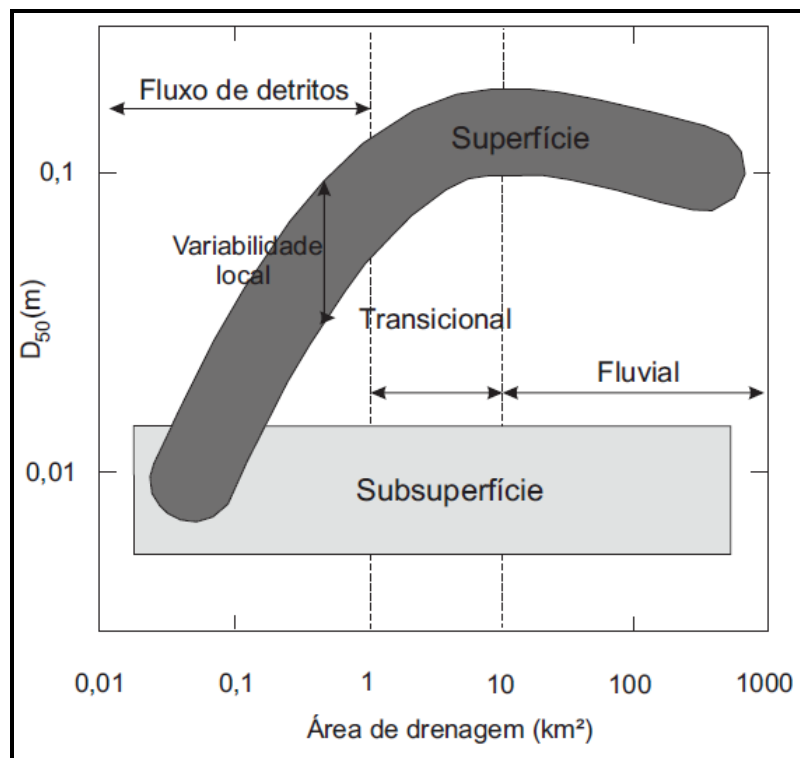


Figura 2.8: Esquema com as relações entre o D_{50} , que representa o tamanho do grão apresentado por 50% de cada amostra, e a área de drenagem de bacias de regiões montanhosas. A curva apresentada pela superfície demonstra um engrossamento dos sedimentos a jusante até 10km² de área de drenagem, a partir daí os grãos tendem a diminuir de tamanho, já os dados de subsuperfície não apresentaram tendência (Brummer e Montgomery, 2003).

iii. Casos históricos de fluxos de detritos

Nas duas últimas décadas do século XX, mais de 30 mil pessoas perderam suas vidas em acidentes, tais como terremotos, vulcões, inundações repentinas e movimentos de massa, especificamente avalanches e fluxos de detritos (Smith, 2001). Um dos tipos de desastres mais devastadores em termos de vítimas e perdas econômicas são os fluxos de detritos (Jakob e Hungr, 2005).

A seguir serão apresentados alguns casos históricos ocorridos em diversos locais do mundo que ilustram a capacidade destrutiva do fluxo de detritos e, portanto, o perigo que tal fenômeno representa.

Nos Alpes Europeus, os fluxos de detritos são comuns e ameaçam centenas de povoados localizados nas áreas de deposição, nos talwegues entre estas montanhas (Polanco, 2010). Em decorrência, foram desenvolvidos muitos trabalhos (Montandon, 1993; Eisbaheer e Clague, 1984; Skermer e Vandine, 2005), visando desenvolver medidas de proteção e prevenção destes desastres.

O Japão possui elevada ocorrência de fluxos de detritos devido à presença de encostas montanhosas e muito íngremes e a suscetibilidade a sismos e vulcões, além de fortes chuvas provocadas por tufões. Porém, sendo um dos países que mais investe em pesquisas e obras de engenharia para contenção de fluxos de detritos, os resultados são tão satisfatórios e inovadores que a experiência em obras tem sido replicada em muitos outros países (Matsushita, 1999).

De acordo com Polanco (2010) um dos casos mais conhecidos de fluxo de detritos corresponde à encosta de um vulcão de grande dimensão do Monte Santa Helena (USA). Este evento, mais estudado e mais amplamente relatado na bibliografia, ocorreu no dia 18 de maio de 1980, quando se estimou um volume mobilizado de aproximadamente $2,8 \times 10^9 \text{ m}^3$ de lama e detritos.

No trabalho de Gramani e Kanji (2001) foram estudadas e analisadas várias ocorrências de fluxo de detritos no Brasil. Os principais eventos localizaram-se prioritariamente nas regiões serranas do país. As serras do Mar (SP e RJ), da Mantiqueira (SP e MG), Geral (SC e RS) e de Maranguape (CE) são regiões que apresentam encostas com altas declividades e altitudes da ordem de 600 - 1300 metros, envolvendo bacias restritas ou

uma sequencia de bacias. Devido às características geológicas, geomorfológicas e principalmente às chuvas de grande intensidade, os fluxos de detritos ocorrem frequentemente nestas regiões e têm grandes extensões.

Rocha (2011) realizou um estudo de modelagem de dois fluxos de detritos de grande magnitude, na cidade de Rio Cedros, em Santa Catarina, que ocasionaram a morte de 135 pessoas e cerca de 79 mil desabrigados. Neste estudo foi verificada a não possibilidade de se aplicar equações empíricas para determinar o volume total deslocado pelo fenômeno.

Avelar (2006) abordou os mecanismos de iniciação e propagação de fluxo detrítico da encosta do Soberbo (RJ) em 1967. De acordo com o autor, a iniciação do fluxo deveu-se à queda de um bloco rochoso oriundo da alta encosta que se chocou no solo coluvionar saturado, proporcionando a propagação do fluxo pela encosta. A maior parte desse fluxo causou prejuízos e mortes, indicando a necessidade de previsão e contenção deste tipo de movimento de massa.

Os estudos sobre riscos geológicos na região de Ouro Preto e Mariana (MG) têm se concentrado nas zonas urbanas destes municípios (p. ex.: Carvalho, 1982; Sobreira, 1990; Sobreira, 1991; Sobreira, 2001) e só há um registro de fluxo de lama e detritos em um local conhecido como Volta do Córrego, uma área com intensa atividade mineral no passado, que interferiu na morfologia da área pela execução de cortes subverticais e escavação de galerias ao longo da formação ferrífera (Gomes *et al.*, 1998; Sobreira, 1990). Esta área exigiu a execução de um grande aterro, que passou a conformar uma bacia de acumulação junto à rodovia de acesso a cidade, com o sistema extravasador passando a 11 metros de profundidade em relação ao nível do pavimento. Com o entupimento do sistema extravasador, o acúmulo de água provocou um rompimento no aterro e foi gerado um grande fluxo de lama e detritos atingindo várias ruas e casas (Pinheiro *et al.*, 2004).

Em suma, constata-se que há alguns pesquisadores no Brasil que têm se dedicado ao estudo dos fluxos de detritos, contudo, normalmente as pesquisas têm se concentrado na gênese e nas consequências sociais e econômicas destes acidentes, baseando-se na análise de áreas extensas em mapas topográficos e imagens de satélite ou em

modelagens matemáticas. O presente estudo adota uma abordagem diferencial e inovadora para este problema, pois se procura estudar as características e a distribuição espacial dos sedimentos transportados pelos canais de drenagem de regiões montanhosas, objetivando-se estabelecer quais processos de transporte predominaram no passado geológico recente, se fluviais e ou gravitacionais. Se a metodologia proposta confirmar a possibilidade da existência de fluxos de detritos, a mesma poderá ser replicada para outras áreas, possibilitando desta forma melhor definir áreas de risco a este fenômeno.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

Serão apresentadas a seguir as etapas metodológicas empregadas para o desenvolvimento da pesquisa.

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Nesta primeira fase foi empreendida uma pesquisa bibliográfica acerca da bacia do alto rio das Velhas, especificamente na região da APA/CA, e a aquisição de material cartográfico, fotos aéreas e imagens de satélite de alta resolução.

Esta etapa compreende a geração de um banco de dados digital, alimentado com informações sobre as características físicas e ambientais da região de estudo. Para construir este banco de dados, foram utilizadas ferramentas de tecnologia SIG do *software* ArcGis 9.3[®] do ESRI.

Como suporte cartográfico, foram empregadas bases da Bacia do Rio São Francisco cedidas pelo Instituto Mineiro de Gestão de Águas (IGAM, 2010) e da Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) (Lobato *et al.*, 2005; Baltazar *et al.*, 2005), com diversos planos de informação temáticos, em escala 1:50.000, na projeção UTM e Datum SAD-69.

3.2 SELEÇÃO DE BACIAS

Esta etapa do trabalho foi realizada com base nas recomendações de Brummer e Montgomery (2003). Para este estudo, procurou-se bacias com condições de meio físico similares, ou seja, com litotipos, clima, solo, vegetação e geomorfologia semelhantes. Além disto, é desejável que as formas de uso do solo sejam afins.

A seleção ocorreu por meio da análise de estudos prévios (UFV/IEF, 2005; Monteiro da Silva, 2009; Freitas, 2010; Costa *et al.*, 2013), trabalhos de campo e interpretação de produtos de sensoriamento remoto e mapas topográficos, através da determinação de índices morfométricos, tais como: índice de circularidade, coeficiente de manutenção, índice de sinuosidade, densidade de drenagem, densidade hidrográfica e relação de relevo.

A hierarquização do sistema fluvial pelo procedimento de Strahler e a determinação dos padrões de drenagem (Christofolletti, 1980; Selby, 1993) foram obtidos através da rede de drenagem de cada bacia. Os perfis topográficos ao longo dos canais principais de cada bacia também foram confeccionados através do software ArcGis 9.3.[®] por meio da ferramenta *3D Analyst*.

3.3 COLETA DE DADOS EM CANAIS FLUVIAIS

Com base em trabalhos expeditos de campo, em cada bacia foram selecionados segmentos representativos de canais fluviais. Nestes segmentos, foram coletados parâmetros ou dados mencionados a seguir.

3.3.1 Parâmetros Analisados

Seguindo as recomendações de Brummer e Montgomery (2003) nos pontos de amostragem nos canais fluviais não deve haver depressões (piscinas), cascatas, ou troncos de árvores muito grandes que impeçam o transporte de sedimentos nos segmentos selecionados. Para que os dados sejam suficientes para este trabalho, foi estipulada uma distância de no mínimo 100 metros entre um ponto de amostragem e outro.

Ao escolher o segmento de drenagem a ser amostrado, o comprimento do canal deve ser de 10 a 20 vezes maior do que sua largura (Figura 3.1).

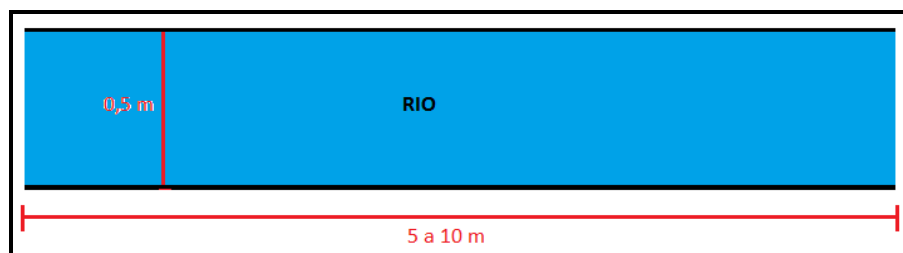


Figura 3.1: Exemplo de segmento de canal amostrado.

À medida que os segmentos de canal foram sendo selecionados, construiu-se banco de dados digital com os pontos de amostragem. Em cada segmento foram extraídas as coordenadas geográficas através de GPS e feito um registro fotográfico para ilustração ou, caso necessário, localização.

Foram medidos, então, com o auxílio de uma trena, a largura (Figura 3.2 a), o comprimento, e a profundidade média do canal (Figura 3.2 b). Cabe destacar que a profundidade é medida do leito até a altura da parede do canal ou até a linha que demarca a presença de arbustos e árvores, na base de seus troncos, que representa o rio com sua vazão em sua forma mais energética. Também foi medida a inclinação de cada segmento com clinômetro (nível de Abney) e mira (Figura 3.3).

A caracterização tipológica dos canais foi realizada a partir das propostas de Montgomery e Buffington (1997), descritas no capítulo 3. Todos os canais foram então classificados como de leito plano, e alguns exemplos estão expostos na Figura 3.4.

A caracterização do tipo de cobertura vegetal e uso e ocupação do solo a montante do segmento foi executada com base na análise visual, enfatizando-se o porte da vegetação (rasteira, arbustiva, etc.) e se a mesma é nativa ou não.



Figura 3.2: Demonstração da medição da largura (a) e profundidade no canal de drenagem (b).

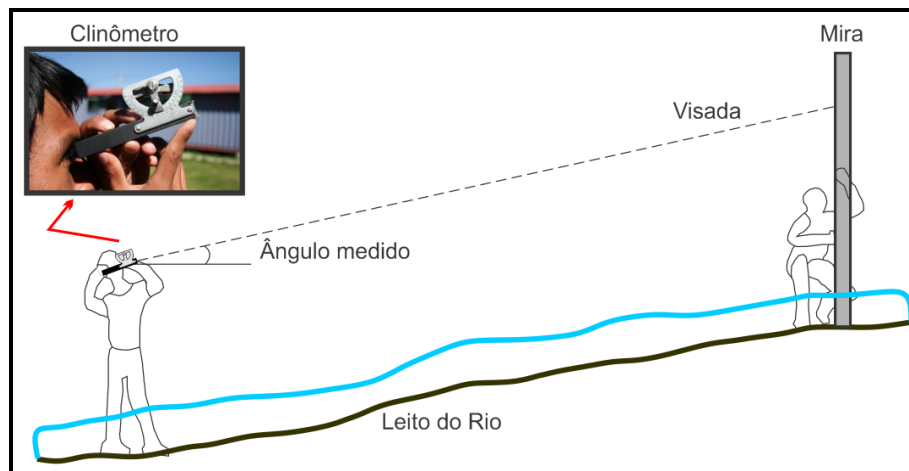


Figura 3.3: Medição da inclinação de segmento de canal com a utilização do clinômetro.



Figura 3.4: Exemplos de segmentos de coleta de amostras, que foram classificados como de leito plano. Observa-se a forma retilínea e composição arenosa.

3.3.2 Quantificação da Carga de Sedimentos

A determinação do tamanho dos grãos se deu de acordo com o método de amostragem de Wolman (1954) que é baseado na análise relativa da área de cobertura dos clastos dispostos no leito do canal (sedimento de fundo), ao invés de seus pesos relativos, como na análise granulométrica convencional. O método consiste nos seguintes passos:

- Ao escolher o segmento de canal com as características necessárias, um gride (Figura 3.5 a) foi estabelecido através de passos ou linhas reais. Neste trabalho, trechos com cascata e piscinas ou depressões (Figura 3.5 b e c) foram descartados, pois poderiam influenciar a disposição natural dos clastos;
- Após estabelecer o gride, coletaram-se 100 seixos no leito (Figura 3.5 d). Este método de seleção aleatória de clastos exige que o amostrador não olhe para o leito durante a operação. Na prática, deve-se extrair o seixo que tocar

a ponta do dedo ou da bota do amostrador. Cabe destacar que os clastos coletados devem apresentar tamanho mínimo de dois milímetros;

- Após a amostragem, o eixo intermediário de cada clasto foi medido com o auxílio de uma régua (Figura 3.5 e);
- Ao final, as amostras foram conservadas em sacos plásticos e levadas para o laboratório para posterior análise. Quando a coleta ou transporte das amostras era inviável, devido a sua elevada dimensão ou distância do ponto, as análises foram feitas no próprio local da coleta (Figura 3.5 f).

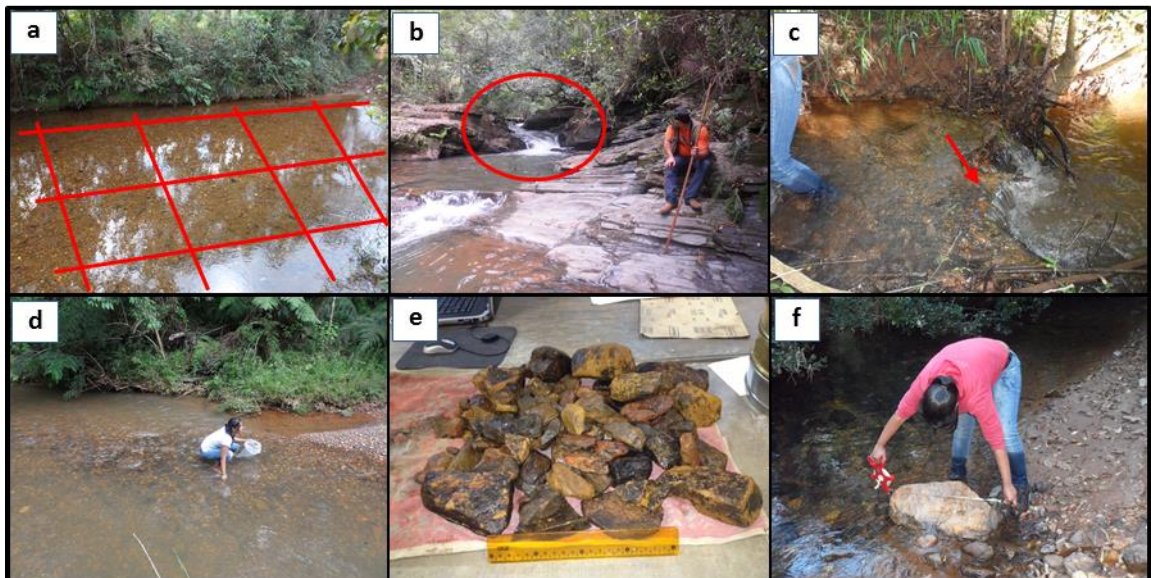


Figura 3.5: Demonstração da coleta de sedimentos. (a) segmento do canal selecionado e subdividido um gride; (b) exemplo de queda d'água encontrado em alguns pontos dos cursos de drenagem, o que impossibilitou sua seleção; (c) acúmulo de sedimentos, galho de árvores, etc, ocasionando o barramento nesta porção do canal; (d) amostrador coletando sedimentos em um ponto do rio das Velhas; (e) eixo médio dos clastos sendo medidos com auxílio de um régua; (f) clastos com grandes dimensões medido e deixado em campo.

3.4 COLETA DE DADOS DE SEDIMENTOS DE ENCOSTA

Objetivando o melhor entendimento das relações pedogeomorfológicas da região do alto rio das Velhas, Costa *et al.* (2014) executaram tradagens e abriram quatro trincheiras ao longo de um perfil de 500 metros em uma encosta na bacia do córrego São Bartolomeu (Figura 3.6).

Costa *et al.* (2014) analisaram a cobertura pedológica nesta encosta, onde foi possível constatar a presença de linhas de pedra (*stone line*) de espessura centimétrica a decimétrica, a alguns decímetros da superfície, entre dois horizontes pedológicos câmbicos, mal desenvolvidos. Linhas de pedra subparalelas à superfície topográfica são muito comuns nos perfis de solo das encostas da região do alto rio das Velhas. De acordo com a mesma autora, evidências micromorfológicas e de campo sugerem que o horizonte câmbico superior se desenvolveu sobre um colúvio. Como estas linhas podem representar sedimentos residuais de eventos erosivos, optou-se por estudá-las também no presente trabalho na tentativa de se estabelecer eventuais correlações das mesmas com os sedimentos das calhas fluviais.

Dessa forma, em cada trincheira foi coletada uma amostra da linha de pedra (Figura 3.7), para posterior análise granulométrica e caracterização quanto à composição mineralógica/ litológica, grau de arredondamento e granulometria (Suguio, 1973).

Além destas linhas subjacentes ao colúvio, também foi possível documentar a presença de matacões de composição litológica variada não só no fundo dos vales (canais, planícies de inundação e terraços fluviais), como também nas encostas de fundo de vale. Nas encostas, ocorrem depósitos maciços, sem qualquer tipo de estruturação, assemelhando-se a depósitos de encosta de movimento de massa. Assim como as linhas de pedra, estes clastos foram mapeados quanto ao local de ocorrência e composição litológica, pois representam registros de antigos episódios de erosão, talvez correlacionáveis a fluxos de detritos pretéritos e outros tipos de movimentos de massa, como quedas e rolamentos.

Cabe ressaltar que só foram registrados os matacões encontrados em cortes de estrada e ao longo das drenagens principais, pois o caminhamento em afluentes de menor ordem

hierárquica e mesmo em encostas tornou-se inviável devido à excessiva inclinação do relevo local e à vegetação densa.

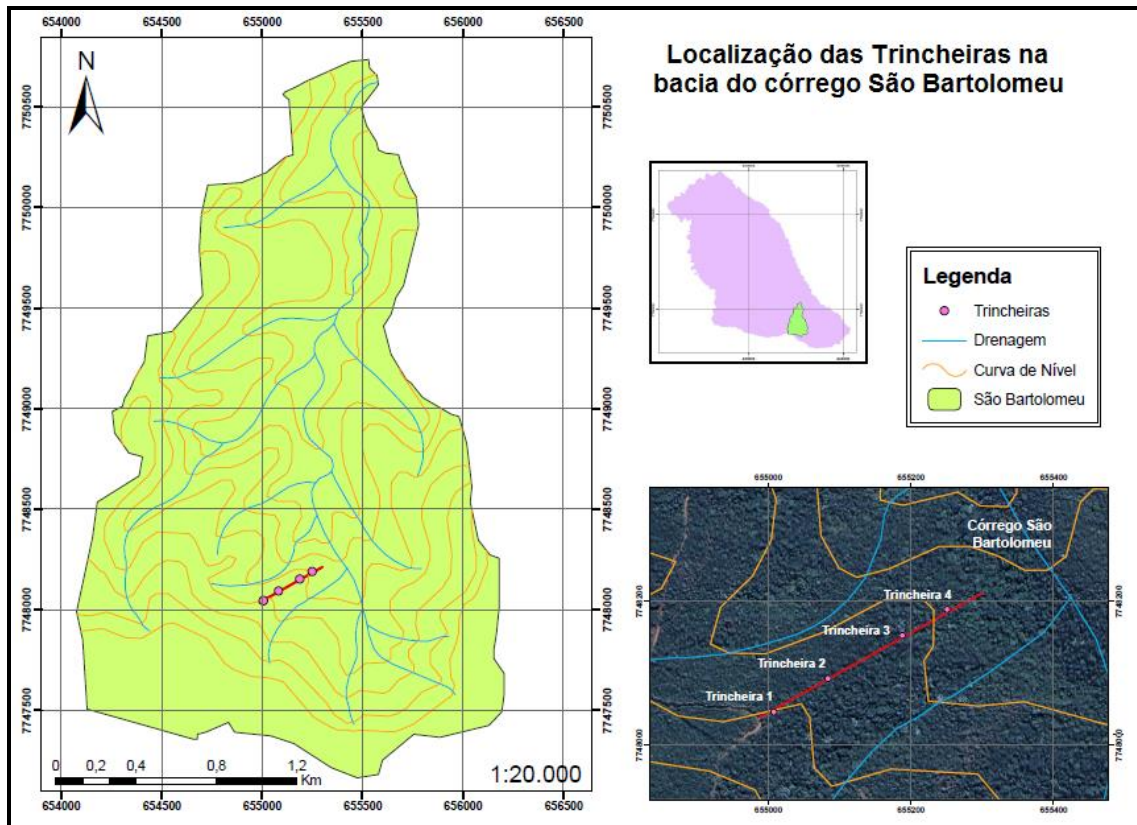


Figura 3.6: Localização das trincheiras escavadas ao longo de vertente na bacia do córrego São Bartolomeu.



Figura 3.7: Perfil de solo da trincheira 3 com a localização da linha de pedra.

4.5 ANÁLISE EM CAMPO

A Figura 4.4 apresenta o mapa com a distribuição dos pontos de coleta de dados de campo nas três bacias selecionadas. Como já mencionado, os locais das coletas de amostras foram escolhidos em função das vias de acesso na APA/CA. Nota-se que a área das cabeceiras do alto rio das Velhas (Figura 3.8) foi descartada, pela dificuldade de acesso.

No total foram realizadas 87 amostragens ao longo dos canais de drenagem dos córregos São Bartolomeu e Cardoso e nas cabeceiras do rio das Velhas. Em função da escala de trabalho, o espaçamento entre os pontos de coleta em cada trecho da drenagem foi de no mínimo 100 metros.

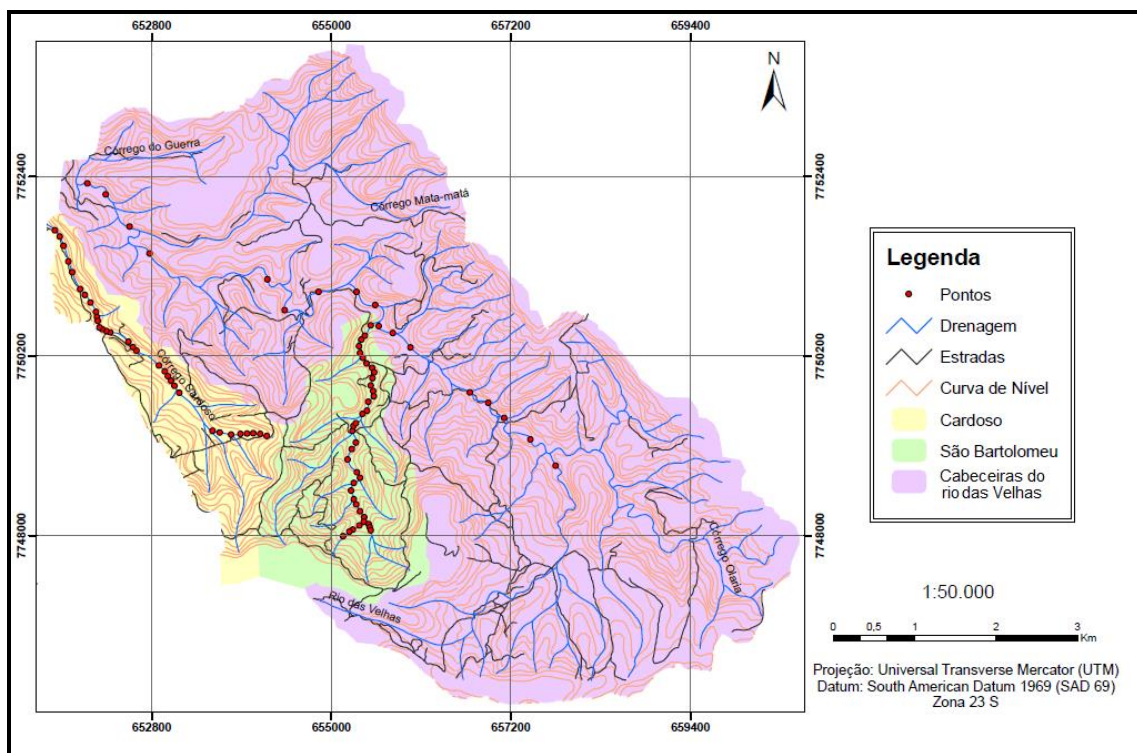


Figura 3.8: Mapa de distribuição de pontos de coleta de dados nas bacias selecionadas.

3.5 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

Finda a coleta em campo, as amostras de clastos dos sedimentos de fundo dos canais fluviais e da *stone line* foram levadas para o Laboratório de Geotecnia da UFOP, onde pôde-se medir o eixo intermediário de cada clasto, com o auxílio de uma trena.

Em seguida, agruparam-se os clastos medidos em limites de classes (Figura 3.9), conforme recomendado por Wolman (1954), e com estas foi possível construir a curva de frequência acumulada do tamanho dos clastos. A partir do gráfico de distribuição granulométrica foi possível adquirir o diâmetro médio (D_{50}) de cada amostra.

Tais clastos foram também analisados pelo método tradicional de peneiramento (Figura 3.10), quando, após o peneiramento, cada classe foi pesada em balança de precisão e a distribuição da frequência acumulada de cada foi representada em gráfico. As peneiras utilizadas são apresentadas na Tabela 3.1.



Figura 3.9: Clastos agrupados em limites de classes de acordo com o eixo médio de cada clasto.



Figura 3.10: Clastos separados através do método de peneiramento.

Tabela 3.1: Número das peneiras utilizadas no estudo e a abertura em milímetros.

Nº da Peneira	Abertura (mm)
-	256
4.1/2''	128
2.1/2''	64
1.1/2''	32

1/2''	16
3/8''	8
5	4
10	2

Avaliou-se também um terceiro método de representação da distribuição granulométrica. Neste, os clastos também foram pesados e classificados por meio da medida do eixo intermediário. Este método leva em consideração o volume das amostras, e não somente a dimensão média, já que na região de estudo há clastos de litologias variadas. Os itabiritos, por exemplo, apresentam densidades muito altas devido ao conteúdo elevado em ferro.

Também foi efetuada a classificação dos 100 clastos de cada amostra do segmento fluvial em relação à composição mineralógica ou litológica, e o grau de arredondamento. A análise da composição se deu com auxílio de uma lupa de geólogo de 10 vezes, já que foi desnecessária a elaboração de lâminas petrográficas devido às características litológicas bem marcantes da região. O grau de arredondamento foi estabelecido de acordo com a classificação apresentada por Pettijohn *et al.* (1973), ilustrada na Figura 3.11. Na Figura 3.12 é apresentada a tabela Excel empregada para a classificação dos clastos.

Para a classificação granulométrica dos fragmentos detríticos (matacões) encontrados ao longo das drenagens, planícies de inundação, terraços e em encostas foi utilizada a classificação de Wentworth (Tabela 3.2).

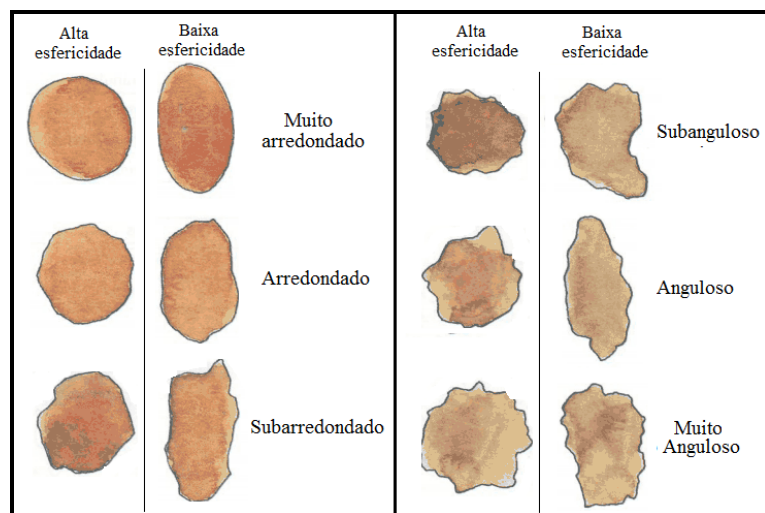


Figura 3.11: Padrões para determinar o grau de arredondamento dos clastos (Pettijohn *et al.*, 1973).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	Clasto	Diâm médio	Diâm máx	Litologia	Arredondamento						
2	1	570	660	Xisto	Sub-anguloso						
3	2	155	162	Xisto	Anguloso						
4	3	141	187	Quartzo de veio	Sub-anguloso						
5	4	61	92	Quartzo de veio	Sub-anguloso						
6	5	39	104	Quartzito	Anguloso						
7	6	46	65	Quartzo de veio	Sub-arredondado						
8	7	38	63	Ultramáfica	Sub-arredondado						
9	8	49	54	Xisto	Anguloso						
10	9	54	80	Xisto	Sub-anguloso						
11	10	47	72	Xisto	Sub-anguloso						
12	11	42	65	Quartzo de veio	Sub-anguloso						
13	12	43	91	Ultramáfica	Anguloso						
14	13	42	81	Xisto	Sub-arredondado						
15	14	52	63	Quartzo de veio	Sub-anguloso						
16	15	44	81	Quartzito	Anguloso						
17	16	34	76	Quartzo de veio	Muito Anguloso						
18	17	37	121	Ultramáfica	Sub-anguloso						
19	18	35	52	Xisto	Sub-arredondado						

Figura 3.12: Visualização da tabela Excel empregada para classificação granulométrica, textural e do grau de arredondamento das amostras.

Tabela 3.2: Classificação granulométrica de Wentworth. Modificado de Suguio (1973).

Classificação	Dimensão
Argila	< 4 μm
Silte	> 4 μm < 64 μm
Areia	> 64 μm < 2 mm
Grânulo	> 2 mm < 4 mm
Seixo	> 4 mm < 64 mm
Bloco ou Calhau	> 64 mm < 256 mm
Matacão	> 256 mm

3.5.1 Determinação do D_{50}

Assim como sugerido por Brummer e Montgomery (2003), empregou-se o diâmetro médio (D_{50}) de cada curva granulométrica para quantificar a dimensão média da amostra de clastos de cada ponto de coleta.

Segundo Wallinga *et al.* (2000), os tamanhos das partículas são usualmente reportados em função do diâmetro médio (D_{50}), que corresponde ao diâmetro apresentado por 50%, em massa, das partículas presentes, ou seja, o D_{50} representa a mediana de uma distribuição granulométrica de uma amostra (Figura 3.13).

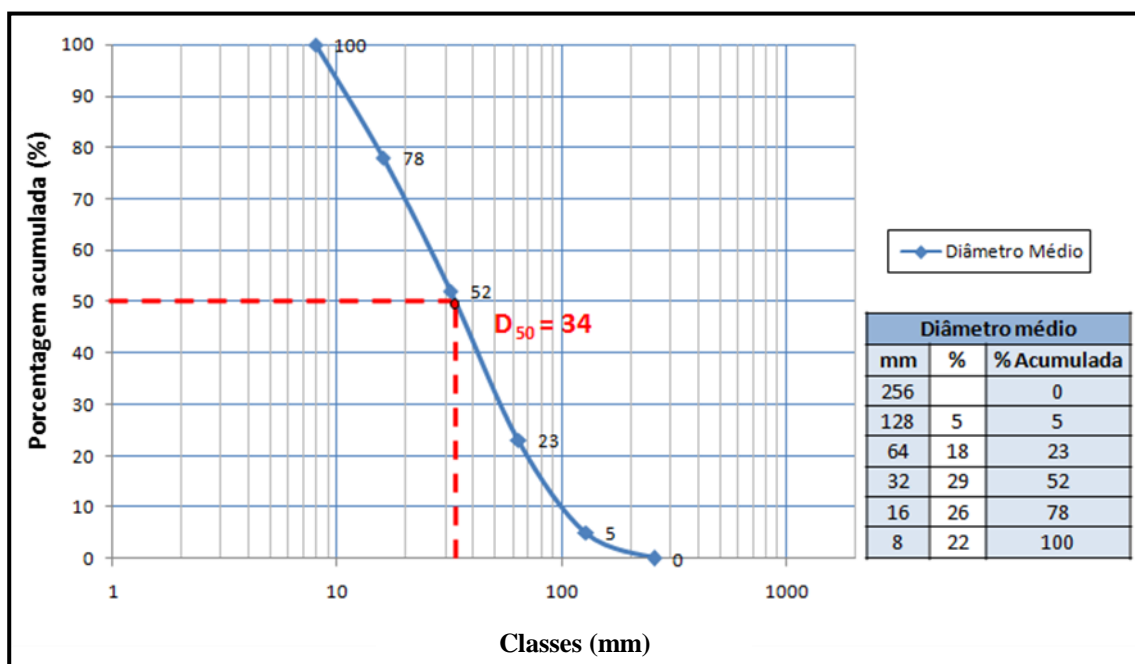


Figura 3.13: Procedimento para a obtenção do diâmetro médio (D_{50}) de uma curva granulométrica.

3.6 DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA

A datação por luminescência é um dos métodos de geocronologia absoluta, e baseia-se na luminescência de minerais comuns em sedimentos detríticos, como quartzo ou feldspato, e pode ser empregado na grande maioria dos depósitos sedimentares, principalmente os arenosos (Guedes *et al.*, 2011).

Foi coletada uma amostra do topo das *stone lines* em cada uma das quatro trincheiras ao longo de encosta na bacia do córrego São Bartolomeu (Figura 3.6) e seis amostras de solo/sedimento inconsolidado sob matacões, para datação pelo método da luminescência opticamente estimulada (LOE) utilizando o protocolo SARs com 10 alíquotas (Wallinga *et al.*, 2000). As amostras foram coletadas com a mínima deformação possível e sem exposição à luz solar, já que este método data a última exposição à incidência solar (Souza *et al.*, 2005).

Devido à coesão provocada por certo grau de laterização do perfil pedológico, as amostras de linhas de pedra em cada trincheira foram coletadas através da extração de blocos indeformados com 20 cm de aresta no topo das camadas (Figura 3.14). Também foram coletados solos/sedimentos sob matacões, de tamanhos variados, depositados na calha, planície de inundação ou terraços do córrego São Bartolomeu (Figura 3.15), com o objetivo de estabelecer a provável idade de deposição destes clastos. Nestes casos, a coleta se deu com auxílio de tubos de PVC de cinco centímetros de diâmetro e 35 cm de comprimento (Figura 3.16), que foram cravados sob os clastos pré-selecionados.

Após a coleta, as amostras foram acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomassem luz durante a coleta, transporte e envio para análise no laboratório da empresa Datação Comércio e Prestação de Serviços LTDA, em São Paulo.



Figura 3.14: Procedimento de coleta de blocos indeformado na camada de linha de pedras em trincheira.

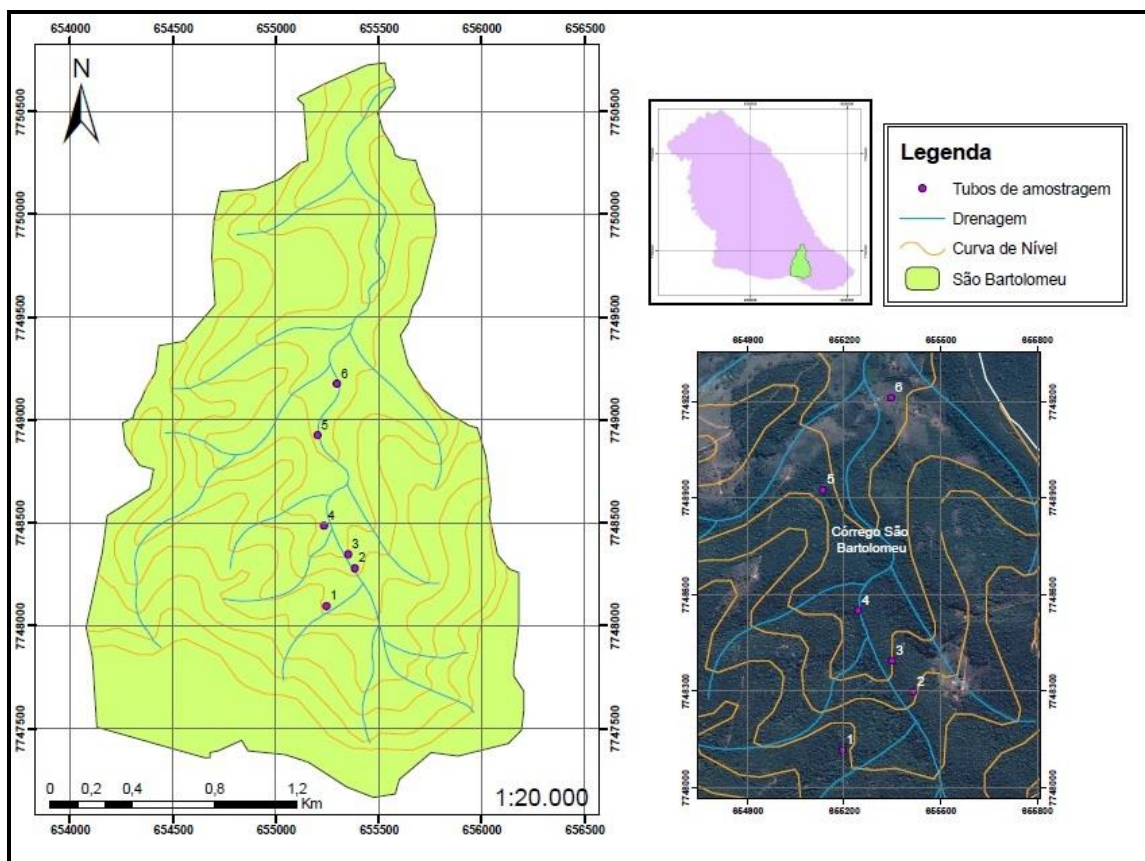


Figura 3.15: Localização dos pontos de coleta de sedimentos sob matações com tubos de PVC.



Figura 3.16: Operação de coleta de amostra sob matacão de quartzito (delimitado pelo tracejado em vermelho) em barranco adjacente ao canal do córrego São Bartolomeu.

3.6.1 Preparação das Amostras

No laboratório da empresa Datação Comércio e Prestação de Serviços LTDA, as amostras foram abertas em ambiente de luz vermelha na extremidade interna de inserção indicada na embalagem em que foi armazenada. Posteriormente, as amostras passaram por um tratamento químico com H_2O_2 (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), sendo que as lavagens intermediárias são efetuadas com água destilada. Após tratamento químico, as amostras foram secas e peneiradas, separando-se uma fração granulométrica na faixa de 100-160 μm (100-60 Tyler), obtendo-se assim material natural (quartzo/feldspato) isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria homogênea.

3.6.2 Determinação da Dose Acumulada Natural ou Paleodose

A determinação da dose acumulada natural ou paleodose foram baseadas nas recomendações da empresa responsável pela elaboração das análises: Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA.

O protocolo SAR é feito para determinar uma idade média dentre 10 alíquotas, ou seja, são feitas 10 curvas de calibração e encontradas 10 idades. É possível construir um histograma de idades e interpretar a variação na amostragem.

No protocolo SAR apenas uma alíquota (~7mg) é utilizada para a determinação de cada paleodose (P). Dessa forma, a alíquota usada na medida do sinal natural de LOE, será a mesma nas diversas etapas de irradiação, para a construção da curva de calibração. Assim, no protocolo SAR, se forem utilizadas as mesmas 10 alíquotas obtém-se, ao final, 10 valores de P e, conseqüentemente, 10 idades diferentes para uma mesma amostra. Para efetuar o protocolo SAR devem-se seguir algumas etapas:

Separação de 20-50 grãos (100-300 μ m) ou alíquotas (7mg) de cada amostra a ser datada:

- Medida da LOE natural, L_n ;
- Irradiação (fonte radioativa) com dose teste (D_T);
- Tratamento térmico de 220°C;
- Medida da LOE teste, T_n ;
- Irradiação com dose regenerativa;
- Tratamento térmico de 220°C;
- Medida da LOE regenerativa, L_i ;
- Irradiação com dose teste;
- Tratamento térmico de 220°C;
- Medida da LOE teste, T_i ;
- Repetição do ciclo começando a partir do item 6 até a 4 dose regenerativa.

A partir daí confecciona-se a curva de calibração individual de cada alíquota, que é a razão L_i/T_i versus dose, onde $i=1$ até 4.

A seguir, é feito um gráfico de calibração L_i/T_i versus D_i , e como são usados os mesmos grãos para o ciclo todo, eles podem sofrer variações (alteração) na sua resposta LOE

com a dose. Estas variações são corrigidas através da leitura da dose teste, que será sempre constante em cada ciclo (geralmente em torno de 10% do valor da dose acumulada). Com o gráfico da calibração, insere-se o valor da taxa L_n/T_n (a luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste), para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal, D_e , conforme mostra a Figura 3.17.

Para se encontrar os valores de D_e , são usados o modelo de cálculo pela média ponderada dos D_e , ou utiliza-se apenas os valores mais baixos de D_e , considerando-se que os altos estavam com sinal de LOE residuais.

O protocolo SAR como um todo ainda é composto por mais três testes:

1. Reciclagem, que é a correção na sensibilidade da resposta $0,9 < (L_i/T_i)/(L_1/T_1) < 1,1$, onde i = última dose igual a D_1 ;
2. Recuperação do sinal devido à irradiação, estimulação ou tratamentos térmicos prévios (L_0/L_{nat}) $< 5\%$, onde L_0 = emissão devido à dose zero;
3. Recuperação de dose, determinação da dose, previamente estabelecida, usando o SAR, com os mesmos parâmetros adotados para determinar a D_e da amostra.

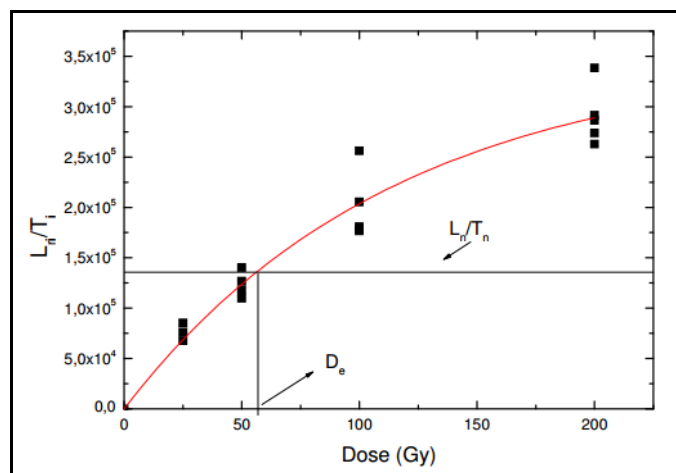


Figura 3.17: Exemplo de curva de calibração obtida através do protocolo SAR. (Wallinga *et al.*, 2000).

A idade (I) é calculada dividindo-se D_e por T , que é encontrada através dos valores de concentração dos isótopos radioativos do U, Th e K, além da contribuição da radiação

cósmica (Equação 3.1). Esses valores são determinados através de espectroscopia gama.

$$I = \frac{D_e}{T_\beta + T_\gamma + T_{\text{raios cósmicos}}}$$

(3.1)

3.7 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Todos os resultados dos dados de campo e de laboratório foram analisados em conjunto de forma a poder verificar a hipótese inicial.

4.1 REPRESENTIVIDADE DAS BACIAS SELECIONADAS

Foram analisadas algumas bacias na região do alto rio das Velhas por meio de imagens de satélite, e constatou-se então que, a região da APA/CA representa a porção mais compatível e viável para este estudo, visto que apresenta características necessárias, mencionadas no item 3.2 deste trabalho, além de estar localizada nas proximidades de Ouro Preto.

Após a análise prévia de campo em toda da APA/CA, selecionaram-se algumas bacias adequadas para este trabalho, e posteriormente, os parâmetros e índices morfométricos para cada uma delas foi calculado. Algumas bacias foram descartadas por não apresentarem índices morfométricos e características de meio físico compatíveis às necessidades impostas, baseando-se nos dados obtidos por Brummer e Montgomery (2003). Também foram levados em consideração estudos pretéritos realizados nas mesmas bacias por outros autores, como Monteiro da Silva (2009), Freitas (2010) e Costa *et al.* (2014). Finalmente, foi também considerada a logística, já que se trata de uma área de proteção ambiental, com difícil acesso devido à vegetação densa.

As bacias escolhidas apresentam, de acordo com estudos anteriores, todos os fatores para desencadear fluxo de detritos, pois se tratam de bacias restritas, de alta declividade e de pequena dimensão, sujeita a chuvas concentradas.

4.2 CARACTERÍSTICAS DAS BACIAS SELECIONADAS

O acesso às bacias de cabeceira na região da APA/CA é difícil, já que os cursos d' água são muito encaixados e íngremes e sob densa vegetação. Mesmo assim, foi possível selecionar duas pequenas bacias, a partir da avaliação das características morfométricas

e das condições de acesso das vias disponíveis. São elas as bacias hidrográficas do córrego São Bartolomeu e do córrego Cardoso. Como estas bacias apresentam áreas relativamente pequenas em relação às investigadas por Brummer e Montgomery (2003), optou-se por agregar ao estudo as cabeceiras do alto rio das Velhas, para onde estas duas bacias drenam (Figura 4.1).

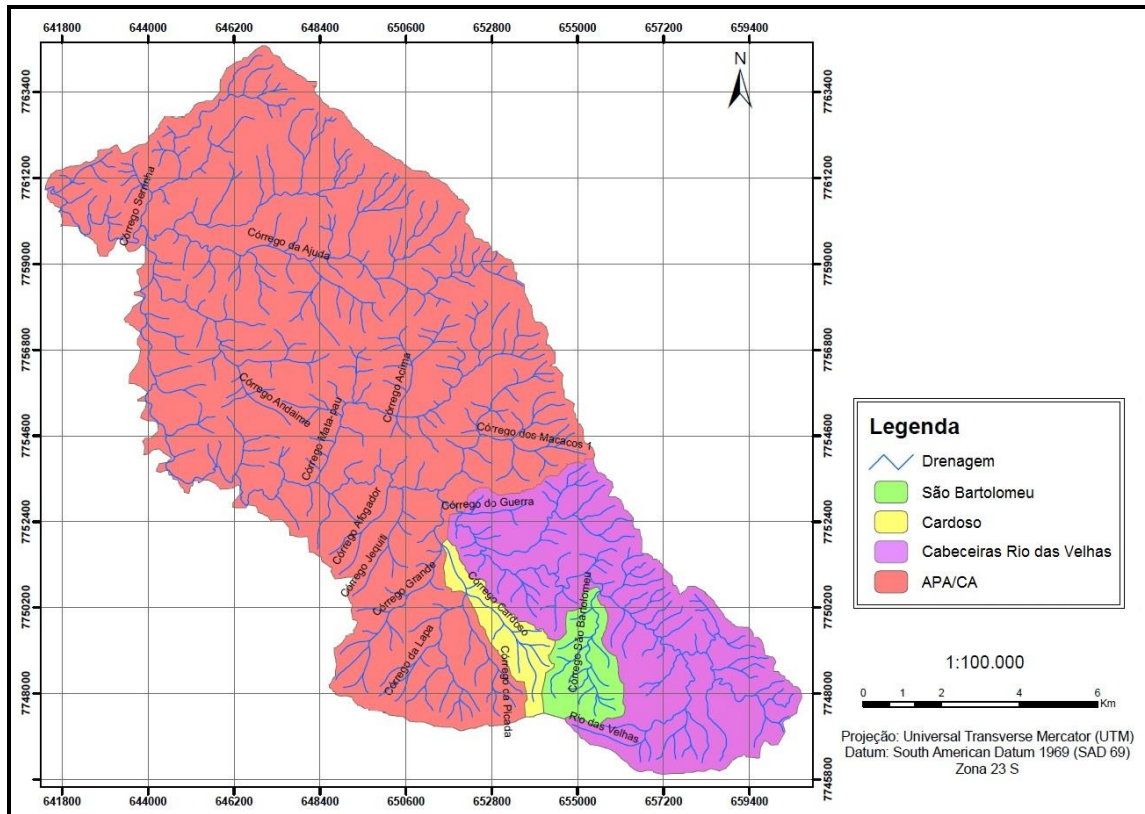


Figura 4.1: Localização das bacias selecionadas para o presente estudo.

As bacias dos córregos São Bartolomeu e Cardoso estão localizadas na porção sul da APA/CA. A primeira está compreendida nos limites da propriedade pertencente à UFOP (Fazenda da Brígida), e é um dos afluentes do rio das Velhas, possuindo 4,72 km². Já a bacia do córrego Cardoso, cuja área é 3,66 km², corresponde a um afluente do córrego Grande, que por sua vez também é um tributário do rio das Velhas.

A bacia das cabeceiras do rio das Velhas, como já mencionado, foi escolhida por ter uma área de 37,84 km², ou seja, maior que a área das bacias dos córregos Cardoso e São

Bartolomeu, e também por ser uma região de mais fácil acesso do que o restante da área da APA/CA. Também está localizada na porção sul da APA/CA, englobando a bacia do córrego São Bartolomeu.

O padrão de drenagem destas bacias apresenta-se, de maneira geral, com forma em treliça, com tendência dos canais a se orientarem na direção noroeste/sudeste, coincidente com a direção do eixo do Anticlinal de Mariana e da foliação metamórfica principal (Dorr, 1969). Contudo, as drenagens de primeira ordem do sul da área de estudo possuem tendência de se alinhar conforme a direção norte-sul, pois sofrem influência marcante da Serra de Ouro Preto, que apresenta direção leste/oeste

4.3 MORFOMETRIA

Através do SIG, com emprego do programa ArcGis 9.3[®], obtiveram-se os valores de área, perímetro, variação da altitude e comprimentos dos canais de cada bacia, que consistem em dados preliminares utilizados para cálculo dos índices morfométricos (Tabela 4.1).

Tabela 4.1: Valores preliminares para o cálculo dos índices morfométricos.

Parâmetros	São Bartolomeu	Cardoso	Rio das Velhas
Área de drenagem (A)	4,72 km ²	3,66 km ²	37,84 km ²
Perímetro (P)	10,26 km	12,65 km	29,73 km
Comprimento do canal principal (L)	2,40 km	3,20 km	14,80 km
Distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal (Lv)	2,18 km	3,10 km	10,80 km
Área do círculo de perímetro igual ao da área total da bacia (Ac)	9,08 km ²	12,10 km ²	69,50 km
Comprimento de todos os cursos d'água	12,77 km	7,98 km	97,60 km
Altitude máxima	1440 m	1440 m	1500 m
Altitude mínima	1080 m	1060 m	1040 m

Com a análise do sistema de drenagem, verificou-se que as bacias dos córregos São Bartolomeu e Cardoso são de 3ª ordem e a bacia da porção a montante do rio das Velhas possui ordem 5, conforme a classificação de Strahler (1957), o que evidencia sistemas de drenagem com ramificação significativa.

Na Tabela 4.2 encontram-se os valores obtidos através do cálculo dos parâmetros morfométricos das bacias selecionadas.

Tabela 4.2: Índices morfométricos calculados para as bacias selecionadas.

Índices Morfométricos	São Bartolomeu	Cardoso	Cabeceiras do Rio das Velhas
Índice de Sinuosidade	1,10	1,03	1,37
Densidade Hidrográfica	2,54 canais/km ²	1,90 canais/km ²	2,38 canais/km ²
Densidade de Drenagem	2,70 km/km ²	2,18 km/km ²	2,58 km/km ²
Índice de circularidade	0,52	0,31	0,54
Coeficiente de Manutenção	370,37 km	458,71 km	387,61 km
Relação de Relevo	0,15 km	0,11 km	0,03 km
Gradiente de Canais	0,60	0,45	0,10

Verifica-se que os valores das duas bacias de 3ª ordem são similares, com uma pequena variação na densidade hidrográfica e densidade de drenagem, devido ao maior número de canais na bacia do córrego São Bartolomeu. Já os valores referentes às cabeceiras rio das Velhas são coerentes com os resultados de uma bacia de maior ordem hierárquica, ou seja, se diferenciam das bacias de cabeceira de menor ordem.

O índice de sinuosidade corresponde ao principal fator controlador da velocidade de escoamento fluvial, sendo influenciado pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e pela declividade dos canais (Vilella e Mattos, 1975). Os valores encontrados para o córrego São Bartolomeu e Cardoso foram respectivamente 1,10 e 1,03, que correspondem a de alta sinuosidade, de acordo com Riccomini *et al.* (2000), porém a região das cabeceiras do rio das Velhas indica canais com maiores curvaturas.

Para os córregos São Bartolomeu, Cardoso e rio das Velhas os valores do coeficiente de manutenção, que representa a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento (Schumm, 1956) são, respectivamente, de 370,37, 458,71 e 387,60 km²/km, denotando bacias ricas em cursos d'água.

Segundo Vilella e Mattos (1975), valores de densidade de drenagem maiores que 3,5 km/km² indicam bacias muito bem drenadas, com grande capacidade de drenagem. Apontando neste mesmo sentido, os valores de densidade hidrográfica obtidos são evidências de que as bacias têm um nível de drenagem alto.

Quanto mais próximo da unidade o índice de circularidade, mais circular é a bacia, favorecendo a ocorrência de cheias (Alves e Castro, 2003). Assim, os valores dos índices encontrados indicam bacias alongadas, com menor probabilidade de cheias e com escoamento superficial rápido, com efeitos reduzidos a jusante.

Os valores obtidos nas duas bacias de menor ordem para os parâmetros relação de relevo (0,15, 0,11) e gradiente de canais (0,60 e 0,45) revelaram, no que diz respeito ao canal principal de cada bacia, declividades altas e o relevo relativamente íngreme. No entanto, quando esses valores são analisados para as cabeceiras do rio das Velhas (0,028 e 0,10), os resultados correspondem a declividades moderadas e relevo mais suave, como esperado.

4.4. PERFIS TOPOGRÁFICOS DOS CANAIS DE DRENAGEM

Foram elaborados perfis topográficos longitudinais dos canais principais (Figura 4.3) com o programa ArcGis 9.3[®]. Em todos os perfis (Figura 4.2) observam-se patamares ao longo de seus canais principais, ou seja, níveis de base locais (*knickpoints*) bem marcados, condicionados pela litoestrutura.

O desnível varia em torno de 100 metros nos perfis das bacias dos córregos São Bartolomeu e Cardoso, já na porção a montante do rio das Velhas esta variação é maior, chegando a 460 metros. De acordo com o mapa geomorfológico (Figura 1.8) estes níveis de base estariam relacionados à mudança de relevo do domínio de serras escarpadas para o de colinas.

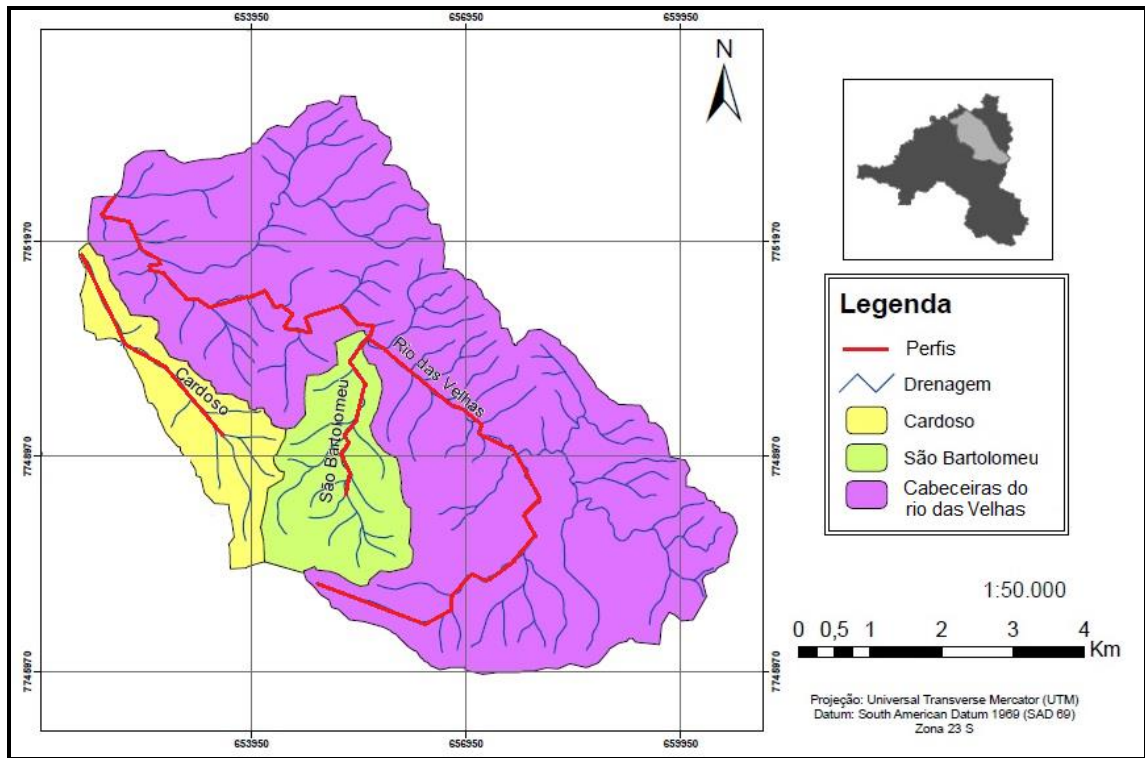


Figura 4.2: Localização em mapa dos perfis topográficos longitudinais.

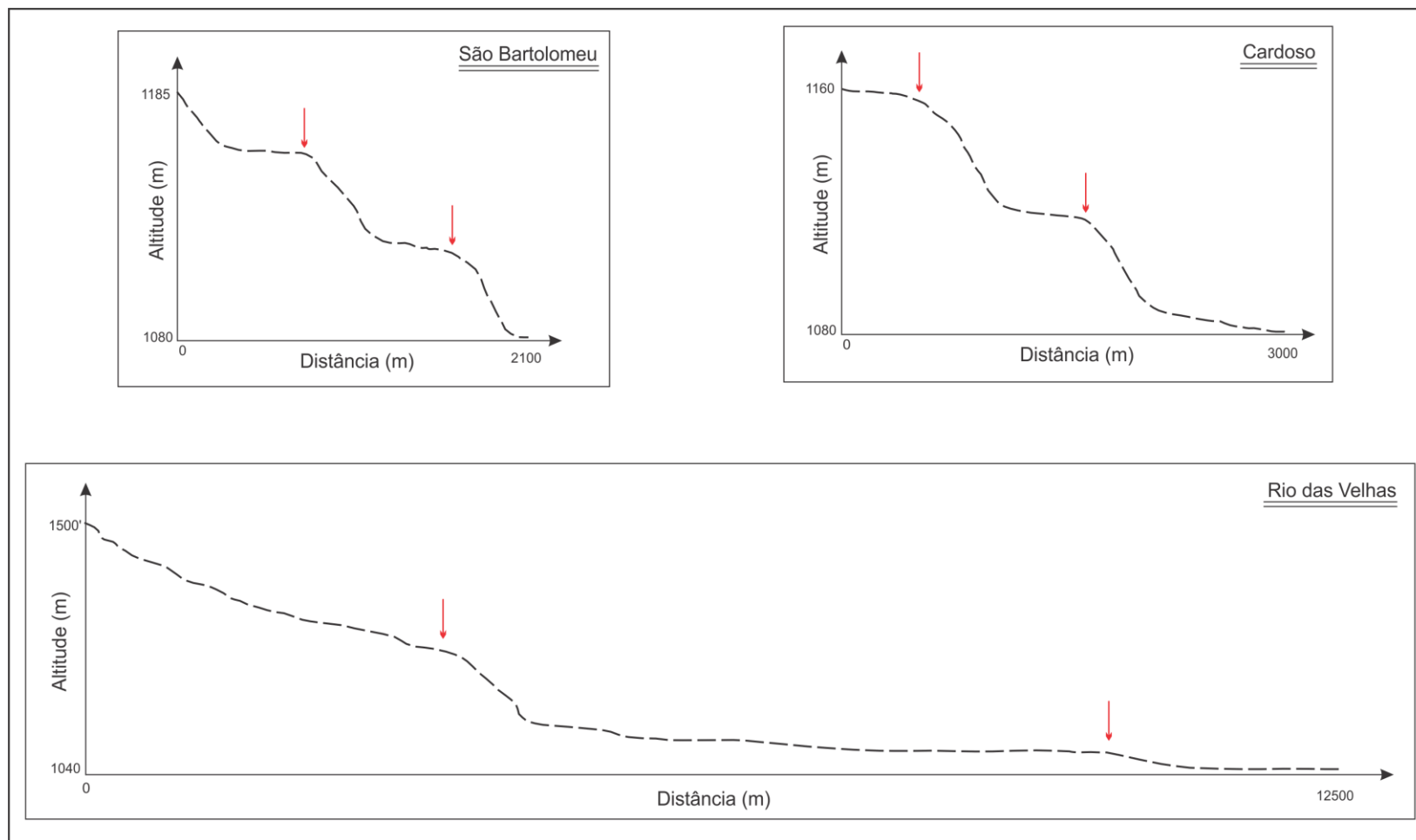


Figura 4.3: Perfis topográficos longitudinais dos canais de drenagem dos córregos São Bartolomeu, Cardoso e Rio das Velhas, onde as setas representam os níveis de base locais.

4.6 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DE SEDIMENTOS DE FUNDO

4.6.1 Composição Mineralógica e Litológica dos Clastos

A classificação mineralógica e litológica foi feita para todos os pontos de coleta das bacias selecionadas, totalizando 87 amostragens com 100 clastos cada, ou seja, 8700 clastos.

Na Figura 4.4 são apresentadas as percentagens das litologias dos clastos encontrados como sedimento de fundo cada canal de drenagem principal de cada bacia. Observa-se que o xisto é composição predominante, e que o número de clastos de quartzito, quartzo e itabirito variam bastante, sendo este último encontrado em maior abundância no córrego São Bartolomeu. Verifica-se também que os clastos de canga e de rochas ultramáficas são pouco significativos em todos locais de amostragem.

Na Figura 4.5 é apresentada a relação entre a composição dos clastos pela área de drenagem a montante (em cada ponto de coleta) de cada canal. Constata-se que não há grande variação da composição dos clastos ao longo dos cursos, com exceção dos itabiritos e xistos no córrego São Bartolomeu (Figura 4.5a), cuja proporção se inverte entre dois e três quilômetros quadrados de área de drenagem.

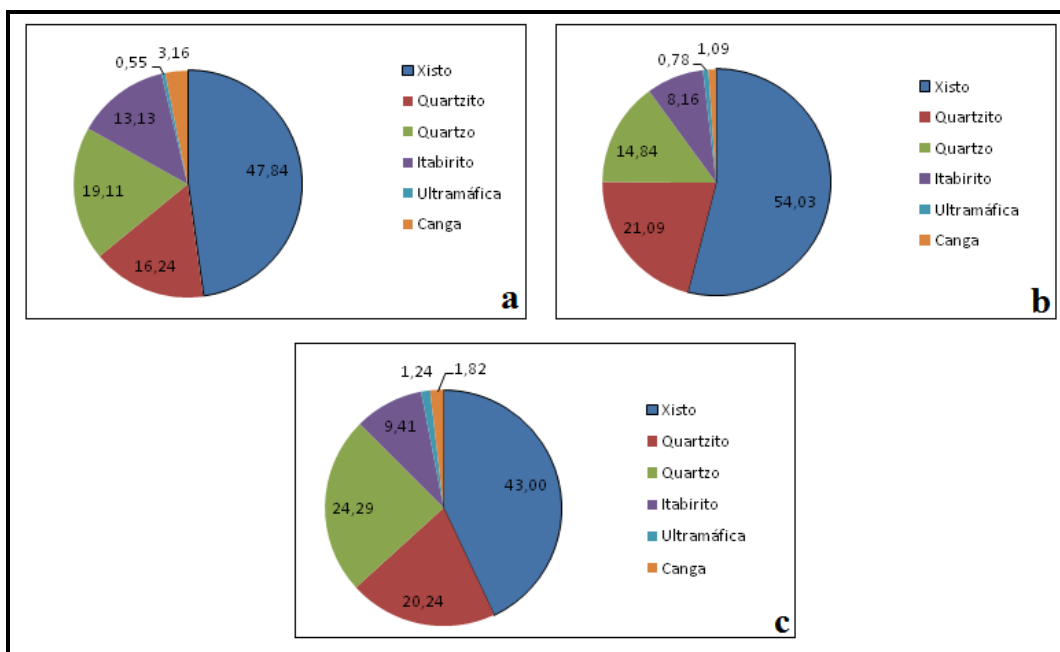


Figura 4.4: Composição dos clastos encontrados como sedimento de fundo nos córregos São Bartolomeu (a), Cardoso (b) e cabeceiras do rio das Velhas (c).

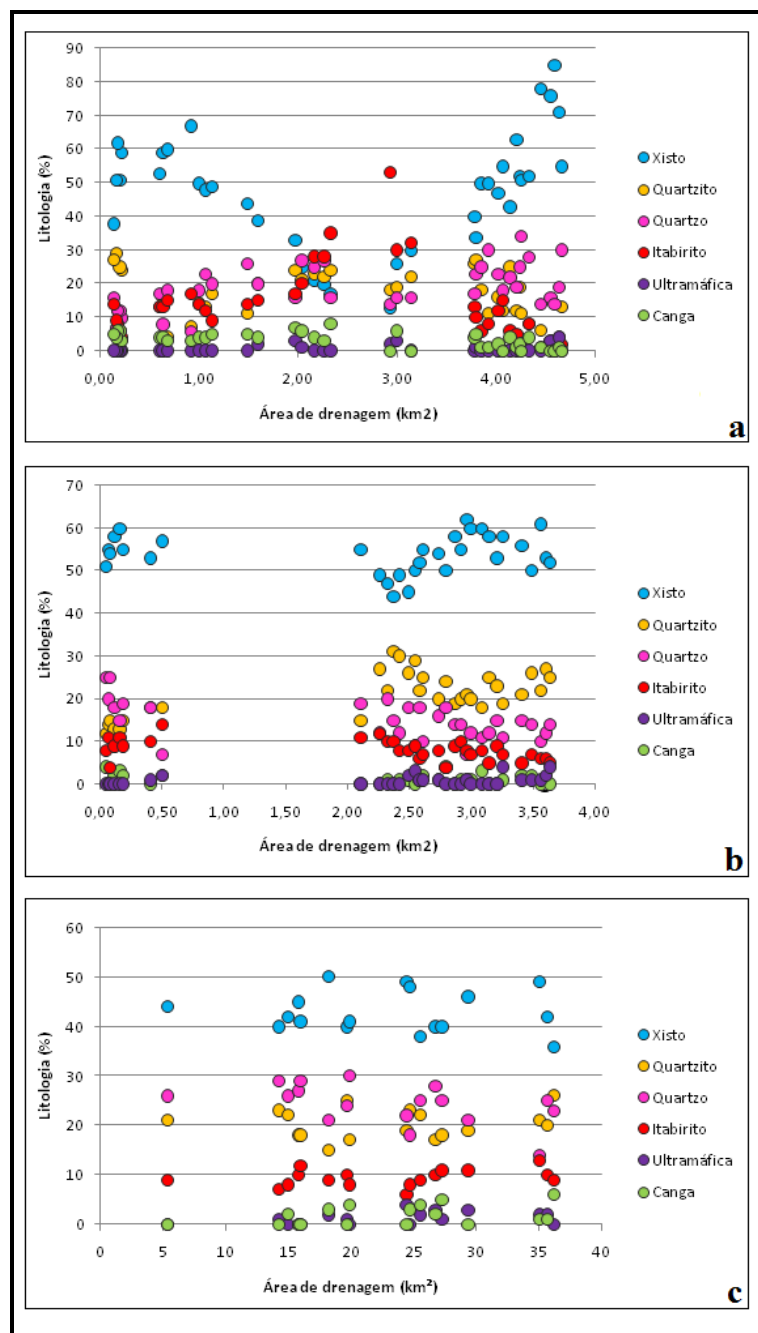


Figura 4.5: Relação entre a composição percentual dos clastos pela área de drenagem a montante nos córregos São Bartolomeu (a), Cardoso (b) e na porção montante do rio das Velhas (c).

4.6.2 Arredondamento dos Clastos

A classificação de arredondamento dos clastos foi realizada para as mesmas amostras (Figuras 4.6). No córrego São Bartolomeu, os clastos são predominantemente

angulosos, já no córrego Cardoso os clastos passam de angulosos para arredondados. Nas cabeceiras do rio das Velhas, os clastos variam de arredondados a sub-arredondados, coerentemente com a maior área de drenagem à montante nesta bacia. A Figura 4.7 apresenta a variação, de montante à jusante, de cada classe de arredondamento das bacias selecionadas.

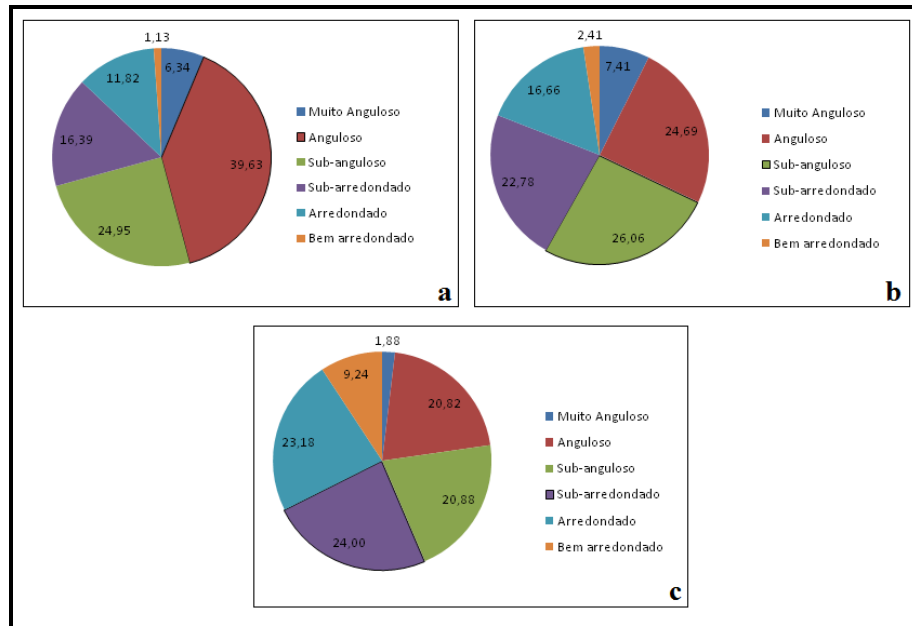


Figura 4.6: Percentagem das classes de arredondamento dos clastos de sedimentos de fundo nos córregos São Bartolomeu (a), Cardoso (b) e nas cabeceiras a montante do rio das Velhas (c).

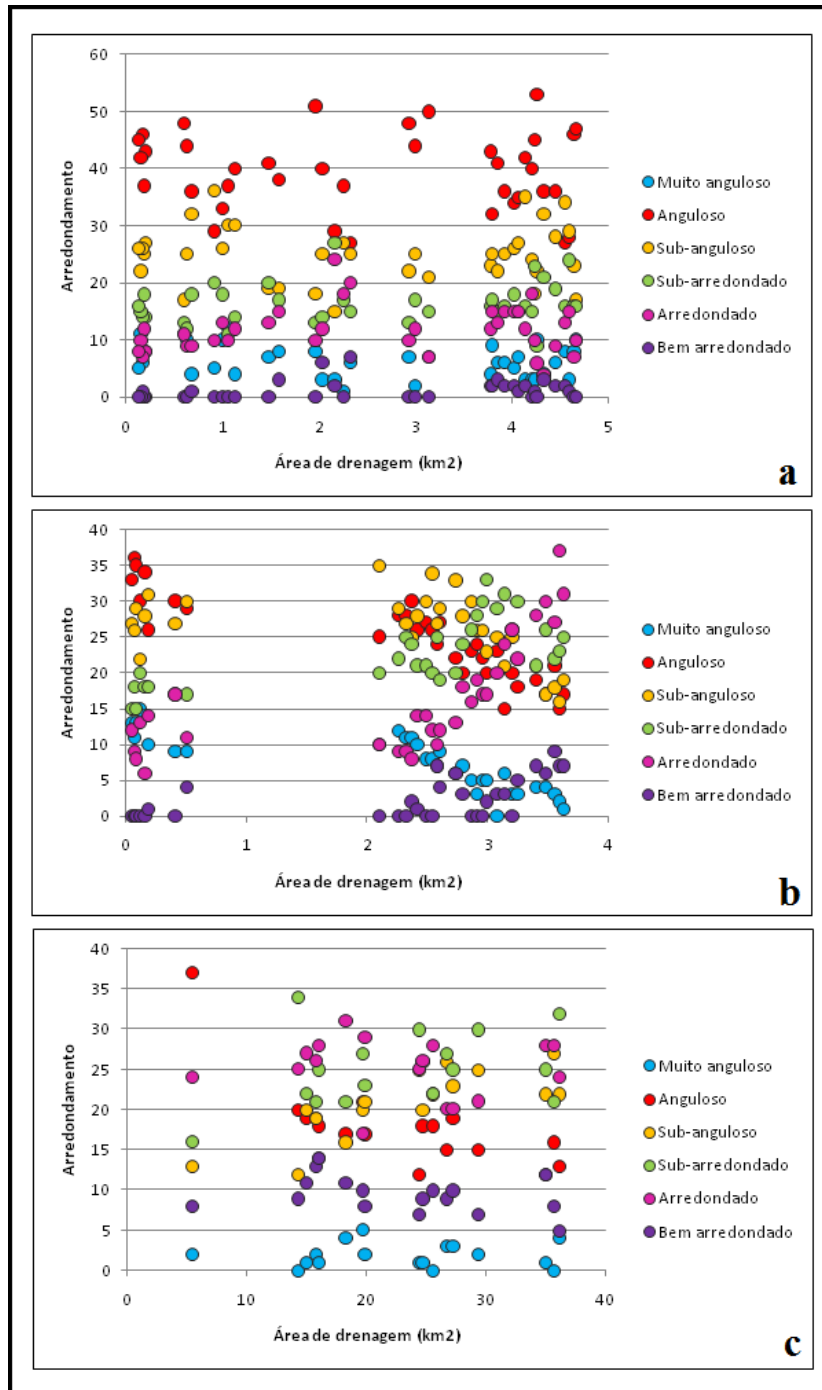


Figura 4.7: Relação entre o arredondamento de clastos de sedimentos de fundo e área de drenagem a montante no córrego São Bartolomeu (a), Cardoso (b) e na porção selecionada do rio das Velhas (c).

4.7 DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS CLASTOS DE SEDIMENTOS DE FUNDO

Com a análise granulométrica dos clastos de sedimentos de fundo em laboratório, foi possível gerar três tipos de curvas de distribuição granulométrica para cada amostra, com três métodos diferentes, como descritos no capítulo 3. No gráfico da Figura 4.8 há um exemplo das três curvas obtidas com os métodos do diâmetro médio, de peneiramento e de diâmetro versus peso de uma amostra qualquer.

É possível perceber que a resposta obtida através das curvas de peneiramento e diâmetro versus peso é bastante similar, e isto ocorre em praticamente todas as amostras ensaiadas, com exceção daquelas com maior quantidade de itabirito. No entanto, o resultado adquirido pelo terceiro método apresenta valores menores.

Os métodos de diâmetro versus peso e de peneiramento convencional não são exequíveis porque parte dos clastos encontrados em campo possuem dimensões excessivas para serem coletados, transportados e pesados. O método mais adequado é de fato o de medição de diâmetro médio dos clastos, conforme sugerido por Brumer e Montgomery (2003), empregando-se recomendações de Wolman (1954) para a coleta de clastos de sedimentos de fundo em campo

Com o método de análise granulométrica definido, a curva granulométrica para cada amostra foi estabelecida para cada ponto das três bacias selecionadas, possibilitando a extração do diâmetro médio (D_{50}) de cada ponto. No Anexo I estão dispostos todos os valores de D_{50} determinados.

Seguindo a proposta de Brummer e Montgomery (2003), os resultados dos pontos nas três bacias integrantes da sub-bacia do alto rio das Velhas foram representados num gráfico de distribuição do D_{50} pela área de drenagem a montante de cada ponto (Figura 4.9).

Um aumento sistemático para jusante no valor de D_{50} foi encontrado para pontos de coleta com área de drenagem entre 0,4 a 5 km². Este engrossamento à jusante muda para o afinamento à jusante para pontos com áreas de drenagem maiores, no caso representado por amostras coletadas nas cabeceiras do rio das Velhas. Como não foi

factível a coleta de amostras em pontos com área de drenagem entre 6 e 10 km², foi impossível determinar a área de drenagem a partir da qual os sedimentos de fundo começam a se afinar para jusante.

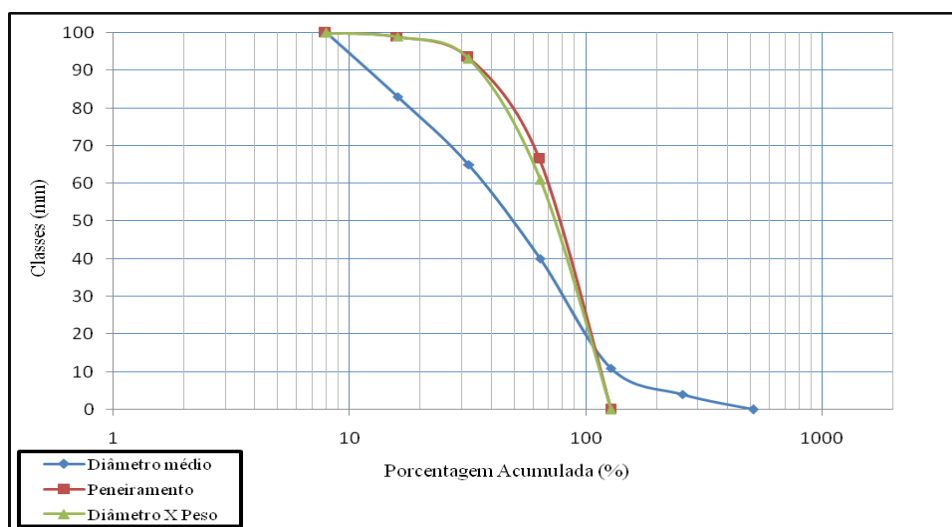


Figura 4.8: Exemplo dos três métodos de representação da distribuição granulométrica pela percentagem acumulada de uma amostra coletada no córrego São Bartolomeu.

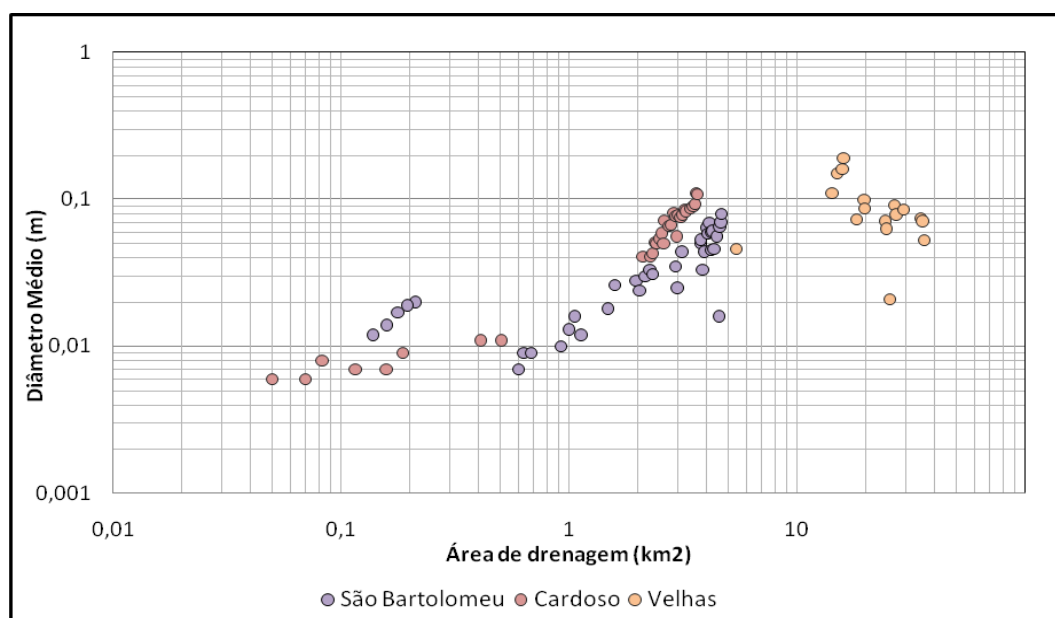


Figura 4.9: Gráfico de distribuição de D₅₀ para cada amostra e a respectiva área de drenagem a montante para as três bacias de drenagem.

4.8 LEVANTAMENTO DE MATAÇÕES EXPOSTOS NAS BACIAS

Além da análise dos sedimentos de fundo, elaborou-se também um levantamento dos matações encontrados nas três bacias, seja no fundo dos vales (canal, planície de inundação e terraços fluviais) como também nas encostas (sedimentos coluviais e depósitos de tálus). Foram analisados apenas os matações maiores, com diâmetro médio entre 1 a 8 metros, aproximadamente. Todos matações encontrados foram catalogados e mapeados (Figura 4.10). Obviamente, este mapa não pode ser encarado como uma representação completa e fidedigna da distribuição espacial dos matações expostos na área, pois só foram catalogados aqueles identificados nas porções da bacia de mais fácil acesso, como os canais de drenagem maiores e em cortes de estrada.

A partir da disposição espacial desses matações (Figura 4.10) é possível estabelecer a possível proveniência dos mesmos. Os matações encontrados nas encostas e, sobretudo na parte a montante das bacias, junto a Serra de Ouro Preto, como já mencionado, correspondem a depósitos de tálus, enquanto que aqueles situados ao longo das drenagens, como nos próprios canais, planícies de inundação e terraços fluviais, podem ser explicados como decorrentes de fluxos torrenciais.

Em relação à composição foram encontrados xistos, quartzos recristalizados e quartzitos, com predominância de quartzitos, principalmente nas regiões à montante, no flanco norte da Serra de Ouro Preto.

É interessante ressaltar a presença de matações de quartzito de tamanhos consideráveis, que ocorrem nos fundos de vale até nas porções mais distais das bacias. Esses matações se assemelham com aqueles encontrados no sopé da Serra de Ouro Preto, mas ocorrem a grandes distâncias da provável área-fonte.

Na Figura 4.11 estão expostos alguns matações de composição quartzítica encontrados ao longo das bacias do córrego São Bartolomeu e Cardoso e suas medidas aproximadas de diâmetro médio.

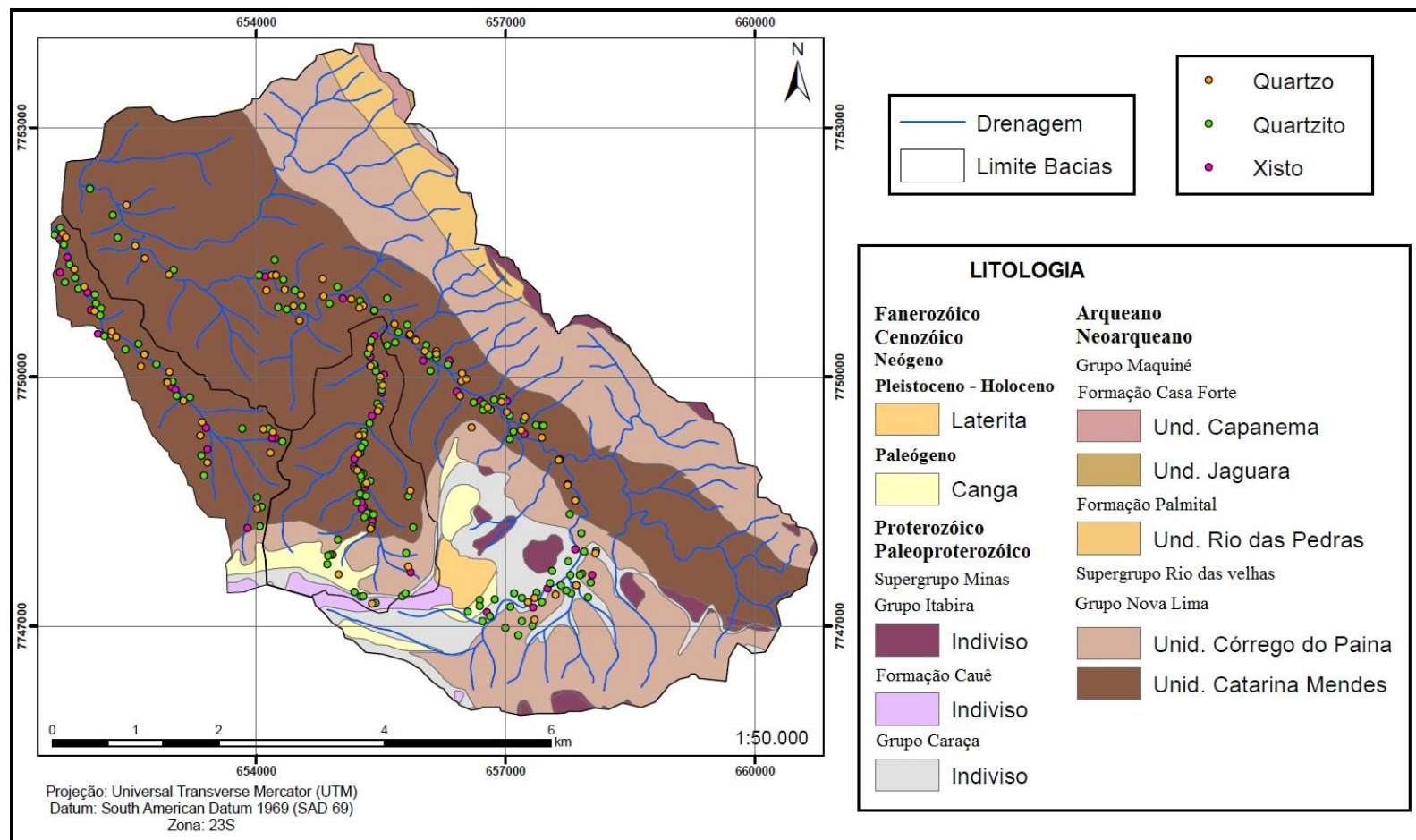


Figura 4.10: Mapa de localização dos matagões encontrados na área de estudo. Notar a grande concentração de matagões de composição quartzítica nas encostas situadas ao sul da área, no flanco norte da Serra de Ouro Preto e ao longo dos fundos de vale.



Figura 4.11: Matações de quartzito encontrados ao longo dos córregos São Bartolomeu e Cardoso.

4.8.1 Colúvios

Como descrito no capítulo 2, Costa *et al.* (2014) interpretou o horizonte pedológico câmbico que ocorre frequentemente nas encostas da região sobre a linha de pedras como

de origem coluvionar. Como também discutido previamente, as linhas de pedra são comuns em regiões intertropicais e sua formação pode ocorrer por vários processos genéticos. Como Costa *et al.* (2014) identificou clastos alóctones nestas linhas, é provável que as mesmas também tenham origem a partir de movimentos de massa, posteriormente remobilizados parcialmente por erosão, ou seja, constituam depósitos residuais.

Objetivando compreender a eventuais relações entre as linhas de pedra e os matacões expostos e sedimentos de fundo nos canais de drenagem, quatro amostras de linha de pedra foram coletadas em trincheiras ao longo de uma seção representativa (Figura 4.12). Cada amostra é composta por 100 fragmentos, caracterizados em relação à composição (Figura 4.13), arredondamento (Figura 4.14) e granulometria (Figura 4.15).



Figura 4.12: Exemplo de amostra de linha de pedra sob colúvio, coletada em trincheira da região.

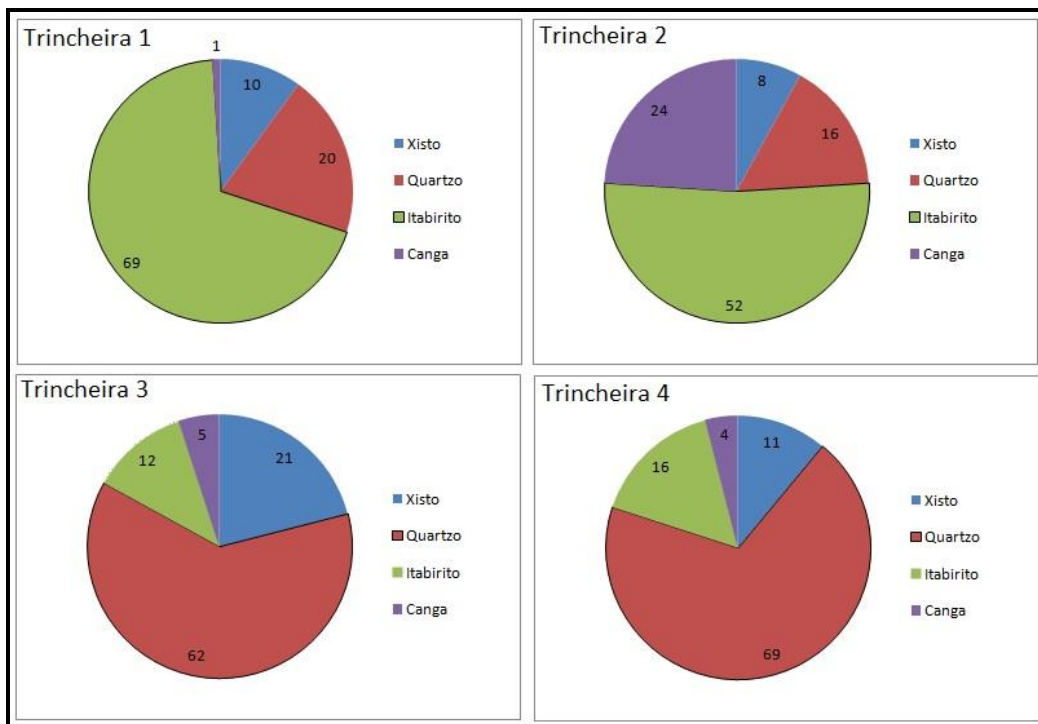


Figura 4.13: Percentagem das litologias das amostras de linha de pedras coletas nas trincheiras em encosta na bacia do córrego São Bartolomeu.

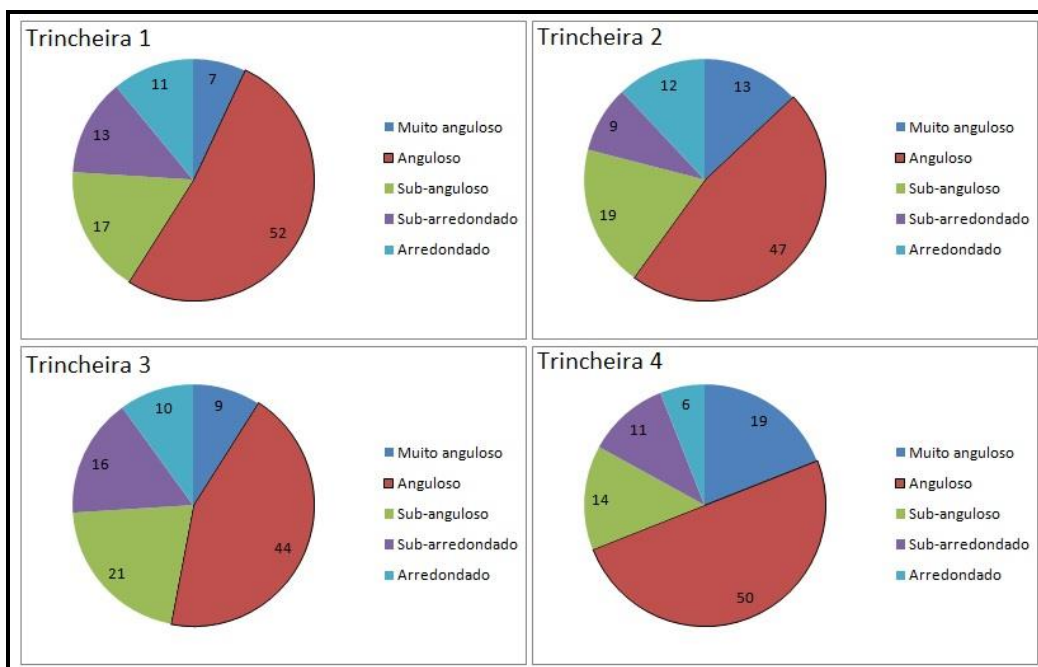


Figura 4.14: Percentagem das classes de arredondamento das amostras de linha de pedras coletas nas trincheiras em uma encosta do córrego São Bartolomeu.

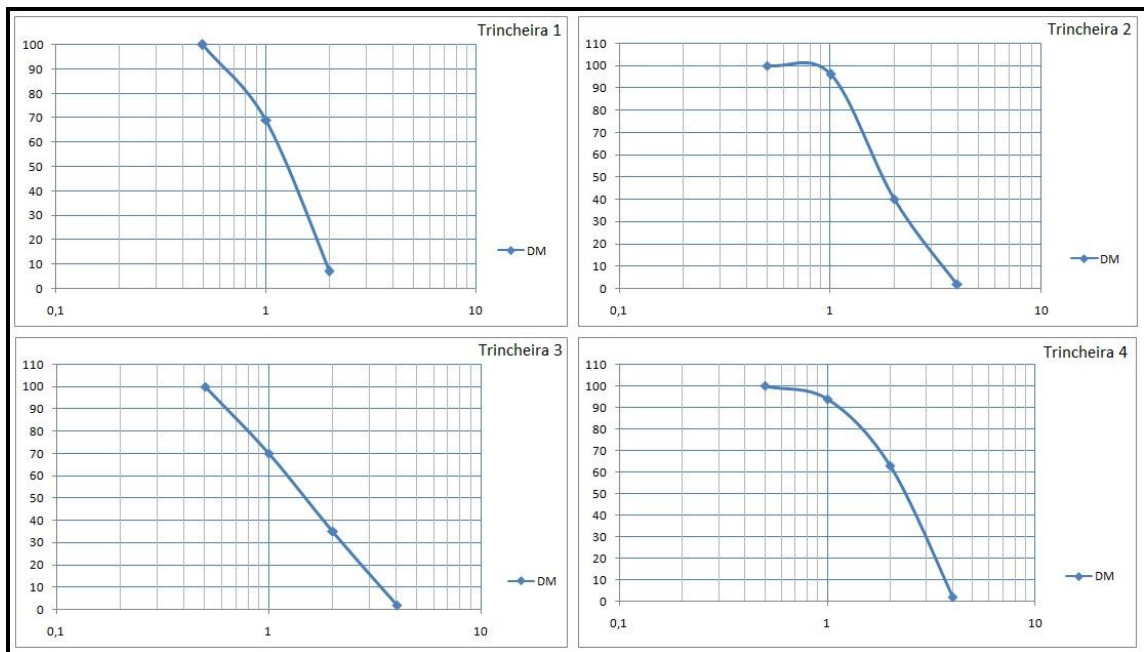


Figura 4.15: Curvas granulométricas das amostras de linha de pedra coletas nas trincheiras em uma encosta do córrego São Bartolomeu.

4.9 PARÂMETROS HIDROLÓGICOS

Nos trabalhos de campo foram medidos alguns parâmetros morfológicos e hidrológicos para auxiliar na caracterização dos canais de cabeceiras, objetivando estabelecer relações destes com o D_{50} e a área de drenagem.

4.9.1 Inclinação Local do Curso D'água e Área de Drenagem à Montante

Em cada ponto amostral foram determinados a área de drenagem à montante (AD) e a inclinação média do segmento do canal, esta derivada de medições com o clinômetro em campo. Os resultados destes parâmetros estão apresentados na tabela do Anexo II.

As relações entre área de drenagem e inclinação (Figura 4.16) definem dois domínios discretos nos córrego São Bartolomeu e Cardoso e ocorre uma inflexão significativa da inclinação do canal entre 2 e 3 km² de área de drenagem, esta mudança de declividade

provavelmente ocorre devido à presença de níveis de base que ocorrem nos mesmos locais. Entretanto esses domínios não são observados na bacia a montante do rio das Velhas, devido à quantidade de dados e a escala do gráfico.

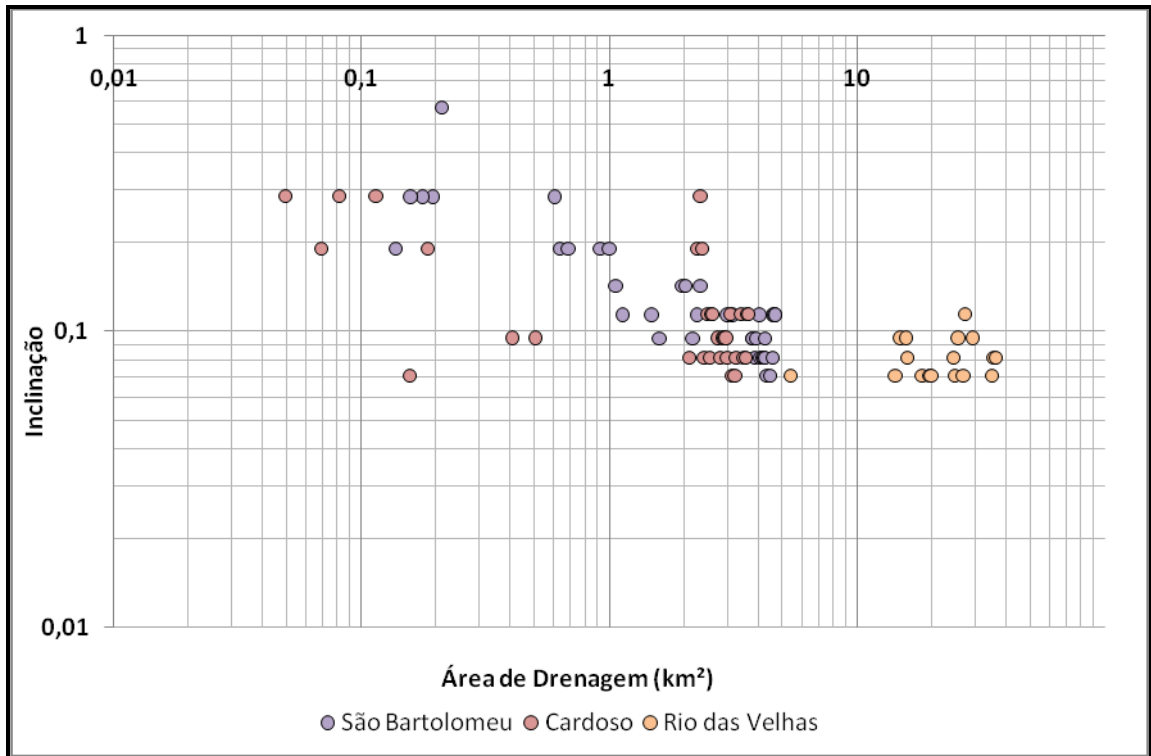


Figura 4.16: Relação entre a inclinação média do segmento do canal pela área de drenagem de cada ponto amostral no córrego São Bartolomeu, Cardoso e das cabeceiras do Rio das Velhas.

4.9.2 Largura do Canal

No Anexo III estão dispostos todos os valores de largura do canal fluvial determinada para cada ponto amostral para as bacias dos córregos São Bartolomeu, Cardoso e a porção a montante do rio das Velhas, respectivamente.

A Figura 4.17 apresenta dados das larguras medidas ao longo dos canais principais de cada bacia, em relação à área de drenagem a montante (AD). Como se pode perceber há uma tendência clara de aumento da largura dos canais a jusante para os córregos São

Bartolomeu e Cardoso. Este aumento não é evidente nas cabeceiras do rio das Velhas, talvez por conta da pequena faixa de variação da área de drenagem.

Através da equação da linha de tendência, que corresponde à equação 2.2 apresentada no tópico 2.3, foram fornecidos os valores dos coeficientes c e b para cada bacia.

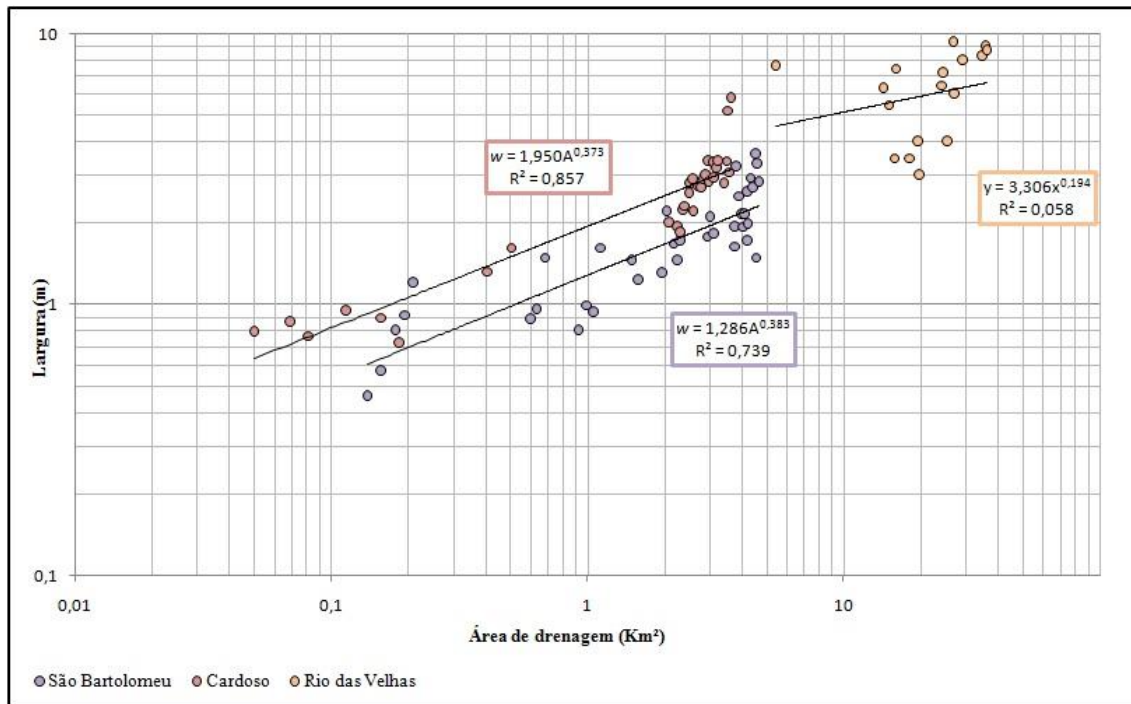


Figura 4.17: Relação entre a largura do canal pela AD nos córregos São Bartolomeu, Cardoso e nas cabeceiras do rio das Velhas.

4.9.3 Stream Power

O *stream power* corresponde a taxa de gasto energético, em um determinado ponto, em um sistema de drenagem e está relacionado a muitos fatores, mas principalmente, à competência de transporte de sedimentos e à capacidade de fluxo.

No Anexo IV estão dispostos todos os valores para o cálculo do *stream power*, e no Anexo V os dados de *stream power* obtidos para cada ponto amostral.

Na Figura 4.18 encontra-se a relação entre o *stream power* gerado e a área de drenagem das três bacias analisadas. O padrão geral sugere que o índice medido (*stream power*)

apresenta-se crescente para jusante, a partir de uma área de drenagem de 0,6 km². Observa-se a inversão desta tendência após uma área de drenagem de 10 km², porém a transição não é muito característica devido à falta de dados em áreas de drenagem entre 6 e 10 km².

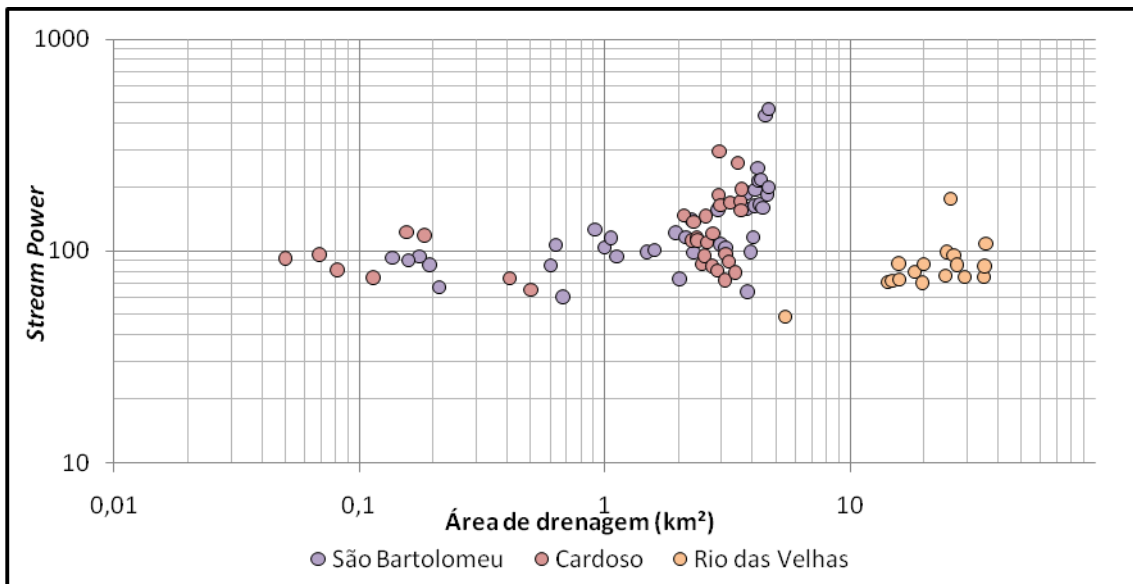


Figura 4.18: Relação entre o *stream power* e a AD para os córregos São Bartolomeu, Cardoso e cabeceiras do rio das Velhas.

4.10 DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Nesta etapa foram datadas quatro amostras do topo da camada de *stone lines* sob colúvio e seis amostras de solo/sedimentos sob matacões. Os resultados estão apresentados nas Tabelas 4.3 e 4.4.

Na seção pedológica elaborada por Costa *et al.* (2014) estão localizadas as trincheiras com as respectivas datações da última exposição solar das *stone lines* (Figura 5.19). Os resultados mostram que as trincheiras 1, 3 e 4 possuem dados compatíveis entre si, e apenas a trincheira 2 exibiu idade mais antiga. Já os resultados das amostras de solo/sedimento coletadas sob matacões indicaram idades de deposição variando entre 550 a 30000 anos AP.

Os resultados obtidos na datação foram distribuídos em um gráfico apresentado na Figura 4.20, onde se observa que há certa concentração de idades de linhas de pedra e de deposição de matacões entre 6000 e 2000 anos AP.

Tabela 4.3: Dose anual, paleodose média e idade média desde a última exposição solar das amostras coletadas no topo da camada de linhas de pedra.

Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Dose acumulada (Gy)	Idade (anos)
Trincheira 1	2020 +/- 220	7,4	3660 +/- 570
Trincheira 2	1820 +/- 190	10,9	6000 +/- 940
Trincheira 3	2920 +/- 325	8,4	2880 +/- 465
Trincheira 4	2500 +/- 210	7,8	3110 +/- 415

Tabela 4.4: Dose anual, paleodose média e idade média desde a última exposição solar dos solos/sedimento sob os matacões.

Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Dose acumulada (Gy)	Idade (anos)
Tubo 1	2050 +/- 230	61,3	30000 +/- 4800
Tubo 2	2610 +/- 300	46,6	17900 +/- 2900
Tubo 3	3150 +/- 320	11,2	3550 +/- 540
Tubo 4	2820 +/- 360	1,5	550 +/- 95
Tubo 5	1910 +/- 220	4,1	2150 +/- 360
Tubo 6	2160 +/- 285	11,2	5170 +/- 940

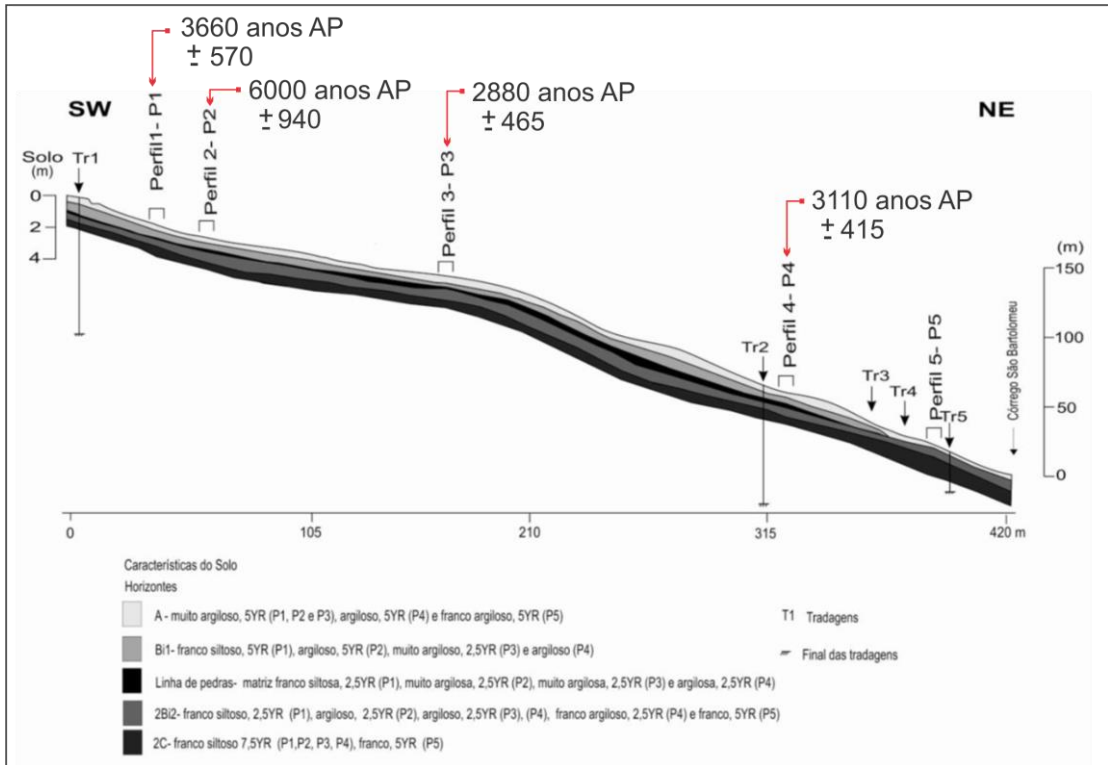


Figura 4.19: Seção pedológica de uma encosta na bacia do córrego São Bartolomeu onde estão localizadas as trincheiras em que foram coletadas as amostras do topo da *stone line* para datação por luminescência opticamente estimulada.

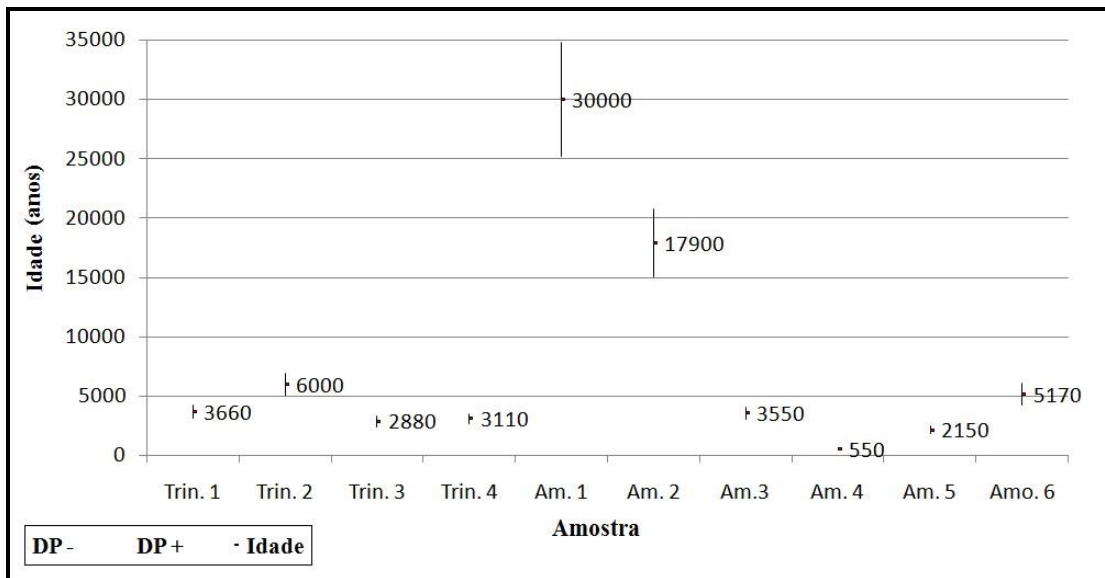


Figura 4. 20: Representação das idades das amostras obtidas, e suas variações.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Esta dissertação compreende a pesquisa sobre as características e distribuição espacial dos sedimentos transportados pelos canais de drenagem em regiões montanhosas, e suas relações com o transporte por fluxos de detritos. Através das pesquisas bibliográficas, coleta de dados em canais de drenagem e encostas e análises de laboratório, foi possível estabelecer quais processos de transporte predominaram no passado geológico recente na região selecionada para o estudo, que corresponde à APA/CA.

Na construção de uma fundamentação bibliográfica sobre este tema, foram constatados alguns estudos sobre a gênese, morfologia e consequências sociais e econômicas causadas por movimentos gravitacionais do tipo fluxo, porém não foram encontradas referências brasileiras sobre o transporte de sedimentos em bacias hidrográficas de baixa ordem por fluxo de detritos. Com base nisso, é possível perceber que os resultados obtidos neste trabalho expõem uma nova abordagem sobre a ocorrência de fluxo de detritos em regiões montanhosas, ou seja, os métodos adotados se mostraram adequados como investigação adicional para análise da suscetibilidade a fluxos torrenciais em canais de drenagem em regiões de cabeceiras.

Além da eficiência metodológica comprovada, observa-se que a área em estudo possui algumas características favoráveis para a concretização desta pesquisa. Primeiramente, observa-se que a APA/CA está inserida na região do alto rio das Velhas, com canais de cabeceiras na vertente Norte da Serra de Ouro Preto. Ou seja, as características físicas encontradas na APA/CA, como a elevada inclinação local, canais de drenagem alongados e estreitos, manto superficial inconsolidado de pequena espessura e concentração de chuvas orográficas, representam fatores reconhecidamente favoráveis para geração de fluxos de detritos. Cabe destacar também, que no ápice da Serra de Ouro Preto afloram unidades geológicas, bem características, como itabiritos, quartzitos e cangas, muito distintas das encontradas nas porções mais baixas, compostas basicamente por xistos do Grupo Nova Lima. As unidades de cabeceiras representam,

portanto, marcadores que possibilitam mensurar a distância de transporte desde a área fonte. Esta característica nem sempre é encontrada em outras regiões montanhosas suscetíveis a fluxos de detritos.

Após a análise dos dados teóricos de algumas pesquisas na região (Bacellar, 2006; Andrade *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2012; Costa *et al.*, 2014) baseando-se principalmente nas recomendações de Brummer e Montgomery (2003), foram selecionadas três bacias na região montanhosas na APA-CA, no alto Rio das Velhas. Esta seleção ocorreu em função das características físicas locais favoráveis, como mencionado anteriormente, e em decorrência de valores morfométricos medidos. Além disso, também foram consideradas as condições de acesso disponíveis, visto que a região das cabeceiras da APA/CA é complicada, por possuir cursos d'água muito encaixados e íngremes e sob densa vegetação.

Com os índices físicos gerados, tais como: índice de sinuosidade, densidade de drenagem, densidade hidrográfica, índice de circularidade, coeficiente de manutenção, relação de relevo e gradiente de canais, foi possível realizar a análise morfométrica para inferir quantitativamente o potencial energético dos canais principais, mensurado pelo índice *stream power* (Bagnold, 1966, *apud* Parker *et al.*, 2011). Além disto, tais índices evidenciaram que as bacias são alongadas, com canais retilíneos, com escoamento superficial rápido e relevo íngreme, com exceção da região de cabeceiras do rio das Velhas, que apresenta relevo mais suave, devido a um nível de base local.

Aliás, os perfis longitudinais dos canais principais de cada bacia revelaram níveis de base em alguns trechos das três bacias, condicionados pela litoestrutura (Figura 4.3). Estes são marcantes na transição entre o domínio geomorfológico da Serra de Ouro Preto para o de Colinas Convexas, definido por IEF/UFV (2005). No entanto, não foram identificadas relações entre estes níveis de base com as características dos sedimentos de fundo, pois o método utilizado impede a amostragem em trechos de canais com depressões, cascatas ou com barreiras impeditivas de transporte de sedimentos (Montgomery e Buffington, 1997), comuns próximos a estes níveis de base.

A motivação inicial para realização desta pesquisa na região do Quadrilátero Ferrífero surgiu do trabalho de Brummer e Montgomery (2003), que consistiu essencialmente no estudo da distribuição granulométrica dos sedimentos de fundo em canais de cabeceiras

em bacias hidrográficas de região montanhosa localizada nos EUA. Estes autores demonstraram que os canais de cabeceira são fundamentalmente diferentes dos canais aluviais em muitos aspectos, como por exemplo, na relação entre a declividade do canal e a área de drenagem, e no aumento do potencial energético (*stream power*) e no engrossamento dos sedimentos de fundo para jusante.

Os resultados dos ensaios granulométricos dos sedimentos de fundo destas bacias de drenagem mostraram nitidamente o engrossamento à jusante, que corresponde a um padrão de variação granulométrica pouco conhecido na literatura. Isto contradiz os padrões convencionais de granodecrescência a jusante (Sugiu, 1973).

Quando os valores do parâmetro sedimentológico D_{50} , que expressa o diâmetro médio dos clastos de sedimentos de fundo, são cruzados com as respectivas áreas de drenagem à montante (Figura 5.1), verifica-se uma boa consistência e coerência com os resultados obtidos por Brummer e Montgomery (2003). Como não foi possível coletar dados em bacias com áreas de drenagem à montante entre 6 e 10 km², devido às condições desfavoráveis de acesso à região, é difícil analisar a variação dos dados sedimentológicos e fluviométricos neste intervalo, que se situa, segundo os dados apresentados por Brumer e Montgomery (2003), na transição das áreas dominada por fluxos de detritos e fluvial. Ou seja, não é possível estabelecer em qual momento o comportamento dos sedimentos passa de engrossamento para afinamento a jusante. No entanto, ainda é possível perceber a tendência de granocrescência para jusante em áreas de drenagem à montante de até 4 km² e tendência de granodecrescência para bacias como mais de 10 km² de área de drenagem, assim como constatado no trabalho de Brummer e Montgomery (2003) (Figura 5.1). Então, por analogia pode-se afirmar que nas bacias da região com áreas de drenagem à montante com até 4 km² predominariam sedimentos de fundo transportados por fluxos de detritos, enquanto que, naquelas maiores que 10 km² prevaleceriam os processos fluviais.

Alguns dos parâmetros hidrológicos levantados também evidenciaram certa tendência. A declividade local média dos canais e a área de drenagem à montante apresentam valores elevados até 2 e 3 km², aproximadamente, com declínio a partir deste ponto (Figura 4.16). Correlacionando estes valores com os resultados do *stream power* calculado para as bacias (Figura 4.18), observa-se que até 4 km² de área de drenagem,

aproximadamente, há aumento considerável nos valores de *stream power*. Isto pode justificar o transporte de sedimentos por fluxos torrenciais, já que em maiores declividades e com fluxo mais energético os sedimentos são facilmente transportados. A partir do momento em que estas características na região de estudo apresentam-se de forma oposta, ou seja, menor declividade e valores de *stream power* inferiores, prevaleceriam condições favoráveis para o transporte fluvial. Vale ressaltar que Brummer e Montgomery (2003) obtiveram as mesmas relações entre *stream power* e declividade para as bacias norte-americanas.

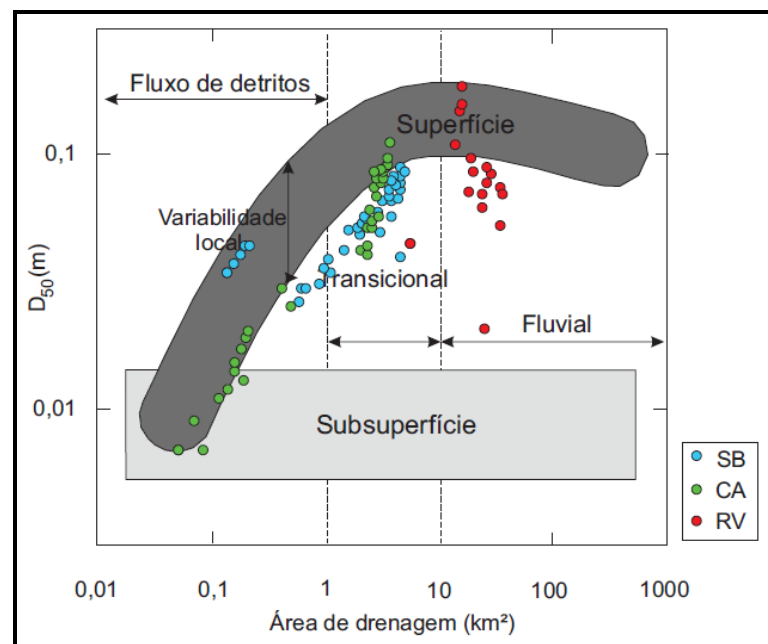


Figura 5.1: Ilustração esquemática mostrando relações entre os processos dominantes em canais de cabeceiras de acordo com D_{50} e a área de drenagem, proposta por Brummer e Montgomery (2003). Sobreposta a ela encontram-se os resultados adquiridos, pela mesma metodologia, neste trabalho. Notar a razoável correspondência entre os dados.

Os valores de largura dos canais medidos em campo aumentam proporcionalmente com a área de drenagem à montante (Figura 4.17). Este resultado não permite definir o tipo de fluxo, ou seja, é impossível diferenciar o trecho de canal com fluxo predominantemente de detritos ou predominantemente fluvial. Pela análise conjunta dos dados espacializados, observa-se uma relação indireta dos valores de *stream power* e a

largura dos canais, como já era previsto pela Equação 2.3, em que os valores de *stream power* (ω) e largura (W) ocorrem de forma inversamente proporcional.

Como já comentado, a presença de unidades geológicas (itabiritos, quartzitos e canga) bem características e distintivas nas cabeceiras na região, possibilitam determinar a área-fonte dos clastos depositados ao longo dos cursos de cada bacia. Observou-se então a predominância de clastos de xistos do Grupo Nova Lima em praticamente todas as amostras coletadas ao longo dos canais principais, porém observa-se uma quantidade considerável de quartzitos e itabiritos em todo o percurso, em torno de 20 e 10 % respectivamente (Figura 4.4), provenientes de afloramentos próximos ao ápice da Serra de Ouro Preto. Cabe destacar que também se observou a inversão de proporções de clastos de xistos e itabiritos entre 2 e 3 quilômetros de distância da nascente no canal principal da bacia do córrego São Bartolomeu. Supõe-se que isso tenha ocorrido devido a pulsos de fluxos de detritos em algum afluente neste trecho do córrego São Bartolomeu, com capacidade de mobilizar grande quantidade de clastos de itabiritos. No entanto, a possível área fonte desse material não foi investigada.

Em relação ao arredondamento dos clastos coletados nos canais fluviais, observou-se a predominância de sedimentos angulosos em todo o percurso do córrego São Bartolomeu (Figura 4.7a). Já o material coletado no córrego Cardoso exibiu as mesmas características, porém com quantidade um pouco menor de fragmentos angulosos (Figura 4.7b). Na cabeceira do rio das Velhas, os sedimentos são visivelmente mais arredondados (Figura 4.7c), como esperado. Estes resultados são expressos através da área de drenagem a montante das referidas bacias, isto é, em bacias maiores, como a cabeceira do rio das Velhas, há distância suficiente para retrabalhamento dos sedimentos, logo os clastos tenderão a ser mais arredondados, em função da maior área de drenagem. Portanto, não é possível atribuir o arredondamento dos fragmentos ao tipo de fluxo do canal, já que, as bacias selecionadas para este estudos apresentam áreas de drenagens distintas.

Outro fator de grande relevância para confirmação da ocorrência de fluxo de detritos são os matacões angulosos e de grandes dimensões (de até 8 m de diâmetro médio) encontrados no leito dos canais, em planícies de inundação, terraços fluviais e pequenos afloramentos marginais a estes ambientes nos fundos de vale. Nestes afloramentos, os

matacões são encontrados em meio a sedimento arenoso, mal selecionado e maciço, sugerindo uma origem a partir de movimentos de massa. Também se verificou que a dimensão de parte destes clastos é incompatível com a capacidade de transporte dos cursos d'água, especialmente nos canais dos córregos São Bartolomeu e Cardoso, que possuem reduzida largura dos canais fluviais. Cabe também ressaltar que muitos destes fragmentos são de quartzito, com área fonte nos afloramentos do Grupo Caraça, no ápice da Serra de Ouro Preto, que dista até mais de 6 km da região de deposição. Sendo assim, é possível considerar que tais matacões também evidenciariam a ocorrência pretérita de fluxos torrenciais na área em estudo, já que este fenômeno apresenta capacidade de transportar sedimentos de grandes dimensões. No sopé da Serra de Ouro Preto, foram também mapeados matacões com mais de um metro, atribuídos a outros tipos de movimentos de massa, como queda de blocos e rolamentos.

Além do estudo destes grandes matacões, ainda foram investigadas as linhas de pedra, de ocorrência generalizada em perfis de Cambissolos sobre xistos do grupo Nova Lima na região do APA CA (Costa *et al.*, 2014), e cuja gênese ainda é motivo de grandes controvérsias. Na área da APA CA, Costa *et al.* (2014) comprovaram que as *stone lines* encontram-se sotopostas a horizonte pedológico cambissólico desenvolvido em colúvio, ou seja as mesmas poderiam ter uma origem relacionada a algum tipo de movimentos de massa.

No presente estudo, foram analisadas amostras de *stone lines* em quatro trincheiras escavadas ao longo de um perfil, com cerca de 500 metros, em uma encosta na bacia do córrego São Bartolomeu. Constatou-se que a *stone line* na área é composta por fragmentos angulosos de itabirito e quartzo, repetindo o padrão encontrado em outras regiões, que é de prevalência de fragmentos de materiais resistentes ao intemperismo (Bigarella *et al.* 1994). Verificou-se também que os fragmentos tendem a apresentar granodecrescência no sentido da baixa encosta. Embora ainda não seja possível formular nenhuma hipótese concreta sobre a gênese deste material, a presença de fragmentos alóctones de itabirito é mais uma evidência que as mesmas apresentam gênese relacionada a algum tipo de movimento de massa. Contudo, são ainda necessários estudos mais detalhados para tentar correlacionar as linhas de pedra com os eventos de fluxo de detritos.

Numa tentativa preliminar de avançar nas correlações entre as linhas de pedra e os matacões, foram coletadas amostras destes dois depósitos, para datar pelo método de termoluminescência estimulada. As datações por este método podem indicar a idade de exposição à luz solar da linha de pedra e do material sob os matacões imediatamente antes da deposição destes. Apesar do pequeno número de datações e da dispersão encontrada dos dados (Figura 4.20), nota-se que pode ser atribuída, aproximadamente, uma idade entre 5000 a 3000 anos AP, seja para as *stone lines* como para a deposição dos matacões.

Embora não haja muitos estudos geocronológicos de sedimentos na região, verifica-se que este intervalo é compatível com a datação de episódios de movimentos de massa (7000 a 5000 anos AP) identificado por Parizzi (1993) na região da Lagoa da Santa (MG), a noroeste da área de estudo. Admite-se que o atual estudo não apresenta uma quantidade suficiente de dados geocronológicos para estabelecer conclusões definitivas, porém ainda é possível considerar que estes resultados sugerem, de certa forma, um episódio de instabilidade na região, que pode ter desencadeado movimentos de massa de vários tipos, entre eles os fluxos de detritos nos fundos de vale.

Pelo exposto, acredita-se que o conjunto de dados coletados aponta que no passado geológico recente, provavelmente no Holoceno, ocorreram instabilizações nas encostas da região da APA/CA. Nos fundos de vale, existem evidências sedimentológicas e fluviométricas que sugerem a detonação de movimentos de massa do tipo fluxo de detritos. Esta instabilização pode ter origem climática, uma vez que o clima comprovadamente se alterou no Pleistoceno Superior e Holoceno na região (Parizzi, 1993; Bacellar, 2000). Portanto, embora não haja registros históricos de fluxo de detritos na região, estudos adicionais devem ser feitos nos sopés das regiões montanhosas do Quadrilátero Ferrífero, para averiguar o potencial de suscetibilidade a este tipo de movimento de massa, que sempre apresenta fortes impactos sócio-econômicos e ambientais. Cabe destacar que não só a precipitação, mas também as modificações provocadas pelo homem podem favorecer este tipo de movimento

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

O presente estudo adotou uma abordagem que permite esclarecer a suscetibilidade à ocorrência de fluxos torrenciais na região de cabeceiras do alto rio das Velhas, através do estudo de sedimentos de fundo em canais fluviais e suas relações com os depósitos de encosta. Destaca-se que para a concretização teórica e prática deste trabalho utilizou-se como base os estudos realizados por Brummer e Montgomery (2003) na região de Washington, nos EUA. Cabe ressaltar que a região selecionada para este estudo é propícia para deflagração de fluxos de detritos, pois apresentam elevada declividade, canais encaixados e estreitos, bacias de menor ordem e rápida concentração de fluxo e concentração de chuvas orográficas.

O resultado principal aqui apresentado refere-se às análises de campo de três bacias de drenagem de cabeceiras na região do Alto Rio das Velhas, que exibiram características de granocrescência de sedimento de fundo à jusante, um padrão de variação granulométrica ainda pouco discutido na literatura, e que contradiz os padrões convencionais de granodecrescência à jusante.

Ainda que tenha ocorrido um trecho sem coleta de dados (entre 6 e 10 km²), pode-se afirmar que neste estudo o engrossamento de sedimentos à jusante é encontrado em bacias com área de drenagem a montante de até 10 km², mas é mais proeminente em bacias com área inferior a 4 km². Assume-se então que, na região de cabeceiras estudada, bacias que apresentam área menor que 4 km² possuem fluxo dominado por fluxo de detritos, enquanto que em bacias com área de drenagem maior que 10 km² o domínio é predominantemente fluvial. O trecho entre estes valores representa a transição entre estes dois domínios.

Ao estudar os resultados de outros parâmetros hidrológicos adquiridos nos mesmos locais é possível perceber que, entre 3 e 4 km², aproximadamente, existem anomalias identificadas nos canais de drenagem que podem ser interpretadas como a transição

destes dois domínios. Sendo assim, observa-se que a redução do valor do parâmetro sedimentológico D_{50} também pode ser evidenciada na região onde ocorre a mudança da declividade média local do canal de drenagem, de elevada para baixa, concomitantemente há uma redução nos valores de *stream power*. Ao mesmo tempo, percebe-se que a largura dos canais aumenta progressivamente, e este fator, de certa forma, influencia também na redução dos valores de *stream power*, e conseqüentemente, no porte do material a ser transportado.

A mudança de granocrescência para granodecrescência à jusante pode ser considerada como um indicador adicional em estudo de canais de drenagem em regiões montanhosas, onde é possível identificar o tipo de fluxo predominante, além da correspondência entre a granulometria, valores de *stream power*, e a relação entre a declividade do canal de drenagem.

Além dos dados apresentados sobre as características hidrológicas da região em estudo, baseando-se no método proposto por Bummer e Montgomery (2003), é possível analisar a composição dos clastos encontrados ao longo dos canais de drenagem, já que a região apresenta variação litológica muito distintiva nas cabeceiras das bacias estudadas, que compõem a Serra de Ouro Preto. A grande quantidade de material de itabirito e quartzito encontrados em porções baixas das bacias, isto é, nos domínios dos xistos do Grupo Nova Lima, é outra evidência da ocorrência de fluxos torrenciais, pois a área fonte localiza-se a, no mínimo, 6 km de distância.

Outro fator que aponta a possibilidade de ocorrência pretérita de fluxos de detritos na região são os matacões angulosos de diâmetro médio elevado, orientados aleatoriamente, encontrados na região das bacias analisadas e em taludes próximos a estas. Supõe-se que como os canais principais das bacias dos córregos Cardoso e São Bartolomeu possuem largura menor que 3 metros, provavelmente não teriam capacidade de transportar fragmentos, com diâmetros de até 8 metros, e que, portanto teriam sido conduzidos por eventos de fluxos de detritos.

Como desfecho final, fica claro que os resultados propostos aqui compõem um novo procedimento metodológico para verificação da ocorrência de fluxo de detritos no passado geológico recente em regiões montanhosas, ou seja, com a execução de

levantamentos de campo e análises simples de laboratório há possibilidade de identificar quais processos de transporte predominaram em pequenas bacias, se fluviais ou gravitacionais.

6.1 Sugestões para Pesquisas Futuras

Como sugestões de trabalhos complementares para subsidiar e dar continuidade ao estudo desenvolvido são propostas as seguintes abordagens:

- Primeiramente, seria interessante realizar o mesmo estudo em uma bacia de maior área de drenagem, com amostragens em áreas entre 01 a 100 km², pois assim poderiam ser obtidos os domínios de fluxo de detritos e fluvial para a mesma curva de D₅₀ pela área de drenagem. Portanto, os dados desta nova pesquisa poderiam ser comparados com os resultados desta dissertação e, novamente, com o trabalho de Brummer e Montgomery (2003);
- Realizar estudos específicos sobre a gênese das linhas de pedra, e suas relações com os depósitos de fluxo de detritos confirmados nesta dissertação;
- Realizar estudos específicos sobre a caracterização e gênese dos depósitos de tálus encontrados na região de estudo e em outras áreas da APA/CA;
- Desenvolver estudos mais precisos sobre a competência de fluxo para as bacias da APA/CA, utilizando o diâmetro máximo dos grãos, e posteriormente comparar os resultados com os dados do *stream power* calculados neste trabalho;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F. F.; Marshak S. (1998). Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90 (1/2): 29-58.
- Alvarado, L. (2006). Simulação bidimensional de corridas de detritos usando o Método de Elementos Discretos. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: PUC, Departamento de Engenharia Civil, 154 p.
- Andrade, L. N.; Leite, M. G. P.; Bacellar, L. A. P. (2009). Influência dos condicionantes geológicos no potencial hídrico de trechos de rios na região de Ouro Preto (MG). *Revista Universidade Guarulhos*. ISSN 1981-7428. *Geociências (Impresso)*, v. 8, p. 14-28.
- Augusto Filho, O. (1994). Cartas de risco a escorregamentos: Uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP. Dissertação de Mestrado. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 150p.
- Aulitzky, H. (1980). Preliminary two-fold classification of debris torrents. *Interpraevent, Bad Ischl, Austria*, Vol. 4, p. 285-309.
- Avelar, A. S. (2003). Iniciação e desenvolvimento de fluxos detríticos em encosta: ensaios triaxiais de choque e em caixa experimental abordando o caso do Soberbo (RJ). Tese de Doutorado. COPPE/PEC- UFRJ, Rio de Janeiro, 286p.
- Avelar, A. S.; Coelho Netto, A. L. (1992). Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. *Rev. Bras. de Geociências*, 22(2).
- Ayoade, J. O. (1991). Introdução à climatologia para os trópicos. 3º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 196p.
- Bacellar, L. A. P. (2006). O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. *Geo.br (Ouro Preto)*, Ouro Preto - MG, v. 1, p. 1-43.

- Bacellar, L. A. P.; Sobreira, F. G. (1999). Depósitos subsuperficiais de argila orgânica em anfiteatros – suscetibilidade a corridas de lama. *In: IX Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia*. ABGE. São Pedro.
- Bagnold, R. A. (1966): An approach to the sediment transport problem from general physics. Geological Survey Professional Paper, Washington, 42p
- Baltazar, O. F.; Baars F. J.; Lobato, L. M.; Reis, L. B.; Achtschin, A. B.; Berni, G. V.; Silveira, V. D. (2005). Mapa Geológico Ouro Preto na Escala 1:50.000 com Nota Explicativa. *In: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com nota explicativa*. Lobato *et al.* (2005) CODEMIG. Belo Horizonte.
- Baltazar, O. F.; Zucchetti, M. (2005). Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, no prelo.
- Bates, R. L.; Jackson, J. A. (1980). *Glosary of Geology*. American Geological Institute, 2ed, p.749.
- Benda, L. E.; Dunne, T. (1997). Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow. *Revista Water Resour*, 33: 2849-2863.
- Bigarella, J. J.; Becker, R. D.; Passos, E. (2003). *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*, v. 3, UFSC, Florianópolis.
- Bigarella, J. J.; Becker, R. D.; Santos, G. F. (1994). *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Florianópolis, vol.1, 1. ed., UFSC, 425P.
- Bloom, A. L. (1978). *Geomorphology: a systematic analysis of late cenozoic landforms*. New Jersey, Prentice-Hall Inc., 510 p.
- Brummer, C. J., Montgomery, D. R. (2003). Downstream coarsening in headwater channels. *Revista Water Resources Research*, 39 (10): 1-14.
- Cardoso, C. B. (2002). *Mapeamento das Unidades Geomorfológicas e os Impactos Ambientais: Bacias Hidrográficas do Arroio São João e Sanga da Divisa, Alegrete – RS*. Monografia de conclusão de curso. Santa Maria: UFSM, 72p.

- Carvalho, E. T. (1982). Carta Geotécnica de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, Universidade Nova Lisboa, 95p.
- Castro, A. L. C. (2003). Manual de Desastres. Volume 1: Desastres Naturais. Brasília: MPO, 177 p.
- Charton, R. (2008). Fundamentals of Fluvial Geomorphology, Routledge, London.
- Christofolletti, A. (1980). Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blucher, 2 ed.
- Correa, G. P.; Kobiyama, M.; Giglio, J. N.; Michel, G. P.; Tasca, F. A.; Goer, R. F. (2009). Análise geométrica para estimativa de volume em fluxo de detritos. *In: V Seminário Internacional de Defesa Civil – DEFENCIL*, São Paulo.
- Costa, F. O.; Bacellar, L. A. P.; Castro, S. S.; Resende, F. R. M.; Silva, S. F. Morfopedogênese de Zona Escarpada na Alta Bacia Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG: Análise Integrada de Dados Físicos, Químicos e Mineralógicos. Geociências, São Paulo. 2014.
- Costa, F. O.; Bacellar, L. A. P.; Castro, S. S.; Resende, F. R. M.; Silva, S. F. (2013). Morphological, Micromorphological and Analytical Properties in a Toposequence With Haplic Cambisols in the Nova Lima Group- Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais State, Brazil. *In: 8Th IAG International Conference on Geomorphology*, Paris. International Association Geomorphology, v. 1.
- Dorr II, J. v. N. (1969). Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS. Prof. Paper, 641-A, Washington. 110 p.
- Dorr II, J. v. N.; Gair, J. E.; Pomerene, J. B.; Rynearson, G. A. (1957). Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. Avulso 81. 31 p.
- EMBRAPA. (1999). Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília: Embrapa Produção de informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 412 p.
- Esri. ArcGIS (2008). ArcMap 9.3 Help On Line. Redlands: ESRI.

- Fernandes, N. F.; Amaral, C. P. (2003). Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. *In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. G Geomorfologia e meio ambiente*. 4.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 3, p. 123-194.
- Fernandes, N. F.; Amaral, C. P.; Mota, M.; Gomes, R. A. T.; Guimarães, R. F.; Carvalho Jr., O.; Vieira, B. C.; Vargas Jr., E. A.; Campos, T. M. (2009). Geomorphological Controls and Land-use Effects on Rainfall Triggered Debris Flows in Brazil. *Geophysical Research Abstracts*. v.11, EGU General Assembly.
- Freitas, S. M. A. C. (2010) Quantificação da infiltração e da recarga de aquíferos do alto rio das Velhas (MG). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP/EM/DEGEO), Ouro Preto. 144p.
- Freitas, S. M. A. C; Bacellar, L. A. P. (2013). Avaliação da Recarga de Aquíferos em Microbacias do Alto Rio das Velhas, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, p. 31-39.
- Gair, J. E. (1962). Geology and ore deposit of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Professional Paper, 341-A, 67 p.
- Guedes, C. C. F.; Giannini, P. C. F.; Nascimento Jr., D. R.; Sawakuchi, A. O.; Tanaka, A. P. B.; Rossi, M. G. (2011). Controls of heavy minerals and grain size in a Holocene regressive barrier (Ilha Comprida, southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 31, p. 110-123.
- Gomes, R. C.; Araújo, L. G.; Bonuccelli, T.; Sobreira, F. G. (1998). Condicionantes geotécnicos do espaço urbano de Ouro Preto (MG). *In: XI Congresso Brasileiro de Mecânica dos solos e Engenharia Geotécnica*. Brasília. Anais da Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, p. 363-370.
- Gomi, T.; Sidle, R. C.; Swanston, D. N. (2004). Hydrogeomorphic linkages of sediment transport in headwater streams, Maybeso Experimental Forest, southeast Alaska. *Hydrol. Process*. Vol. 18, p. 667–683.

- Gramani, M. F. (2001). Caracterização geológica-geotécnica das corridas de detritos (“*Debris Flows*”) no Brasil e comparação com alguns casos internacionais. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo (EPUSP), São Paulo, 372p.
- Gramani, M. F., Kanji, M. A. (2001). Inventário e análise das corridas de detritos no Brasil. III Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas. COBRAE, Rio de Janeiro, RJ, 53-60.
- Guerra, A. T. (1987), Dicionário geológico-geomorfológico. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).
- Guidicini, G.; Nieble, C. M. E. (1984). Estabilidade de taludes naturais e de escavação. 2.ed. São Paulo. Edgard Blücher; Ed. da Universidade de São Paulo, 194p.
- Hiruma, S. T. (2007). Revisão dos Conhecimentos Sobre o Significado das Linhas de Seixos. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, 27-28 (1/2), 53-64. flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* VII, 221-238.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin.*, 56, 275-370.
- Howard, A. D. (1998). Long Profile of Development of BedRock Channels: Interactions of Weathering, Mass Wasting, Bed Erosion and Sediment Transport. *Geophysical Monograph*, vol. 107, p.297-319.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M., Hutchinson, J. N. (2001). Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* VII, 221-238.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (2009). Manual técnico de Geomorfologia / IBGE, Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. - Rio de Janeiro.
- IEF - Instituto Estadual de Florestas. (2005). Zoneamento ecológico da área de proteção ambiental estadual Cachoeira das Andorinhas, Ouro Preto, Minas Gerais. Relatório do meio físico. Universidade Federal de Viçosa. 94p

- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (1988). Programa Serra do Mar: Carta geotécnica da Serra do Mar nas folhas de. Santos e Riacho Grande. São Paulo.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. (1993). Ocupação de encostas - Manual. São Paulo, 216p.
- Jakob, M.; Hungr, O. (2005), Debris-Flow Hazards and Related Phenomena. Praxis-Springer, Berlin.
- Kanji, M. A., Massad, F., Cruz, P. T. (2003). Debris flows in areas of residual soils: occurrence and characteristics. International Workshop on Occurrence and Mechanism of Flows in Natural Slopes and Earthfills, Sorrento, Itália, 2: 1-11.
- Lacerda, W. A. (2002) – Comportamento geotécnico de massas coluviais. *In*: III Simpósio de prática de Engenharia da Região Sul, GEOSUL, ABMS, Joinville, p.219-231.
- Lacerda, W. A.; Sandroni, S. S. (1985), Movimentos de massas coluviais, Mesa Redonda sobre aspectos geotécnicos de taludes, ABMS, Clube de Engenharia, Rio de Janeiro, pp.III-1 a III-19.
- Lancaster, S. T., Hayes, S. K., Grant, G. E. (2001). Modeling sediment and wood storage and dynamics in small mountainous watersheds. *Geomorphic Processes and Riverine Habitat*, Doherty, J. M. et al., Washington, USA, pp.85– 102.
- Leopold, M.; Volkel, J. (2007). Colluvium: Definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing climate date. Elsevier. *Quaternary International*, p. 162-163.
- Lobato, L. M.; Baltazar, O. F.; Reis, L. B.; Achtschin, A. B.; Baars, F. J.; Timbó, M. A.; Berni, G. V; Mendonça, B. R. V.; Ferreira, D. V. (2005). Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com nota explicativa. Belo Horizonte: CODEMIG, 1 CD-ROM.
- Lopes, E. S. S. (2006). Modelagem Espacial Dinâmica Aplicada ao Estudo de Movimentos de Massa em uma Região da Serra do Mar Paulista, na escala de

- 1:10.000. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 302.
- Marcelino, E. V. (2003). Mapeamento de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos no Município de Caraguatatuba (SP) Usando Técnicas de Sensoriamento Remoto, Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, INPE, São José dos Campos.
- Medeiros, R. A.; Schaller, H.; Friedman, G. M. (1971) Fácies sedimentares, análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. *Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo* (5): 1-123.
- Monteiro da Silva, J. C. L. (2009). Caracterização Hidrossedimentológica da APA Cachoeira das Andorinhas. Relatório Interno (inédito). UFOP/EM/UFOP. 10 p.
- Montgomery, D. R., Abbe, T. B., Buffington, J. M., Peterson, N. P., Schmidt, K. M., Stock, J. D. (1996). Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. *Nature*, v. 381. p. 587-589.
- Montgomery, D. R., Buffington, J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 109: 596-611.
- Montgomery, D., W. E. Dietrich (1989). Channel initiation, drainage density and slope, *Water Resources Research*, v. 25, no. 8, p. 1907-1918.
- Mousinho, M. R., Moura, J. R. S. (1994). Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern Brazilian plateau. *American Journal of Science*, 284: 241-254.
- Nalini Júnior, H. A. (1993). Análise estrutural descritiva e cinemática do flanco sul e terminação periclinal do anticlinal de Mariana. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais. 132p.
- Nanson, G. C.; Croke, J. C. (1992). A genetic classification of floodplain. *Geomorfology*, v4. Amsterdã. p. 459-486.
- Nemec, W.; Kazanci, N. (1999). Quaternary Colluvium in West-Central Anatolia – Sedimentary Facies Paleoclimatic Significance. *Sedimentology*. 46: 139-170.

- O' Rourke J. E. (1957). The Stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. University of Wisconsin, Wisconsin, Ph.D. Thesis, 106 p.
- Paisani, J. C.; Oliveira, M. A. T. (1998). Identificação de paleossolos em áreas de cabeceira de drenagem: o caso da Colônia Quero-Quero, Palmeira (PR). Geosul, UFSC, v. 14, n. 27, p. 470-475.
- Parizzi, M. G. (1993). A Gênese e a Dinâmica da Lagoa Santa com base em estudos Palinológicos, Geomorfológicos e Geológicos de sua Bacia. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, UFMG, Belo Horizonte.
- Parker, G. (1991) Selective sorting and abrasion of river gravel. I: Theory, J. Hydraul. Eng., 117, 131–149.
- Penteado, M. P. (1969). Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos (“*Stone line*”). Revista Notícia Geomorfológica, Campinas, 9 (17): 15 -24.
- Pettijohn, F. J.; Potter, P. E., Siecer, R. (1973). Sand and sandstone. New York, Heidelberg, Berlin, Springer-Verlag. 618p.
- Pierson, T. C.; Costa, J. E. (1987) “Arheologic classification of subaerial sediment-water flows”, *In: Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation* , Rev. Eng. Geol ., vol. 7, edited by J. E. Costa and G. F. Wieczorek, pp. 1–12, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.
- Pinheiro A. L.; Sobreira, F. G.; Lana, M. S. (2004). Riscos Geológicos na Cidade Histórica de Ouro Preto. *In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, 1. Florianópolis. Anais... Florianópolis: GEDN/UFSC. P 87-101. (CD-ROM).
- Polanco, L. S. E. (2010). Correlações empíricas para fluxos de detritos. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. p. 110.
- Rickenmann, D. (1999), “Empirical relationships for debris flows”. *Natural Hazards* , v. 19, pp. 47–77.
- Rocha, H. L. (2011). Aplicação do modelo Flo-2d para simulação de fluxos de detritos na bacia do rio Cunha, rio dos Cedros/SC, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Catarina. 123p

- Salciarini, D. Godt, J. W., Savage, W. Z., Conversini, P., Baum, R. L. Michael, J. A. (2006). Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslide in the eastern Umbria Regional of Central Italy. *Landslide* 3. p. 181-194.
- Santos, R. F. (2007). *Vulnerabilidade Ambiental: Desastres Naturais ou Fenômenos Induzidos*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, DF, 192 p.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. *Geological Society of America Bulletin.*, 67, 597-646.
- Schumm, S. A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. *Geological Society of America Bulletin.*, 74, 1089-1100.
- Selby, M. J. (1993). *Hillslope Materials and Processes*. Oxford University Press, 451 p.
- Selby, M. J. (1985). *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*. 1st ed., Oxford, Clarendon Press, 607 p.
- Sharpe, C. F. S. (1960) *Landslides and related phenomena: a study of soil and rock*. Ed. By Pageant Books Inc., New Jersey.
- Silva, J. C. L. M.; Bacellar, L. A. P.; Leite, M. G. P.; Mariano, T. R. B. (2007). Caracterização Hidrogeoquímica de seis microbacias na Área de Proteção Ambiental da Cachoeira das Andorinhas Município de Ouro Preto Minas Gerais. *In: VI Congresso Ibérico de Geoquímica, Vila Real, Portugal*.
- Silva, S. F.; Costa, F. O.; Melo, J. P.; Bacellar, L. A. P. (2011). Atributos Químicos E Mineralógicos de Solos Estudados em uma Sequência Na Microbacia Do Córrego São Bartolomeu, Subbacia do Alto Rio Das Velhas, Ouro Preto Mg. *In: Seminário de Iniciação Científica da UFOP, Ouro Preto, v. 1*.
- Silva, S. F.; Costa, F. O.; Bacellar, L. A. P. (2012). Propriedades Morfológicas, Químicas, Mineralógicas e Micromorfológicas de uma Topossequência de Solos com B Incipiente, nas Cabeceiras da Sub-Bacia Do Alto Rio Das Velhas, Ouro Preto/Mg. *In: Seminário de Iniciação Científica da UFOP, Ouro Preto. v. 1*.
- Silva, S. F.; Freitas, S. M. A. C; Costa, F. O.; Botelho, M. A. B.; Bacellar, L. A. P. (2009). Caracterização Geotécnica dos Solos de Microbacias do Complexo

- Cristalino E Supergrupo Rio Das Velhas, Quadrilátero Ferrífero (MG). *In: XV Simpósio de Iniciação Científica da UFOP, Anais. Ouro Preto, v. 1. 2p.*
- Skermer, A. N.; Vandine, F. D. (2005). “Debris flows in history”. *In: M. Jakob and O. Hungr (Eds.), Debris-Flow Hazards and Related Phenomena, pp. 25-51.*
- Smith, K. (2001). *Environmental Hazards: Assessing risk and reducing disaster.* London, New York, Routledge.
- Sobreira, F. G. (1990). Levantamento de áreas de riscos no espaço urbano de Ouro Preto – MG. Relatório técnico. Convênio IPHAN/UFOP/MinC, Ouro Preto. 87p.
- Sobreira, F. G. (1991). Riscos Geológicos: definição de pontos críticos em Ouro Preto. REM - Revista Escola de Minas, Ouro Preto, v. 44, n. 3 e 4, p. 213-223.
- Sobreira, F. G. (2001). Processos geológicos e análise de riscos em Mariana, Minas Gerais. *In: Simpósio Brasileiro de Cartografia Geotécnica, 4, Brasília, DF. Anais. Brasília, DF, 13 p. v. 1.*
- Souza, C. R. G.; Suguio, K.; Oliveira, A. M. S.; Oliveira, P. E. (2005) Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactionsof American Geophysical Union., 38: 913-920*
- Suguio, K. (1973). Introdução à sedimentologia. EDUSP, São Paulo, SP, 317p.
- Suguio, K. (1999). Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. Paulo’s Ed., São Paulo, 366p.
- Swanson, F. J., Fredriksen, R. L., McCorison, F. M. (1982). Material Tranfer in a Western Oregon forested Watershed. Analysis of coniferous forest ecosystems in the western United States, Edmonds, R. L., Hutchison Ross Publishing, Pennsylvania, USA, p. 233-266.
- Turner, A. K. (1996). “Colluvium and Talus”, *In: Landslides: Investigation and Mitigation, Chapter 3, Transportation Research Board, Special Report 247.*

- UFV/IEF (2005). Zoneamento Ecológico da Área de Protecção Ambiental Estadual Cachoeira das Andorinhas, Ouro Preto, Minas Gerais. Relatório do Meio Biótico e do Meio Físico. Universidade Federal de Viçosa, Instituto Estadual de Florestas.
- USGS - United States Geological Survey (2005). Distinguishing between Debris Flows and Floods from Field Evidence in Small Watersheds. United States Factor Sheet. Disponível na internet no site: <http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/FS2004-3142/FS2004-3142.pdf>. Abaixado em 03/07/11
- Vandine, D. F. (1996). Debris flow control structures for forest engineering. Res. Br., B. C. Min. For., Victoria, B. C.
- Varajão, C. A. C. (1991). A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências. 21(2): 138-145.
- Varajão, C. A. C.; Salgado, A. A. R.; Varajão, A. F. D. C.; Braucher, R.; Colin, F.; Nalini Junior, H. A. (2009). Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.33, p.1409-1425.
- Varnes, D. J. (1978) "Slope movements and types and processes", cap.2, *In*: Schuster, R.L & Krizer, R. J (eds.), Landslides: analysis and control. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC, Special Report 176, pp. 11-33.
- Vilella, M. S.; Mattos, A. Hidrologia aplicada. Ed. McGraw-Hill do Brasil, 1975.
- Wallinga, J.; Murray, A.; Wintle, A. (2000). The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grained feldspar. Radiation Measurements 32, 529–533.
- Wolle, C. M.; Carvalho, C. S. (1989). Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. Solos e Rochas, v. 12, p. 27-36.
- Wolle, C.; Hachich, W. (1989). Rain-induced landslides in southeastern Brasil. Proceedings 12th International Conference Soil Mechanics and Foundation Engineering. Rio de Janeiro. Vol. 3: 1639-1642.

- Wolman, M. G. (1954). A Method of Sampling Coarse River-Bed Material. Transactions, American Geophysical Union. V.3, N. 6. p. 951-956.
- Zucchetti, M.; Baltazar, O. F. (2000). Rio das Velhas Greenstone Belt lithofacies associations, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, CD-ROM.

Anexo I: Valores de D_{50} de cada ponto de amostragem das bacias a partir das curvas granulométricas e da área de drenagem à montante. SBa (Afluente do córrego São Bartolomeu); SB (Córrego São Bartolomeu); CA (Córrego Cardoso) e RV (Rio das Velhas).

Ponto	D_{50}	AD	Ponto	D_{50}	AD	Ponto	D_{50}	AD
SBa 01	0,02	0,211	CA 09	0,006	0,0498	RV 05	0,046	5,413
SBa 02	0,019	0,195	CA 10	0,006	0,0695	RV 04	0,11	14,222
SBa 03	0,017	0,177	CA 11	0,008	0,0821	RV 03	0,15	14,964
SBa 04	0,014	0,158	CA 12	0,007	0,115	RV 02	0,16	15,787
SBa 05	0,012	0,138	CA 13	0,007	0,157	RV 01	0,19	15,961
SB 23	0,007	0,602	CA 14	0,009	0,186	RV 10	0,073	18,234
SB 22	0,009	0,632	CA 15	0,011	0,409	RV 09	0,099	19,666
1	0,009	0,681	CA 16	0,011	0,504	RV 08	0,087	19,845
2	0,01	0,92	CA 17	0,041	2,102	RV 07	0,071	24,394
SB 20	0,013	0,999	CA 18	0,041	2,259	RV 06	0,063	24,681
SB 21	0,016	1,059	CA 19	0,043	2,323	3	0,021	25,535
SB 24	0,012	1,129	CA 32	0,051	2,368	RV 11	0,091	26,71
SB 25	0,018	1,482	CA 31	0,05	2,415	RV 12	0,079	27,225
SB 26	0,026	1,588	CA 30	0,054	2,488	RV 13	0,085	29,317
SB 27	0,028	1,966	CA 29	0,059	2,54	RV 14	0,074	35,001
SB 28	0,024	2,034	CA 28	0,05	2,579	RV 15	0,071	35,638
SB 31	0,03	2,163	CA 27	0,072	2,604	RV 16	0,053	36,112
SB 30	0,033	2,259	CA 26	0,066	2,733			
SB 29	0,031	2,324	CA 25	0,067	2,791			
SB 10	0,035	2,929	CA 24	0,081	2,863			
SB 11	0,025	2,993	CA 23	0,077	2,912			
SB 12	0,044	3,134	CA 20	0,056	2,959			
SB 13	0,05	3,779	CA 21	0,078	2,992			
SB 14	0,053	3,795	CA 22	0,076	3,078			
SB 19	0,033	3,848	CA 08	0,079	3,137			
SB 18	0,044	3,917	CA 07	0,085	3,203			
SB 17	0,064	4,02	CA 06	0,083	3,247			
SB 16	0,058	4,065	CA05	0,087	3,401			
SB 15	0,069	4,137	CA 04	0,09	3,485			
SB 09	0,045	4,204	CA 03	0,093	3,556			

SB 08	0,06	4,235	CA 02	0,11	3,596
SB 07	0,061	4,253	CA 01	0,109	3,628
SB 01	0,046	4,326			
SB 02	0,056	4,447			
SB 03	0,016	4,549			
SB 04	0,065	4,587			
SB 05	0,07	4,636			
SB 06	0,079	4,657			

Anexo II: Tabela de inclinação do canal em porcentagem e a área de drenagem em quilômetros dos córregos São Bartolomeu e Cardoso, e a porção a montante do Rio das Velhas.

Ponto	S (%)	A (km²)	Ponto	S (%)	A (km²)	Ponto	S (%)	A (km²)
SBa01	0,1143	0,211	CA09	0,1143	0,0498	RV05	0,08144	5,413
SBa02	0,1143	0,195	CA010	0,1143	0,0695	RV04	0,08144	14,222
SBa03	0,1143	0,177	CA011	0,08144	0,0821	RV03	0,07115	14,964
SBa04	0,08144	0,158	CA012	0,08144	0,115	RV02	0,09514	15,787
SBa05	0,07115	0,138	CA013	0,1143	0,157	RV01	0,1143	15,961
SB 23	0,07115	0,602	CA014	0,08144	0,186	RV10	0,1143	18,234
SB 22	0,09514	0,632	CA015	0,07115	0,409	RV09	0,09514	19,666
1	0,08144	0,681	CA016	0,07115	0,504	RV08	0,09514	19,845
2	0,08144	0,92	CA017	0,1143	2,102	RV07	0,08144	24,394
SB 20	0,08144	0,999	CA018	0,08144	2,259	RV06	0,1143	24,681
SB 21	0,08144	1,059	CA019	0,09514	2,323	Ponto 3	0,1143	25,535
SB 24	0,1143	1,129	CA032	0,09514	2,368	RV11	0,143	26,71
SB 25	0,09514	1,482	CA031	0,09514	2,415	RV12	0,08144	27,225
SB 26	0,08144	1,588	CA030	0,08144	2,488	RV13	0,09514	29,317
SB 27	0,09514	1,966	CA029	0,09514	2,54	RV14	0,09514	35,001
SB 28	0,09514	2,034	CA028	0,1143	2,579	RV15	0,1143	35,638
SB 31	0,1143	2,163	CA027	0,1143	2,604	RV16	0,143	36,112
SB 30	0,1143	2,259	CA026	0,08144	2,733			
SB 29	0,09514	2,324	CA025	0,1143	2,791			
SB010	0,143	2,929	CA024	0,08144	2,863			
SB011	0,1143	2,993	CA023	0,19081	2,912			
SB012	0,09514	3,134	CA020	0,28636	2,959			
SB013	0,143	3,779	CA021	0,19081	2,992			
SB014	0,143	3,795	CA022	0,08144	3,078			
SB019	0,09514	3,848	CA008	0,09514	3,137			
SB018	0,1143	3,917	CA007	0,09514	3,203			
SB017	0,1143	4,02	CA006	0,19081	3,247			
SB016	0,143	4,065	CA005	0,07115	3,401			
SB015	0,19081	4,137	CA004	0,28636	3,485			
SB09	0,19081	4,204	CA003	0,28636	3,556			
SB08	0,19081	4,235	CA002	0,19081	3,596			
SB07	0,19081	4,253	CA001	0,28636	3,628			
SB01	0,28636	4,326						
SB02	0,19081	4,447						
SB03	0,28636	4,549						
SB04	0,28636	4,587						
SB05	0,28636	4,636						
SB06	0,57289	4,657						

Anexo III: Tabela de largura do canal em metros e área de drenagem em quilômetros quadrados do córrego São Bartolomeu, Cardoso e Rio das Velhas.

Ponto	W (m)	A (Km ²)	Ponto	W (m)	A (Km ²)	Ponto	W (m)	A (Km ²)
SBa01	1,2	0,211	CA09	0,79	0,0498	RV05	7,6	5,413
SBa02	0,92	0,195	CA010	0,86	0,0695	RV04	6,3	14,222
SBa03	0,8	0,177	CA011	0,77	0,0821	RV03	5,5	14,964
SBa04	0,57	0,158	CA012	0,95	0,115	RV02	3,5	15,787
SBa05	0,46	0,138	CA013	0,9	0,157	RV01	7,5	15,961
SB 23	0,88	0,602	CA014	0,72	0,186	RV10	3,5	18,234
SB 22	0,96	0,632	CA015	1,33	0,409	RV09	4	19,666
1	1,5	0,681	CA016	1,63	0,504	RV08	3	19,845
2	0,8	0,92	CA017	2	2,102	RV07	6,5	24,394
SB 20	1	0,999	CA018	1,94	2,259	RV06	7,2	24,681
SB 21	0,94	1,059	CA019	1,85	2,323	Ponto 3	4	25,535
SB 24	1,63	1,129	CA032	2,24	2,368	RV11	9,3	26,71
SB 25	1,45	1,482	CA031	2,33	2,415	RV12	6	27,225
SB 26	1,23	1,588	CA030	2,57	2,488	RV13	8	29,317
SB 27	1,31	1,966	CA029	2,8	2,54	RV14	8,3	35,001
SB 28	2,2	2,034	CA028	2,2	2,579	RV15	9	35,638
SB 31	1,69	2,163	CA027	2,9	2,604	RV16	8,7	36,112
SB 30	1,45	2,259	CA026	2,75	2,733			
SB 29	1,72	2,324	CA025	2,7	2,791			
SB010	1,79	2,929	CA024	2,9	2,863			
SB011	2,1	2,993	CA023	3	2,912			
SB012	1,82	3,134	CA020	2,83	2,959			
SB013	1,93	3,779	CA021	3,4	2,992			
SB014	1,65	3,795	CA022	3,35	3,078			
SB019	3,23	3,848	CA008	2,93	3,137			
SB018	2,53	3,917	CA007	3,2	3,203			
SB017	2,15	4,02	CA006	3,4	3,247			
SB016	1,95	4,065	CA005	2,8	3,401			
SB015	2,16	4,137	CA004	3,41	3,485			
SB09	1,98	4,204	CA003	5,23	3,556			
SB08	1,72	4,235	CA002	3,1	3,596			
SB07	2,6	4,253	CA001	5,8	3,628			
SB01	2,96	4,326						
SB02	2,7	4,447						
SB03	1,5	4,549						
SB04	3,6	4,587						
SB05	3,3	4,636						
SB06	2,83	4,657						

Anexo IV: Tabela apresentando todos os índices para o cálculo do *Stream Power* das bacias dos córregos São Bartolomeu e Cardoso, e da porção a montante do Rio das Velhas.

Ponto	ρ_w (g/m ³)	g (m/s ²)	S (%)	W (m)	A (km ²)	c	d	ω
SBa01	1	9,81	0,1143	0,0012	0,211	1,2869	0,3832	67,53
SBa02	1	9,81	0,1143	0,0009	0,195	1,2869	0,3832	85,46
SBa03	1	9,81	0,1143	0,0008	0,177	1,2869	0,3832	94,69
SBa04	1	9,81	0,0814	0,0006	0,158	1,2869	0,3832	90,66
SBa05	1	9,81	0,0712	0,0005	0,138	1,2869	0,3832	93,19
SB 23	1	9,81	0,0712	0,0009	0,602	1,2869	0,3832	85,66
SB 22	1	9,81	0,0951	0,001	0,632	1,2869	0,3832	106,97
1	1	9,81	0,0814	0,0015	0,681	1,2869	0,3832	60,30
2	1	9,81	0,0814	0,0008	0,92	1,2869	0,3832	126,89
SB 20	1	9,81	0,0814	0,001	0,999	1,2869	0,3832	104,76
SB 21	1	9,81	0,0814	0,0009	1,059	1,2869	0,3832	113,97
SB 24	1	9,81	0,1143	0,0016	1,129	1,2869	0,3832	94,54
SB 25	1	9,81	0,0951	0,0015	1,482	1,2869	0,3832	98,18
SB 26	1	9,81	0,0814	0,0012	1,588	1,2869	0,3832	101,73
SB 27	1	9,81	0,0951	0,0013	1,966	1,2869	0,3832	121,10
SB 28	1	9,81	0,0951	0,0022	2,034	1,2869	0,3832	73,05
SB 31	1	9,81	0,1143	0,0017	2,163	1,2869	0,3832	116,98
SB 30	1	9,81	0,1143	0,0015	2,259	1,2869	0,3832	138,63
SB 29	1	9,81	0,0951	0,0017	2,324	1,2869	0,3832	98,34
SB010	1	9,81	0,143	0,0018	2,929	1,2869	0,3832	155,19
SB011	1	9,81	0,1143	0,0021	2,993	1,2869	0,3832	106,61
SB012	1	9,81	0,0951	0,0018	3,134	1,2869	0,3832	104,22
SB013	1	9,81	0,143	0,0019	3,779	1,2869	0,3832	158,70
SB014	1	9,81	0,143	0,0017	3,795	1,2869	0,3832	185,93
SB019	1	9,81	0,0951	0,0032	3,848	1,2869	0,3832	63,53
SB018	1	9,81	0,1143	0,0025	3,917	1,2869	0,3832	98,10
SB017	1	9,81	0,1143	0,0022	4,02	1,2869	0,3832	116,60
SB016	1	9,81	0,143	0,002	4,065	1,2869	0,3832	161,52
SB015	1	9,81	0,1908	0,0022	4,137	1,2869	0,3832	195,89
SB09	1	9,81	0,1908	0,002	4,204	1,2869	0,3832	215,01
SB08	1	9,81	0,1908	0,0017	4,235	1,2869	0,3832	248,21
SB07	1	9,81	0,1908	0,0026	4,253	1,2869	0,3832	164,47
SB01	1	9,81	0,2864	0,003	4,326	1,2869	0,3832	218,23

SB02	1	9,81	0,1908	0,0027	4,447	1,2869	0,3832	161,11
SB03	1	9,81	0,2864	0,0015	4,549	1,2869	0,3832	439,01
SB04	1	9,81	0,2864	0,0036	4,587	1,2869	0,3832	183,51
SB05	1	9,81	0,2864	0,0033	4,636	1,2869	0,3832	201,01
SB06	1	9,81	0,5729	0,0028	4,657	1,2869	0,3832	469,73
CA09	1	9,81	0,1143	0,0008	0,0498	1,95	0,376	91,32969
CA010	1	9,81	0,1143	0,0009	0,0695	1,95	0,376	95,09741
CA011	1	9,81	0,0814	0,0008	0,0821	1,95	0,376	80,57024
CA012	1	9,81	0,0814	0,001	0,115	1,95	0,376	74,1261
CA013	1	9,81	0,1143	0,0009	0,157	1,95	0,376	123,4516
CA014	1	9,81	0,0814	0,0007	0,186	1,95	0,376	117,1863
CA015	1	9,81	0,0712	0,0013	0,409	1,95	0,376	74,53596
CA016	1	9,81	0,0712	0,0016	0,504	1,95	0,376	65,78635
CA017	1	9,81	0,1143	0,002	2,102	1,95	0,376	147,3536
CA018	1	9,81	0,0814	0,0019	2,259	1,95	0,376	111,2098
CA019	1	9,81	0,0951	0,0019	2,323	1,95	0,376	137,6767
CA032	1	9,81	0,0951	0,0022	2,368	1,95	0,376	114,5295
CA031	1	9,81	0,0951	0,0023	2,415	1,95	0,376	110,9223
CA030	1	9,81	0,0814	0,0026	2,488	1,95	0,376	87,05205
CA029	1	9,81	0,0951	0,0028	2,54	1,95	0,376	94,07131
CA028	1	9,81	0,1143	0,0022	2,579	1,95	0,376	144,6651
CA027	1	9,81	0,1143	0,0029	2,604	1,95	0,376	110,1448
CA026	1	9,81	0,0814	0,0028	2,733	1,95	0,376	84,27838
CA025	1	9,81	0,1143	0,0027	2,791	1,95	0,376	121,4291
CA024	1	9,81	0,0814	0,0029	2,863	1,95	0,376	81,32783
CA023	1	9,81	0,1908	0,003	2,912	1,95	0,376	185,3747
CA020	1	9,81	0,2864	0,0028	2,959	1,95	0,376	296,6956
CA021	1	9,81	0,1908	0,0034	2,992	1,95	0,376	165,2412
CA022	1	9,81	0,0814	0,0034	3,078	1,95	0,376	72,34634
CA008	1	9,81	0,0951	0,0029	3,137	1,95	0,376	97,32392
CA007	1	9,81	0,0951	0,0032	3,203	1,95	0,376	89,81258
CA006	1	9,81	0,1908	0,0034	3,247	1,95	0,376	170,4018
CA005	1	9,81	0,0712	0,0028	3,401	1,95	0,376	78,51192
CA004	1	9,81	0,2864	0,0034	3,485	1,95	0,376	261,855
CA003	1	9,81	0,2864	0,0052	3,556	1,95	0,376	172,0311
CA002	1	9,81	0,1908	0,0031	3,596	1,95	0,376	194,2058
CA001	1	9,81	0,2864	0,0058	3,628	1,95	0,376	156,2982
RV05	1	9,81	0,0814	0,0076	5,413	3,3062	0,1943	49,19
RV04	1	9,81	0,0814	0,0063	14,222	3,3062	0,1943	71,59
RV03	1	9,81	0,0712	0,0055	14,964	3,3062	0,1943	72,35

RV02	1	9,81	0,0951	0,0035	15,787	3,3062	0,1943	73,62
RV01	1	9,81	0,1143	0,0075	15,961	3,3062	0,1943	86,31
RV10	1	9,81	0,1143	0,0035	18,234	3,3062	0,1943	79,80
RV09	1	9,81	0,0951	0,004	19,666	3,3062	0,1943	70,28
RV08	1	9,81	0,0951	0,003	19,845	3,3062	0,1943	87,37
RV07	1	9,81	0,0814	0,0065	24,394	3,3062	0,1943	77,06
RV06	1	9,81	0,1143	0,0072	24,681	3,3062	0,1943	97,85
Ponto 3	1	9,81	0,1143	0,004	25,535	3,3062	0,1943	177,31
RV11	1	9,81	0,143	0,0093	26,71	3,3062	0,1943	96,25
RV12	1	9,81	0,0814	0,006	27,225	3,3062	0,1943	85,28
RV13	1	9,81	0,0951	0,008	29,317	3,3062	0,1943	75,80
RV14	1	9,81	0,0951	0,0083	35,001	3,3062	0,1943	75,62
RV15	1	9,81	0,1143	0,009	35,638	3,3062	0,1943	84,08
RV16	1	9,81	0,143	0,0087	36,112	3,3062	0,1943	109,09

Anexo V: Tabela do *stream power* e área de drenagem em quilômetros quadrados das bacias dos córregos São Bartolomeu e Cardoso e da porção a montante do Rio das Velhas.

Ponto	ω	A (km ²)	Ponto	ω	A (km ²)	Ponto	ω	A (km ²)
SBa01	67,53	0,211	CA09	91,33	0,0498	RV05	49,19	5,413
SBa02	85,46	0,195	CA010	95,10	0,0695	RV04	71,59	14,222
SBa03	94,69	0,177	CA011	80,57	0,0821	RV03	72,35	14,964
SBa04	90,66	0,158	CA012	74,13	0,115	RV02	73,62	15,787
SBa05	93,19	0,138	CA013	123,45	0,157	RV01	86,31	15,961
SB 23	85,66	0,602	CA014	117,19	0,186	RV10	79,80	18,234
SB 22	106,97	0,632	CA015	74,54	0,409	RV09	70,28	19,666
1	60,30	0,681	CA016	65,79	0,504	RV08	87,37	19,845
2	126,89	0,92	CA017	147,35	2,102	RV07	77,06	24,394
SB 20	104,76	0,999	CA018	111,21	2,259	RV06	97,85	24,681
SB 21	113,97	1,059	CA019	137,68	2,323	Ponto 3	177,31	25,535
SB 24	94,54	1,129	CA032	114,53	2,368	RV11	96,25	26,71
SB 25	98,18	1,482	CA031	110,92	2,415	RV12	85,28	27,225
SB 26	101,73	1,588	CA030	87,05	2,488	RV13	75,80	29,317
SB 27	121,10	1,966	CA029	94,07	2,54	RV14	75,62	35,001
SB 28	73,05	2,034	CA028	144,67	2,579	RV15	84,08	35,638
SB 31	116,98	2,163	CA027	110,14	2,604	RV16	109,09	36,112
SB 30	138,63	2,259	CA026	84,28	2,733			
SB 29	98,34	2,324	CA025	121,43	2,791			

SB010	155,19	2,929	CA024	81,33	2,863
SB011	106,61	2,993	CA023	185,37	2,912
SB012	104,22	3,134	CA020	296,70	2,959
SB013	158,70	3,779	CA021	165,24	2,992
SB014	185,93	3,795	CA022	72,35	3,078
SB019	63,53	3,848	CA008	97,32	3,137
SB018	98,10	3,917	CA007	89,81	3,203
SB017	116,60	4,02	CA006	170,40	3,247
SB016	161,52	4,065	CA005	78,51	3,401
SB015	195,89	4,137	CA004	261,85	3,485
SB09	215,01	4,204	CA003	172,03	3,556
SB08	248,21	4,235	CA002	194,21	3,596
SB07	164,47	4,253	CA001	156,30	3,628
SB01	218,23	4,326			
SB02	161,11	4,447			
SB03	439,01	4,549			
SB04	183,51	4,587			
SB05	201,01	4,636			
SB06	469,73	4,657			