

**EVOLUÇÃO MORFOPEDOLÓGICA DE VERTENTE
ESCARPADA NA ALTA BACIA DO RIO DAS VELHAS,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Sérgio Francisco de Aquino

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Issamu Endo

Vice-Diretor

José Geraldo de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Marco Antonio Fonseca

Chefe



*EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS
NATURAIS*

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 77

TESE DE DOUTORAMENTO

Nº 371

**EVOLUÇÃO MORFOPEDOLÓGICA DE VERTENTE ESCARPADA
NA ALTA BACIA DO RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO,
MINAS GERAIS.**

Fernanda de Oliveira Costa

Orientador

Luis de Almeida Prado Bacellar

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Ciências Naturais, área de concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais.

OURO PRETO

2018

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1^a

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

C823e Costa, Fernanda de Oliveira.
Evolução morfoopedológica de vertente escarpada na alta bacia do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais [manuscrito] / Fernanda de Oliveira Costa. - 2018.
171f.: il.: color, graf.; tabs; mapas. (D)

Orientador: Prof. Dr. Luis de Almeida Prado Bacellar.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.
Área de Concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais ? GARN.

1. Rochas. 2. Morfogênese. 3. Ciência do solo. I. Bacellar, Luis de Almeida Prado. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU: 551.4(815.1)

Catálogo: www.sisbin.ufop.br

<http://www.sisbin.ufop.br>

*Dedico este trabalho aos meus pais, de quem muito me orgulho, José Vieira e Elizabete
Costa.*

Agradecimentos

Quero agradecer a todos aqueles que me apoiaram de algum modo nesta caminhada. Em primeiro lugar, expressei minha gratidão a uma força maior chamada Deus.

A seguir agradeço imensamente à minha família pela educação e amor que recebi durante todos os anos e especialmente, durante o árduo período de execução deste trabalho.

Agradeço à Universidade Federal de Ouro Preto e ao Departamento de Geologia pela oportunidade concedida. Agradeço também ao CNPq e, especialmente, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), pela concessão de recursos financeiros e da bolsa de pesquisa.

Ao professor e orientador Luis de Almeida Prado Bacellar que sempre me inspirou por sua conduta ética e profissional. Sou grata também pela oportunidade de estudo concedida, pelos ensinamentos acadêmicos e pela orientação paciente no campo e gabinete. À professora Selma Simões de Castro pela atenção, por acreditar na minha capacidade de trabalho, pela orientação paciente no levantamento da topossequência, na micromorfologia de solos, nas discussões do texto e interpretativas sempre pertinentes. Aos professores do Departamento de Geologia, em especial Cesar Augusto Chicarino e Angélica Varajão pela convivência amistosa e apoio nos momentos de dúvida.

Agradeço imensamente meus não só colegas, mas também amigos, do Departamento de Geologia, Luis Felipe Cherem, Helen Nébias, Fernanda Mara, Fábio, Felipe Chagas, Marcela Matteuzzo, Aline Guimarães-Silva, Cinthia Borges, Adriana Tropia, Leandro Duque, Simone Ferreira, Mônica Martiniano, Ana e Miguel, Ana Ramalho, Larissa Paraguassu, Humberto (Broz), Flávia, Evelize (Izzy), Geraldinho, Carolina Sarno, Teo e Ramon, obrigada pelo companheirismo e amizade. Ao Fabrício Resende, colega de projeto e amigo, que me auxiliou nos trabalhos realizados na Fazenda Brígida. Agradeço em especial à amiga Fernanda Ataíde pelos anos de convivência. A caminhada foi longa Fê, mas vencemos.

Aos funcionários e laboratoristas: Aparecida, Vânia, Moacir, Zé Geraldo, Zé Leite (*in memoriam*), Mário, Paulo, Cirilo, Vanderlei e Celso, meus sinceros agradecimentos. Ao funcionário responsável pelo zelo da Fazenda Brígida/UFOP Sr. João e família.

E finalmente, à cidade de Mariana, onde fiz novos amigos e terminei de escrever este trabalho. Agradeço em especial à Nilda, Silvana, Leandro Pablo, Lunara, Marcus, Alice e Maisa que me acompanharam, apoiaram e me incentivaram durante os meses finais da redação desta tese. Agradeço à Silvia pela presença constante e apoio incondicional. À Cris Navais e Patrícia pelos momentos de alegria compartilhados. À Raissa Palma, Ezequiel e ao Rafael pelo apoio. E enorme ao meu amigo Marcos Roberto Pinheiro pelo carinho e incentivo constante ao longo de toda a caminhada.

Sumário

AGRADECIMENTOS	IX
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	XV
LISTA DE TABELAS.....	XVII
RESUMO	XIX
ABSTRACT	XXI
CAPÍTULO 1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	
1.1 - INTRODUÇÃO.....	24
1.2 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	25
1.3 - OBJETIVOS	27
1.4 - ESTRUTURA DA TESE	28
1.5 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	29
1.5.1 Localização	29
1.6 - CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO.....	31
1.7 - PALEOCLIMA, CLIMA, VEGETAÇÃO, SOLOS, USO E OCUPAÇÃO.....	34
CAPÍTULO 2 REVISÃO TEÓRICA.....	37
2.1 - A DINÂMICA MORFOPEDOGENÉTICA EM VERTENTES.....	37
2.2 - A CONTRIBUIÇÃO DE ZONAS DE CABECEIRA NA EVOLUÇÃO DE VERTENTES.....	38
2.3 - FORMAÇÕES SUPERFICIAIS COLUVIAIS	39
2.4 - LINHAS DE PEDRAS (<i>Stone Line</i>).....	41
2.5 - A MICROMORFOLOGIA APLICADA AOS ESTUDOS DE SOLOS.....	42
2.6 - DENUDAÇÃO DA PAISAGEM.....	45
CAPÍTULO 3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	47
3.1 - SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E DO EIXO TOPOGRÁFICO	47
3.1.1 - Etapa de Gabinete	47
3.1.2 - Investigação Preliminar de Campo	47
3.1.3 - Levantamento Bidimensional da Cobertura Pedológica (topossequência)	48
3.2 – AMOSTRAGEM, ANÁLISES, ENSAIOS E MONITORAMENTO HIDROGEOQUÍMICO EM CAMPO	50
3.2.1- Coleta de Amostras	50
3.2.2 - Análise Textural, Densidade do Solo e da Partícula	51
3.2.3 - Micromorfologia do Solo	51
3.3 – CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DOS SOLOS	52
3.4 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA DOS SOLOS.....	53
3.4.1- Análise química de rotina	53

3.4.2	- Análise dos elementos maiores	54
3.4.3	- Digestão semi-total	54
3.4.4	- Digestão sulfúrica	54
3.4.5	- Análise mineralógica via difração de Raios-X	55
3.5	- DATAÇÕES POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)	55
3.6	- MONITORAMENTO HIDROGEOQUÍMICO DO CÓRREGO SÃO BARTOLOMEU.....	56
3.6.1	- Monitoramento meteorológico	56
3.6.2	- Monitoramento da vazão.....	56
3.6.3	- Indicador de nível d'água	57
3.6.4	- Análise físico-química da água do canal fluvial	58
3.6.5	- Cálculo da taxa de denudação geoquímica.....	59
3.7	- ANÁLISE MORFOMÉTRICA.....	60
3.8	- ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS DADOS.....	62
CAPÍTULO 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO		63
4.1	- ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO ALTO CORRÉGO SÃO BARTOLOMEU	63
4.2	- COBERTURA PEDOLÓGICA.....	64
4.2.1	- Organização dos solos ao longo da topossequência São Bartolomeu.....	64
4.3	- CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DOS HORIZONTES	66
4.4	- CARACTERÍSTICAS ANALÍTICAS DOS HORIZONTES	72
4.4.1	- Textura.....	72
4.5	- CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA.....	74
4.5.1	- Fertilidade.....	74
4.6	- CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS SOLOS DA TOPOSSÊQUENCIA.....	82
CAPÍTULO 5 ARTIGO 1- MORFOPEDOGÊNESE DE ZONA ESCARPADA NA ALTA BACIA DO RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG: UMA ANÁLISE INTEGRADA DE DADOS FÍSICOS, QUÍMICOS E MINERALÓGICOS		89
5.1	- INTRODUÇÃO.....	90
5.1.1	- Área de Estudo.....	91
5.2	- METODOLOGIA DE PESQUISA.....	93
5.3	- RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	94
5.4	- CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	104
CAPÍTULO 6 ARTIGO 2- GENESIS AND EVOLUTION OF SOILS AND QUATERNARY DEPOSITS OF A TOPOSSEQUENCE IN THE UPPER RIO DAS VELHAS- QUADRILÁTERO FERRÍFERO REGION- SOUTHEASTERN OF BRAZIL		105
6.1	- INTRODUCTION.....	106
6.2	- MATERIAL AND METHODOS.....	107
6.2.1	- Study Area.....	107
6.2.2	- Field Study, Sampling, Annalytical Data And Micromorphological Descriptio.....	108

6.3 - RESULTS.....	110
6.3.1 - Toposequence São Bartolomeu.....	110
6.3.2 - Soil morphology.....	112
6.3.3 - Soil physical and chemical characteristics.....	112
6.3.4 - Soil Micromorphology.....	115
6.3.5 - OSL Dating.....	119
6.4 - DISCUSSION.....	119
6.4.1 - Origin of Toposequence Materials.....	119
6.4.2 - Elements of Stone Line and Colluvium Formation.....	122
6.5 - CONCLUSIONS.....	124
CAPÍTULO 7 ARTIGO 3- DENUDAÇÃO GEOQUÍMICA EM ZONA ESCARPADA NO ALTO RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, BRASIL	127
7.1 - INTRODUÇÃO.....	127
7.1.1 - Área de Estudo.....	129
7.2 - MATERIAIS E MÉTODOS.....	131
7.3 - RESULTADOS.....	132
7.3.1 - Monitoramento hidrogeoquímico.....	132
7.3.2 - Taxas de Denudação Química e Rebaixamento Vertical do Relevo.....	136
7.3.3 - Discussão.....	137
7.4 - CONCLUSÕES.....	140
CAPÍTULO 8 CONCLUSÕES.....	141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	143
APÊNDICE.....	153

Lista de Ilustrações

Figura 1.1 - Localização da sub-bacia do córrego São Bartolomeu em relação ao território brasileiro e no município de Ouro Preto, localidade do estudo.....	30
Figura 1.2 - Mapa geológico da região onde se insere a área de estudo, a subbacia do córrego São Bartolomeu.....	32
Figura 1.3 - Mapa geomorfológico da região onde se insere a área de estudo, a subbacia do córrego São Bartolomeu.....	33
Figura 1.4 - Mapa de delividade da área de estudo e seu entorno.....	34
Figura 1.5 - Mapa de tipos vegetacionais encontrados na área de pesquisa e seu entorno.....	35
Figura 1.6 - Mapa das classes de solos presentes na área de estudo e seu entorno.....	36
Figura 2.1 - Perfil típico de manto de intemperismo onde é destacada a rocha- matriz não alterada superposta por elúvio seguida de colúvios (Bigarella; Becker; Santos 1994, adaptado por Suguio 2010)	40
Figura 3.1 -Vertente da topossequência estudada, em destaque, os segmentos alto, médio e baixo da vertente.....	48
Figura 3.2 - Tradagens realizadas para a obtenção dos perfis de sondagem.....	49
Figura 3.3 - Coleta de amostras deformada e indeformada para análise física de rotina.....	51
Figura 3.4 - Estação meteorológica Tracom-Watchdog 2900ET instalada na Fazenda Brígida.....	56
Figura 3.5 - Imagem do vertedouro instalado no córrego São Bartolomeu.....	57
Figura 3.6 - Esboço de um indicador de nível d'água (Victorino <i>et al.</i> 2006)	58
Figura 3.7 - Instalação do indicador de nível d'água.....	58
Figura 4.1 - Mapa de localização e mapa geológico da bacia do Córrego São Bartolomeu.....	65
Figura 4.2 - Cambissolo Háptico Tb distrófico (P1).....	67
Figura 4.3 - Cambissolo Háptico Tb distrófico (P2).....	68
Figura 4.4 - Cambissolo Háptico Tb distrófico (P3).....	69
Figura 4.5. Cambissolo Háptico Tb distrófico (P4).....	71
Figura 4.6. Cambissolo Háptico Tb distrófico (P5).....	72
Figura 4.7. Difratomogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háptico (P1) (Ka – caulinita, Gt – goethita, An – anatásio). Radiação $K\alpha Cu$	83
Figura 4.8. Difratomogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, A2, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háptico (P2) (Ka – caulinita, Gb- gibssita, Gt – goethita,). Radiação $K\alpha Cu$	84
Figura 4.9. Difratomogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, A2, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háptico (P3) (Il- ilita, Ka – caulinita, Gb- gibbsita, Gt – goethita,). Radiação $K\alpha Cu$	85
Figura 4.10. Difratomogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, A2, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háptico (P4) (Ka – caulinita, Gt – goethita). Radiação $K\alpha Cu$	86

Figura 4.11. Difratogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, matriz da linha de pedra, Bi e C do Cambissolo Háplico (P5) (Ka – caulinita, Gt – goethita, Mu-muscovita). Radiação K α Cu.....	87
Figura 5.1 - Mapa de localização e mapa geológico da bacia do Córrego São Bartolomeu.....	92
Figura 5.2 - 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 compartimentos superior, médio e inferior da vertente. A figura superior representa uma ampliação dos compartimentos médio e inferior, onde os estudos se desenvolveram. A escala do solo foi ampliada em relação à escala vertical para facilitar a visualização das relações entre os horizontes pedológicos.....	95
Figura 5.3 - DRX da fração argila de P2 (compartimento pedológico superior), P4 (transição) e P5 (compartimento pedológico inferior). Onde: Ka – caulinita; Gb- gibbsita; Mu- muscovita; Gt – goethita. LP- Linha de pedras. Radiação K α Cu (2 θ).....	103
Figura 6.1 - Geology of the upper basin of the São Bartolomeu creek, upper Rio das Velhas, showing the hydrographic basin and studied toposequence (modified after Baltazar <i>et al.</i> 2005 and Costa <i>et al.</i> 2014).....	108
Figura 6.2 - São Bartolomeu toposequence, Upper Rio das Velhas basin, MG. The proportion of clast components of the SL is presented in percentage (modified after Costa <i>et al.</i> 2014.....	111
Figura 6.3 – Micromorphological characteristics of the dystrofic haplic Cambic Tb horizons from São Bartolomeu toposequence where Qz- quartz; V-pores; Bt-biotite; e Mu-muscovite and XPL samples A, B, D, E, F e G and PPL samples C e H. (A) Profile P2, horizon 2C – lithic fragments of schist (1); (B) profile P2, gradual transition between horizons 2C/2Bi2; (C) profile P5, transition clair (2) between horizons C/Bi with strong schist foliation; (D) profile P2 horizon 2Bi2- typical nodules Fe (3); (E) profile P2, horizon Bi1 – subangular conjunctive blocs (4 e 5); (F) profile P4 horizon Bi1 with weak pedality; (G) profile P5 horizon Bi1 with weak pedality and (H) profile P5 - horizon Bi- showing Fe mobilization.....	118
Figura 6.4 - Stable carbon isotope (¹³ C) ratios in samples of organic clay and ¹⁴ C dated soils. Source: Bacellar (2000) and Teixeira (2012).....	123
Figura 6.5 - OSL dating of clastic sediments in the Upper Rio das Velhas river basin. Source: Costa <i>et al.</i> (2014) and Lopes (2014).....	124
Figura 7.1 - Geologia da alta bacia do córrego São Bartolomeu, alto rio das Velhas, com delimitação da microbacia do córrego São Bartolomeu. Fonte: Adaptado de Baltazar <i>et al.</i> (2005) e de Costa <i>et al.</i> (2014).....	130
Figura 7.2- Vazão e a precipitação média quinzenal da alta bacia do córrego São Bartolomeu.....	133
Figura 7.3 - Somatório dos cátions, pH, Eh e no alto córrego São Bartolomeu por quinzena. Os valores mínimos e máximos dos parâmetros ou teores estão em destaque.....	135
Figura 7.4 - Vazão x Denudação (ton/km ² /quinzenal) no período seco e úmido.....	137
Figura 7.5 - Vazão x TDS no período seco e úmido. A vazão foi dividida por mil.....	137

Lista de Tabelas

Tabela 4.1 - Características morfométricas do alto córrego São Bartolomeu.....	64
Tabela 4.2 - Características físicas dos solos analisados na topossequência São Bartolomeu, considerando os horizontes de amostragem.....	74
Tabela 4.3 - Atributos químicos dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu.....	75
Tabela 4.4. - Caracterização química, por fluorescência de raios-x, na forma de elementos maiores, dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu.....	78
Tabela 4.5 - Caracterização química, na forma de elementos semi-totais, dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu.....	79
Tabela 4.6 - Caracterização química, na forma de elementos semi-totais, dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu.....	81
Tabela 5.1 - Características macromorfológicas dos solos da topossequência.....	98
Table 5.2 - Características físicas e químicas dos solos da topossequência.....	100
Table 5.3 - Totais de elementos na forma de óxidos dos horizontes pedológicos dos solos da topossequência.....	101
Tabela 6.1 - Physical and chemical data of soils.....	114
Tabela 6.2 - Micromorfology of selected Bi1, 2Bi2 and 2C horizons from profiles 2, 4 and Bi, C from profile 5.....	117
Table 6.3 - Concentrations of Th, U and K, and age of soil horizons.....	119
Tabela 7.1 - Concentração quinzenal de cátions, TDS, pH e Eh no alto córrego São Bartolomeu.....	134
Tabela 7.2 - Concentração quinzenal e por estação do TDS, vazão e taxas totais de denudação química.....	134

Resumo

A região do Quadrilátero Ferrífero apresenta uma diversificada litologia representada por rochas Arqueanas e Proterozoicas, as quais, devido seus diferentes graus de resistência, influenciaram os processos relacionados à evolução geomorfológica da paisagem. Atualmente pesquisas atestam que a morfogênese foi e ainda é controlada pela estrutura geológica e pelos processos de erosão diferencial. Apesar de diversos estudos, a evolução geomorfológica da área ainda é motivo de novos estudos e discussão, como os relativos aos colúvios em zonas de escarpas. Evidências de coluvionamento foram registradas na região e em especial, no alto rio das Velhas, relacionadas a eventos neotectônicos que teriam ocorrido no Cenozoico, condicionando também, mudanças significativas na evolução recente do relevo e da paisagem. Como consequência, cursos fluviais incidiram verticalmente os vales das cabeceiras do alto rio das Velhas, criando condições para a instalação dos processos erosivos regressivos nos segmentos de alta e média vertente, favorecendo a atuação de processos morfopedogenéticos nas zonas escarpadas, os quais se somaram as ações do clima na morfogênese e na dissecação do relevo local. Embora sejam descritos episódios de coluvionamento e de incisões fluviais na bacia do alto rio das Velhas, ainda não se conhecia os reflexos destes processos na pedogênese, de modo mais detalhado, sobretudo na zona escarpada. Este estudo analisou a dinâmica morfopedogenética de uma topossequência alocada em uma vertente representativa de um setor da zona escarpada também representativa do domínio de serras do Quadrilátero Ferrífero, localizada no alto curso do Rio das Velhas (alto córrego São Bartolomeu), onde predominam xistos arqueanos do Supergrupo Rio das Velhas recobertos por Cambissolos Háplicos. Foram realizados estudos macro e micromorfológicos, ensaios de condutividade hidráulica em campo, datações utilizando a técnica de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) e o monitoramento da dinâmica de solutos no alto córrego São Bartolomeu com o objetivo de caracterizar os solos e suas relações com a topografia e o substrato rochoso, de modo a identificar a dinâmica morfopedogenética. As técnicas aplicadas permitiram identificar dois conjuntos distintos de solos com dois horizontes câmbicos separados por uma linha de pedras. O primeiro conjunto situa-se a montante da zona escarpada e é composto por dois horizontes cambissólicos superpostos, um superior mais evoluído e desenvolvido a partir do colúvio depositado sobre uma linha de pedras datada por LOE entre ≈ 3 a 6 mil anos e um subjacente a esta, de alteração do xisto. O segundo conjunto, de jusante, é composto por uma transição entre horizontes cambissólicos superpostos ainda menos evoluídos e por horizontes sem linha de pedras, resultante apenas de alteração do xisto subjacente. Ambos são separados por um pequeno segmento convexizado, que juntamente com os solos, sugerem truncamento erosivo do conjunto superior. Os resultados permitiram deduzir que ocorreram reajustes hidráulicos da zona escarpada no local, derivados de movimentos neotectônicos ascensionais de grandes blocos e do aprofundamento do nível de base regional em condições climáticas secas e úmidas durante o Holoceno, que originaram, respectivamente, a linha de pedras, datada do Holoceno Médio e os Cambissolos, posteriores, sugerindo mudança para uma condição climática mais úmida ainda no

Holoceno Médio que desencadeou a deposição do colúvio e sua pedogênese após a estabilização hidráulica da vertente, no Holoceno Superior (Recente). Os Cambissolos háplicos formados a partir dos colúvios e mesmo do xisto indicam processo de ferralitização, típico de ambientes tropicais úmidos. Constataram-se baixas taxas atuais totais de denudação, de até 0,7140 ton/km²/ano superior no período úmido em comparação ao seco, o que indica fontes pobres e climas enérgicos. Nas águas superficiais verificou-se baixa concentração de metais e metaloides, o que corrobora essa interpretação. Conclui-se que os movimentos neotectônicos e as mudanças climáticas holocênicas foram fatores determinantes para a formação de colúvios e a pedogênese cambissólica recente dos mesmos, indicadores de morfopedologia típica de zona escarpada em equilíbrio dinâmico tropical no modelado planáltico dissecado e escarpado da paisagem no alto rio das Velhas.

Palavras-chave: zona escarpada, morfopedologia, colúvios, relação morfogênese x pedogênese.

Abstract

The Iron Quadrangle region has a diversified lithology represented by Proterozoic and Archean rocks. Due to their different degrees of resistance, these rocks influenced the processes related to the landscape geomorphological evolution. Nowadays, researches show that morphogenesis was and still is controlled by both the geological structure and the processes of differential erosion. Despite several studies, the geomorphological evolution of the area still requires new studies and discussion like the ones related to the colluviums in escarpment zones. Evidences of colluvium deposits were registered in the region, especially at the upper *Velhas* River, related to neotectonic events that would have occurred in the Cenozoic era, conditioning then significant changes on the recent evolution of both the landscape and relief. As a consequence, fluvial courses vertically affected the valleys of the upper *Velhas* River headwaters providing ways for the establishment of regressive erosive processes in the segments of high and middle slopes, favoring the acting of morphopedogenetic processes in the escarpment zones, which added themselves to the actions of the climate both in the morphogenesis and dissection of the local relief. Even though there were described episodes of colluvium deposits and fluvial incisions on the upper *Velhas* River basin, the reflexes of these processes in the pedogenesis (in more detail) still remained unknown, mainly in the escarpment zone. This study analyzed the morphopedogenetic dynamics of a toposequence allocated in a slope of a escarpment zone sector which represents the domain of hills of the Iron Quadrangle. It is located at the upper course of *Velhas* River (*São Bartolomeu* upper creek), where there is predominance of Archean schists of the *Velhas* River Super group, covered by Haplic cambisols. Macromorphologic and micromorphologic studies have been carried out along with field hydraulic conductivity tests, dating by use of the Optically Stimulated Luminescence (OSL) technique, and the monitoring of solutes dynamics at the *São Bartolomeu* upper creek, aiming to characterize the soils and their relation with the topography and the rocky substrate, in order to identify the morphopedogenetic dynamics. The applied techniques allowed identifying two distinct sets of soils with two cambic horizons separated by a line of rocks. The first set is located upstream the escarpment zone, and it is composed by two overlapping cambisolic horizons: the upper one, more evolved and developed, from the colluvium deposited over a stoneline dated by OSL between approximately 3 to 6 y.BP, and the lower one, with fragments of weathered schist. The second set, downstream, is composed by a transition between overlapping cambisolic horizons less evolved and by horizons without lstonelines, resulting only from the subjacent schist alteration. Both are separated by a small convex segment that, suggests an erosive truncation of the superior set. The results allowed deducing that there were hydraulic readjustments of the escarpment zone in the area, derived from ascending neotectonic movements of large blocks and from the deepening of the base level under dry and wet climatic conditions during the Holocene. They originated the line of rocks dated on the Middle Holocene, and the posterior Cambisols, respectively, suggesting then a change for a wetter climatic condition in the

Middle Holocene, which triggered the colluvium deposition and its pedogenesis after the hydraulic stabilization of the slope in the Upper Holocene (recent). The haplic cambisols, formed from the colluviums and even from the schist, indicate process of ferralitization, typical of humid tropical environments. It was noticed low current total denudation rates up to 0,7140 ton/km²/year, higher during the wet season compared to the dry one, that indicates poor sources and energetic climates. There was a low concentration of metals and metalloids on the superficial waters, what confirms this interpretation. In conclusion, the neotectonic movements and the Holocene climatic changes were considered determinant factors for the formation of colluviums and their recent cambisolic pedogenesis, indicators of morphopedology, which is typical of escarpment zone in tropical dynamic balance on the dissected and escarpment plateau of the landscape on the upper *Velhas* River.

Key-words: Escarpment Zone, Morphopedology, Colluviums, Relation Morphogenesis x Pedogenesis

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - Introdução

A dinâmica das paisagens tropicais úmidas e subúmidas dá origem a sistemas ambientais complexos, onde os fluxos de matéria e energia são intensos. Esses processos, resultantes, principalmente, das altas taxas de intemperismo geoquímico e de lixiviação do material de origem que gera coberturas pedológicas (Budel 1982; Summerfield 1991; Thomas 1994), promovem, também, a denudação geoquímica de bacias hidrográficas, através dos cursos fluviais, a partir de transporte iônico em solução, tendo parcela significativa na alteração do modelado do relevo, sobretudo na erosão, no rebaixamento de vertentes e no desenvolvimento de solos (Dunne 1978, Leeder 1991). Essa dinâmica favorece o desenvolvimento de diferentes sistemas ambientais e pedológicos, quanto à sua evolução morfológica e pedogenética. Compreender o modo como esses sistemas se desenvolveram requer estudos sistematizados e detalhados.

O manto de intemperismo, segundo Bertolini (2015), pode ser considerado como um subsistema complexo integrante da camada superficial da crosta terrestre, onde os mecanismos responsáveis pela sua transformação deixam marcas que, através da interpretação morfológica de seus perfis, permitem observações importantes quanto à sua natureza paleoambiental, aplicadas à compreensão da evolução do relevo.

De acordo com Queiroz Neto (2000), as interpretações clássicas da evolução das formas de relevo deixaram para a pedogênese um papel secundário e passivo, em que os solos seriam apenas uma parte superficial de um sistema geológico-geomorfológico complexo, no qual a litologia/litoestrutura, a hidrologia e o clima representariam os principais fatores de morfogênese. Essa ideia começa a ser questionada principalmente na segunda metade do século passado, quando pesquisas relacionadas à evolução de superfícies geomórficas passaram a contemplar os conhecimentos gerados pela pesquisa pedológica em escala detalhada, nas vertentes.

Mais especificamente, a partir das duas primeiras décadas da segunda metade do século XX e, de certo modo, dando continuidade às ideias de Milne (1934), surge, assim, o levantamento dos solos por meio de topossequências, em *continuum* ao longo das vertentes dos interflúvios elementares, longitudinalmente, cortando as curvas de nível idealmente a 90°, correspondente às linhas de maior fluxo. O resultado é similar a um corte estratigráfico,

que contribui para um melhor entendimento da evolução pedogeomorfológica da paisagem, através da hierarquia e cronologia dos horizontes pedológicos, especialmente nas zonas tropicais dada sua complexidade (Boulet *et al.* 1982 a,b; Boulet, 1992). Trata-se de um procedimento que enfatiza a lateralidade dos solos nas vertentes dos interflúvios, onde os horizontes se sucedem, justapondo-se, superpondo-se e mesmo superimpondo-se. Isso significa que a cobertura pedológica, termo proposto por Baize (1986), é representada bidimensionalmente em *continuum*, o que favorece a compreensão do arranjo espacial dos horizontes, sua gênese e evolução, as relações com a topografia pretérita e atual (Boulet *et al.* 1982 a,b,c; Boulet 1992; Queiroz Neto 1988, 2000, 2011; Ruellan 2005) e, conseqüentemente, dos processos morfopedogenéticos (ou pedogeomorfológicos) atuantes. Esse procedimento é conhecido como Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (Boulet *et al.* 1982 a, b,c) e pode ser aplicado a um determinado compartimento geomórfico de interesse, ao qual uma dada sucessão lateral de solos se associa, configurando um compartimento morfopedológico (Castro & Salomão, 2000).

Na Pedologia esses princípios passaram a ser utilizados como indicadores da distribuição dos solos na paisagem, do comportamento físico-hídrico dos solos, da erosão hídrica, da mineralogênese, do comportamento geoquímico e da fertilidade, além da maior ou menor estabilidade das vertentes (encostas), dentre outras aplicações, cuja síntese permite relacionar o desenvolvimento de solos com os processos geomorfológicos de evolução do relevo. Paralelamente é crescente a ideia de que o material de origem pode ser autóctone ou alóctone, mesmo oriundo de solos pretéritos, e superpostos, marcados por discontinuidades litológicas e/ou truncamentos erosivos que revelam as dinâmicas morfopedológicas ocorridas. A atuação da pedogênese se dá de modo diferenciado nas vertentes, em função dos mais diferentes substratos geológicos, formas de relevo, tipos climáticos, atuação dos organismos e condições hidrológicas (Queiroz Neto 2000). Gerrard (1993) alerta sobre essa importância dos solos como indicadores de fases de desequilíbrio e equilíbrio dinâmico geomorfológico da paisagem.

No caso da região do Quadrilátero Ferrífero (QFe) dominam rochas pré-cambrianas, as quais são classificadas, de acordo com Alkimin & Marshak (1998), em: (i) embasamento cristalino, de idade arqueana, composto por gnaisses, granitos e migmatitos; (ii) Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, composto por quartizitos, xistos e filitos que constituem uma sequência do tipo *greenstone belt*; (iii) Supergrupo Minas, de idade proterozóica, constituído por rochas metassedimentares como os quartizitos, itabiritos, xistos, filitos e formações ferríferas; (iv) Grupo Itacolomi, também de idade proterozóica, constituído basicamente por quartizitos. Contudo, os solos não são tão antigos, ao contrário, são mais recentes, ainda que paleossolos possam testemunhar dinâmicas ambientais pretéritas. A região é muito estudada desde os tempos da mineração do ouro, principalmente sob o ponto de vista da geologia econômica, mas, somente no século XX, os estudos qualitativos do relevo começaram a tomar destaque.

Quanto ao relevo da região, atualmente, há consenso entre pesquisadores de que no QFe ele foi, e ainda é, controlado pelos processos de erosão diferencial (Salgado *et al.* 2007a; Salgado *et al.* 2008; Varajão *et al.* 2009) e pela estrutura geológica (sobretudo falhas e dobras). Neles, as rochas de alta resistência ao intemperismo, representadas pelos quartzitos e itabiritos, sustentam um complexo de serras, elevadas e as suavizadas, delimitadas por zonas escarpadas, altamente dissecadas e que contornam essas superfícies geomórficas. Varajão (1991) atesta que o QFe apresenta “províncias geomorfológicas” ligadas diretamente às condições estruturais. Nelas as variações altimétricas relacionam-se às variações litológicas. O QFe envolve totalmente as cabeceiras do rio das Velhas, cujos divisores dispersam águas para afluentes dos rios Doce e Paraopeba.

Diante do exposto, a análise relacionada à evolução morfopedológica da paisagem, tendo por alvo as encostas localizadas a sudeste no QFe e no alto rio das Velhas, se torna um trabalho árduo, pois muitos processos podem ocorrer em materiais com comportamentos e composições específicos de cada subárea, resultando numa alta variabilidade de tipos de coberturas pedológicas desenvolvidas, muitas vezes, do mesmo tipo de material geológico. Tal contexto representa um desafio teórico-metodológico para a realização de trabalhos que visem a compreensão do comportamento de coberturas que recubram relevos de zonas escarpadas, principalmente, em escala de detalhe. O estudo das zonas ou faixas escarpadas e dos respectivos sistemas pedológicos em *contínuum* são uma alternativa, mas ainda não realizada no QFe, o que motivou este trabalho.

A área pesquisada situa-se na área de cabeceira do córrego São Bartolomeu, que está localizado na bacia do alto rio das Velhas, município de Ouro Preto, Minas Gerais. Nela foi selecionada uma vertente geológica e geomorfologicamente representativa da zona escarpada da Serra de Ouro Preto para a realização de estudos de detalhe de um sistema pedológico com base no método da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (Boulet *et al.* 1982 a, b), quanto à visão bidimensional como ponto de partida para a investigação morfopedológica. Além do estudo da distribuição e evolução da cobertura pedológica desse setor da zona escarpada, também foi realizada a análise da dinâmica dos solutos do alto córrego São Bartolomeu, seguida do cálculo da estimativa das taxas de denudação e do rebaixamento do relevo local, de modo a permitir uma correlação com os processos morfodinâmicos vigentes preteritamente e nos dias atuais.

Assim, a hipótese proposta consiste na suposição de que o estudo em topossequência dos solos associado a datações pode contribuir para o entendimento da evolução morfopedológica recente de zonas escarpadas.

1.2 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

A evolução das paisagens em ambientes tropicais tem sido bastante estudada, sobretudo, por apresentar taxas de intemperismo químico e lixiviação acentuadas, fatores determinantes na compreensão das taxas de denudação geoquímica e na formação de solos (Thomas 1974). Nesse contexto, verifica-se a ocorrência de sistemas ambientais complexos, onde as coberturas pedológicas nem sempre apresentam homogeneidade, pois algumas variáveis, como os fatores litologia, relevo e clima podem interferir mais que outros na escala local, o que condiciona a formação de diferentes solos (Guerrard 1993).

No Brasil, Lepsch *et al.* (1977) interpretaram sequências de solos ao longo de vertentes, na tentativa de compreender materiais de origem dos solos, envolvendo conceitos de discontinuidades erosivas em solos enterrados e de diagnóstico de características reliquiais. Queiroz Neto (2000) destaca que Firmann (1969, 1977) passou a empregar um procedimento de dissociação vertical dos horizontes para o estabelecimento de correlações pedostratigráficas aplicadas a solos tropicais do sul da Austrália. O mesmo autor ainda destaca que um dos pontos de partida para a aplicação da dissociação vertical dos horizontes no Brasil foi o importante trabalho de Ab'Saber (1962) sobre cascalhos inhumados, relacionados ao complexo das *stone lines* (linhas de pedras). Além dessa aplicação, Bigarella *et al.* (1965) também passaram a utilizá-la para a dissociação de colúvios. No QFe, trabalhos desenvolvidos por Bacellar (2000), Figueiredo (2004), Varajão *et al.* (2009), Carvalho Filho *et al.* 2010, Lopes (2014) e outros, indicam a ocorrência de colúvios.

Por outro lado, vários trabalhos utilizando topossequências (Boulet *et al.* 1982 a,b; Delvigne 1965; Bocquier 1973) também mostram que ocorrem, frequentemente, redistribuições internas de materiais e mesmo neoformação mineralógica que só podem ser identificadas a partir de estudos de detalhe, utilizando técnicas tanto quantitativas (balanços) como qualitativas (hierarquia e cronologia da estrutura do solo) como ferramentas.

Nessa perspectiva, a micromorfologia de solos - estudo sistematizado das organizações microscópicas dos constituintes dos solos, ou microestruturas - contempla a investigação detalhada dos constituintes dos horizontes e de suas relações espaciais e cronológicas relativas. Sua aplicação é crescente nos estudos pedogeomorfológicos Quaternários voltados para a análise dos processos pedogenéticos, dinâmicas superficiais de vertentes e depósitos correlativos, sobretudo, em ambientes tropicais (Porta *et al.* 1999; Castro *et al.* 2003).

No Brasil, os solos dos topos planálticos tropicais são bastante estudados e, em geral, apresentam elevado desenvolvimento pedogenético com predomínio dos Latossolos. No entanto, os solos das zonas escarpadas que os limitam geralmente são menos estudados. Esses ambientes são marcados por uma dinâmica evolutiva descontínua, afetada por variações nas características geológicas, geomorfológicas e por acentuados processos erosivos e deposicionais colúviais, de talus e aluviais. Essa

realidade é comumente identificada no QFe, um domínio geológico brasileiro com evolução complexa e policíclica (Alkmim & Marshak 1998; Uhlein & Noce 2012).

As escarpas e seus materiais permitem levantar hipóteses sobre as interpretações paleogeográficas que podem ser subsidiadas por geocronologia, complementarmente à utilização de técnicas em macro e microescala. Nesse contexto, a datação de solos e de depósitos correlativos por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) auxilia na obtenção das suas idades, sobretudo dos depósitos colúvio-aluviais e na compreensão dos controles paleoclimáticos e neotectônicos da evolução pedológica e geomorfológica de vertentes.

Além dessas técnicas, o cálculo da taxa de denudação química é uma ferramenta também útil, pois permite analisar a evolução da paisagem, orientando, assim, as interpretações acerca dos processos erosivos calculados pela taxa média de erosão (Cherem 2012).

A associação de todas essas técnicas permite o avanço na compreensão do balanço entre a morfogênese, no caso do presente estudo, condicionada por relevos mais íngremes, e da pedogênese associada.

1.3 - OBJETIVOS

O objetivo geral desta pesquisa é compreender a dinâmica morfopedológica de uma vertente inserida em uma microbacia de cabeceira, incluindo a análise da evolução do manto pedológico e as taxas de perda geoquímica do canal de drenagem principal, localizada em zona escarpada de um *hogback* representativo da região inserido no alto curso do rio das Velhas, córrego São Bartolomeu, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

Os objetivos específicos consistem em:

- i. Caracterizar macro e micromorfologicamente os horizontes dos perfis de solos de uma topossequência a partir da aplicação do procedimento da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, em termos bidimensionais, em escala de ultradetalhe (1: 1.000);
- ii. Quantificar e avaliar a condutividade hidráulica dos perfis a partir da utilização de Permeâmetro de tensão;
- iii. Obter a cronologia da cobertura pedológica, via datação de amostras, pela técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE);
- iv. Elucidar a relação entre a morfogênese e a pedogênese enfatizando o comportamento hidráulico da encosta na evolução dos solos;
- v. Relacionar a geologia, a geomorfologia, manto de alteração e a erosão geoquímica de canal fluvial de segunda ordem em bacia de cabeceira, a fim de contribuir com as interpretações morfogenéticas locais e regionais;

- vi. Quantificar a perda geoquímica nos fluxos hídricos superficiais em condições áreas de cabeceira de drenagem de modo a caracterizar a evolução geomorfológica atual.

1.4 - ESTRUTURA DA TESE

Esta tese será apresentada em 7 capítulos que estão divididos da seguinte maneira:

O **CAPÍTULO 1** apresenta um panorama geral sobre a relevância dos estudos pedológicos de ultra detalhe como ferramenta para a compreensão da evolução de paisagens nos trópicos, sobretudo, em zonas escarpadas. Ele também introduz a discussão sobre a evolução do relevo no Quadrilátero Ferrífero, salientando a importância dos estudos detalhados de solos nessa região. Apresenta também a hipótese, os objetivos, a caracterização do meio físico da área estudada e o problema a ser tratado.

O **CAPÍTULO 2** de **REVISÃO TEÓRICA** apresenta os temas abordados na base teórica para o desenvolvimento da pesquisa, abrangendo conhecimentos sobre a evolução do relevo em zonas escarpadas, a importância de zonas de cabeceiras na evolução de vertentes, a dinâmica morfogenética e da denudação química das paisagens.

O **CAPÍTULO 3** apresenta o **MATERIAL E MÉTODOS** a partir da abordagem de todos os métodos utilizados para o desenvolvimento do trabalho. Ele consiste em três grandes etapas: seleção da microbacia (etapa de gabinete e de campo), seleção do eixo para implantação da topossequência, levantamento dos solos da topossequência, com ênfase na descrição morfológica e coleta de amostras para sua caracterização, física, físico-hídrica, química, mineralógica e micromorfológica, e o monitoramento hidrogeoquímico do córrego São Bartolomeu, detalhado a partir da instalação dos equipamentos, coleta de dados e do tratamento deles.

O **CAPÍTULO 4** corresponde a apresentação e discussão de alguns dados analíticos que foram parcialmente ou não foram contemplados nos artigos.

O **CAPÍTULO 5** corresponde ao **ARTIGO 1 intitulado: Morfopedogênese de zona escarpada na alta bacia do rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG: Uma análise integrada de dados físicos, químicos e mineralógicos.**

Este artigo apresenta a topossequência de solos representativa da zona escarpada de um *hogback*, também representativo do domínio de serras do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil, alto curso do rio das Velhas, espacialmente associada aos xistos arqueanos do Supergrupo Rio das Velhas e composta por Cambissolos Háplicos. São apresentados, também neste capítulo, os dados relativos ao levantamento inicial das características físicas, químicas e mineralógicas de rotina; a análise bidimensional da cobertura pedológica e primeiros dados referentes às datações da linha de pedras por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Nele são caracterizados dois conjuntos de Cambissolos

háplicos, separados por linha de pedras, o de montante desenvolvido sobre colúvio depositado sobre o xisto subjacente e o de jusante desenvolvido diretamente da alteração do mesmo xisto.

O **CAPÍTULO 6** corresponde ao **ARTIGO 2** intitulado: **Genesis and Evolution of Soils and Quaternary Deposits of a Toposequence in the upper Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero Region Southeastern of Brazil.**

Neste artigo foi analisada a dinâmica pedogeomorfológica da topossequência pesquisada. Para tanto, são apresentados e discutidos os estudos macro e micromorfológicos, ensaios de condutividade hidráulica e datações, por meio do método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que permitiram confirmar a existência de dois conjuntos distintos de solos em estádios diferenciados de desenvolvimento pedogenético. Foram discutidos, também, os reajustes hidráulicos da vertente, de acordo com as evidências neotectônicas e paleoclimáticas que conduziram à evolução da vertente e dos solos associados sendo a atual de conformidade com a unidade geomórfica apoiada pelos dados de geocronologia e pela revisão de literatura.

O **CAPÍTULO 7** corresponde ao **ARTIGO 3** intitulado: **Denudação geoquímica em zona escarpada no alto rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Brasil.**

Este trabalho apresenta a análise das taxas de denudação geoquímica e seu papel na evolução do relevo e nos processos erosivos diferenciais na alta bacia do rio das Velhas, em zona escarpada representativa do domínio de serras do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. A região na qual esse estudo foi desenvolvido corresponde ao divisor de águas de duas importantes bacias nacionais; a Oeste, a do rio São Francisco, e, a leste, a do rio Doce.

A **CONCLUSÃO** trata das conclusões referentes à hipótese de evolução morfopedológica do setor da zona escarpada representativa do domínio de serras do Quadrilátero Ferrífero, a partir da análise conjunta dos resultados apresentados nos três artigos relatados, à luz da literatura consultada.

Ao final da tese, encontram-se as referências bibliográficas citadas no texto seguidas dos anexos em que são apresentados alguns dados relevantes que não foram contemplados nos artigos.

1.5 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1.5.1 Localização

A bacia hidrográfica do alto rio das Velhas localiza-se no sudeste do QFe, centro-sul do estado de Minas Gerais (Figura 1.1). O rio das Velhas nasce no município de Ouro Preto na Área de Proteção Ambiental da Cachoeira das Andorinhas (APA/CA), e faz um percurso de aproximadamente 761 km até desaguar na margem direita do rio São Francisco, no município de Várzea da Palma em Minas Gerais (IEF/UFV 2005).

Por meio do Decreto Estadual nº 30.264 de 10 de outubro de 1989 foi criada a referida Área de Proteção Ambiental da Cachoeira das Andorinhas (APA/CA), com o objetivo de preservar a nascente do rio das Velhas, responsável pelo abastecimento de parte considerável da água para Belo Horizonte e sua região metropolitana, assim como preservar seu destacado valor biológico, turístico, histórico e de rara beleza cênica por apresentar diversas fitofisionomias que formam um mosaico vegetacional regido fortemente por fatores edáficos (IEF/UFV 2005). A nascente do rio das Velhas, assim como em seus arredores, é bordejada principalmente por diversas minas de exploração ferrífera e por empreendimentos imobiliários.

A APA/CA, como categoria de Unidade de Conservação, permite propriedades particulares em seus domínios, mas exige autorização junto aos órgãos ambientais para qualquer tipo de intervenção com relação ao manejo, de modo a garantir a conservação e a sustentabilidade dos recursos naturais dos 18.700 hectares que formam a área total da unidade (IEF/UFV 2005).

A bacia do córrego São Bartolomeu, com área total de 4,72 km², está localizada na porção sul da APA/CA e nos limites da propriedade da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), na propriedade denominada Fazenda da Brígida.

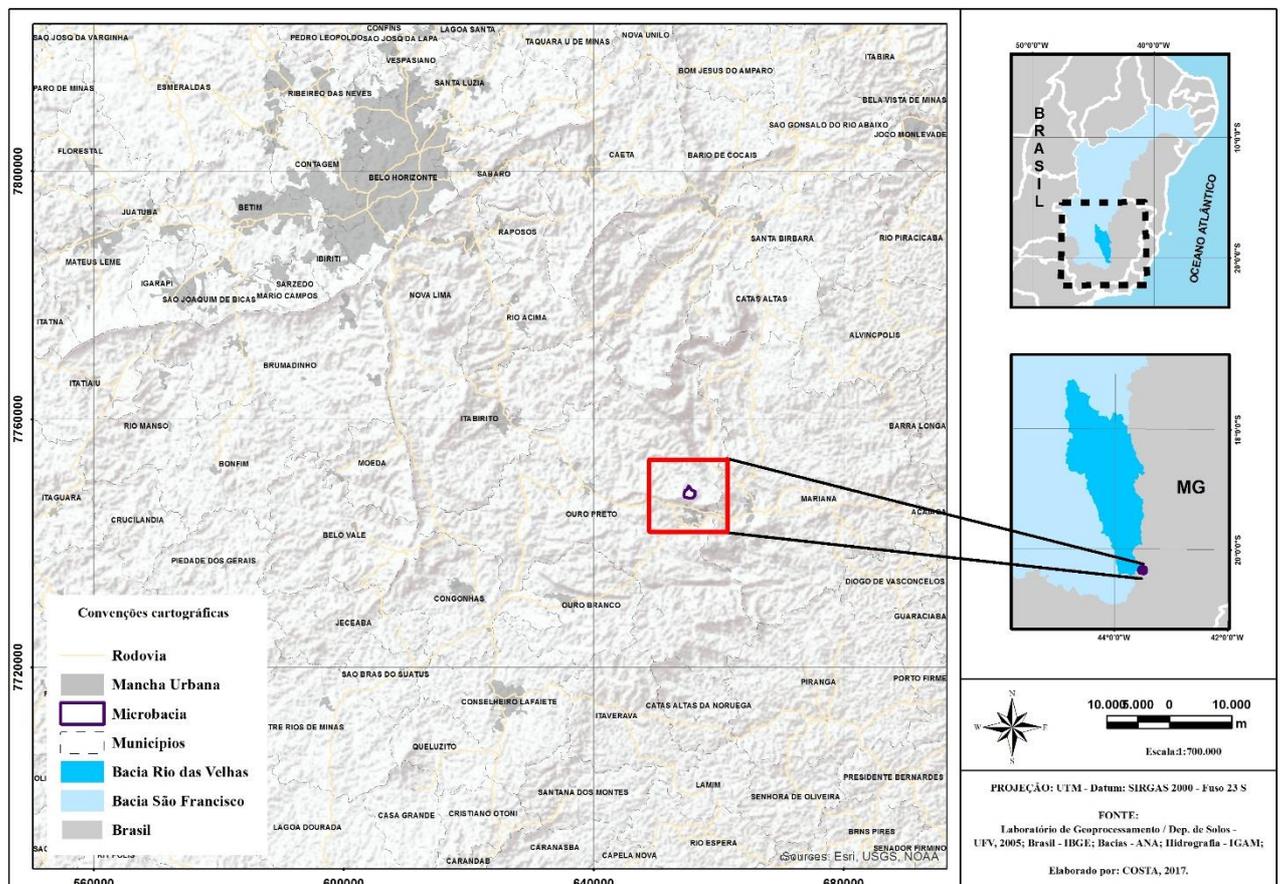


Figura 1.1 - Localização da sub-bacia do córrego São Bartolomeu em relação ao território brasileiro e no município de Ouro Preto, localidade do estudo.

1.6 - CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

A área deste estudo situa-se em um domínio geológico caracterizado por rochas datadas do Arqueano, marcadas por alta mobilidade tectônica da litosfera, a proterozóicas de condições mais estáveis (Alkmim & Marshak, 1998; Uhlein & Noce, 2012).

O Anticlinal de Mariana é a principal estrutura geológica presente na área, compreendendo a cabeceira do rio das Velhas e a do Córrego São Bartolomeu, seu afluente. Na região do Anticlinal de Mariana, ocorre um grande número de falhas de empurrão, as quais condicionaram a geometria e morfologia das estruturas mega, meso e microscópicas (Nalini Jr. 1993). É notório que a sua estrutura não corresponda a um anticlinal clássico, ressaltando-se no QFe como único, no seio de uma estrutura complexa condicionada por vários sinclinais de diferentes eixos localizadas entre altos estruturais e cortada por zonas de cisalhamento (Nalini Jr. 1993).

A geologia local (Figura 1.2) é caracterizada pela exposição de rochas do Grupo Nova Lima, representado por duas unidades associadas a ressedimentações. A Unidade Catarina Mendes é constituída por metagrauvas homogêneas com rochas subordinadas, a exemplo: lentes de metaconglomerados, tremolito xistos e metarenitos. A Unidade Córrego da Paina é composta por metargilitos, metassiltitos e metagrauvas. Na zona de cabeceira, afloram quartzitos e filitos do Grupo Caraça e itabiritos do Grupo Itabira e, nos divisores hidrográficos, coberturas detrito-lateríticas da superfície cimeira regional (Baltazar *et al.* 2005).

O Grupo Nova Lima é uma unidade na qual não se pode estimar sua espessura com segurança devido à maior exposição dessas rochas estar no interior do anticlinal. A maioria das rochas identificadas na região encontra-se bastante alterada, sendo as litologias identificadas correspondentes aos quartzosericita xistos, quartzo-biotita xistos, quartzo-clorita xistos, quartzo-carbonato xisto e filito granatíferos (Nalini Jr. 1993).

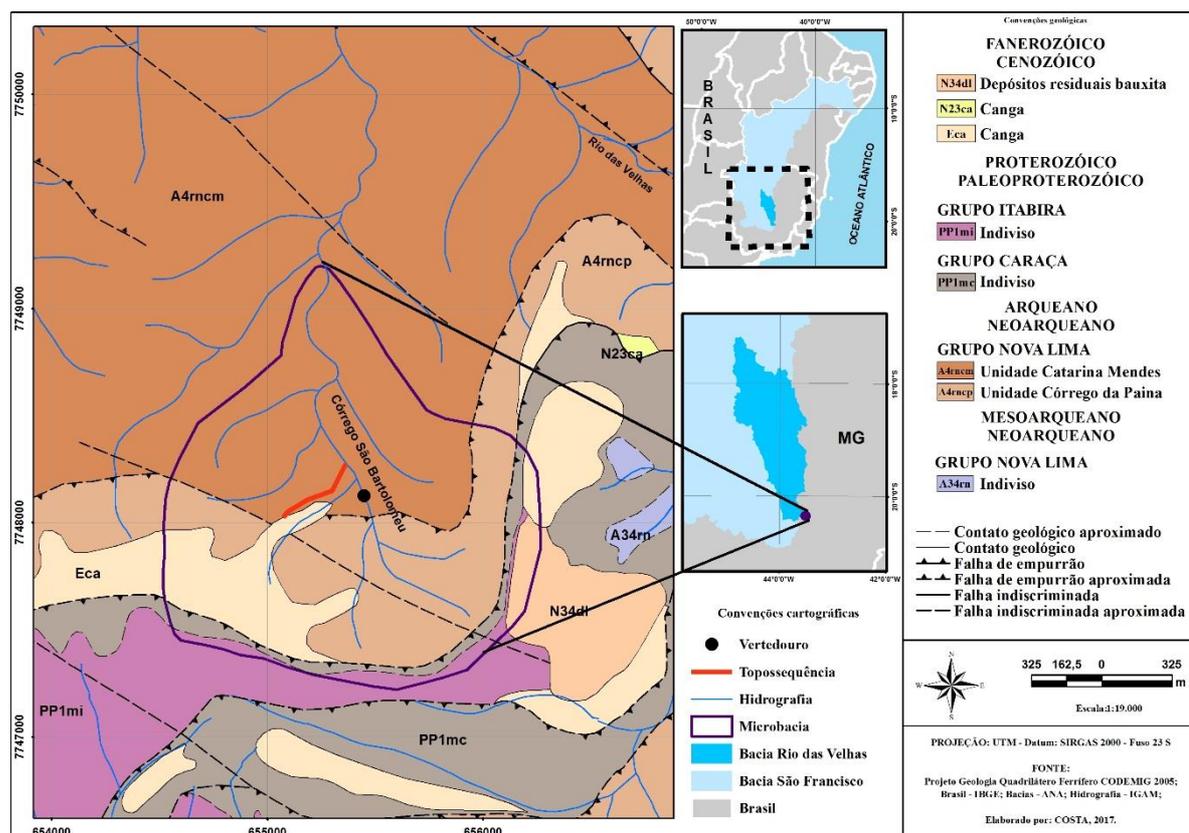


Figura 1.2 - Mapa geológico da região onde se insere a área de estudo, a subbacia do córrego São Bartolomeu.

Comumente, podem ser observados veios de quartzo subparalelizados à foliação principal, sigmoidais ou intensamente boudinados, e compostos basicamente de quartzo recristalizado, muscovita, carbonato e cianita. Uma segunda família de veios pode ser observada nos “necks” de “boudins” de foliação, mineralogicamente esses veios são compostos de quartzo e cristais bem formados, muscovita, cianita e turmalina (Nalini Jr. 1993).

Em virtude de sua configuração geológica complexa, o QFe é formado por um conjunto de feições geomórficas elevadas, como serras e planaltos, as quais resultam, no decorrer de sua evolução, de processo de erosão que formaram as superfícies distribuídas em diferentes altitudes e exibindo um nítido controle litoestrutural, constituem uma paisagem ímpar, quando comparada aos padrões do sudeste do Brasil (Varajão 1991).

Hader & Chamberlim (1915 a, b) foram os primeiros pesquisadores a apresentarem um estudo sobre o modelado do Quadrilátero Ferrífero, sugerindo que essa grande estrutura é controlada pela estrutura geológica e por processos erosivos diferenciais. De acordo com seus estudos, o QFe é dividido basicamente em: terras altas, formadas por quartzitos e itabiritos; terras de altitudes medianas, formadas por filitos e xistos e, finalmente, terras de altitudes baixas, formada por granito/gnaisses. No QFe, as cristas aplainadas, associadas a quartzitos e itabiritos, dominam, macromorfologicamente, as superfícies

que tangenciam os topos das colinas associadas a xistos e filitos que, normalmente, encontram-se preenchendo calhas das estruturas com relevo invertido (Varajão 1991).

A alta bacia do rio das Velhas está inserida nos domínios de terras altas (altitudes variando entre 1500 e 1300 m), formadas por quartzitos e itabiritos, e medianas (altitudes variando entre 1300 e 1000 m), formadas por xistos e filitos (Figuras 1.2 e 1.3).

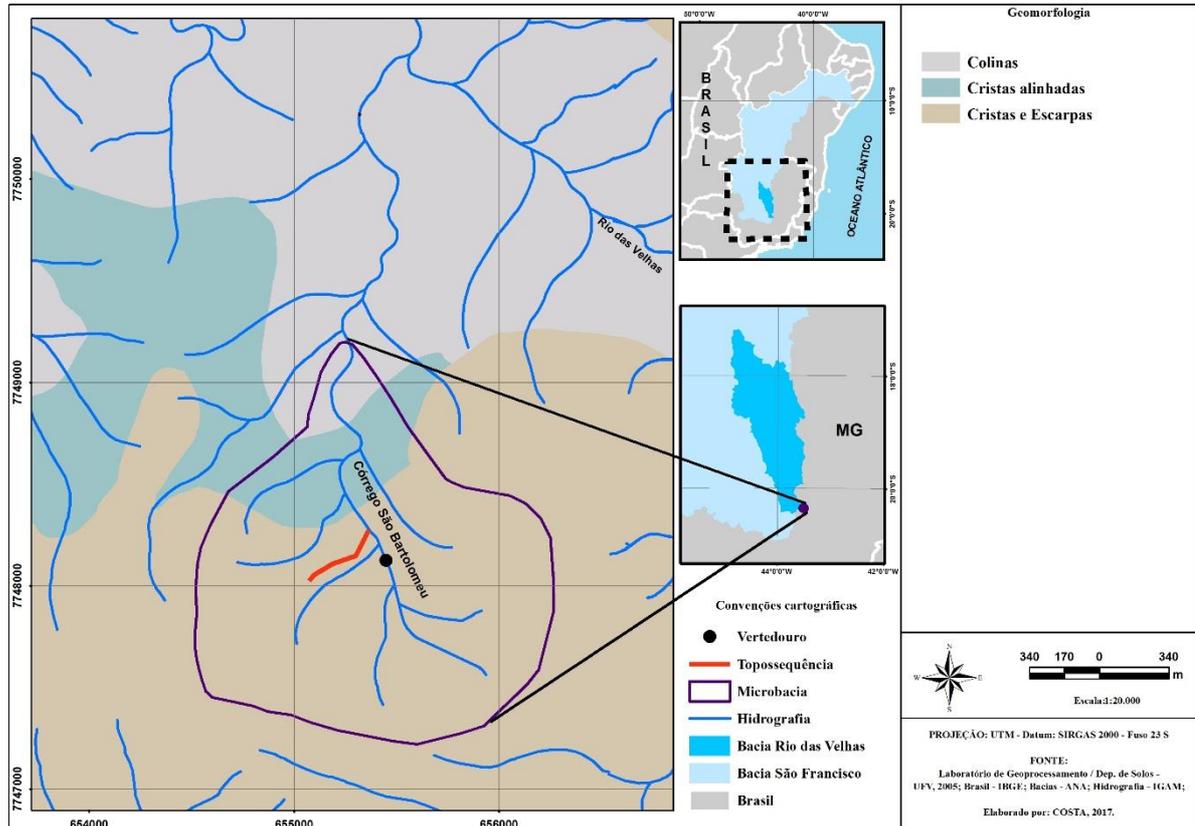


Figura 1.3- Mapa geomorfológico da região onde se insere a área de estudo, a subbacia do córrego São Bartolomeu.

A bacia do córrego São Bartolomeu, afluente de cabeceira do rio das Velhas, é composta por cristas e escarpas desenvolvidas sobre itabiritos, quartzitos e cristas alinhadas (Figura 1.3), localizadas na transição dos quartzitos e xistos. Essas cristas são feições que resultaram da dissecação do relevo, sob forte controle estrutural (IEF/UFV 2005). As declividades são variadas, compredomínio da classe entre 20 e 45%, caracterizando um relevo ondulado, forte ondulado, montanhoso e escarpado (Figura 1.4).

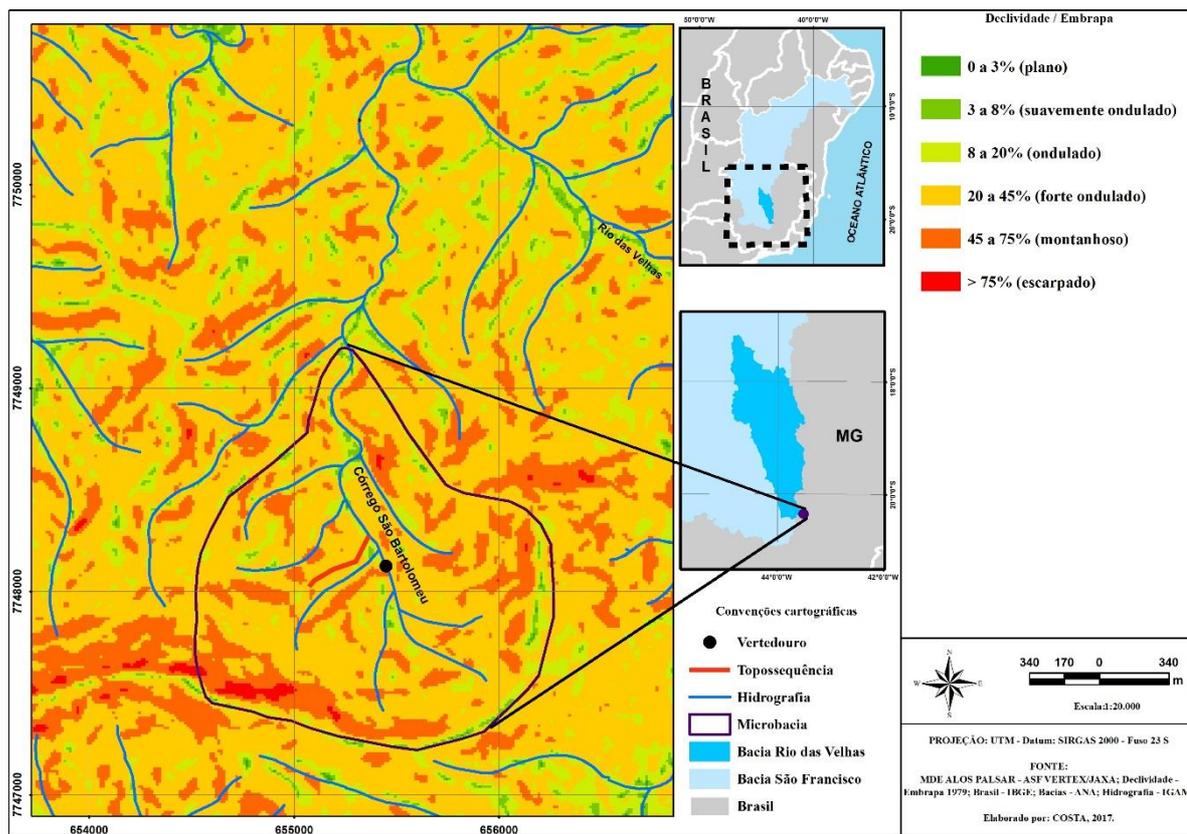


Figura 1.4- Mapa de delividade da área de estudo e seu entorno.

Depósitos Cenozoicos foram identificados na forma de colúvios, bem como depósitos de fluxos gravitacionais (Figueiredo *et al.* 2004; Santos *et al.* 2003; Santos & Varajão 2014; Bacellar 2000; Bacellar *et al.* 2005; Lopes 2014; Lopes *et al.* 2016) que recobrem sobretudo o médio e o baixo segmento de encostas da região. Nos topos planálticos desenvolveu-se couraça laterítica (ferricrete) que está em processo de degradação (IEF/UFV) nos locais onde as condições pedoclimáticas são mais úmidas, mas ainda preservam os níveis topográficos onde estão estáveis, como em parte da Serra da Brígida/Serra do Veloso (IEF/UFV 2005).

1.7 - PALEOCLIMA, CLIMA, VEGETAÇÃO, SOLOS, USO E OCUPAÇÃO

A partir do Holoceno Médio verificou-se um aumento gradual de temperatura e umidade na região Sudeste do Brasil, como no QFe, por meio de registros sedimentares que levam em consideração o acúmulo de material orgânico, o qual revela importantes evidências de oscilações climáticas quaternárias (Oliveira 1992; Ledru *et al.* 1996; Behling & Lichte 1997; Araújo *et al.* 2005; Bacellar *et al.* 2005; Prado *et al.* 2013; Teixeira 2012; Hórak-Terra *et al.* 2015; Barros *et al.* 2016). Essas constatações foram relevantes para avaliar a denudação de superfícies dessa região, assim como, para a formação e distribuição de fitofisionomias cujos estratos variaram de pequeno (gramíneas) à grande porte (florestas).

O clima atual da região de estudo deste trabalho é do tipo Cwb (classificação de Köppen) – moderadamente temperado, úmido, com verões quentes e chuvosos e invernos secos. A pluviosidade média anual é de 1.610 mm/ano (série 1988-2004), com período chuvoso entre os meses de outubro e março (Castro 2006) e temperaturas médias oscilando entre 14 e 19° C (Antunes 1986; UFV/IEF 2005).

Na área de estudo (Figura 1.5) há predominância de floresta estacional semidecídua, conservada. Essa tipologia vegetal se apresenta em vários estágios de desenvolvimento, os dosséis variam de 6 a 18m nos interflúvios ou nas margens dos cursos d’água (IEF/UFV 2005). São espécies comumente encontradas nessa fitofisionomia: *Copaifera trapezifolia*, Hayne (Leguminosae), *Myrsine umbellata*, *Casearia* (Flacourtiaceae), *Anadenanthera*, *Miconia* e *Tibouchina* (Melastomataceae).

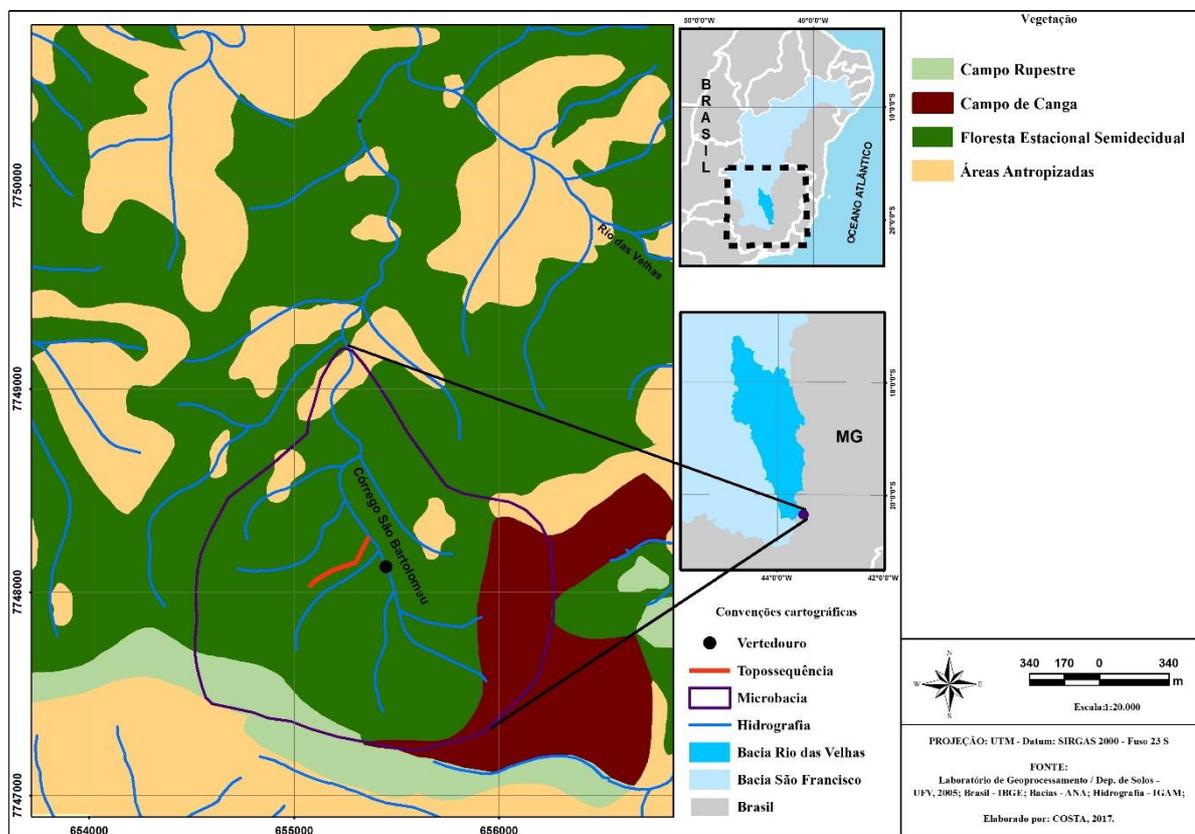


Figura 1.5- Mapa de tipos vegetacionais encontrados na área de pesquisa e seu entorno.

Nas maiores altitudes, as matas mais baixas são dominadas por *Clethra scabra* (Clethraceae) e espécies de *Tibouchina* (Melastomataceae) em muitas localidades, sendo que esta última empresta à vegetação marcante paisagem ao final do verão, refletida pela sua conspícua floração. Nos trechos mais úmidos, são comuns “fetos arbórescentes” de *Cyathea* e *Alsophylla*, assim como uma infinidade de espécies de musgos e líquens, os quais recobrem os troncos e os ramos das árvores (IEF/UFV 2005)

De acordo com IEF/UFV (2005) os solos mapeados na área de estudo (Figura 1.6) consistem, predominantemente, em classes com horizonte B incipiente (Bi,) representados pelos Cambissolos, que uma vez desprovidos de cobertura vegetal se tornam muito suscetíveis à erosão.

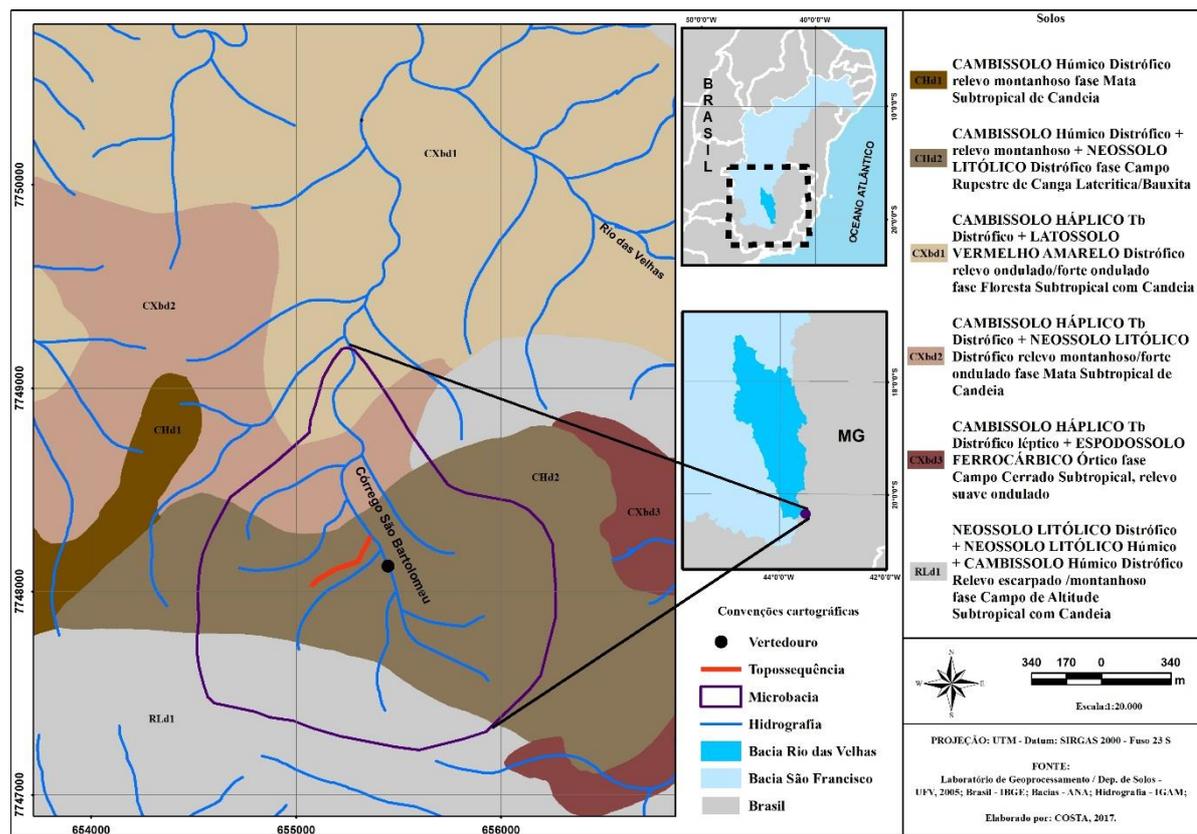


Figura 1.6- Mapa das classes de solos presentes na área de estudo e seu entorno.

Os Cambissolos dominam onde há um rejuvenescimento mais acentuado do relevo, com preponderância da morfogênese em regime sazonal. Também há ocorrência dos Neossolos Litólicos nos altos topográficos. Ambas as classes de solos ocorrem, em geral, onde há afloramentos de rochas, marcadas pelo forte condicionamento geotectônico associado a escarpas e serras que circundam a bacia do alto rio das Velhas, e nas áreas geomorfologicamente classificadas como cristas alinhadas e patamares estruturais (Figura 1.6) (IEF/UFV 2005).

Historicamente, a região do QFe foi ocupada por atividades ligadas à mineração, primeiramente pela descoberta e exploração de lavras de ouro do final do século XVII até meados do século XVIII. A partir de então, teve início a supressão da vegetação do Cerrado e das matas, visando a ocupação da área pela população da época e exploração da madeira para diversos fins. Esse ciclo exploratório sofreu um grave declínio no princípio século XIX, condicionando uma grande evasão populacional e o quase total abandono das lavras de ouro. Atualmente, a região passa por uma intensa atividade minerária (sobretudo ferrífera), fato este que tem trazido implicações na reorganização espacial e também ambiental (IEF/UFV 2005).

CAPÍTULO 2

REVISÃO TEÓRICA

2.1- A DINÂMICA MORFOPEDOGENÉTICA EM VERTENTES

A dinâmica das paisagens tropicais úmidas e subúmidas abrange sistemas ambientais complexos nos quais os fluxos de matéria e energia são intensos, resultado do intemperismo geoquímico avançado e da evolução pedogenética das coberturas pedológicas, nas quais os processos de monossilatização e ferralitização se destacam, dando origem à caulinita e aos oxihidróxidos (Budel 1982; Summerfield 1991; Thomas 1994; Furian *et al.* 1999). Budel (1982) salienta que há uma ligação entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial. Por outro lado, os processos de lixiviação e lessivagem que, ao serem bloqueados por um horizonte mais denso, podem gerar, inclusive, lençóis suspensos, que podem promover a dissociação ferro-argila, instabilizando os horizontes superficiais suprajacentes, preparando-os para os processos erosivos nas encostas (Castro 1989; Vitte 2001).

Muitas vezes, as diferenças litológicas das regiões planálticas limitadas por escarpamentos aceleram os processos erosionais por erosão diferencial, que permanecem ativamente modelando e retraindo essas superfícies geomórficas. Algumas dessas superfícies, por vezes, são fortemente esculpidas em função do padrão litoestrutural, podendo contradizer a formação dos escarpamentos apenas em função dos processos erosivos (Furian *et al.* 1999; Siqueira-Ribeiro 2011).

Do ponto de vista climático, as rochas, quando expostas a ambientes úmidos, sofrem intenso intemperismo geoquímico, com rápida transformação dos minerais primários mais instáveis e formação de argilominerais caulínicos e oxihidróxidos. No entanto, mesmo em intensas condições de intemperismo químico, há solos que externam uma correlação mineralógica e morfológica direta com a rocha mãe (Macias & Chesworth 1992), dita também de filiação genética, em especial quando o relevo não permite a evolução completa do solo.

O procedimento da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (AECPC) (Boulet *et al.* 1982 a, b), vem contribuindo para o entendimento desses fatos, ao considerar a geometria, hierarquia e cronologia relativa dos horizontes do solo em *continuum* nos interflúvios e suas vertentes, por meio de um transecto longitudinal dos horizontes dos solos em topossequência (Boulet *et al.* 1982 a,b; Ruellan & Dosso 1993).

Uma topossequência contém uma sucessão vertical e lateral de horizontes superpostos e justapostos, que podem ser denominados de sistemas pedológicos (Soubiès & Chauvel 1984-1985; Ruellan, 2005), e que podem resultar de transformação vertical (sem transferência interna lateral de matéria) ou lateral, isto é, com transferências laterais internas de matéria. A sucessão vertical mostra a alteração da rocha do substrato com a qual mantém afinidade. Já a sucessão lateral pode até mesmo provocar a formação de novos horizontes, devido a migrações e neoformações mineralógicas associadas aos fluxos laterais de soluções (Boulet *et al.* 1984).

Convém ressaltar, entretanto, que, embora não haja padrões pedogeomorfológicos completamente definidos para as duas categorias, é comum a ocorrência dos primeiros em áreas mais movimentadas do relevo, desde que não ocorram movimentos de massa relevantes, e, dos segundos, em áreas mais convexizadas. Para áreas com colúvios, não há nomenclatura específica, em especial quando superpostos, contudo, embora o material de origem seja alóctone, uma vez relativamente estabilizado, a pedogênese sempre será autóctone, e em topossequência podendo evoluir como um sistema de transformação tanto vertical como lateral.

Nesse sentido, a partir das ideias de Queiroz Neto (2000; 2001; 2002; 2011) compreende-se que a morfogênese x pedogênese não é antagonica, mas solidária. O autor afirma que a representação, sobretudo a bidimensional, somada às análises laboratoriais e microscópicas mais detalhadas das organizações verticais e laterais ao longo das topossequências, possibilita identificar a hierarquia e cronologia relativa entre os horizontes e sua concordância ou discordância entre si e com a topografia atual, o que auxilia na identificação dos processos pedogenéticos e morfogenéticos que os geraram e sua evolução no tempo e no espaço.

2.2 – A CONTRIBUIÇÃO DE ZONAS DE CABECEIRA NA EVOLUÇÃO DE VERTENTES

De acordo com Carson & Kirkby (1972), as zonas de cabeceira de drenagem são ambientes de alta energia erosiva, onde os processos denudacionais são mais severos quando comparados a outros ambientes da paisagem. As cabeceiras de drenagem apresentam topografia côncava e estão situadas a montante de um canal de primeira ordem de uma bacia hidrográfica (Paisani & Oliveira 2006). Geralmente, essas áreas apresentam solos mais rasos e imaturos e são conhecidas como paisagens limitadas (Carson & Kirkby 1972; Montgomery *et al.* 1989; Dietrich *et al.* 1993) sob o ponto de vista dos processos intempéricos e aprofundamento do manto pedológico.

De acordo com Paisani & Oliveira (2006), nas últimas décadas as cabeceiras de drenagem têm recebido atenção de estudos hidrológicos em diferentes países, inclusive no Brasil, visando compreender os processos responsáveis pela inicialização de canais hidrográficos e desenvolvimento de incisões erosivas. Segundo os autores, em diversas cabeceiras de drenagem são verificados espessos pacotes de sedimentos colúvio-aluvionares, muitas vezes intercalados por paleossolos, o que atesta evolução cíclica

dessas feições, com predomínio de processos erosivo-deposicionais mecânicos. Coelho Netto (2004), destaca, inclusive, alguns outros mecanismos comuns nas cabeceiras de drenagem como a origem e progressão de canais incisos, a relação entre a incisão linear (ou rebaixamento de nível de base) e o recuo dos divisores.

Nas cabeceiras das escarpas recobertas por manto de alteração, formando *in situ* ou por meio de deposição, a erosão normalmente remove o material já mais intemperizado e disponibiliza novos materiais para alteração. No entanto, naquelas cabeceiras das escarpas com solos pouco espessos e rocha aflorante, os processos físicos impedem que a denudação química atue intensamente (Heimsath *et al.* 2000).

Sendo assim, a dinâmica geomorfológica e pedológica em zonas escarpadas é controlada, entre outros fatores, pela interação entre a evolução do manto de alteração e dos processos erosivos (Carson & Kirkby 1972), com destaque para as frentes de escarpas, onde a dinâmica erosiva é geralmente mais intensa e regressiva, com possibilidade de equilíbrio dinâmico em função da estabilidade climática e do nível de base.

2.3 - FORMAÇÕES SUPERFICIAIS COLUVIAIS

As formações superficiais são produto móvel ou secundariamente móvel do intemperismo de rochas expostas, ao longo do tempo, a condições ambientais físicas e químicas diferentes daquelas em que foram formadas (Thomas 1994). Segundo o autor, as formações superficiais correspondem à parte superior do perfil de intemperismo representando uma zona na qual a rocha é completamente alterada, sendo normalmente consideradas como solo residual (autóctone), acima do qual o solo transportado (alóctone) poderá ser depositado. O autor destaca ainda que, raramente, a camada superior do solo é totalmente desenvolvida *in situ*, podendo exibir, inclusive, sinais de transferências laterais de materiais, tanto fisicamente quanto em solução. Já Ollier & Pain (1996) salientam que o material do topo do perfil está sujeito a perturbações por rastejo, escavação por ação da fauna ou pelo crescimento de raízes de plantas, zona essa de perturbação denominada de “zona móvel”.

Bigarella *et al.* (1994) destacam que o processo de intemperismo ao qual as rochas são submetidas, por meio da decomposição de minerais, origina um manto de material detrítico de espessura variável que compõe a estrutura superficial das paisagens, ideia essa também de Ab’Sáber (1969).

Ribeiro *et al.* (2012) enfatizam que os depósitos de encostas são cruciais para a pesquisa geomorfológica, haja vista que o material transportado, a geometria e a forma adquirida quando da acomodação, podem indicar as perturbações e/ou transformações às quais as diferentes paisagens foram submetidas, em especial, durante os eventos que desencadearam, por alteração no fluxo de energia e matéria no sistema, os níveis de instabilidade. Esses registros estão contidos nas camadas de sedimentos que estão dispostas estruturalmente na forma de depósitos como, por exemplo, os colúviais.

De acordo com Bigarella *et al.* (1994), o significado de colúvio designa material (elúvio) que sofreu deslocamento na vertente, estando esse processo associado, principalmente, a movimentação de massa, admitindo-se também a influência dos processos de escoamento superficial. Segundo o IBGE (1999), o termo é definido como um conjunto de detritos rochosos e produtos do intemperismo deslocados encosta abaixo devido à ação da gravidade, depositando-se como camadas delgadas com detritos angulosos de tamanhos variados e sem classificação. Thomas (1994), por sua vez, destaca que o termo colúvio é impreciso, podendo se referir tanto ao material transportado quanto ao seu processo de formação, entretanto, o fator transporte é fundamental para sua definição.

Suguio (2010) atesta que os depósitos colúvio-eluviais (Figura 2.1) são incoerentes, apresentam aspecto terroso, são comumente maciços e de composição, em geral, areno-argilosa, embora possam conter fragmentos rochosos de tamanhos diversos e mais ou menos intemperizados. O mecanismo de sua formação está relacionado à lenta movimentação viscosa do regolito (ou do manto de intemperismo) mais ou menos umedecido pela água, nesse caso, o transporte é predominantemente gravitacional. Em um sentido mais amplo, o autor destaca que os depósitos de tálus e os detritos de escarpa, que também são principalmente gravitacionais, poderiam ser incluídos no último contexto tratado.



Figura 2.1- Perfil típico de manto de intemperismo onde é destacada a rocha- matriz não alterada superposta por elúvio seguida de colúvios (Bigarella *et al.*, 1994, adaptado por Suguio 2010).

Ribeiro *et al.* (2012) salientam que os colúvios constituem corpos sedimentares representativos dos eventos evolutivos do Quaternário, resultado da intensa interação entre erosão e sedimentação de breve duração, respondendo por até 50% da cobertura superficial da paisagem em algumas áreas tropicais, não integram a paisagem de maneira contínua, mas descontinuamente e têm pouca espessura, e que pode, conforme o evento, ser remobilizado sucessivamente por ciclos erosivos de intensidade variada. Assim, os depósitos coluviais refletem a relação entre os processos de morfogênese e pedogênese, responsável pela esculturação da paisagem.

Outro fato importante sobre a formação dos depósitos coluviais é a associação que alguns autores fazem às condições climáticas atuantes e/ou às mudanças nessas condições ao longo do tempo geológico. Thomas (1994), por exemplo, resalta que a deposição de sedimentos resulta de rápidas mudanças climáticas ou de acumulações relacionadas com a alternância de climas secos e úmidos passados, podendo ocorrer em pequenos intervalos de tempo.

Sendo assim, compreende-se que os depósitos coluviais constituem, de acordo com Ribeiro *et al.* (2012), importantes registros na dimensão temporal do Quaternário/Holoceno capazes de revelar as condições ambientais pretéritas das quais evoluíram os sistemas ambientais do presente.

2.4- LINHAS DE PEDRAS (*Stone lines*)

As linhas de pedras (horizontes discretos compostos por fragmentos angulares a subangulares de quartzo, às vezes, com características lateríticas) são desenvolvidas em áreas de tropicais e subtropicais e seu processo de formação ainda é cientificamente controverso (Braucher *et al.* 2004). De acordo com Hiruma (2007) a concentração de fragmentos grossos que compõem uma linha de seixos e seu recobrimento podem ser resultado de um único ou diversos processos, atuantes sob condições ambientais específicas.

Essas feições, encontradas em subsuperfície, geralmente acompanham a morfologia das vertentes (Mousinho & Bigarella 1969). As linhas de pedras estão ligadas frequentemente aos depósitos coluviais de encostas que originam os chamados “complexos de rampas”, os quais, segundo Bigarella *et al.* (2007), documentam a ocorrência de processos de denudação, onde cada superfície de erosão é marcada temporalmente por essas linhas de pedras.

Segundo Vogt (1966) a linha de pedras pode-se formar sob condições climáticas regular e num único processo de desenvolvimento *in situ*. Por outro lado, pode ser formada também a partir de processos sucessivos de desenvolvimento alóctone, quando ocorre mudança das mesmas. Nesse último cenário, a presença das linhas apresenta importantes implicações paleoecológicas e paleoclimáticas.

De acordo com Santos *et al.* (2010) o estudo das linhas de pedra é um importante instrumento para a compreensão dos processos relacionados à evolução das vertentes e salientam que estudos relacionados à gênese das mesmas geraram uma gama variada de hipóteses que se subdividem basicamente em dois grupos: autóctones (material de origem local) ou alóctones (material submetido a longo transporte). De modo complementar, Hiruma (2007) aponta que as diferentes hipóteses para explicar sua origem não são necessariamente excludentes e que muitas vezes se complementam. Santos *et al.* (2010), ainda destacam que a gênese do grupo de linhas de pedras de origem autóctone pode estar ligada a atividade biológica, a partir do remanejamento feito por cupins (bioturbação), ou também pela ação eólica ligada a períodos climaticamente mais secos relacionados ao período Terciário ou Quaternário.

Santos *et al.* (2010) destacam que há ainda hipóteses ligadas à origem das linhas de pedras por coluvionamento: (a) quando o material é transportado gravitacionalmente encosta abaixo, geralmente quando relacionada a fluxos de massas em períodos climaticamente úmidos, em estado de equilíbrio; (b) quando a formação da linha está ligada a processos pedológicos e geomorfológicos contemporâneos, à oscilações climáticas - alternância entre períodos secos e úmidos - e ao intemperismo residual químico - alteração e remoção de minerais menos resistentes- restando os mais resistentes.

Já as hipóteses ligadas à origem alóctone são a do transporte do material em superfície, através de uma sucessão de diferentes fases climáticas e a de inversão de materiais a partir da alteração da localização de materiais no ambiente.

2.5- A MICROMORFOLOGIA APLICADA AOS ESTUDOS DE SOLOS

A micromorfologia de solos, surgida na década de 1930 e protagonizada inicialmente por Kubiena (1938), com seu livro *Micropedology*, destina-se ao estudo das microestruturas dos solos, com auxílio de microscópio óptico de luz transmitida e incidente. As microestruturas são fruto do arranjo espacial dos seus constituintes, conhecidos à época como esqueleto (fração grossa = areia e silte), plasma (fração fina= argila granulométrica) e poros relacionados, visíveis em amostras indeformadas de solos devidamente preparadas para serem coladas a lâminas delgadas do tipo petrográfico.

A terminologia de Kubiena e métodos descritivos e interpretativos perduraram por cerca de três décadas, até que Brewer (1964) publicou a primeira versão de seu livro intitulado *Fabric and Mineral Analysis of Soils* em que adota os mesmos termos propostos por Kubiena, mas introduz métodos analíticos mais atualizados do esqueleto, dos poros e das feições pedológicas. Cerca de uma década depois, esse mesmo autor propõe uma análise ainda mais detalhada ainda dos poros e torna alguns conceitos mais precisos (Brewer 1976). Suas propostas se tornaram referência até a década de 1980, quando Bullock *et al.* (1985) apresentaram uma nova revisão conceitual, uma padronização internacional da terminologia e uma metodologia descritiva de lâminas delgadas mais sistematizada, tornando-se a nova referências na área. Essa obra esgotou-se rapidamente e foi retomada no livro de *Guide for analysis and description of soil and regolith thin sections*, de Stoops (2003).

As microestruturas, principal alvo da observação micromorfológica, são reconhecidas como arranjos espaciais dos constituintes e descritas microscopicamente por suas formas, dimensões, constituição e comportamento óptico diante da luz transmitida e, ou incidente. Os padrões básicos de constituintes e seus arranjos em microestruturas já são reconhecidos mundialmente e usados como indicadores de processos de alteração, de pedogênese e de comportamento/funcionamento dos solos, estes, sobretudo diante de uso e manejo e em termos de degradação/recuperação (Bullock *et al.* 1985; Castro, 1999; Castro *et al.* 2003; Stoops, 2003).

Os estudos micromorfológicos com auxílio de microscópio óptico polarizante e, dado o limite de resolução deste, podem ser complementados por outros métodos e equipamentos, como Microscopia

Eletrônica de Transmissão (MET), de Varredura (MEV) e também por determinações mineralógicas como por Microdifração de Raios X de longa duração ou por Tomografia Computadorizada, químicas por microanálise pontual com auxílio de microsonda e análise de imagens de agregados e, sobretudo, do sistema poroso, dentre outros métodos menos utilizados.

Contudo, a principal observação micromorfológica é feita até hoje com microscópio óptico polarizante sobre lâminas delgadas de amostras de solos, previamente preparadas por secagem, impregnação (usualmente com resina de poliéster), corte (fatiamento), colagem às lâminas delgadas e desbaste até atingirem cerca de ~ 30 μm de espessura, de modo a permitirem resposta óptica à luz transmitida (Castro *et al.* 2003; Stoops 2003; Filizola & Gomes 2004). Tal análise permite a identificação dos constituintes do chamado fundo matricial dos solos, com base na distribuição relativa entre as frações granulométricas presentes, dos seus arranjos espaciais, que caracterizam sua fábrica (ou pedofábrica), sobretudo em termos de grau de agregação (desenvolvimento da microestrutura), denominado de pedalidade, dos tipos e dimensões de poros, sua origem e conectividade, do adensamento de microagregados (de retração por dessecação ou por compactação), das feições pedológicas (de iluviação/eluviação, nodulação por oxidorredução, cristalização, preenchimentos e outras), das fábricas birrefringentes (reorientações da fração argila de estresse hídrico ou compressão mecânica), de relíquias (do material de origem, de solos pretéritos, de atividade biológica e outras). O objetivo é entender a gênese e o comportamento das microestruturas e, eventualmente, as transformações estruturais e mineralógicas relacionadas às quais foram submetidas (Castro *et al.* 2003; Stoops, 2003).

No Brasil, os trabalhos pioneiros datam da década de 1960, contudo, essa ferramenta ainda é pouco difundida no país, sendo mais utilizada em estudos de gênese e de manejo e conservação de solos, aliás como no mundo, embora outras aplicações já tenham sido testadas com sucesso (Castro *et al.* 2003; Miedema 1997). Mais recentemente, além de estudos de pedogênese, tem sido utilizada também em estudos geomorfológicos e geológico-geotécnicos aplicados ao prognóstico e diagnóstico de compactação e de processos erosivos e nas relações das microestruturas com a produção agrícola e os sítios arqueológicos (Castro *et al.* 2003).

De modo geral, no que se refere ao sistema poroso, convém lembrar que o movimento de água no solo é mais dependente da estrutura do que da textura, porque a estrutura condiciona o sistema de poroso (Ahuaja *et al.* 1984). Poros são considerados volumes sem matéria sólida, cujas principais funções são a aeração, a retenção e a percolação de água e soluções, além de organismos, podendo ter diferentes origens (Castro 1999). De acordo com esta autora, nas lâminas delgadas, devido à resolução do microscópio ótico, a porosidade visível corresponde principalmente à chamada macroporosidade, com dimensão em geral superior a 30 μm de diâmetro.

Convém lembrar também que as mudanças no comportamento físico-hídrico de um solo, em geral, são consequência de variações na estrutura e porosidade (Dress *et al.* 1994). Isto, pois o arranjo

dos materiais e sua distribuição nos horizontes influenciam a porogênese e sua tipologia, o que condiciona o volume e as rotas de fluxos hídricos verticais e laterais em um sistema pedológico ao longo de uma dada topossequência. Em particular, os dados obtidos por meio da micromorfologia de solos associados a ensaios de condutividade hidráulica ou de infiltração/percolação têm sido essenciais para compreender a diminuição das taxas de infiltração, o aumento da resistência à penetração de raízes e o aumento da densidade do solo. E acrescenta-se ainda a mensuração da difusão de fluídos e da resistência mecânica à ruptura/ cisalhamento (Viana *et al.* 2004), bem como a rota de fluxos (Castro *et al.* 2003).

Desde Bullock *et al.* (1985) a nomenclatura mudou, abandonando-se os termos esqueleto e plasma por fração grossa (G) e fração fina (F) e considerando-se a relação entre eles (G/F) e seu limite granulométrico de separação, em geral não superior a $\Phi 10\mu\text{m}$. As microestruturas variam desde as arenosas ou siltosas ou mesmo silto-arenosas, sem cimento que as ligue como argila, carbonatos, óxidos (Si, Fe, Al, Mn, matéria orgânica etc), em geral produto de eluviação ou do material de origem (arenitos, loess etc), denominada de mônica, às argilosas, em que a fração argila cimenta os grãos da fração grossa (iluviação ou litoherdada), denominada de porfírica passando pelas intermediárias em que a fração argila tanto pode envolver os grãos da fração grossa (quitônica), como ligá-los por pontes (gefúrica), estas duas podendo ser de eluviação como de iluviação, dependendo da orientação, ou estar floclada e separada da fração grossa (enáulica), resultante de fenômeno de microagregação. As microestruturas ainda podem constituir feições pedológicas, originadas da pedogênese, como nódulos (em geral ligados à oxido-redução), revestimentos (a iluviação), preenchimentos (canais preenchidos por materiais do próprio horizonte, de outros horizontes, biológicos etc), feições cristalinas (devido a precipitações), excrementos (fezes de animais).

Trabalhos que objetivam o estudo do comportamento do sistema poroso do solo utilizam rotineiramente caracterizações físico-hídricas em laboratório, tais como: porosidade total, curva de retenção de água (macro e microporos), densidades de solo e de partículas (porosidade total), ensaios de condutividade hidráulica, dentre outros. Os poros podem ser lítoporos, bioporos e pedoporos. Podem ser planares (fissuras, fendas de dessecação), de empilhamento intergrãos/interagregados (de arranjo estatístico), cavitários (de arranjo ou de dissolução), câmaras (de animais), canais (escavações animais ou de raízes), vesículas (evaporação de gases) e irregulares, além de mistos etc. Podem ainda ser fortemente comunicantes (de drenagem interna), moderadamente comunicantes (de fissuras) ou fracamente comunicantes (de adensamento, compactação, iluviação forte etc).

As análises de imagens da porosidade em lâminas delgadas ou blocos polidos visam estudos quantitativos e qualitativos da porosidade do solo denominados de micromorfometria de poros, que conta com vários programas computacionais para a quali-quantificação (Cooper *et al.* 2017), permitindo avaliações mais precisas das rotas de fluxos externos e, sobretudo, internos, da água no solo (Castro *et al.* 2003). Rotas de fluxos têm sido identificadas trabalhando integradamente com macro/micromorfologia e ensaios físico-hídricos (Salomão, 1999). As aplicações desses estudos são

comuns em estudos de erosão hídrica, sobretudo linear (ravinas, voçorocas), de física e manejo e conservação de água no solo, para fins agrícolas.

2.6– DENUDAÇÃO DA PAISAGEM

A denudação, como lembra Valadão (1998), caracteriza-se como a perda de material das porções superficiais e subsuperficiais de uma bacia hidrográfica ou de uma paisagem regional. Ela pode ser subdividida em denudação mecânica, quando envolve a remoção de partículas sólidas, ou geoquímica, quando envolve a retirada de material dissolvido. A denudação geoquímica, portanto, é desenvolvida a partir do transporte iônico em solução e tem parcela significativa na alteração do modelado do relevo, na erosão, no rebaixamento de vertentes e no desenvolvimento de solos (Dunne 1978; Leeder 1991).

A denudação física e geoquímica, de acordo com Leeder (1991), ocorre de forma interdependente e simultânea, em proporções diferenciadas na escala temporal e espacial; somadas, expressam a denudação total. Embora a denudação física seja mais estudada e apresente efeitos mais visíveis na paisagem, a denudação geoquímica, a partir da retirada de material iônico, causa uma retirada de massa e decréscimo da densidade do corpo denudado, o que gera modificações na elevação do relevo por compensações isostáticas. Sendo assim, as taxas de denudação mensuradas correspondem ao volume de material sub e superficialmente perdido em função da alteração física e química das rochas por um período de tempo determinado (Carson & Kirkby 1972; Leeder 1991, Souch 2004).

Estudos consagrados (Tricart & Cailleux 1972; Büdel 1982) apontam que na região tropical a evolução do relevo seria controlada pela denudação geoquímica. Já Pinet & Souriau (1998) organizaram e sistematizam dados relacionados às taxas de denudação química e mecânica de bacias hidrográficas mundiais, incluindo aquelas localizadas em ambiente intertropical úmido e observaram uma relação direta entre as médias anuais de precipitação a denudação química, e das formas de relevo, a denudação mecânica. Os processos denudacionais, segundo Summerfield (1991), são consequência da influência de três fatores ambientais: o tectonismo, o clima e a litoestrutura.

A aplicação dessa abordagem em áreas intertropicais, sobretudo nos relevos no sudeste do Brasil, tem revelado novas interpretações sobre a dinâmica denudacional nesses ambientes (Salgado *et al.* 2004; Salgado *et al.* 2007 a,b; Salgado *et al.* 2008; Varajão *et al.* 2009; Cherem 2012; Cherem *et al.* 2012; Barreto 2012; Barreto *et al.* 2013 e Bertolini 2015 e outros). O clima, a variação da litologia, o desnível altimétrico das vertentes, a erosão mecânica, o tipo de solo e o contexto tectônico são elementos fundamentais na diferenciação de maiores ou menores taxas de denudação.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

Nesse capítulo são apresentados os procedimentos operacionais e os materiais utilizados na pesquisa, relativos; (i) à seleção da área de estudo, à definição do eixo topográfico representativo da paisagem e ao levantamento dos solos em topossequência ao longo deste eixo; (ii) à coleta de amostras deformadas e indeformadas e aos ensaios em campo; (iii) às análises laboratoriais (pedológicas e hidrogeoquímicas), e (iv) ao tratamento e síntese interpretativa dos resultados anteriores.

3.1 -SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E DO EIXO TOPOGRÁFICO

3.1.1- Etapa de Gabinete

Primeiramente, foi empreendida uma pesquisa bibliográfica acerca da Área de Proteção Ambiental da Cachoeira das Andorinhas - APA/CA e das bacias de cabeceira localizadas em remanescentes florestais conservados na bacia do alto rio das Velhas. Para tal, foram analisadas fotos aéreas e materiais cartográficos disponíveis e, como recurso adicional, visitas a campo. As informações aéreas e cartográficas foram:

- Mapa geológico e topográfico do Quadrilátero Ferrífero (Escala 1:25.000-CPRM);
- Ortofotos 1986 (Escala: 1:10.000-CEMIG);
- Mapa de solos, geológico, geomorfológico e vegetação (Escala 1:50.000 – UFV/ IEF, 2005);
- Fotografias aéreas de 1966 (Escala 1:60.000 - CPRM);
- Imagem ICONOS de 2006.

Todas essas bases cartográficas foram integradas no software ArcGis® 9.2 do ESRI, para a definição e delimitação (divisores) da bacia a ser estudada, a qual correspondeu à bacia do córrego São Bartolomeu, afluente do rio das Velhas (Figuras 1.3. a 1.6). Os critérios que levaram à seleção dessa bacia foram a facilidade de acesso e a representatividade geológica e geomorfológica da zona escarpada do *hogback* da Serra de Ouro Preto.

3.1.2 - Investigação Preliminar de Campo

Na bacia do córrego São Bartolomeu foi realizada a abertura de trincheiras (seis no total) em três posições de uma vertente representativa da escarpa da Serra do Veloso para as primeiras investigações quanto a evolução dos solos.

Os perfis de solo expostos nas trincheiras foram descritos conforme os procedimentos morfológicos descritivos de perfis de solo (Santos *et al.* 2005). A classificação dos solos seguiu os critérios do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) em suas versões mais recentes (Embrapa 2006 e 2013).

A partir das primeiras observações morfológicas dos perfis de solo das referidas vertentes e trincheiras (Figura 3.1), percebeu-se uma variabilidade lateral, devido presença de dois diferentes horizontes Bi superpostos separados por uma linha de pedras subsuperficial, acima desta mais bem desenvolvidos, abaixo menos, que desapareciam no rumo jusante, onde ocorria apenas um horizonte Bi diretamente filiado ao xisto subjacente, pedogeneticamente menos evoluído que os anteriores e sem linha de pedras.

Com o objetivo de investigar os processos pedogenéticos da formação desses horizontes e solos, foi selecionada essa vertente (UTM: 6550731; 7748024 23K) (Figura 3.1), para a realização do estudo detalhado do desenvolvimento pedogeomorfológico da cobertura de solos em *continuum*, ou seja em topossequência, a partir dos procedimentos metodológicos descritos no item 3.1.3.

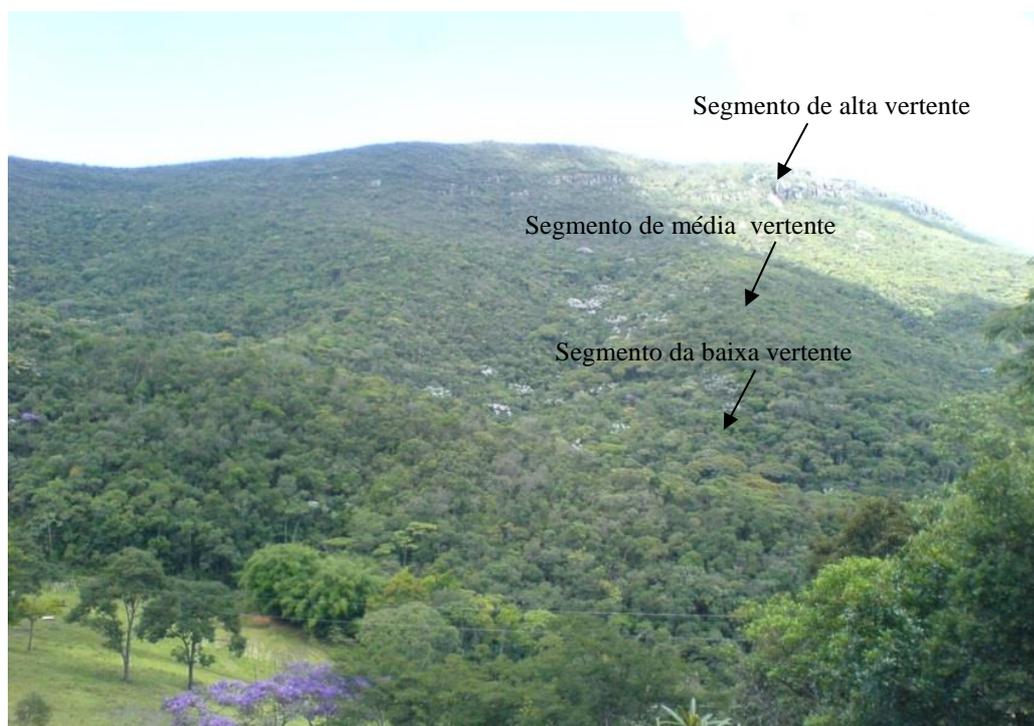


Figura 3.1 -Vertente da topossequência estudada, em destaque, os segmentos alto, médio e baixo da vertente.

3.1.3 – Levantamento Bidimensional da Cobertura Pedológica (topossequência)

O levantamento bidimensional dos solos em topossequência baseou-se no método proposto por Boulet *et al* (1982 a,b) conhecido como Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, análise bidimensional, a qual permite a identificação das organizações verticais e laterais dos solos em

continuum ao longo de eixo topográfico de maior declive (perpendicularmente às curvas de nível), representativo das geoformas de interflúvios elementares, como descrito a seguir.

Inicialmente, a seleção da (s) vertente representativa (s) foi feita considerando a paisagem da bacia e sua representatividade regional, especificamente para as áreas escarpadas. Para tanto, procedeu-se à análise da correlação espacial entre o substrato (geologia), os solos (tipos e distribuição) e o relevo (geoformas, altitudes e declives), com base nas cartas topográficas, geológicas, geomorfológicas, de solos e nas fotografias aéreas, o que permitiu identificar o padrão do modelado do relevo (Carvalho 2000) e sua relação com o substrato geológico e os solos associados. Esta metodologia foi denominada de compartimentação morfopedológica por Tricart & Kilian (1978) como relatado por Castro & Salomão (2000). Foi assim selecionada a bacia do córrego São Bartolomeu (Figuras 1.2 a 1.6).

Em seguida, procedeu-se ao inventário expedito dos solos da bacia aproveitando-se de exposições em cortes de estrada, taludes de feições erosivas e similares, além de sondagens manuais a trado (Figura 3.2), observando-se, sobretudo cores, texturas, estruturas, espessuras e tipos de horizontes e de substratos, quando reconhecíveis, após o que foi selecionada a citada vertente representativa da bacia.



Figura 3.2 - Tradagens realizadas para a obtenção dos perfis de sondagem.

Traçou-se, então, um transecto topográfico da meia vertente selecionada à sua base, pois, da meia vertente transicionando para a alta vertente, encontra-se um depósito de tálus composto por rochas de montante (quartzitos e itabiritos). O eixo topográfico foi traçado de modo a identificar as rupturas de declive e outras eventuais ocorrências na vertente e seguiu a direção sudoeste-nordeste. Ao longo do

eixo procedeu-se ao levantamento topográfico com estação total (Pentax R-326EX) (Figura 1- ver apêndice) e ao levantamento da seção longitudinal com GPR *SIR 3000* munido de antena blindada de 200MHz da *Geophysical Survey Systems, Inc.*

Ao longo do referido eixo topográfico foi levantada a topossequência de solos, inicialmente procedendo-se à representação gráfica total e das seções topográficas (Figura 1- ver apêndice). As escalas da representação foram 1:1000 e 1:800. Em seguida procedeu-se à implantação e abertura de cinco trincheiras de até 3,5m de profundidade, em intervalos aproximados de 90 metros uma da outra, cujos perfis de solo expostos foram descritos e amostrados. Foram registrados para topossequência: 420 metros de extensão, aproximadamente 36 % de declive e desnível de 136m do compartimento médio à base da vertente. Esta está recoberta por floresta estacional semidecídua conservada.

A descrição morfológica dos perfis de solo, incluindo a identificação do substrato rochoso subjacente basearam-se no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Santos *et al.* 2005) e nas cores pela Tabela de Munsell (1975). Constatadas as diferenças entre os cinco perfis, procedeu-se a 8 sondagens manuais a trado entre os mesmos, de modo a identificar os limites e transições laterais entre horizontes, classes de solo e as variações de espessura dos horizontes, para permitir sua representação vertical e longitudinal em escala na topossequência. Os horizontes foram então unidos por isolinhas, de modo a obter-se a seção topopedológica completa. As escalas adotadas foram: horizontal 1:1000, vertical 1:800 e do solo 1:100.

Após a descrição morfológica dos perfis de solo procedeu-se à classificação dos solos segundo os critérios do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) (Embrapa 2006) e à coleta das amostras de cada horizonte e transições.

3.2 - AMOSTRAGEM, ANÁLISES, ENSAIOS E MONITORAMENTO HIDROGEOQUÍMICO EM CAMPO

Essa etapa foi dividida nas seguintes seções: (i) amostragem de solos para caracterização micromorfológica e analítica convencional; (ii) amostragem dos solos e da linha de pedras para datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) para enquadramento temporal de processos; e (iii) monitoramento hidrogeoquímico (mensuração de parâmetros e amostragem de água do canal fluvial) para caracterização dos elementos dissolvidos de modo a poder estabelecer sua filiação com a geologia e os solos.

3.2.1 Coleta de Amostras

Após a descrição morfológica dos perfis de solo procedeu-se à classificação dos solos segundo os critérios do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa 2006; 2013) e à coleta das amostras de cada horizonte e transições. As amostras foram coletadas de três formas: (a) pequenas (~ 60 cm³) deformadas, que foram acondicionadas em pedocomparador, para a memória dos horizontes e

suas transições verticais e laterais ao longo da topossequência; (b) deformadas convencionais. Para análises laboratoriais; (c) indeformadas de três tipos – (1) anéis volumétricos de 100 cm³ para determinações de densidade do solo e da partícula e curva de retenção; (2) em saboneteiras plásticas comuns flexíveis de aproximadamente 280 cm³ para micromorfologia de solos. Foram coletadas amostras deformadas em todos os horizontes, totalizando 41, para as determinações físicas, químicas e mineralógicas dos solos. As amostras indeformadas, totalizaram 23 e 32 amostras, de anéis volumétricos e saboneteiras, respectivamente.

3.2.2 - Análise Textural, Densidade do Solo e da Partícula

As determinações de textura (composição granulométrica) (Figura 3.3), de densidade do solo (Ds) e da densidade de partículas (Dp), seguiram as recomendações de Ruiz (2005) e da Embrapa (1997; 2011) e foram feitas no Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa (DPS/UFV).

Para a análise granulométrica, utilizou-se o hidróxido de sódio (NaOH 0.5 mols/L) como dispersante e o método foi o da pipeta. Os resultados brutos foram tabulados e estabelecidas as proporções de areia grossa e areia fina, silte e argila, de acordo com Ruiz (2005).



Figura 3.3 - Coleta de amostras deformada e indeformada para análise física de rotina.

A densidade do solo foi determinada pelo método do balão volumétrico e a de partículas pelo método da pipeta.

3.2.3 - Micromorfologia do Solo

As descrições micromorfológicas das amostras de solo foram realizadas a partir das recomendações de Castro (1989) sobre lâminas delgadas de amostras previamente impregnadas com

resina de poliéster e posteriormente fatiadas, coladas e desbastadas até a espessura de 30 µm e, por fim, polidas. Foram confeccionadas 32 lâminas delgadas no tamanho de 50 mm x 25 mm x 30 µm a partir de blocos impregnados no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP). A confecção das lâminas delgadas seguiu as seguintes etapas:

1- Secagem das amostras: devido a água ser imiscível à resina utilizada na impregnação das amostras, tornou-se necessário desidratá-las em estufa a 80 °C por 24 horas mantendo-se a porta aberta.

2- Impregnação das amostras: as amostras foram impregnadas por capilaridade, utilizando-se uma resina de poliéster não saturada (Araldite industrial GY-257) e endurecidas com HY-951.

3- Confecção das lâminas: após o endurecimento das amostras, elas foram fatiadas com auxílio de serra diamantada, desbastadas em politriz com lâminas de 200 mm, coladas às lâminas de vidro e polidas com carborundum.

Os procedimentos de identificação e descrição basearam-se nas recomendações de Castro *et al.* (2003) e compreenderam as seguintes etapas:

- i. Identificação dos constituintes do fundo matricial (plasma, esqueleto e poros), suas dimensões, composição, formas e sua frequência;
- ii. Análise do sistema poroso quanto ao tipo, dimensão, natureza e conectividade;
- iii. Identificação das microestruturas por meio de distribuição relativa e das estruturas plásmicas e suas frequências;
- iv. Identificação das feições pedológicas com ênfase nos nódulos dentre outras.

A análise e a descrição foram realizadas no laboratório de microscopia eletrônica e microanálise (Microlab) do DEGEO/UFOP, equipado com microscópio óptico polarizante Leica DMLP, de luz normal e polarizada, acoplado a uma câmera Sony DFW-SX910 para aquisição de imagens (fotomicrografias).

Os resultados foram tabulados e tratados estatisticamente de modo simples para identificar dominâncias e foram tomadas fotomicrografias ilustrativas das microestruturas e feições presentes e indicadoras de processos. Posteriormente, os resultados foram correlacionados aos dados de campo e das demais análises laboratoriais e ensaios.

3.3 – CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DOS SOLOS

A determinação da condutividade hidráulica não saturada foi feita em campo a partir da utilização do infiltrômetro de tensão ou infiltrômetro de disco (marca: Decagon Devices). Foram selecionados dois perfis (P2 e P4) representativos do desenvolvimento pedológico da topossequência

em seus horizontes diagnósticos (Bi1 e 2Bi2) e 2C para os ensaios. Estes foram feitos em triplicata, totalizando 18 ensaios.

O procedimento envolveu em um primeiro momento, a determinação e limpeza dos locais para medição e sua cobertura com uma fina camada de areia quartzosa fina para garantir um bom contato entre o solo e o infiltrômetro, como recomendado por Fernandes (2011). Em seguida, o reservatório do infiltrômetro foi preenchido com água e a sucção ajustada a 2cm. O aparelho foi fixado na areia com leve pressão e mediram-se as taxas de infiltração até 20cm de água infiltrar no solo e em intervalos de tempo de aproximadamente 30 segundos. Para os cálculos de condutividade, foi utilizado o método proposto por Zhang (1997), cujo princípio baseia-se na avaliação da sortividade e condutividade do solo em campo.

3.4 -CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA DOS SOLOS

3.4.1- Análise química de rotina

As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Fertilidade da Universidade Federal de Viçosa (DPS/UFV), cujos métodos são indicados a seguir.

O pH em H₂O e KCl a 1 mol L⁻¹, foram determinados potenciométricamente, na relação solo: solução de 1:2,5.

O fósforo, sódio e potássio disponíveis foram extraídos por HCl 0,5 mol L⁻¹ + H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹ (Mehlich-1) na relação solo:solução de 1:10, sendo o fósforo determinado por leitura em espectrofotômetro de absorção molecular e o sódio e o potássio, em leitura no espectrofotômetro de chama.

O cálcio, magnésio e alumínio trocáveis foram extraídos com KCl 1,0 mol L⁻¹ na relação solo: solução 1:10, o cálcio e magnésio foram determinados por espectrofotômetro de absorção atômica e o alumínio por titulação com NaOH 0,025 mol L⁻¹ na presença de azul de bromotimol como indicador.

A determinação da acidez potencial (H + Al) foi feita com acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0 na relação solo:solução de 1:10, por titulação com NaOH 0,025 mol L⁻¹ utilizando fenolftaleína como indicador.

O ferro e o manganês foram extraídos por Mehlich-1 na relação solo:solução de 1:10 e determinados em espectrofotômetro de absorção atômica.

Tais determinações seguiram as indicações de Defelipo e Ribeiro (1981).

Já o carbono orgânico foi determinado pelo método Walkley Black modificado por Defelipo & Ribeiro (1981) que consiste na determinação do carbono pela titulação com solução de sulfato ferroso amoniacal que consistiu na solução de 156,8 g de Fe(NH₄)₂. 6H₂O (Sal de Mohr) com 100 mL de H₂SO₄ concentrado, completada com água destilada em valão volumétrico de 2000 mL.

A soma de bases (SB), t (CTC efetiva), T (CTC total), e V (saturação de bases) foram calculadas de acordo com a Embrapa (1997).

3.4.2- Análise dos elementos maiores

Para a determinação da concentração dos elementos maiores (expressos na forma de óxidos), foi adotado o procedimento de fusão de amostras de solo pulverizadas em moinho de discos com a utilização de panela de tungstênio (Fritsch, Pulverisette), seguida da obtenção de discos de vidro.

Os discos foram preparados utilizando-se 1g de amostra de solo, 6g de mistura fundente (tretaborato de lítio: metaborato de lítio, 1:1) e 0,090g de brometo de lítio. Após esse procedimento o material foi levado ao aparelho de fusão (Claisse, Fluxy).

As amostras foram analisadas em Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X (Panalytical, modelo MagiX), equipado com tubo de Ródio (2,4 kW) e amostrador automático PW 2540, realizadas no laboratório de Fluorescência de Raios-X (DEGEO/UFOP).

3.4.3- Digestão semi-total

Para a determinação dos teores dos elementos trocáveis foi adotada a técnica da digestão química multi-ácida parcial (Água Régia) utilizando-se ácidos clorídrico, nítrico (p.a) de acordo com o método EPA 3051A (1998). Foram pesadas sub-amostras de 250mg, adicionados 10mL de ácido nítrico ($\text{HNO}_3 - 10 \text{ mol L}^{-1}$) e em seguida 3mL de ácido clorídrico ($\text{HCl} - 10 \text{ mol L}^{-1}$).

A mistura foi introduzida em tubos de Teflon® (Savillex®) colocadas em chapa aquecida a 100 °C por 2 horas. Após resfriar, os extratos foram filtrados, vertidos para balões volumétricos de 50mL e armazenados em recipientes de polietileno em geladeira, com duas provas em branco.

Os teores dos elementos nos extratos foram dosados por espectrofotometria de emissão ótica em plasma induzido ICP-OES (Spectro Cirrus CCD), realizados no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LGqa) (DEGEO/UFOP).

3.4.4- Digestão sulfúrica

Foi realizada na Terra Fina Seca ao Ar (TFSA) para determinação dos teores de Si (SiO_2), Al (Al_2O_3), Fe (Fe_2O_3) após contato com H_2SO_4 1:1 (volume).

Os extratos da digestão sulfúrica foram obtidos em três repetições da TFSA (pulverizada e passada em peneira com malha de 0,25mm), utilizando H_2SO_4 na proporção 1:1 (volume), com aquecimento a 170 °C por 1 hora e filtragem em papel de filtro lento, conforme método preconizado por Embrapa (2011). No resíduo, foi determinado SiO_2 , e, no filtrado, Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 .

Os teores desses elementos nos extratos (básico e ácido) foram dosados por espectrofotometria de emissão ótica em plasma induzido ICP-OES (Spectro Circus CCD), realizados no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LGqa) (DEGEO/UFOP).

Em seguida, foram calculadas as relações moleculares $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ki) e $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Kr) (Embrapa 2011) que fornecem um indicativo de tipo de produto de composição mineralógica da fração fina para solos tropicais em que:

Ki > 0,75 e Kr 0,75 indicam solos cauliníticos;

Ki > 0,75 e Kr ≤ indicam solos cauliníticos-oxídicos;

Kr ≤ 0,75 indica solos oxídicos;

Kr ≤ 0,75 e Kr ≤ indicam solos gibbsíticos/oxídicos;

Ki > 2,2 indica a presença marcante de argilominerais 2:1.

3.4.5- Análise mineralógica via difração de Raios-X

As análises mineralógicas foram realizadas a partir da TFSA (ϕ 2mm), sendo que a fração argila foi isolada por sedimentação e dispersão em centrífuga. Com essa fração foram montadas lâminas orientadas. Em seguida, foi feita a saturação com KCl e MgCl_2 , ambas a 1 mol L^{-1} , em todas as amostras, visando a detectar minerais 2:1 expansivos e não expansivos.

As leituras das amostras de difração de raios-X foram realizadas em difratômetro de marca X'Pert Panalytical com radiação de $\text{CuK}\alpha$, no intervalo de 2 a 35° para a fração argila. As análises foram efetuadas no Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Geologia (DEGEO/UFOP).

3.5 – DATAÇÕES POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Foram amostrados para determinação de idade em anos, o topo da camada da linha de pedras de todos os perfis (P1 a P4), o horizonte Bi1 do P2 e P4 representativos do desenvolvimento pedológico da topossequência, totalizando 6 amostras. A coleta ocorreu ao abrigo da luz, utilizando sacos plásticos e tubos de Aço de 5mmx30cm.

O procedimento foi realizado no Dating, Commerce and Rendering of Services Ltd. em São Paulo/Brazil, utilizando o protocolo SAR (Wallinga *et al.* 2000) que consiste em pré-tratamento das amostras com H_2O_2 (20%), HF (20%) e HCl (10%), peneiramento e separação dos grãos de quartzo e feldspato (entre 100-160 μm) e seu processamento sob luz vermelha de baixa intensidade. As idades foram determinadas em sistemas TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series, por meio dos dados de De (Dose Acumulada) natural e T (Radiação Cosmogênica) dos valores de concentração dos isótopos radioativos $^{238}\text{U} + ^{235}\text{U}$, ^{232}Th e ^{40}K .

3.6 - MONITORAMENTO HIDROGEOQUÍMICO DO CÓRREGO SÃO BARTOLOMEU

O monitoramento compreendeu o registro meteorológico, o monitoramento da vazão e do nível d'água, as coletas de água (verão e inverno) para análise laboratorial, a análise físico-química da água em laboratório e o cálculo da taxa de denudação geoquímica.

3.6.1- Monitoramento meteorológico

Os dados de vazão estão diretamente relacionados com o total de chuva que atinge uma determinada superfície. Com esse objetivo foi instalada uma estação meteorológica (Tracom-Watchdog 2900ET) (Figura 3.4) para medidas contínuas de precipitação e demais parâmetros meteorológicos usuais na microbacia.



Figura 3.4 - Estação meteorológica Tracom-Watchdog 2900ET instalada na Fazenda Brígida (à esquerda) e detalhe do recipiente coletor (à direita).

3.6.2- Monitoramento da vazão

Após o cálculo de vazão pelo método da determinação da velocidade do fluxo (método flutuador), foi instalado um vertedouro no córrego São Bartolomeu (Figura 3.5), do tipo retangular, de parede delgada com contração lateral, portátil, de aço galvanizado. A vazão para um vertedouro retangular com contração lateral é dada pela fórmula (Equação 3.1) (Porto 2006; Feitosa *et al.* 2008):

$$Q=1,83 (L-0,2h)h^{3/2}$$

(Equação 3.1)

Em que:

Q expressa a vazão em m^3/s ; h a altura da água sobre a base do vertedouro (m); L , a largura do vertedouro, em metros.

A instalação do vertedouro deu-se no dia 30/04/2010, seguindo o modelo sugerido pela USGS (United States Geological Survey) (Rantz 1982) (Figura 3.5).



Figura 3.5 -Imagem do vertedouro instalado no córrego São Bartolomeu.

A instalação consistiu em cravar uma placa no fundo do canal, sendo acoplada em uma estrutura de alvenaria, pois as dimensões do canal era superior à da placa. A vazão foi estimada por meio de medidas contínuas, utilizando-se minidivers com *datalogger* (Schlumberger CTD- Diver) programados para o registro da vazão, em intervalos de 2 em 2 horas, tomando-se também, em campo, a altura da lâmina d'água (h) a partir de uma régua linimétrica, fixada na parede do vertedouro, assim como a utilização de medidas de vazão pelo método volumétrico, ao longo do ano hidrológico, para a calibração dos *loggers*.

3.6.3- Indicador de nível d'água

Foi também instalado um indicador de nível d'água (Figura 3.6 e 3.7) nas proximidades do córrego São Bartolomeu com a finalidade de estabelecer a profundidade e as variações sazonais da superfície freática.

Foi feito um furo a trado, com profundidade e diâmetro apropriados, introduzidos tubos filtros de PVC geomecânico (Figura 3.6) na porção saturada e na zona de oscilação do lençol freático, e colocados tubos lisos acima, o que possibilitou a coleta de amostras de água e o monitoramento da variação do nível d'água. O espaço anular foi preenchido com areia lavada e foi instalado também um selo sanitário de bentonita para impedir a contaminação. O poço foi protegido na superfície com uma placa metálica.

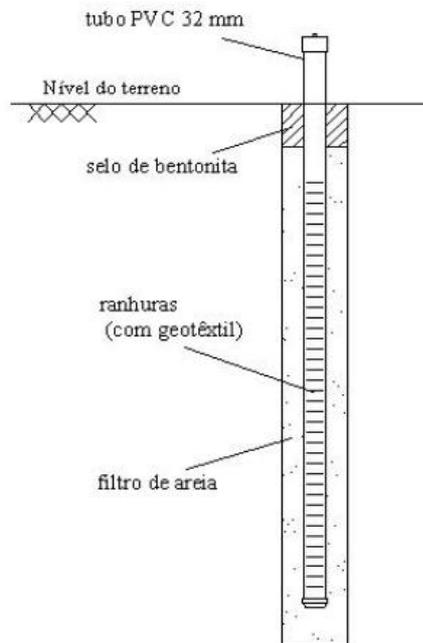


Figura 3.6- Esboço de um indicador de nível d'água (Victorino *et al.* 2006).



Figura 3.7- Instalação do indicador de nível d'água.

3.6.4- Análise físico-química da água do canal fluvial

Foram realizadas 23 campanhas de amostragem de água que ocorreram entre os meses de abril de 2011 e abril de 2012. As 12 primeiras foram realizadas durante a estação seca (inverno) e as 11 últimas no período chuvoso (verão). A coleta e a preservação das amostras seguiram a metodologia proposta por Agudo (1987) e Derisio (1992). A coleta se deu contra a corrente e realizou-se o ambiente

três vezes com a água do rio no recipiente de coleta. As amostras foram filtradas com membranas de 0,45 µm adaptadas em seringas de 50mL.

Essas amostras também foram acidificadas com ácido nítrico (HNO₃) concentrado e preservadas a 4°C. A acidificação foi realizada com o objetivo de evitar a troca de íons, a precipitação dos hidróxidos e para impedir a adsorção de metais junto às paredes dos recipientes.

A composição hidroquímica dos elementos maiores (Al, Ca, K, Fe, Mg, Mn, Na, e Si) e menores (As, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, P, Pb, S, Sc, Sr, Ti, V, Y e Zn) foi obtida via Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES) em equipamento *SPECTRO CIROS^{CCD}25000*, calibrado com padrões internacionais (STANDARD NIST 1653) pertencente ao Laboratório de Geoquímica Ambiental (Lgqa) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP).

Para o monitoramento dos parâmetros físico-químicos da água dos córregos foi utilizado um multiparâmetro portátil (modelo 6P da Myrrom L.Co.), no qual foram feitas medidas, quinzenais, *in situ* de pH, condutividade elétrica (CE), temperatura, Eh e sólidos totais dissolvidos (TDS).

3.6.5- Cálculo da taxa de denudação geoquímica

A taxa de denudação química foi determinada em função da somatória da carga iônica transportada pelas águas, relacionando-a à área e à vazão. O cálculo da taxa de denudação química baseia-se na equação apresentada por Thomas (1994) (Equação 3.2):

$$D = \frac{\left(\frac{TDS_{chuvosa} \times V_{chuvosa}}{A} \times S_{chuvosa} \right) + \left(\frac{TDS_{seca} \times V_{seca}}{A} \times S_{seca} \right)}{d}$$

(Equação 3.2)

Em que: *D* é a taxa de denudação química anual na estação climática seca ou úmida, dada em ton. /km²/ano; *TDS* refere-se à carga catiônica dissolvida na água na estação climática correspondente à mensuração, dada em ton./m³; *V* corresponde à vazão média em m³/s mensurada; *S* representa o tempo convertido em segundos do período amostrado; *A* corresponde à área da bacia hidrográfica em km² e *d*, a densidade da rocha. Para o cálculo da taxa de rebaixamento do relevo (m/Ma), foi considerado o valor de 2,81 g/cm³ (Telford *et al.* 1990) para o xisto, substrato rochoso predominante na alta bacia do córrego São Bartolomeu.

3.7 - ANÁLISE MORFOMÉTRICA

Buscando-se conhecer as características da microbacia em estudo, foram gerados índices através da utilização do software ArcGis 9.3® do ESRI, obtendo-se as características morfométricas descritas abaixo.

Área e perímetro total

A área total da bacia é expressa em km² e compreende a área drenada por um conjunto de sistemas fluviais, projetada no plano horizontal. O perímetro total é expresso em km, constituindo o comprimento da linha imaginária ao longo do divisor de águas da bacia (Silva *et al.* 2004; Tonello, 2005).

Coefficiente de compacidade

O coeficiente de compacidade (Kc) (Equação 3.3) relaciona a forma da bacia com um círculo. Desta forma constitui a relação entre perímetro da bacia e a circunferência de um círculo igual a da bacia (Tonello *et al.* 2006). Este valor tende a unidade. O índice é utilizado para ter-se uma idéia a respeito da irregularidade da bacia. Tanto maior for o índice, maior será a irregularidade da mesma.

Foi calculado por:

$$Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

(Equação 3.3)

Em que: Kc = Coeficiente de compacidade

P = Perímetro da bacia ou sub-bacia (km)

A = Área de drenagem da bacia ou sub-bacia (km²)

Fator forma

O fator forma (Equação 3.4) relaciona a forma da bacia com um retângulo, resultando na razão entre a largura média e ao comprimento axial da bacia (Tonello, 2005). Este fator é muito utilizado para se ter uma estimativa a respeito do tempo de concentração das águas da chuva dentro de uma bacia, e o que se leva para a água chegar a uma saída comum (Villela & Mattos, 1975).

Determinado por:

$$F = \frac{A}{L^2}$$

(Equação 3.4)

Em que: F = fator forma

A = Área de drenagem da bacia ou sub-bacia (km²)

L = comprimento do eixo da bacia (km)

Densidade de drenagem

A densidade de drenagem (Equação 3.5) consiste na razão do comprimento total dos rios para com a área em km², numa bacia hidrográfica (Freitas, 1952; Christofolletti, 1980). O calculo da densidade de drenagem é importante, pois indica o grau de desenvolvimento de um sistema de drenagem, variando inversamente com a extensão do escoamento superficial, indicando, por tanto, a eficiência da drenagem da bacia (Villela & Mattos, 1975).

Foi calculada por:

$$Dd = \frac{L_t}{A}$$

(Equação 3.5)

Em que: Dd = Densidade de drenagem

L_t = Comprimento total dos canais da bacia ou sub-bacia

A = Área da bacia da bacia ou sub-bacia

Índice de circularidade

O índice de circularidade (Equação 3.6) tende a se aproximar do formato circular da bacia. Este valor assim como o K_c tende a unidade. É utilizado para aproximar-se a bacia a uma figura geométrica, visando cobrir da melhor maneira possível à mesma, a fim de conhecer seu formato (Christofolletti, 1980).

Foi calculado por:

$$IC = \frac{12,57 \times A}{P^2}$$

(Equação 3.6)

Em que: IC = Índice de circularidade

A = Área de drenagem da bacia ou sub-bacia (km²)

P = Perímetro da bacia ou sub-bacia (km)

Comprimento do curso d'água principal e total dos cursos d'água

O comprimento do curso d'água principal é a distância que se estende ao longo do curso de água desde a desembocadura até a nascente (Christofolletti, 1980). O comprimento total dos cursos d'água é a soma de todas as distâncias dos cursos da água da bacia hidrográfica, ou seja, o curso principal e seus afluentes.

Padrão de drenagem e ordem dos cursos d'água

O padrão de drenagem corresponde a classificação da fisionomia dos cursos d'água ao longo de um perfil longitudinal sendo classificados como: Drenagem dendrítica, treliça, retangular, paralela, radial e anelar (Christofolletti, 1980).

A ordem dos cursos d'água, de acordo com Christofolletti (1980), foi proposta primeiramente por Horton (1945) e modificado por Strahler (1957), alguns anos depois. Para estes autores os canais são classificados como: primeira ordem, segunda ordem, terceira ordem, quarta ordem, e assim por diante.

3.8 - ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS DADOS

A análise de todos os dados obtidos no levantamento pedológico, pela geocronologia e no monitoramento hidrológico e hidroquímico, foram intercruzados e correlacionados, com apoio da literatura consultada, sendo interpretados com o fim de testar a hipótese inicial proposta que consistiu na ideia de que as características litoestruturais, geomorfológicas, hidrológicas e flutuações no regime climático Quaternário são os principais condicionantes da pedogênese a partir de alteração do substrato rochoso e de colúvios, com reflexo nas macro e microestruturas dos solos presentes, no contexto da evolução de relevo escarpado.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo tem como objetivo apresentar alguns resultados não contemplados nos artigos e discutí-los como forma de viabilizar a interpretação de algumas características da microbacia e da topossequência estudada.

4.1. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO ALTO CORRÉGO SÃO BARTOLOMEU

A bacia hidrográfica tem sido utilizada como uma unidade geomorfológica fundamental, pois suas características governam, no seu interior, todos os fluxos subsuperficiais e superficiais da água (Pissarra *et al.* 2004). Para isso, têm sido gerados índices que auxiliam na compreensão da paisagem do ponto de vista geomorfológico, através da interpretação de dados morfométricos, trazendo informações relevantes dos processos ambientais atuantes na área pesquisada.

Os índices morfométricos refletem algumas propriedades do terreno, como a infiltração e deflúvio das águas de chuva, expressando estreita correlação com a litologia, estrutura geológica, e formação superficial dos elementos que compõe a superfície terrestre (Pissarra *et al.* 2004).

Visando caracterizar morfométricamente a porção trabalhada da microbacia em questão, foram gerados índices morfométricos através da utilização do *software* ArcGis® 9.3 do ESRI (Tabela 4.1). Os índices calculados para a estimativa de alguns parâmetros físicos foram: fator forma (F), coeficiente de compacidade (Kc), de circularidade (IC) (Christofolletti, 1980), ordem (Straler, 1957) e densidade de drenagem. Estes índices são importantes na elucidação e na avaliação do tempo de concentração das águas pluviais na nesta microbacia.

A porção da microbacia selecionada para estes estudos apresenta 1,91 km² de área e 4,78 km de perímetro. A densidade de drenagem verificada foi de 2,5 km/km² o que de acordo Villela & Mattos, (1975) simbolizaria um valor evidencia que a microbacia apresenta uma média capacidade de drenagem, variando este índice, entre 0,5 km/km² para bacias mal drenadas, até 3,5 km/km² para bacias bem drenadas. À medida que aumenta o valor numérico da densidade, há diminuição quase proporcional do tamanho dos componentes fluviais das bacias de drenagem (Christofolletti, 1980) aumentando a intensidade da dissecação da paisagem.

O sistema de drenagem, de acordo com a hierarquia de Strahler, apresentou grau de ramificação de segunda ordem, ou seja, pouco ramificada, sendo comum o grau abaixo da

quarta ordem para pequenas bacias. Isso reflete os efeitos do manejo da bacia, quanto mais ramificada esta for, mais eficientemente as águas pluviais serão drenadas para uma saída comum.

Tabela 4.1. Características morfométricas do alto córrego São Bartolomeu.

Características Morfométricas	Valores
Área de drenagem (A)	1,91 km ²
Perímetro (P)	4,78 km
Coefficiente de compacidade (Kc)	1,05
Fator de forma (F)	0,158
Índice de circularidade (IC)	0,89
Densidade de drenagem (Dd)	2,5 km/km ²
Padrão de drenagem	Treliça
Orientação	NO/SE
Declividade mínima	0,33°
Declividade média	17,27°
Declividade máxima	37,68°
Altitude mínima	1157 m
Altitude média	1345 m
Altitude máxima	1583 m
Comprimento total dos canais (Lt)	5,53 km
Comprimento total do canal principal (foz) (Lp)	3,74 km
Comprimento total do canal principal	1,7 km
Ordem da microbacia (ordem de Strahler)	2

4.2. COBERTURA PEDOLÓGICA

4.2.1. Organização dos solos ao longo da topossequência São Bartolomeu

A alta bacia do córrego São Bartolomeu pode ser vista na Figura 4.1, onde pode ser vista também a localização da topossequência de solos estudada. O estudo restringiu-se em aos segmentos de média e baixa vertente. A topossequência São Bartolomeu estende-se de NE para SW por 1082 m, apresentando desnível de 331 m e declividade média de 36 %. Os compartimentos estudados em detalhe correspondem ao médio e inferior da vertente, com aproximadamente 420 m de comprimento, 32 % de declividade média e desnível de 136 m, sendo composta por Cambissolos desenvolvidos sobre os xistos do Grupo Nova Lima.

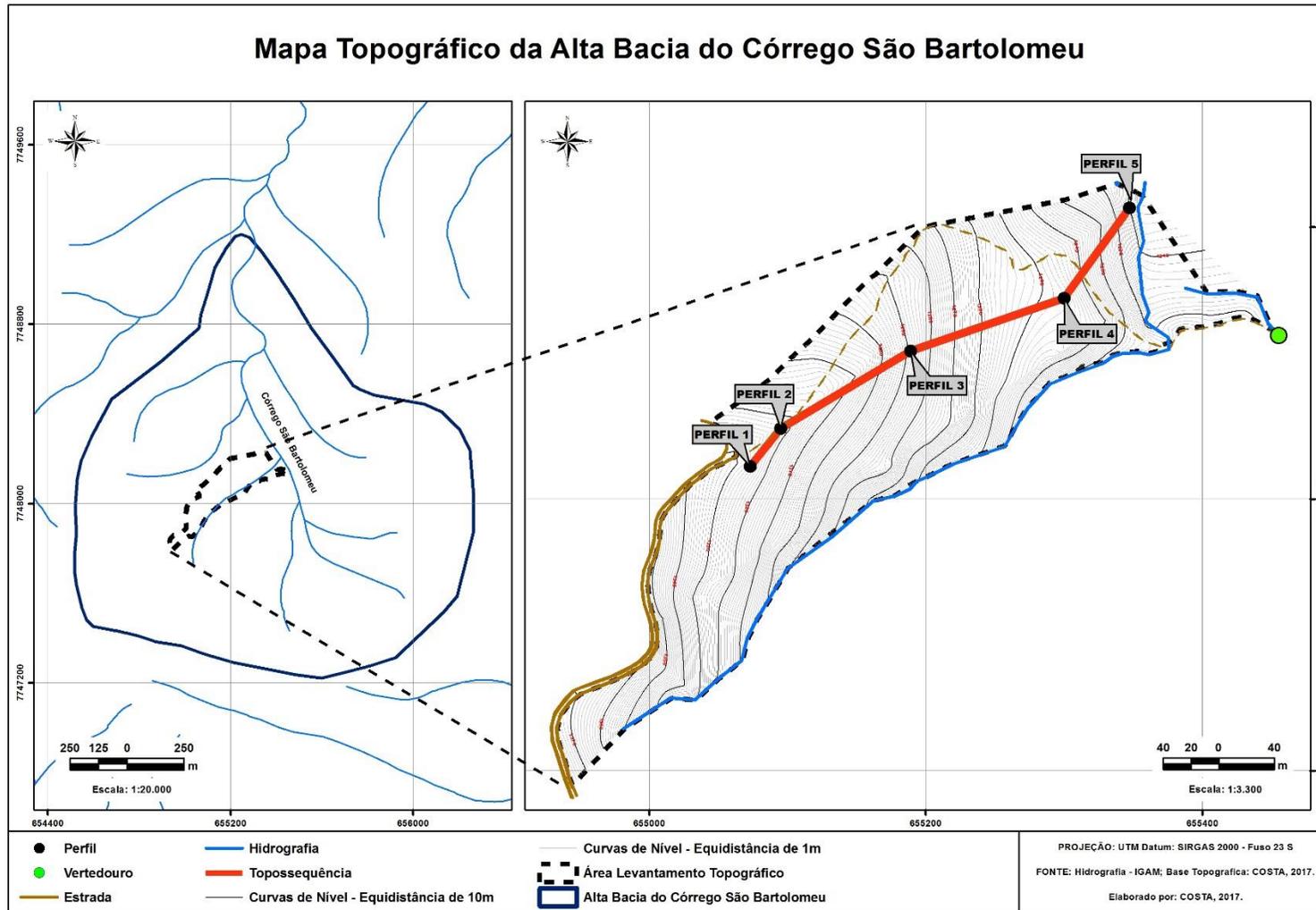


Figura 4.1. Mapa Topográfico da alta bacia do Córrego São Bartolomeu.

4.3. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DOS HORIZONTES

Foram abertas cinco trincheiras na toposequência estudada, ambas, localizadas no segmento de média a baixa vertente, cuja descrição morfológica será feita a seguir.

PERFIL 1 (P1)

Esta trincheira foi dividida em quatro horizontes respectivamente: A, B1, linha de pedras, 2Bi2, 2C e foi classificado como Cambissolo Háptico Tb distrófico (Figura 4.2).

Coordenadas (UTM): 655073; 7748024 23K

Altitude: 1319 m

Formação geológica: Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima)

Litologia: rocha metamórfica e metavulcânica

Situação e declive: terço superior da encosta com 20-45% de declividade

Relevo: montanhoso

Erosão: não aparente

Drenagem: moderadamente drenado

Vegetação: Floresta Estacional Semi decídua, Uso atual: conservação (APA – Área de Preservação Ambiental da Cachoeira das Andorinhas)

Horizonte A: 0 - 35 cm, (5 YR 3/2 úmida); muito argilosa; grumosa; dura; friável; não plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta.

Horizonte Bi1: 35 - 82 cm; (5 YR 3/4 úmida); argilosa; blocos angulares e subangulares; solta; friável; plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.

Linha de pedras: 82 - 90 cm (2.5 YR 3/6 úmida) composta por fragmentos de itabirito (69%), quartzo (20%), xisto (10%) e canga (1%) na transição entre o horizonte B1 e 2Bi2.

Horizonte 2Bi2: 90-135 cm; (2.5 YR 3/6 úmida); argilosa; blocos angulares e subangulares; macia; firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.

Horizonte 2C: 135-200⁺ cm; (2.5 YR 4/4 úmida); franco siltosa; blocos angulares e subangulares; macia; firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.



Figura 4.2. Cambissolo Háplico Tb distrófico (P1).

PERFIL 2 (P2)

Esta trincheira foi dividida em cinco horizontes respectivamente: A1, A2, Bi1, linha de pedras, 2Bi2, 2C e foi classificado como Cambissolo Háplico Tb distrófico (Figura 4.3).

Coordenadas (UTM): 655095; 7748052 23K

Altitude: 1311 m

Formação geológica: Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima)

Litologia: rocha metamórfica e metavulcânica

Situação e declive: terço superior da encosta com 20-45% de declividade

Relevo: montanhoso, Erosão: não aparente, Drenagem: moderadamente drenado

Vegetação: Floresta Estacional Semi decídua, Uso atual: conservação (APA – Área de Preservação Ambiental da Cachoeira das Andorinhas)

Horizonte A1: 0 – 15 cm; (2.5YR 3/6 úmida); muito argilosa; grumosa; dura; friável; não plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta.

Horizonte A2: 15- 35 cm; (5YR 3/2 úmida); muito argilosa; grumosa. solta; solta; plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta

Horizonte Bi1: 35-74 cm ; (5YR 3/4 úmida); argilosa; blocos angulares e subangulares; ligeiramente dura; firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.

Linha de pedras: 74 - 90 cm; (2.5YR 3/4 úmida) composta por fragmentos itabirito (52%), canga (24%), quartzo (16%) e xisto (8%) na transição entre o horizonte Bi1 e 2Bi2.

Horizonte 2Bi2: 90-157 cm; (2.5YR 3/4 úmida); argilosa; apresenta estrutura em blocos angulares e subangulares; ligeiramente dura; firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual. Presença de um bloco de quartzito entre 120 e 145 cm.

Horizonte 2C: 157-200⁺cm; (2.5 YR 4/4 úmida); franco siltosa; estrutura em blocos angulares e subangulares; macia; firme; plástica e ligeiramente pegajosa.



Figura 4.3. Cambissolo Háplico Tb distrófico (P2).

PERFIL 3 (P3)

Esta trincheira foi dividida em cinco horizontes respectivamente: A1, A2, Bi1, linha de pedras, 2Bi2, 2C e foi classificado como Cambissolo Háplico Tb distrófico (Figura 4.4).

Coordenadas (UTM): 655189; 7748109 23K, Altitude: 1297 m

Formação geológica: Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima)

Litologia: rocha metamórfica e metavulcânica

Situação e declive: terço superior da encosta com 20-45% de declividade

Relevo: montanhoso, Erosão: não aparente, Drenagem: bem drenado

Vegetação: Floresta Estacional Semi decídua, Uso atual: conservação (APA – Área de Preservação Ambiental da Cachoeira das Andorinhas)

Horizonte A1: 0-30 cm; (2.5YR 2.5/2 úmida); grumos; muito argilosa; ligeiramente dura; solta; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara para o horizonte B1.

Horizonte A2: 30-45 cm; grumos. (5YR 3/2 úmida); muito argilosa; ligeiramente dura; firme; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara.

Horizonte Bi1: 45-70 cm; (5YR 3/4 úmida); argilosa; estrutura em blocos angulares e subangulares; macio; friável; muito plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara.

Linha de pedras: 70 - 80 cm (2.5 YR 3/4 úmida) composta por fragmentos de quartzo (62%), xisto (21%), itabirito (12%) e canga (5%) na transição entre o horizonte Bi1 e 2Bi2.

Horizonte 2Bi2: 80- 155 cm; (2.5YR 3/4 úmida); argilosa; estrutura em blocos angulares e subangulares; macio; friável; muito plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara. Presença de veio de quartzo entre 120 e 145 cm.

Horizonte 2C: 155-200⁺cm; (2.5 YR 4/4 úmida); franco siltosa; estrutura em blocos angulares e subangulares; macio; friável; plástica e ligeiramente pegajosa.



Figura 4.4. Cambissolo Háptico Tb distrófico (P3)

PERFIL 4 (P4)

Esta trincheira foi dividida em cinco horizontes respectivamente: A1, A2, Bi1, linha de pedras, 2Bi2, 2C e foi classificado como Cambissolo Háptico Tb distrófico (Figura 4.5).

Coordenadas (UTM): 655300; 7748148 23K ,

Altitude: 1242 m

Formação geológica: Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima),

Litologia: rocha metamórfica e metavulcânica

Situação e declive: terço superior da encosta com 20-45% de declividade,

Relevo: ondulado

Erosão: não aparente, Drenagem: moderadamente drenado

Vegetação: Floresta Estacional Semi decídua, Uso atual: conservação (APA – Área de Preservação Ambiental da Cachoeira das Andorinhas)

Horizonte A1: 0-10 cm; (5YR 2.5/2 úmida); grumos; argilosa; dura; firme; plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta.

Horizonte A2: 10-30 cm; (5YR 3/4 úmida); grumos; argilosa; dura; firmel; plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta.

Horizonte Bi1: 30-70 cm; (2.5YR 4/6 úmida); argilosa; estrutura em blocos angulares e subangulares; firme; friável; plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.

Linha de pedras: 70 - 90 cm; (2.5YR 3/6 úmida); composta por fragmentos de quartzo (69%), itabirito (16%), xisto (11%) e canga (4%) na transição entre o horizonte Bi1 e 2Bi2.

Horizonte 2Bi2: 90- 122 cm; (2.5YR 3/6 úmida); argilosa; estrutura em blocos angulares e subangulares; macia; friável; plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual.

Horizonte 2C: 122-200⁺cm; (2.5 YR 3/6 úmida); franco siltosa; estrutura em blocos angulares e subangulares; macia; friável; plástica e ligeiramente pegajosa.



Figura 4.5. Cambissolo Háplico Tb distrófico (P4).

PERFIL 5 (P5)

Esta trincheira foi dividida em cinco horizontes respectivamente: A, Bi e C e foi classificado como Cambissolo Háplico Tb distrófico (Figura 4.6).

Coordenadas (UTM): 0655364; 7748275 23K

Altitude: 1213 m

Formação geológica: Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima)

Litologia: rocha metamórfica e metavulcânica

Situação e declive: terço superior da encosta com 20-45% de declividade

Relevo: montanhoso, Erosão: não aparente

Drenagem: bem drenado

Vegetação: Floresta Estacional Semi decídua, Uso atual: conservação (APA – Área de Preservação Ambiental da Cachoeira das Andorinhas)

Horizonte A: 0-20 cm; (5YR 3/6 úmida); grumos; franco argilosa; dura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara para o horizonte 2Bi2.

Horizonte Bi: 20-70 cm; (5YR 3/6 úmida); blocos angulares e sub angulares; argilosa, friável, não plástica e ligeiramente pegajosa, transição clara para o horizonte C;

Horizonte C: 70- 200⁺ cm; (5YR 3/6 úmida); blocos angulares e sub angulares; franco, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.



Figura 4.6. Cambissolo Háptico Tb distrófico (P5).

4.4. CARACTERÍSTICAS ANALÍTICAS DOS HORIZONTES

4.4.1. Textura

Todos os Cambissolos estudados apresentaram textura muito argilosa a argilosa em seus horizontes superiores, A1, A2, linha de pedras (matriz argilosa) e Bi1 (Tabela 4.2), com proporções variando entre 0,46 kg/kg⁻¹ a 0,71 kg/kg⁻¹.

Os teores de argila decrescem em profundidade, passando a classe franco-siltosa, predominante no horizonte C, mantendo teores similares em profundidade.

A relação silte/argila serve como base para avaliar o estágio de intemperismo presente em solos de regiões tropicais (Embrapa, 2006). Esta relação é empregada em solos com textura franco arenosa ou mais fina, indicando baixos teores de silte, alto grau de intemperismo, quando apresenta, na maior parte do horizonte diagnóstico, valores inferiores a 0,7, no solos de textura média, ou 0,6 nos solos de textura muito argilosa a argilosa (Embrapa, 2006).

Analisando-se as relações silte/argila na seqüência de Cambissolos (Tabela 4.2), os valores obtidos nos horizontes superiores, A1 e A2 que são predominantemente muito argilosos, podem ser enquadrados como horizontes com alto grau de intemperismo. Quando observados os horizontes inferiores, correspondentes ao 2Bi2, 2C e C (P5), os valores evidenciam um baixo grau de intemperismo, o que permite supor elevada filiação genética, típica de horizontes C de alteração *in situ*.

Tabela 4.2. Características físicas dos solos analisados na toposequência São Bartolomeu, considerando os horizontes de amostragem

Horiz.	Prof. cm	Areia	Areia	Silte	Argila	Silte/ argila	Cor úmida Munsell	Ds	Dp
		Grossa	Fina						
P1-Cambissolo Háptico Tb Distrófico									
A	0-35	0,04	0,05	0,29	0,62	0,46	5 YR 3/2	-	-
Bi1	35-81	0,03	0,04	0,36	0,57	0,63	5 YR 3/4	1,05	2,74
Linha ¹	81-90	0,02	0,06	0,23	0,69	0,33	2,5 YR 3/6	-	-
2Bi2	90-135	0,02	0,14	0,63	0,21	3,00	2,5 YR 3/6	1,24	2,67
2C	135-200	0,04	0,18	0,59	0,19	3,10	7,5 YR 4/4	-	-
P2-Cambissolo Háptico Tb Distrófico									
A1	0-15	0,03	0,05	0,30	0,62	0,48	2,5YR 3/3	-	-
A2	15-35	0,04	0,07	0,28	0,61	0,45	5YR 3/2	-	-
Bi1	35-74	0,03	0,06	0,32	0,59	0,54	5YR 3/4	1,04	2,78
Linha	74-90	0,03	0,07	0,23	0,67	0,34	2,5YR 3/4	-	-
2Bi2	90-157	0,04	0,15	0,28	0,53	0,52	2,5YR3/4	1,32	-
2C	157-200	0,04	0,15	0,55	0,26	2,11	7,5 YR 4/4	-	-
P3-Cambissolo Háptico Tb Distrófico									
A1	0-30	0,03	0,05	0,21	0,71	0,29	5YR 2.5/2	-	-
A2	30-45	0,04	0,07	0,21	0,68	0,30	5YR 2.5/1	-	-
Bi1	45-70	0,03	0,06	0,29	0,62	0,46	2,5YR 3/3	-	-
Linha	70-80	0,03	0,06	0,25	0,66	0,37	2,5YR 3/4	-	-
2Bi2	80-155	0,05	0,12	0,39	0,44	0,88	2,5YR 3/4	-	-
2C	155-200	0,11	0,19	0,51	0,19	2,68	7,5YR 4/4	-	-
P4-Cambissolo Háptico Tb Distrófico									
A1	0-10	0,07	0,16	0,27	0,50	0,54	5YR 2.5/2	-	-
A2	10-30	0,06	0,17	0,29	0,48	0,60	5YR 3/4	-	-
Bi1	30-70	0,04	0,17	0,33	0,46	0,71	2,5YR 4/6	1,19	2,70
Linha	70-90	0,04	0,23	0,25	0,48	0,52	2,5YR 3/6	-	-
2Bi2	90-116	0,04	0,28	0,40	0,28	1,42	2,5YR 3/6	1,37	2,67
2C	122-200	0,04	0,23	0,56	0,17	3,29	7,5 YR 3/6	-	-
P5-Cambissolo Háptico Tb Distrófico									
A1	0-20	0,09	0,22	0,34	0,35	0,97	5 YR 3/6	-	-
Bi	20-70	0,07	0,20	0,33	0,40	0,60	5 YR 3/6	-	-
C	70-200	0,09	0,27	0,46	0,18	0,58	5 YR 3/6	-	-

¹ matriz da linha de pedras.

4.5. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA

4.5.1. Fertilidade

Os dados de fertilidade dos perfis de solo analisados estão apresentados na tabela 4.3.

Tabela 4.3. Atributos químicos dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu

Hor	Prof.	pH		P	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H ⁺ + Al ³⁺	SB	t	T	V	MO	Fe	Mn
	cm	H ₂ O	KCl	mg dm ⁻³	cmolc dm ⁻³							%	—mg dm ⁻³ —				
P1-Cambissolo Háplico Tb Distrófico																	
A	0-35	3,90	3,78	6,94	2,5	40,0	0,02	0,10	2,97	17,1	0,23	3,20	17,33	1,3	9,69	258,4	4,4
Bi1	35-81	4,69	4,35	1,6	0,5	13,0	nd*	0,02	0,62	6,6	0,05	0,67	6,65	0,8	3,88	306,0	5,6
Linha	81-90	4,93	4,60	1,1	nd*	3,0	0,02	0,01	0,51	4,6	0,04	0,55	4,64	0,9	2,45	156,1	5,6
2Bi2	90-135	5,09	4,92	0,9	nd*	nd*	nd*	nd*	0,10	2,4	nd*	0,10	2,40	nd*	0,78	37,5	1,5
2C	135-200 ⁺	5,10	4,73	1,3	nd*	nd*	nd*	nd*	0,31	1,7	nd*	0,31	1,70	nd*	0,52	58,8	1,4
P2-Cambissolo Háplico Tb Distrófico																	
A1	0-15	3,62	3,66	2,0	36,0	2,5	0,03	0,06	2,77	18,6	0,19	2,96	18,79	1,0	10,33	179,0	4,3
A2	15-35	4,94	3,94	4,8	42,0	2,5	0,08	0,09	2,15	13,5	0,29	2,44	13,79	2,1	8,01	261,9	4,3
Bi1	35-74	4,64	4,36	2,0	10,0	nd*	nd*	0,01	0,72	5,9	0,04	0,76	5,94	0,7	3,75	146,1	3,6
Linha	74-90	4,71	4,54	1,1	4,0	nd*	0,04	0,01	0,41	4,9	0,06	0,47	4,96	1,2	2,71	98,8	3,3
2Bi2	90-157	4,84	4,62	1,1	nd*	nd*	0,02	nd*	0,31	2,0	0,02	0,33	2,02	1,0	0,65	47,0	4,6
2C	157-200 ⁺	4,90	5,23	1,4	nd*	nd*	0,02	nd*	nd*	1,2	0,02	0,02	1,22	1,6	0,26	26,8	2,2

Tabela 4.3. Continuação...

Hor	Prof.	pH		P	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H ⁺ + Al ³⁺	SB	t	T	V	MO	Fe	Mn
	cm	H ₂ O	KCl	mg dm ⁻³	cmol _c dm ⁻³						%		mg dm ⁻³				
P3- Cambissolo Háptico Tb Distrófico																	
A1	0-30	3,58	3,84	1,1	0,5	18,0	0,15	0,02	2,46	14,9	0,22	2,68	15,12	1,5	10,98	84,1	1,9
A2	30-45	3,99	4,28	1,4	nd*	8,0	0,05	0,02	1,13	8,5	0,09	1,22	8,59	1,0	6,33	53,6	3,0
Bi1	45-70	4,26	4,48	0,9	nd*	3,0	0,01	nd*	0,41	4,2	0,02	0,43	4,22	0,5	3,23	59,0	1,2
Linha	70-80	4,46	4,49	0,9	nd*	1,0	0,03	nd*	0,21	3,2	0,03	0,24	3,23	0,9	2,07	50,8	0,9
2Bi2	80-155	4,77	5,04	1,1	nd*	nd*	0,03	nd*	nd*	1,0	0,03	0,03	1,03	2,9	0,65	22,8	0,4
2C	155-200 ⁺	5,05	5,32	1,7	nd*	nd*	0,03	nd*	nd*	0,8	0,03	0,03	0,83	3,6	0,65	20,2	0,1
P4- Cambissolo Háptico Tb Distrófico																	
A1	0-10	5,40	4,37	5,9	nd*	56,0	2,48	1,40	0,31	11,0	4,02	4,33	15,02	26,8	9,17	122,7	47,7
A2	10-30	5,14	4,20	2,7	nd*	20,0	0,06	0,20	1,23	8,1	0,31	1,54	8,41	3,7	4,26	185,9	6,6
Bi1	30-70	5,17	4,43	1,5	nd*	13,0	0,14	0,14	0,82	4,9	0,31	1,13	5,21	6,0	2,07	247,3	7,8
Linha	70-90	5,02	4,50	1,0	nd*	nd*	0,11	0,05	0,51	3,2	0,16	0,67	3,36	4,8	1,16	79,6	14,2
2Bi2	90-122	5,02	4,43	0,9	nd*	nd*	0,10	0,05	0,82	2,5	0,15	0,97	2,65	5,7	0,52	33,9	16,9
2C	122-220 ⁺	5,10	4,76	1,1	nd*	nd*	0,48	0,41	0,41	1,7	0,89	1,30	2,59	34,4	0,39	43,7	4,1
P5- Cambissolo Háptico Tb Distrófico																	
A	0-20	4,52	4,23	3,30	0,01	0,06	0,12	nd*	1,07	7,90	0,19	1,26	8,09	2,30	-	178,1	27,7
Bi	20-70	4,90	4,53	1,20	0,01	0,01	0,11	nd*	0,30	4,50	0,14	0,53	4,64	3,00	-	196,4	20,6
C	70-200 ⁺	5,27	5,29	0,40	0,01	0,01	0,09	nd*	nd*	1,40	0,11	0,11	1,51	7,30	-	62,3	12,2

SB = soma de bases; t = CTC efetiva; T = CTC total; V = saturação de bases; MO = matéria orgânica; nd* = não-detectado; linha= matriz da linha de pedras.

A baixa saturação de bases (SB) e de fósforo disponível indicam inicialmente que todos os solos analisados são bastante intemperizados. O Al^{3+} trocável, conforme esperado, apresenta valores não detectados para a quase totalidade dos horizontes (Tabela 4.3), devido ao fato de terem sido lixiviados e intemperizados, o que é confirmado pelas análises mineralógicas, com a grande ocorrência de picos de gibbissita (Figuras 4.7 a 4.11). O fósforo disponível, extraído por Mehlich 1, apresenta baixos valores, sendo que o fósforo remanescente (P-rem) evidencia valores elevados para todos os solos.

No Cambissolo (perfil 4), o horizonte A1 se diferencia dos demais por apresentar, com base em Alvarez V. *et al.* (1999), um valor bom em detrimento dos demais horizontes, fato este explicado pela incorporação de bases oriundas de adubação, prática esta, relatada por moradores locais.

Com base na análise dos cátions trocáveis, de modo geral, estes apresentam baixos valores. Não foram detectados teores de magnésio e cálcio trocáveis nos horizontes dos Cambissolos Háplicos (perfil 1 e 2). O percentual de cálcio, de acordo com os limites sugeridos por Alvarez V. *et al.* (1999) pode ser enquadrado como baixo. Estes valores de Ca^{+2} dos horizontes mais superficiais dos solos podem ser atribuídos ao fato de terem sido desenvolvidos a partir de sedimentos pré-intemperizados, pertencentes a uma superfície que sofreu intensa lixiviação, com intensa remoção de bases associado a um substrato rochoso desprovido de teores significativos desses nutrientes.

Analisando-se os valores de saturação de bases (V %), observa-se que a maioria dos horizontes apresenta V % inferior a 50 %, exibindo valores de saturação que variam entre 37,5% correspondente ao horizonte C do Cambissolo Háplico (perfil 2) a valores não detectados nos horizontes Bi2, e na quase totalidade das amostras do horizonte C do Cambissolo Háplico (perfil 1), exceto na profundidade de 200 a 240 cm, com 1,7% de saturação de bases. O Cambissolo Háplico (perfil 4) apresentou os maiores valores de saturação de bases quando comparado aos demais, tendo seus valores variando entre 3,4 e 34,4%. Esse alto valor pode ser explicado pelo fato de tais horizontes estarem próximos à rocha saprolitizada, recebendo um aporte de bases oriundas da decomposição dos minerais que a compõe.

A CTC efetiva (t) de todos os solos é muito baixa, exceto para os horizontes superficiais (A) com valores variando entre $2,44 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ e $3,20 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$, caracterizados como valores médios de acordo com valores de referência recomendados por Alvarez V. *et al.* (1999). Esse fato se deve aos nutrientes oriundo da decomposição da serrapilheira, propiciando um aporte de biomassa para a vegetação.

Os valores obtidos relacionados à CTC total (T) variam entre $8,41 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ e $18,79 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$, interpretados como médio a muito bom, com destaque novamente para os horizontes A dos Cambissolos. Os demais valores para os horizontes sub-superficiais variam de baixo a médio.

Os valores de Mn estão dentro dos limites toleráveis para as plantas, considerados como bom, exceto para o horizonte A do Cambissolo Háplico (perfil 4) com $47,07 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$. Os valores

relacionados ao Fe extraído, assim como o Mn, por Mehlich 1, está variando entre alto e até mesmo, muito acima dos limites estabelecidos como altos por Alvarez V. *et al.*(1999). O Fe, de modo geral, apresentou altos valores para todos os horizontes das classes de solos analisadas, especialmente nos horizonte A pertencente ao Cambissolo Háplico (perfil 2) com 261,9 $\text{cmol}_c \text{dm}^{-3}$. Estes altos valores extraídos podem estar associados ao material de origem meta-vulcânica rico em elementos ferromagnesianos, onde os teores de Fe^{2+} podem ser mais elevados. Altos valores de Fe disponíveis na solução do solo podem ser fitotóxicos para as o crescimento das plantas.

Os resultados obtidos por fluorescência de raios-x são apresentados na tabela 4.4.

Tabela 4.4. Caracterização química, por fluorescência de raios-x, na forma de elementos maiores, dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu.

Horiz	Prof. cm	dag kg ⁻¹										
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ki	Kr
P1- Cambissolo Háplico Tb Distrófico												
A	0-35	34,99	24,15	15,98	1,18	0,11	0,03	<0,01	0,21	0,16	1,45	0,87
Bi1	35-81	37,23	26,75	17,54	1,30	0,01	0,03	<0,01	0,21	0,14	1,39	0,84
Linha	81-90	37,23	27,50	18,08	1,30	0,11	0,02	<0,01	0,22	0,14	1,35	0,82
2Bi2	90-135	37,88	28,37	18,21	1,38	0,10	0,03	<0,01	0,01	0,13	1,34	0,82
2C	135-200	42,98	27,26	15,80	1,22	0,12	0,03	<0,01	0,31	0,09	1,58	1,00
P2- Cambissolo Háplico Tb Distrófico												
A1	0-15	37,28	24,48	15,74	1,18	0,11	0,02	<0,01	0,21	0,17	1,52	0,93
A2	15-35	36,75	23,04	15,09	1,14	0,09	0,02	<0,01	0,22	0,18	1,59	0,96
Bi1	35-74	38,86	26,09	16,79	1,22	0,10	0,02	<0,01	0,20	0,16	1,49	0,91
Linha	74-90	39,54	26,42	16,88	1,25	0,10	0,03	<0,01	0,22	0,15	1,50	0,91
2Bi2	90-157	43,41	25,99	16,18	1,19	0,11	0,02	<0,01	0,30	0,14	1,67	1,03
2C	157-200	43,32	25,60	17,03	1,26	0,12	0,02	<0,01	0,39	0,23	1,69	1,02
P3- Cambissolo Háplico Tb Distrófico												
A1	0-30	35,92	21,52	14,99	1,06	0,07	0,02	<0,01	0,12	0,17	1,67	0,87
A2	30-45	38,54	23,90	16,35	1,14	0,08	0,02	<0,01	0,11	0,16	1,61	0,96
Bi1	45-70	40,00	25,11	17,12	1,21	0,08	0,02	<0,01	0,13	0,15	1,59	0,95
Linha	70-80	40,93	25,68	17,57	1,23	0,08	0,02	<0,01	0,13	0,14	1,59	0,95
2Bi2	80-155	41,49	26,63	17,64	1,33	0,06	0,02	<0,01	0,07	0,17	1,56	0,94
2C	155-200	45,59	25,09	16,24	1,30	0,06	0,02	<0,01	0,04	0,19	1,82	1,10
P4- Cambissolo Háplico Tb Distrófico												
A1	0-10	55,35	16,85	8,54	0,76	0,14	0,12	<0,01	0,14	0,10	3,28	2,18
A2	10-30	57,07	19,04	9,74	0,82	0,10	0,03	<0,01	0,14	0,08	3,00	1,98
Bi1	30-70	56,64	20,08	10,55	0,83	0,10	0,03	<0,01	0,15	0,06	2,82	1,85
Linha	70-90	59,63	19,81	9,72	0,79	0,10	0,03	<0,01	0,15	0,05	3,01	2,02
2Bi2	90-122	64,12	19,08	7,27	0,66	0,06	0,02	<0,01	0,16	0,03	3,36	2,43
2C	122-200	60,87	19,33	10,19	0,79	0,06	0,04	<0,01	0,03	0,05	3,15	2,06
P5- Cambissolos Háplico Tb Distrófico												
A	0-20	54,2	18,4	13,0	0,91	<0,1	0,02	<0,1	0,16	0,12	2,94	1,72
Bi	20-70	54,8	19,1	12,0	0,94	<0,1	0,02	<0,1	0,16	0,11	2,86	1,76
C	70-200	51,8	21,6	13,2	1,1	<0,1	0,01	<0,1	0,08	0,12	2,40	1,49

Tabela 4.5. Caracterização química, na forma de elementos semi-totais, dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu

Horiz.	Prof cm	Fe	Al	Ti	Cr	P	K	Ca	Mg	Na
		dag kg ⁻¹								
P1- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A	0-35	1131	756	10,06	5,75	5,49	2,26	1,17	0,58	0,53
Bi1	35-81	1264	910	11,20	6,54	5,04	2,19	0,33	0,47	0,48
Linha	81-90	1297	886	11,65	6,68	4,52	1,73	0,14	0,32	0,35
2Bi2	90-135	1309	868	13,70	6,17	4,15	0,86	0,15	0,05	0,30
2C	135-200	1126	434	10,41	6,36	2,59	1,03	0,10	<LQ	0,29
P2- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A1	0-15	1137	992	11,54	403	5,90	3,00	0,40	0,75	0,53
A2	15-35	1065	838	10,37	383	6,21	3,52	0,40	0,78	0,40
Bi1	35-74	1206	1071	11,98	426	5,34	3,00	0,20	0,60	0,20
Linha	74-90	1183	692	10,36	416	4,92	1,00	0,20	0,20	0,20
2Bi2	90-157	1161	680	12,00	453	4,63	2,00	0,50	0,26	0,50
2C	157-200	1243	819	11,86	218	7,68	3,00	0,90	0,30	0,90
P3- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A1	0-30	1074	718	882	589	554	2,00	0,56	0,78	0,80
A2	30-45	1212	688	908	652	515	2,00	0,50	0,59	0,09
Bi1	45-70	1264	920	961	698	502	2,00	0,17	0,65	0,30
Linha	70-80	1300	772	1023	702	451	1,00	0,10	0,40	0,30
2Bi2	80-155	1302	663	1105	449	544	0,64	0,20	0,30	0,20
2C	155-200	1221	625	1080	916	634	0,30	0,10	0,10	0,20
P4- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A1	0-10	673	675	688	3,22	315	314	7,22	4,00	0,44
A2	10-30	692	781	766	3,60	232	239	0,70	2,00	0,43
Bi1	30-70	824	841	794	3,74	199	280	0,40	2,00	0,59
Linha	70-90	604	764	721	3,57	162	1,74	0,30	1,00	0,31
2Bi2	90-122	490	558	666	2,25	97	152	0,30	0,65	0,39
2C	122-200	467	805	807	2,28	125	75	0,10	0,96	0,63
P5- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

LQ* abaixo do limite de detecção.

Esses valores mostram que as proporções de Si_2O_3 para todos os perfis aumentam em profundidade, com destaque para o perfil 4, cujo 2Bi2 é de $64,12 \text{ dag kg}^{-1}$ e 2C de $(69,48 \text{ dag kg}^{-1})$, comportamento que reflete a composição do xisto, formado por bandamentos de quartzo e micas, constituindo a rocha de origem desta sequência.

As proporções de Al_2O_3 e Fe_2O_3 são mais altas nos horizontes intermediários (Bi1 e 2Bi2), tendência esta observada para os demais perfis, com destaque para o Cambissolo Háptico (perfil 1) ($28,37 \text{ dag kg}^{-1}$ e $26,75 \text{ dag kg}^{-1}$ para Al_2O_3) e ($18,01 \text{ dag kg}^{-1}$ e $17,54 \text{ dag kg}^{-1}$ para Fe_2O_3) e mais baixas no Cambissolo Háptico (perfil 4) ($20,08 \text{ dag kg}^{-1}$ e $19,08 \text{ dag kg}^{-1}$) e ($10,55 \text{ dag kg}^{-1}$ a $7,27 \text{ dag kg}^{-1}$).

Os resultados obtidos pela digestão parcial (Tabela 4.5) mostram que os teores Fe e Al são altos para todos os perfis, com destaque para o primeiro, segundo e terceiro. Esse fato está relacionado com a presença de rochas ricas nesses elementos, como o xisto e o itabirito, localizadas a montante dos perfis. Os resultados mineralógicos confirmam a presença de oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, o que pode ser correlacionado com a abundância destes elementos no sistema rochoso e sua concentração em ambientes úmidos. Os teores de Ti, também se destacaram, porém, em proporções menores que os de Fe e Al, crescendo em profundidade nos Cambissolo Hápticos (perfis 3 e 4).

Os teores de Ca, Mg, K e Na (soma de bases), são baixos para todos os perfis, corroborando com os dados obtidos a partir das análises de fertilidade (Tabela 4.3). Esse fato evidencia que estes solos, apesar de jovens, sofreram um processo de lixiviação acentuado, resultando na remoção destas bases para o sistema.

Os teores de P foram muito elevados para o Cambissolo Háptico (P3) com valores crescendo em profundidade. Este mesmo comportamento foi notado para o Cambissolo Háptico (P4), porém, os valores oscilam em profundidade.

Os menores valores observados para a relação molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Tabela 4.4) foram verificados para os horizontes superiores (A, Bi1, linha de pedras e 2Bi2) do Cambissolo Háptico (perfil 1) variando entre 1,34 e 1,45. As relações mais elevadas são referentes ao perfil de Cambissolo Háptico (perfil 4), apresentando o valor correspondente a 4,43. Este fato demonstra que estes solos, de modo geral, quando enquadrados no índice de intemperismo, $K_i > 0,75$ e $K_r > 0,75$, proposto pela EMBRAPA (2006), são caulíníticos. Os valores de K_i e K_r indicam menor desenvolvimento pedogenético e menor remoção de silicatos em todos os perfis, aspecto este, confirmado pelos resultados de raios-x (Figuras 4.7 a 4.11) apresentando domínio de caulínítica.

Tabela 4.6. Caracterização química, na forma de elementos semi-totais, dos solos estudados na topossequência São Bartolomeu

Horiz.	Prof cm	Fe	Al	Ti	Cr	P	K	Ca	Mg	Na
		dag kg ⁻¹								
P1- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A	0-35	1131	756	10,06	5,75	5,49	2,26	1,17	0,58	0,53
Bi1	35-81	1264	910	11,20	6,54	5,04	2,19	0,33	0,47	0,48
Linha	81-90	1297	886	11,65	6,68	4,52	1,73	0,14	0,32	0,35
2Bi2	90-135	1309	868	13,70	6,17	4,15	0,86	0,15	0,05	0,30
2C	135-200	1126	434	10,41	6,36	2,59	1,03	0,10	<LQ	0,29
P2- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A1	0-15	1137	992	11,54	403	5,90	3,00	0,40	0,75	0,53
A2	15-35	1065	838	10,37	383	6,21	3,52	0,40	0,78	0,40
Bi1	35-74	1206	1071	11,98	426	5,34	3,00	0,20	0,60	0,20
Linha	74-90	1183	692	10,36	416	4,92	1,00	0,20	0,20	0,20
2Bi2	90-157	1161	680	12,00	453	4,63	2,00	0,50	0,26	0,50
2C	157-200	1243	819	11,86	218	7,68	3,00	0,90	0,30	0,90
P3- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A1	0-30	1074	718	882	589	554	2,00	0,56	0,78	0,80
A2	30-45	1212	688	908	652	515	2,00	0,50	0,59	0,09
Bi1	45-70	1264	920	961	698	502	2,00	0,17	0,65	0,30
Linha	70-80	1300	772	1023	702	451	1,00	0,10	0,40	0,30
2Bi2	80-155	1302	663	1105	449	544	0,64	0,20	0,30	0,20
2C	155-200	1221	625	1080	916	634	0,30	0,10	0,10	0,20
P4- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A1	0-10	673	675	688	3,22	315	314	7,22	4,00	0,44
A2	10-30	692	781	766	3,60	232	239	0,70	2,00	0,43
Bi1	30-70	824	841	794	3,74	199	280	0,40	2,00	0,59
Linha	70-90	604	764	721	3,57	162	1,74	0,30	1,00	0,31
2Bi2	90-122	490	558	666	2,25	97	152	0,30	0,65	0,39
2C	122-200	467	805	807	2,28	125	75	0,10	0,96	0,63
P5- Cambissolo Háplico Tb Distrófico										
A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

LQ* abaixo do limite de detecção.

4.6. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS SOLOS DA TOPOSSÊQUENCIA

A composição mineralógica da fração argila indica que estes solos são compostos basicamente por caulinita, gibbsita, goethita e, secundariamente, muscovita (Figuras 4.7 a 4.11).

A presença de picos de minerais 2:1 é inexpressiva nos difratogramas quando comparados aos minerais 1:1 e oxihidróxidos. A caulinita e gibbsita foram detectadas na totalidade dos difratogramas, confirmando que os solos analisados, possuem um avançado estágio de intemperismo, fato este corroborado pelos resultados das análises químicas (Tabelas 4.3 a 4.5) em que a soma de bases é muito baixa principalmente e os teores de Fe e Al altos.

Foram realizados tratamentos com saturação de potássio e magnésio acrescido de glicerol para a fração argila de todos os horizontes de cada perfil. As amostras dos perfis quando aquecidas na mufla a 550 °C confirmaram a presença da caulinita, através do desaparecimento de seus picos, devido ao colapso de sua estrutura cristalina.

Notou-se ainda que os picos dos oxi-hidróxidos de Fe e Al ficaram mais evidentes em profundidade em todos os perfis, com destaque para o horizonte C, que todavia apresenta variações nos perfis 2 e 3, onde inclusive sugerem diferenças acima e abaixo das linhas de pedras, ora com aparente diminuição da intensidade dos picos dos oxi-hidróxidos acima, ora menor, o que pode revelar diferenças entre os graus de pedogênese entre os perfis ou resultado da posição na destes na encosta.

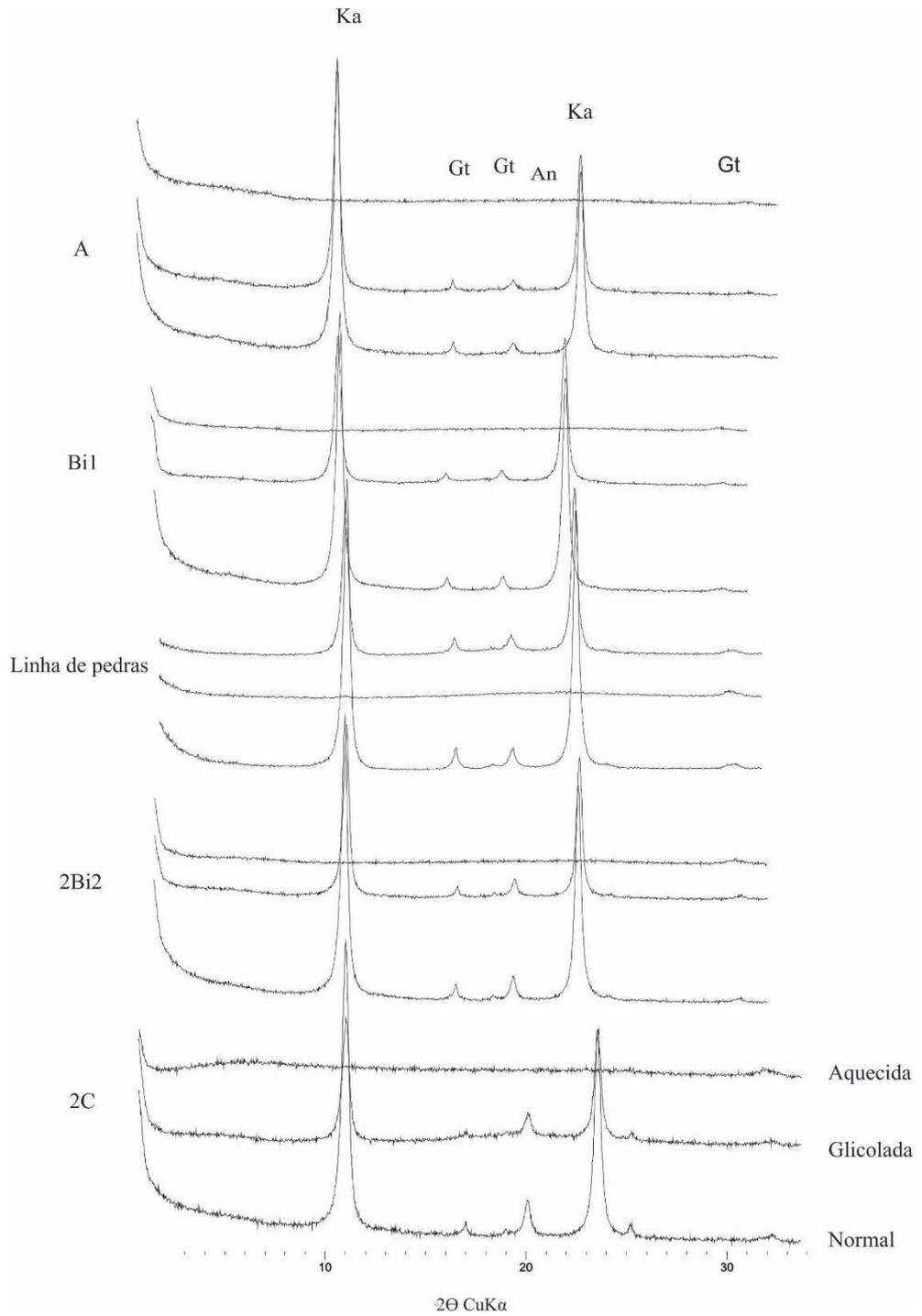


Figura 4.7. Difratogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háplico (P1) (Ka – caulinita, Gt – goethita, An – anatásio). Radiação $\text{K}\alpha\text{Cu}$.

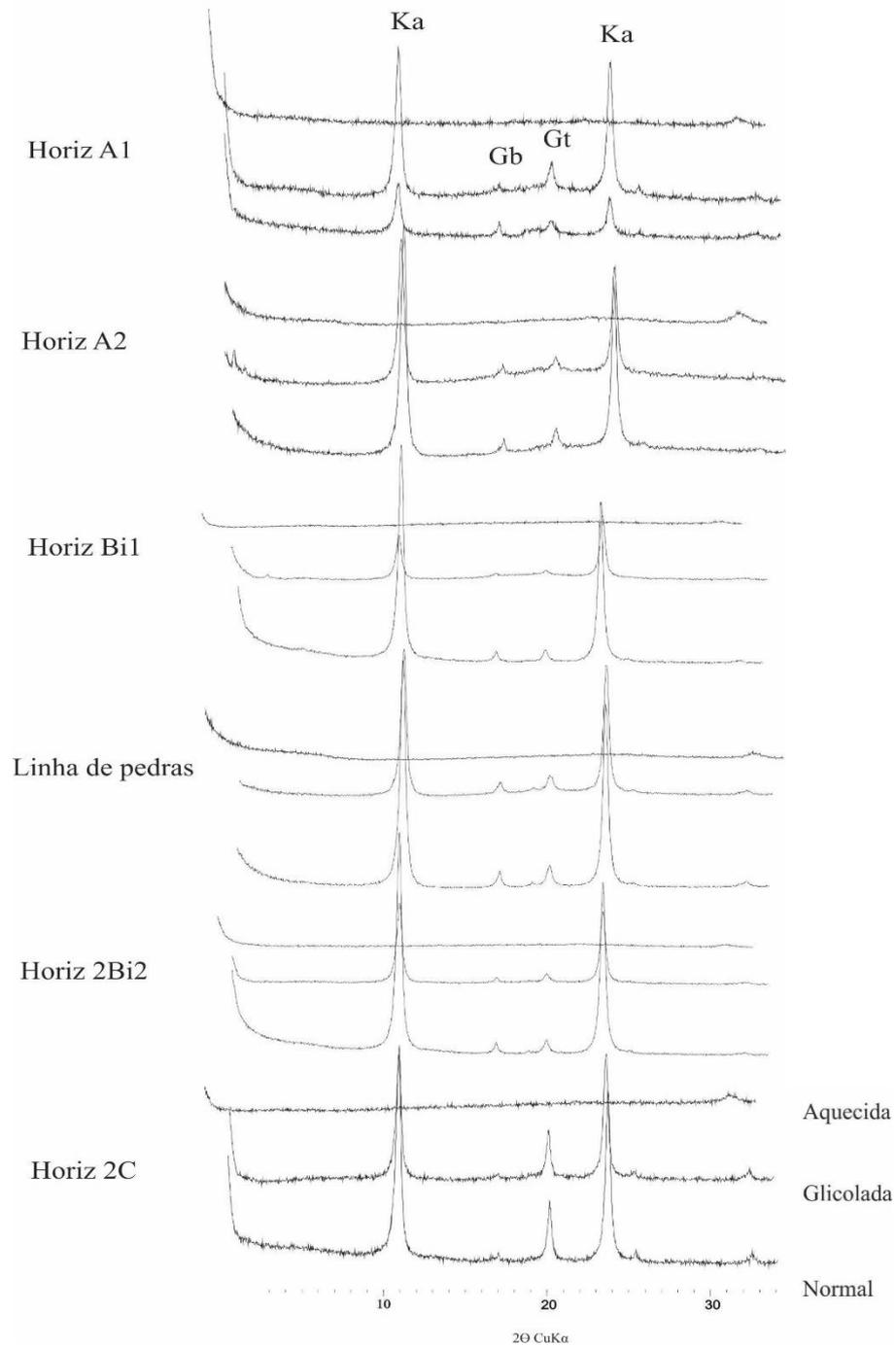


Figura 4.8. Difratogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, A2, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háplico (P2) (Ka – caulinita, Gb- gibssita, Gt – goethita,). Radiação $K\alpha Cu$.

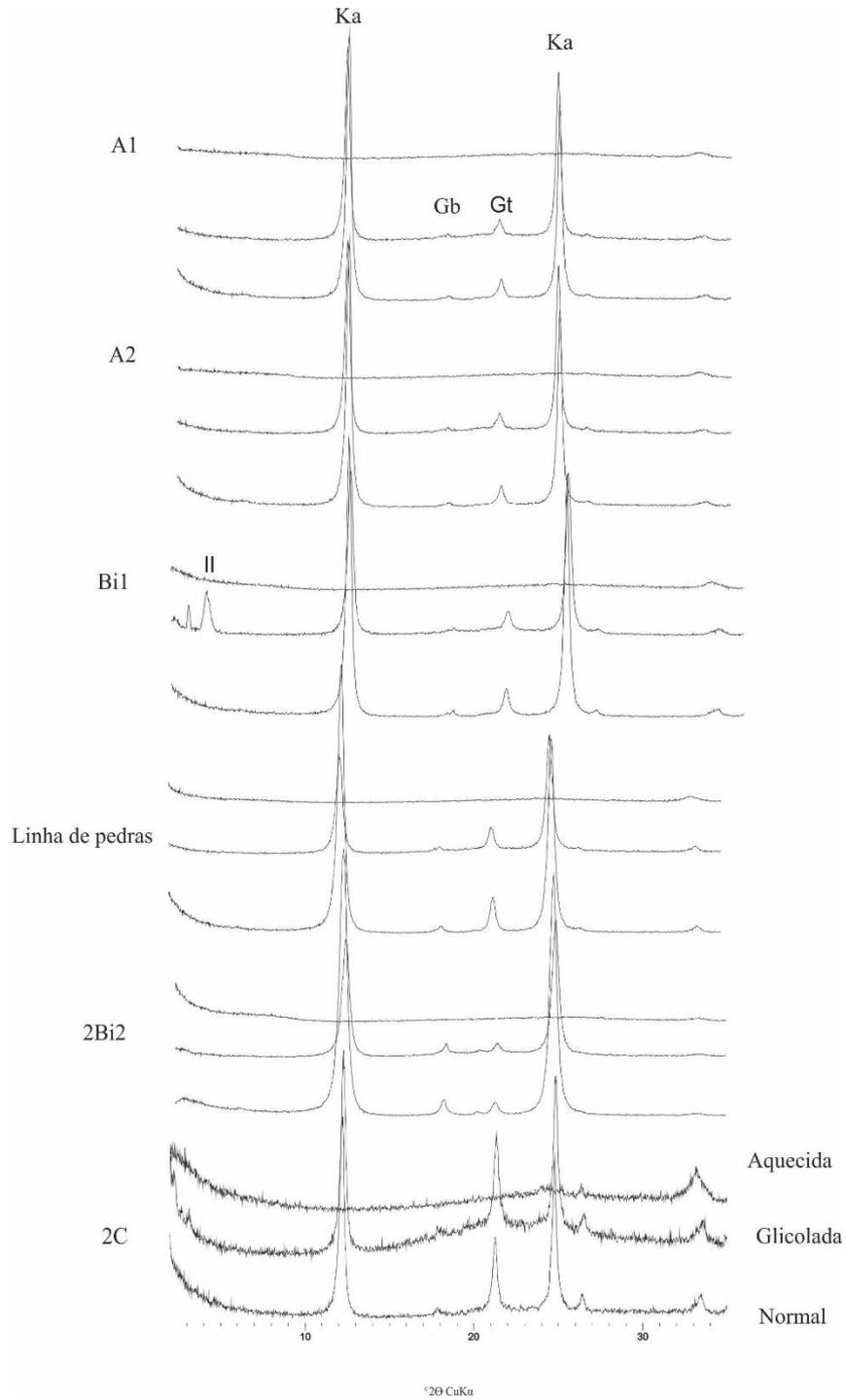


Figura 4.9. Difratogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, A2, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háptico (P3) (Il- ilita, Ka – caulinita, Gb- gibbsita, Gt – goethita,). Radiação $\text{K}\alpha\text{Cu}$.

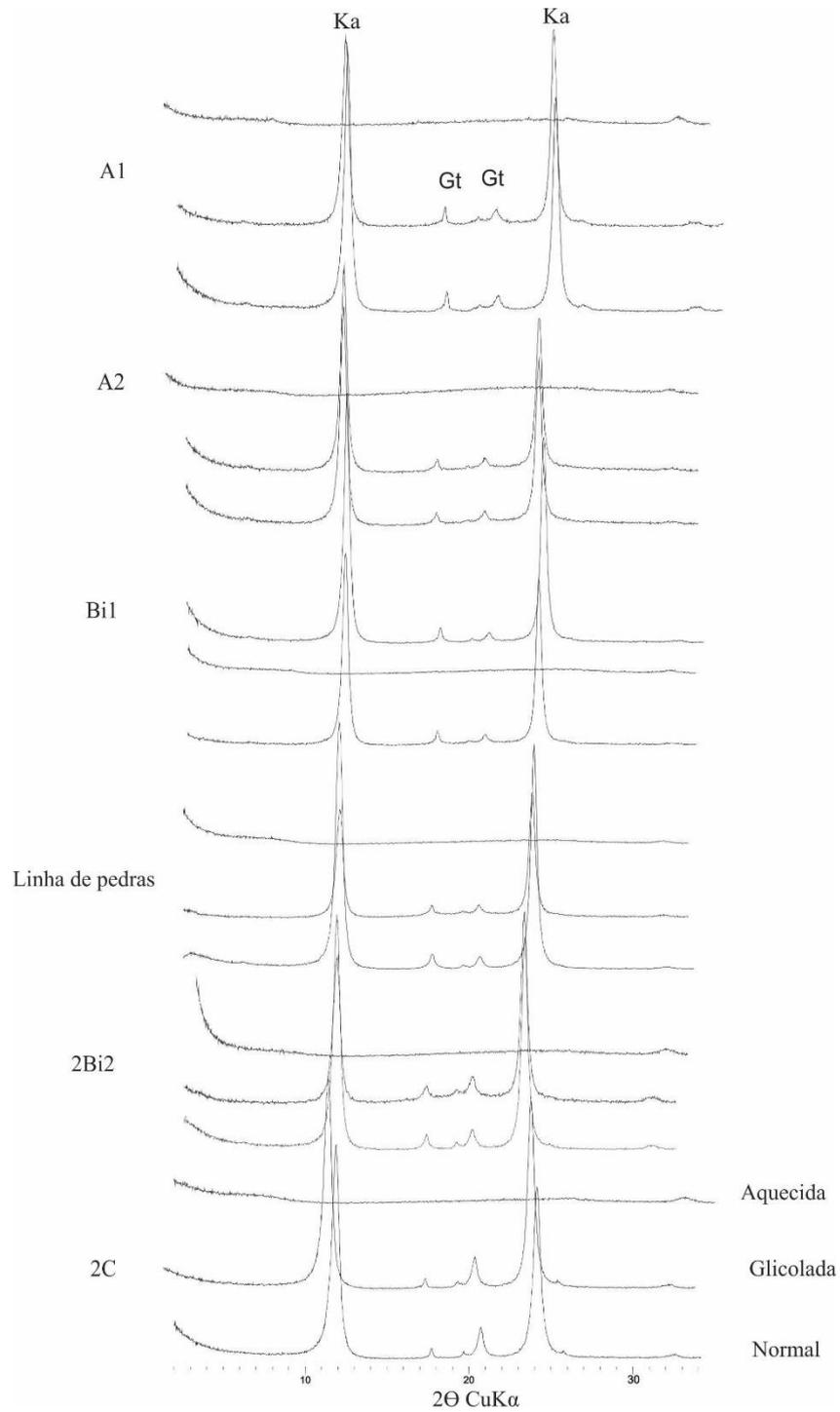


Figura 4.10. Difratogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, A2, Bi1, matriz da linha de pedra, 2Bi2 e 2C do Cambissolo Háplico (P4) (Ka – caulinita, Gt – goethita). Radiação $\text{K}\alpha\text{Cu}$.

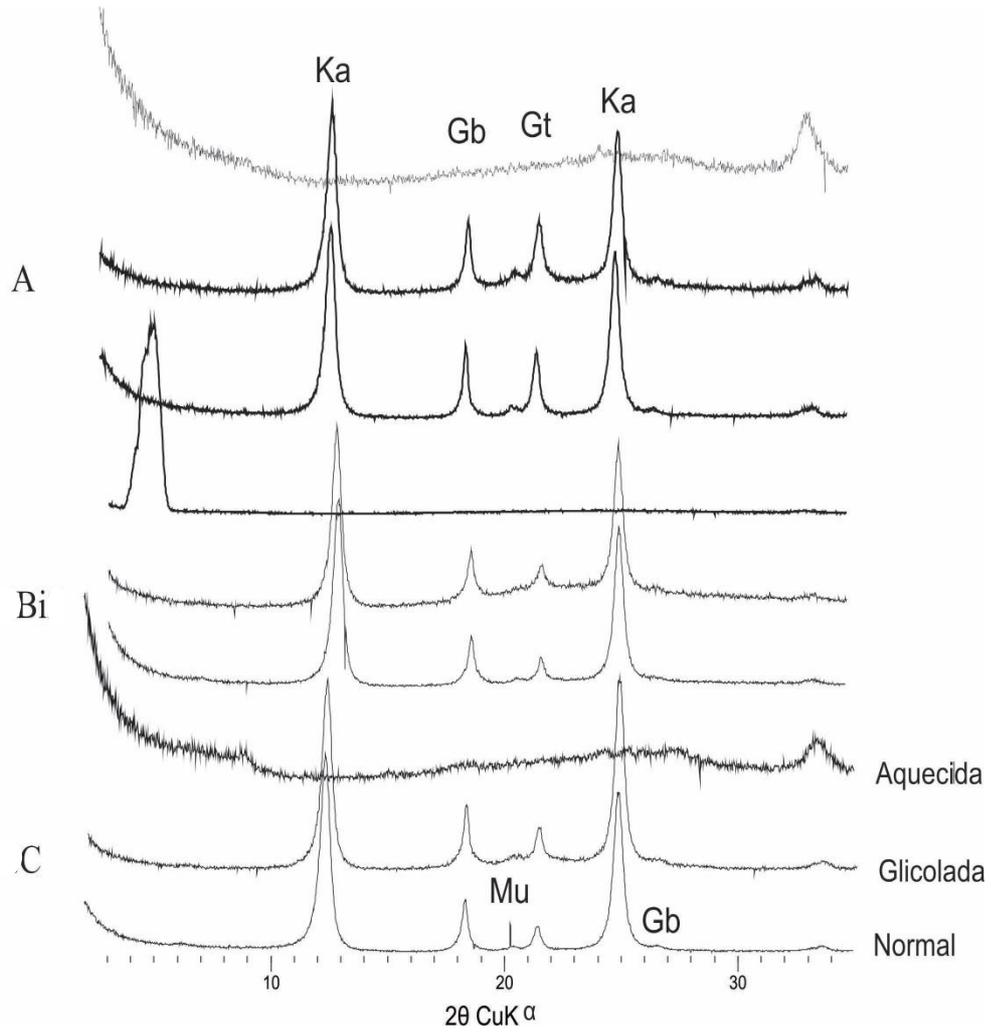


Figura 4.11. Difrátogramas de raios X da fração argila com e sem tratamento dos horizontes A1, matriz da linha de pedra, Bi e C do Cambissolo Háplico (P5) (Ka – caulinita, Gt – goethita, Mu – muscovita). Radiação K α Cu.

CAPÍTULO 5

ARTIGO 1- MORFOPEDOGÊNESE DE ZONA ESCARPADA NA ALTA BACIA DO RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG: UMA ANÁLISE INTEGRADA DE DADOS FÍSICOS, QUÍMICOS E MINERALÓGICOS¹

RESUMO

Na região escarpada da alta bacia do Rio das Velhas a unidade geológica dominante é o Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), sobre o qual se desenvolve uma cobertura pedológica, onde predominam Cambissolos Háplicos. Considerando-se a importância do estudo da evolução da cobertura pedológica em *continuum* de vertentes em condições geológico-geomorfológicas de zonas escarpadas, o objetivo foi avaliar a dinâmica pedogeomorfológica de uma topossequência de solos nesta região, localizada na alta bacia do córrego São Bartolomeu, tributária da sub-bacia do alto Rio das Velhas. Para isso, foram escolhidas e coletadas amostras de solo de cinco perfis de Cambissolos Háplicos para análises físicas e químicas de rotina e análises mineralógicas. Os resultados indicaram que os solos são derivados de transformação vertical do xisto pertencente ao SGRV, sendo os horizontes basais, litodependentes, separados do superior, coluvionar, por uma linha de pedras. Estas linhas são constituídas por fragmentos de quartzo, xisto, couraça ferruginosa e, secundariamente, por itabiritos, e foram datadas como de idade holocênica por luminescência opticamente estimulada (LOE). Constatou-se que os Cambissolos podem ser agrupados em dois grandes compartimentos pedológicos, com graus de desenvolvimento pedogenéticos distintos, o que sugere que a evolução pedomorfológica da escarpa teria sido marcada por duas grandes fases erosivas.

Palavras chave: Topossequência, Cambissolos, Luminescência opticamente estimulada, Supergrupo Rio das Velhas.

ABSTRACT

Given the importance of studying the evolution of the soil cover, *in continuum*, of slopes of escarpment zones, this study aimed to evaluate the pedogeomorphological dynamics of a soil topossequence. The topossequence is located in the Upper Rio das Velhas Basin, Rio das Velhas Supergroup (SGRV), in the southeastern part of Ferriferous Quadrangle (MG). Some

¹**Autores:** Fernanda de Oliveira Costa; Luis de Almeida Prado Bacellar; Selma Simões de Castro, Fabricio Ribeiro Maia de Resende; Simone Ferreira Silva; **Periódico:** Revista de Geociências. **ACEITO e PUBLICADO NO ANO DE 2014. Agradecimentos:** Os autores agradecem à FAPEMIG pelo apoio financeiro e incentivo à pesquisa. Agradecem também a Pedro Navarro do Vale, Gerônimo Taboada e Pedro Quintino pelo auxílio nos trabalhos de campo.

soil samples were collected in five selected Cambisols profiles along the toposequence, localized at the upper São Bartolomeu River, subwatershed at the upper Rio das Velhas River. These samples were subjected to mineralogical analysis and physical and chemical analysis. The results showed that the soils are derived from vertical transformation of the SGRV schists, with the lower horizons showing lithodependence. These horizons are separated from the upper colluvium by a stone line, composed of quartz, schist and ferruginous crust fragments and, to a lesser extent, by itabirites. The stone line was of holocen age, according to some OEL datings. It was found out that the soil profiles can be grouped into two large compartments, with different degrees of pedogenetical development. These features suggest that the pedogenetical evolution of the escarpment have been marked by two major morphogenetical erosive phases.

Keywords: Toposequence, Cambisols, Optically stimulated luminescence, Rio das Velhas Supergroup.

5.1 -INTRODUÇÃO

A dinâmica das paisagens tropicais úmidas e sub-úmidas origina sistemas ambientais complexos, onde os fluxos de matéria e energia são intensos, resultantes de intemperismo geoquímico avançado do material de origem das coberturas pedológicas, nos quais os processos de monossilatização e ferralitização prevalecem (Budel 1982; Summerfield 1991; Thomas 1974). As coberturas pedológicas também não são homogêneas, pois algumas variáveis, como o relevo, podem interferir mais que outras na escala local, promovendo a formação de diferentes sistemas pedológicos.

A compreensão do modo como estes sistemas se desenvolveram no tempo e no espaço requer a utilização de estudos de detalhe da cobertura pedológica em *contínuum*, isto é, ao longo de transectos longitudinais dos interflúvios. Esta técnica permite identificar a geometria de horizontes pedológicos, ou seja, a forma de superposição e justaposição, em relação à topografia atual e entre si, além de sua constituição, pode contribuir para seu desenvolvimento (Boulet *et al.* 1982 a,b; Queiroz Neto 2000, 2001).

A região do Quadrilátero Ferrífero exibe arcabouço litológico variado, representado por rochas arqueanas e proterozóicas (Alkimin & Marshak, 1998), com diferentes graus de resistência ao intemperismo físico e químico, que condicionam os processos de formação do solo e evolução geomorfológica da paisagem. O modo como a evolução da paisagem se deu, sempre foi um assunto controverso, embora, atualmente, seja mais aceito que a morfogênese da área é controlada pela estrutura geológica e pelos processos de erosão diferencial (Salgado 2004, Salgado *et al.* 2007a; Salgado *et al.* 2008; Varajão *et al.* 2009).

Contudo, não se pode descartar a influência dos pulsos tectônicos cenozoicos, que tiveram reconhecidamente, um importante papel na configuração das geoformas atuais da região (Saadi 1991; Valadão 1998), contribuindo, inclusive, para que a pedogênese não alcançasse sua plenitude, por

conduzir os materiais de alteração autóctone a perfis de solo predominantemente imaturos, sugerindo que o relevo da região é fruto de constante e intenso processo erosivo, mais do que pedogenético (Varajão *et al.* 2009).

Em decorrência destes pulsos, que ocorreram no final do Oligoceno e início do Mioceno (Lipski 2002), evidências de coluvionamento foram registradas nas vertentes do Quadrilátero Ferrífero em depósitos argilosos cenozóicos ocorrentes nos sinclinais Moeda e Dom Bosco. Corroborando esta idéia, Figueiredo *et al.* (2004) acrescentam que a neotectônica cenozóica (Pleistoceno Superior/Holoceno Médio) também teria provocado fluxos gravitacionais de sedimentos, com deposição preferencial nos compartimentos de meia vertente na região.

Numerosos estudos vêm sendo realizados na região do Quadrilátero Ferrífero com o objetivo de investigar essas reativações tectônicas cenozóicas (Saadi 1991; Saadi 2003; Saadi *et al.* 2005; Magalhães Júnior & Saadi 1994; Sant'Anna *et al.* 1997; Salgado *et al.* 2007a; Varajão *et al.* 2009; Lana & Castro 2010). Tais estudos sugerem que soerguimentos cenozóicos resultaram em mudanças significativas na paisagem e nos cursos fluviais, que incidiram verticalmente os vales das cabeceiras do alto rio das Velhas (Magalhães Júnior & Saadi 1994; Magalhães Júnior *et al.* 2011). A incisão fluvial teria desencadeado o aumento do gradiente topográfico, sobretudo na porção basal das vertentes, proporcionando sucessivos reajustes hidráulicos nas encostas (Figueiredo *et al.* 2004) e, conseqüentemente, da dinâmica pedogenética (Queiroz Neto 2000, 2001).

A complexidade da gênese das formas da região do Quadrilátero Ferrífero contrasta com a falta de estudos de detalhe que avaliem a relação entre a evolução das vertentes e a cobertura pedológica, principalmente no alto rio das Velhas. Nesse contexto, o objetivo deste trabalho é avaliar a dinâmica pedogeomorfológica de uma vertente situada na alta bacia do rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero (MG), de modo a contribuir para o entendimento da evolução do modelado da região.

5.1.1- Área de Estudo

A área estudada está localizada na alta bacia do córrego São Bartolomeu, tributária da sub-bacia do alto Rio das Velhas, situada no sudeste do Quadrilátero Ferrífero, em Ouro Preto- MG (Figura 5.1). A alta bacia, com 191 ha de área, desenvolve-se sobre rochas metamórficas proterozóicas e arqueanas (Alkmim & Marshak 1998). Nas cabeceiras desta bacia, com área de cerca de 20 ha, afloram quartzitos e filitos do Grupo Caraça e itabiritos do Grupo Itabira (Supergrupo Minas, com 2,4 Ga de idade), constituindo o domínio geomorfológico de serras (IEF/UFV 2005). Este é separado por uma marcante quebra negativa de relevo do domínio de cristas alinhadas (IEF/UFV 2005), onde ocorrem xistos do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas, com 2,6- 2,7 Ga de idade), com área de 171 ha.

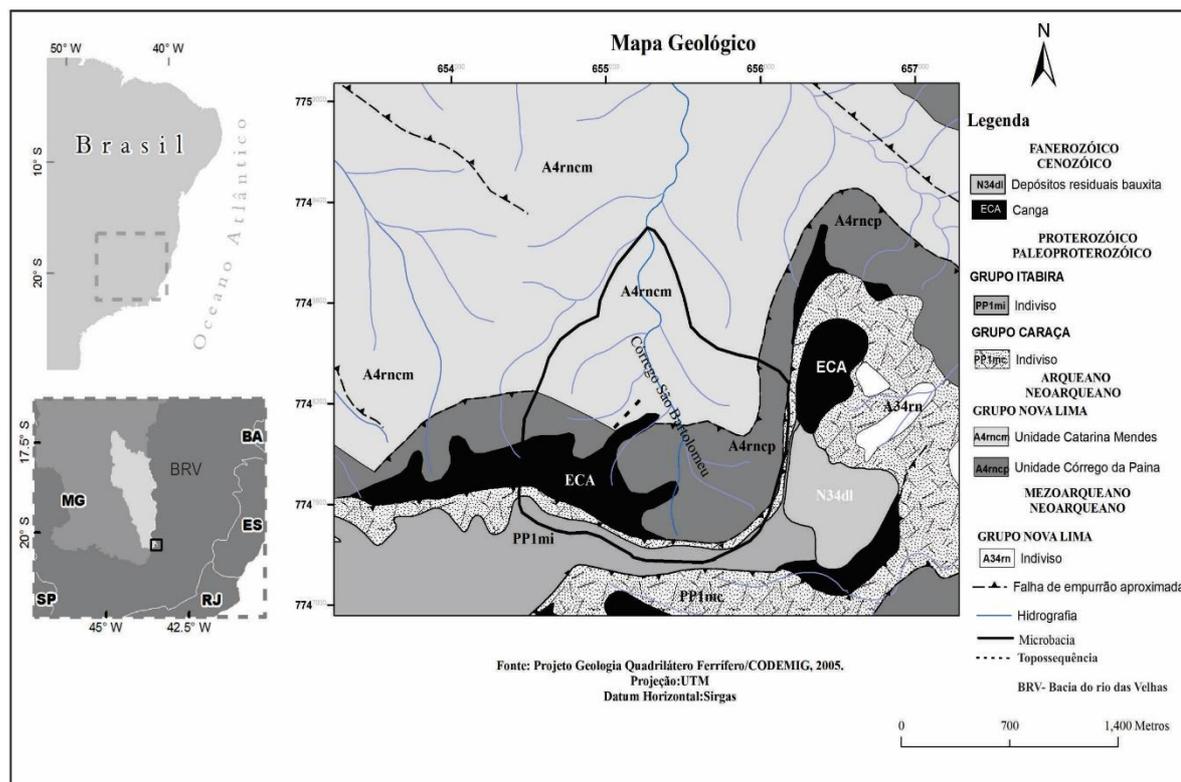


Figura 5.1 - Mapa de localização e mapa geológico da bacia do Córrego São Bartolomeu.

O Grupo Nova Lima é representado na área por duas unidades litologicamente similares, a Córrego da Paina e a Catarina Mendes (Baltazar *et al.* 2005), estando a topossequência localizada quase em sua totalidade nesta última (Figura 5.1). No divisor da bacia do São Bartolomeu ocorre, ainda, uma ferricrete (couraça ferruginosa) relacionada à cobertura terciária-quadernária detrítico-laterítica da superfície cimeira regional, mapeada como canga, que cobre preferencialmente os itabiritos do Grupo Itabira (Baltazar *et al.* 2005).

O clima da região é caracterizado por dois tipos que, de acordo com a classificação de Köppen, correspondem ao tropical de altitude com verões quentes (Cwa) e com verões brandos (Cwb) nos dois segmentos geomorfológicos citados. A pluviosidade média é de 1.670 mm/ano, com período mais chuvoso entre os meses de outubro e abril (CEMIG 2002). A temperatura média anual oscila em torno de 18 °C, sendo que a temperatura média mensal nos meses mais quentes varia entre 20 °C e 22 °C e nos mais frios entre 13 °C e 15 °C (Antunes 1986).

De modo geral, os solos no Quadrilátero Ferrífero variam de acordo com o substrato, altitude e topografia (Salgado *et al.* 2004; Varajão *et al.* 2009). No domínio de serras, sobre unidades do Supergrupo Minas, predominam Neossolos Litólicos ou afloramentos de rocha, ao passo que os Cambissolos são típicos do domínio geomorfológico de cristas alinhadas, sobre rochas do Grupo Nova Lima (IEF/UFV 2005).

5.2 - METODOLOGIA DE PESQUISA

Inicialmente, procedeu-se à interpretação das fotos aéreas de 1966 (Escala 1:60.000 - CPRM) e ortofotos de 1986 (escala 1:10.000 - CEMIG) para, juntamente com os trabalhos de campo de reconhecimento dos solos e relevos, definir a área de trabalho. Posteriormente, esta recaiu na alta bacia do córrego São Bartolomeu, afluente do rio das Velhas, na qual foram escolhidas três vertentes para um levantamento exploratório das formas e materiais. Com base nos resultados destes estudos preliminares foi definida a topossequência para realização do levantamento bidimensional da distribuição de solos, tendo como referência o procedimento da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (Boulet 1975; Boulet *et al.* 1982 a,b).

Na topossequência foram executadas cinco tradagens para o reconhecimento dos solos e de possíveis transições laterais entre os respectivos horizontes. Posteriormente, foram abertas cinco trincheiras (denominadas P1, P2, P3, P4 e P5) para descrição e coleta de amostras dos perfis de solo, em pontos selecionados como representativos dos segmentos da topossequência e suas transições. O estudo da topossequência abrangeu somente os segmentos médio e inferior da vertente (Figura 5.2), pois o compartimento superior corresponde à afloramentos rochosos ou, excepcionalmente, a solos pouco desenvolvidos (Neossolos Litólicos) sobre o domínio geomorfológico de serras.

A descrição morfológica dos solos seguiu as recomendações de Santos *et al.* (2005) e a classificação dos solos foi feita de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa 2006). Na base dos perfis foram realizadas tradagens profundas (T1 a T5) até atingir o topo rochoso. Foram coletadas 26 amostras deformadas nos perfis de solo para determinações físicas, químicas e mineralógicas de todos os horizontes pedológicos.

A classificação textural das amostras foi feita conforme recomendações de Ruiz (2005), enquanto que a determinação das características físico-químicas e químicas foi baseada nos procedimentos sugeridos pela Embrapa (1997): pH em H₂O e KCl; Na⁺ e P⁺, após extração com HCl 0,5 mol L⁻¹ + H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹ (Mehlich-1); Ca²⁺ e Mg²⁺, por espectroscopia de absorção atômica; Al³⁺ por titulometria, após extração com KCl 1 mol L⁻¹; e acidez potencial (H+Al), por titulometria, após extração com Ca (CH₃COO₂) 0,5 L⁻¹ a pH 7,0. O carbono orgânico (CO) foi determinado conforme procedimentos recomendados por Yeomans & Bremmer (1988). A análise química total, na forma de óxidos, foi realizada a partir de ataque sulfúrico por método também recomendado pela Embrapa (1997), com obtenção dos elementos (Si, Al, Fe e Ti) por espectrofotometria de emissão óptica de plasma indutivamente acoplado (ICP/OES, marca Spectro / Modelo: Ciros CCD).

As análises mineralógicas foram feitas na fração argila (< 2 µm) e os difratogramas foram obtidos com difratômetro de marca X'Pert Panalytical, com radiação de CuKα, no intervalo de 2 a 35° (2θ) e a identificação mineralógica obedeceu às tabelas de conversão do fabricante. O topo da camada da linha de pedras foi amostrado em todos os perfis para determinação de idade pelo método de

luminescência opticamente estimulada (LOE), totalizando 4 amostras. As amostras passaram por pré-tratamento com H₂O₂ (20%), HF (20%) e HCl (10%). Após este processo as amostras foram peneiradas, obtendo-se os grãos de quartzo e feldspato (entre 100-160 µm) que foram processados sob luz vermelha de baixa intensidade.

As amostras foram preparadas e analisadas no laboratório da empresa Datação Comércio e Prestação de Serviços LTDA (São Paulo), utilizando o protocolo SAR (Wallinga *et al.* 2000), com 10 alíquotas.

5.3 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

A topossequência São Bartolomeu estende-se de NE para SW por 1082 m, apresentando desnível de 331 m e declividade média de 36 %. Os compartimentos estudados em detalhe correspondem ao médio e inferior da vertente, com aproximadamente 420 m de comprimento, 32 % de declividade média e desnível de 136 m, sendo composta por Cambissolos desenvolvidos sobre os xistos do Grupo Nova Lima (Figura 5.2). O perfil da topossequência não é retilíneo, pois se observa pequena concavidade entre os perfis P1 e P3, convexidade entre P3 e P4 e nova concavidade do P4 até o córrego. Tal configuração sugere maior ação erosiva no primeiro, provável regularização no segundo e novo processo erosivo (atual) na base.

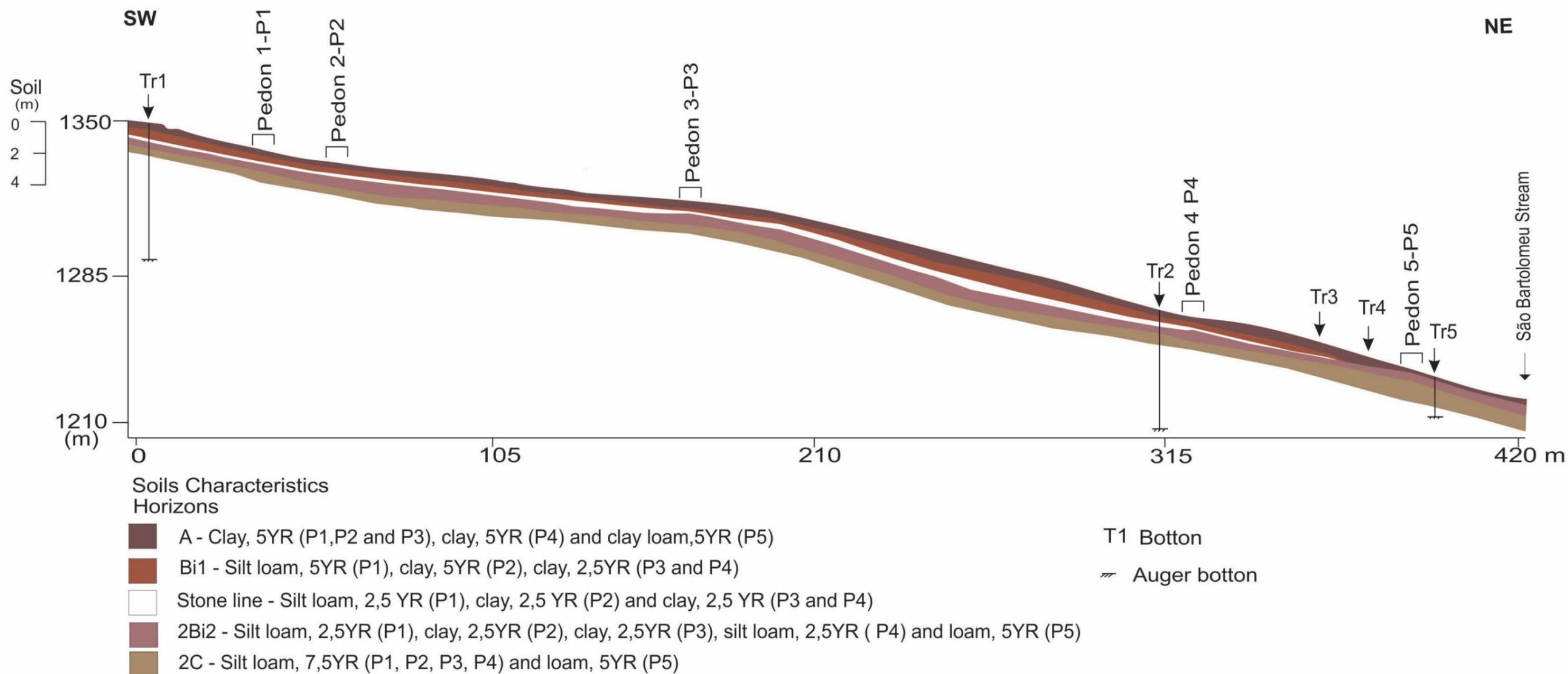


Figura 5.2 - Toposequência do sistema pedológico formado por Cambissolos Háplicos e desenvolvidos sobre xistos do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas). Os números 1, 2 e 3 indicam os compartimentos superior, médio e inferior da vertente. A figura superior representa uma ampliação dos compartimentos médio e inferior, onde os estudos se desenvolveram. A escala do solo foi ampliada em relação à escala vertical para facilitar a visualização das relações entre os horizontes pedológicos.

Os Cambissolos são profundos, o *solum* ultrapassa 100 cm e o perfil total pode alcançar até 8 m de profundidade no limite com a rocha sã, para a qual transicionam progressivamente (transição tendendo a difusa).

Morfologicamente apresentam dois horizontes B incipientes (Bi) superpostos e separados por uma linha de pedras (*stone line*) contínua por quase toda a topossequência, cujas espessuras variam entre 0,70 e 0,90 m, desaparecendo a jusante entre os perfis P4 e P5, sendo constituída por fragmentos centimétricos e milimétricos de micaxisto, quartzo e ferricrete (couraça ferruginosa) subarredondados. A jusante de P4, são encontrados fragmentos destes materiais na superfície, evidenciando-se que a linha de pedras (e os horizontes pedológicos superiores) foram erodidos no compartimento inferior da vertente. No P2 foi identificado um fragmento de itabirito (\varnothing 20 cm) a aproximadamente 70 cm de profundidade, sugerindo provável 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.

A linha de pedras acompanha a topografia da vertente e sua composição sugere uma descontinuidade pedogenética, onde o horizonte superior, classificado como Bi (Bi1), e o horizonte inferior, 2Bi2, mostram similaridades nas características morfológicas, sobretudo na cor, estrutura e consistência. Os solos da topossequência, compostos pelos perfis P1, P2, P3, P4 e P5 (Tabela 5.1), apresentam, predominantemente, matizes 5 YR (vermelho amarelo) nos horizontes superiores dos perfis (A1, A2, Bi1), 2,5 YR (vermelho) na matriz da linha de pedras e nos horizontes inferiores (2Bi2), e 7,5 YR (bruno amarelado) no horizonte 2C, esta última atribuída à goethita, também detectada nas análises mineralógicas (Tabela 4.3).

A estrutura dos horizontes Bi1 e 2Bi2 é similar, com blocos angulares a subangulares médios e moderadamente desenvolvidos, o que inicialmente, poderia sugerir que os processos pedogenéticos não puderam alcançar ainda sua plenitude em ambos horizontes. Já o horizonte 2C apresenta apenas blocos subangulares médios e moderadamente desenvolvidos, às vezes contendo relíquias do material de origem (xisto), como esperado. Os Cambissolos apresentam consistência predominantemente friável, quando secos, plástica e ligeiramente pegajosa, quando úmidos.

Confirmando a consistência molhada das observações de campo, as análises granulométricas mostraram horizontes A e Bi1 com textura variando entre a muito argilosa a franco siltosa. Os horizontes 2Bi2 apresentam um predomínio de texturas argilosas, sendo o horizonte 2C predominantemente franco siltoso. Em um primeiro momento, não foi possível observar qualquer padrão vertical ou tendência que permitisse distinguir horizontes acima ou abaixo da linha de pedras. Os teores de areia (grossa+ fina) e argila, no entanto, ao serem agrupados por similaridade, permitem reconhecer igualmente dois compartimentos pedológicos, o superior (P1 a P3) com proporções menores do que $0,11 \text{ kg kg}^{-1}$ e maiores que $0,57 \text{ kg kg}^{-1}$, respectivamente, enquanto que no inferior (P4 e P5) estas mesmas proporções são maiores do que $0,16 \text{ kg kg}^{-1}$ e menores que $0,50 \text{ kg kg}^{-1}$.

Tabela 5.1 - Características macromorfológicas dos solos da toposequência

Horiz	Prof (cm)	Cor Munsell	Text (1)	Estrutura (2)			Consistência (4)			Transição
				Forma	Tam ⁽³⁾	Grau	Seca	Úmida	Mol ⁽⁵⁾	
P1- Cambissolo Háplico Tb distrófico										
A	0-35	5 YR 3/2	Margi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	NPLP	Abrupta
Bi1	35-81	5 YR 3/4	Frsilto	BAS	PM	Forte	Friável	Friável	PLP	Gradual
Linha	81-90	2,5 YR 3/6	Frsilto	-	-	-	-	-	-	-
2Bi2	90-135	2,5 YR 3/6	Frsilto	BASA	M	MD	Macia	Friável	PLP	Gradual
2C	135-200 ⁺	7,5 YR 4/4	Frsilto	BSB	M	MD	Macia	Friável	PLP	-
P2- Cambissolo Háplico Tb distrófico										
A1	0-15	2,5YR 3/3	Margi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	NPLP	Abrupta
A2	15-35	5YR 3/2	Margi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	PLP	Abrupta
Bi1	35-74	5YR 3/4	Argi	BASA	M	MD	Friável	Friável	PLP	Gradual
Linha	74-90	2,5YR 3/4	Margi	-	-	-	-	-	-	-
2Bi2	90-157	2,5YR3/4	Argi	BASA	M	MD	Friável	Friável	PLP	Gradual
2C	157-200 ⁺	7,5 YR 4/4	Frsilto	BSB	M	MD			PLP	-
P3- Cambissolo Háplico Tb distrófico										
A1	0-30	5YR 2.5/2	Margi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	LPLP	Clara
A2	30-45	5YR 2.5/1	Margi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	LPLP	Clara
Bi1	45-70	2,5YR 3/3	Margi	BASA	M	MD	Friável	Friável	MPLP	Clara
Linha	70-80	2,5YR 3/4	Margi	-	-	-	-	-	-	-
2Bi2	80-155	2,5YR 3/4	Argi	BASA	M	MD	Friável	Friável	MPLP	Clara
2C	155-200 ⁺	7,5YR 4/4	Frsilto	BSB	M	MD	Friável	Friável	PLP	-
P4-Cambissolo Háplico Tb distrófico										
A1	0-10	5YR 2.5/2	Argi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	PLP	Abrupta
A2	10-30	5YR 3/4	Argi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	PLP	Gradual
Bi1	30-70	2,5YR 4/6	Argi	BASA	M	MD	Friável	Friável		Gradual
Linha	70-90	2,5YR 3/6	Argi	-	-	-	-	-	-	-
2Bi2	90-122	2,5YR 3/6	Fragi	BASA	M	MD	Friável	Friável	PLP	Gradual
2C	122-200 ⁺	7,5 YR 3/6	Frsilto	BSB	M	MD	Friável	Friável	PLP	-
P5- Cambissolo Háplico Tb distrófico										
A	0-20	5 YR 3/6	Fragi	Grumosa	PM	Forte	Dura	Friável	LPP	Clara
Bi	20-70	5 YR 3/6	Arg	BASA	M	MD	Friável	Friável	NPP	Clara
C	70-200 ⁺	5 YR 3/6	Fr	BSB	M	MD	Friável	Friável	LPP	-

- (1) Classe Textural: (Margi-muito argiloso;Fragi- franco argiloso; Frsilto- franco siltoso; Fr- franco; Arg- argiloso; (2) Estrutura: BASB- blocos angulares e subangulares, BSB= blocos subangulares; (3) Tamanho: PM – pequena a média; M- média; Grau: MD- moderada; (4) Consistência: PLP- plástica e ligeiramente pegajosa; NPLP- não plástica e ligeiramente pegajosa; LPLP- ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; LPP- ligeiramente plástica e pegajosa; MPLP- muito plástica e ligeiramente pegajosa; PP- plástica e pegajosa; (5)Mol-molhada.

Tal tendência se repete nas relações silte/argila (Tabela 5.2), reduzidas nos horizontes acima da linha de pedras (A1, A2 e Bi1) no compartimento pedológico superior, sugerindo um grau de intemperismo mais avançado (Embrapa 2006), em comparação ao compartimento inferior, que apresenta valores mais elevados. Os horizontes inferiores (2Bi2 e 2C), apresentam relações mais elevadas, sugerindo uma filiação genética destes com o xisto, não permitindo uma diferenciação, já que o material de origem dos horizontes basais é o mesmo.

Os resultados das determinações químicas (Tabela 5.2) mostram que todos os solos da topossequência são predominantemente ácidos e distróficos. Os teores de Al^{3+} trocável, presente em todos os horizontes, foram baixos, sugerindo a presença da gibbsita, comum na faixa de pH (entre 4,52 (P1) e 5,27 (P5)) registrado, quando o alumínio é praticamente insolúvel, se tornando indisponível no complexo de troca (Figura 5.3).

Os resultados de ΔpH (Tabela 5.2) indicam o predomínio de cargas negativas nos perfis P1, P2, P4 e P5, e de cargas positivas no P3, sugerindo que este último passou por um processo de lixiviação das bases ligeiramente maior que os demais. Isto pode ser atribuído à posição topográfica de P3 imediatamente acima de uma ruptura de declive, a partir da qual os fluxos subsuperficiais laterais tendem a se intensificar, devido ao aumento do declive.

A CTC, de modo geral, é baixa ou não foi detectada, estando em consonância com os dados reportados por Ker & Schaefer (1995) e IEF/UFV (2005), indicando baixa fertilidade dos solos e de cátions nos complexos de troca. Isto se deve ao material de origem ser naturalmente pobre em bases, como confirmado por análises químicas em amostras de rocha sã em unidade correlata também do Grupo Nova Lima (Unidade Córrego da Paina), que evidenciaram baixos teores de cálcio, sódio, potássio, e altos de sílica, ferro, alumínio e magnésio (Varajão *et al.* 2009).

Tabela 5.2- Características físicas e químicas dos solos da topossequência

Horiz	Areia		Silte	Argila	Silte/ argila	pH		Δ pH	H+Al ³⁺	SB	T	t	V	CO	P
	Grossa	Fina				H ₂ O	KCl								
kg kg ⁻¹															
P1- Cambissolo Háplico Tb distrófico															
Ap	0,04	0,05	0,29	0,62	0,46	3,90	3,78	-0,12	17,1	0,23	17,33	3,20	1,30	5,62	6,94
Bil	0,03	0,04	0,36	0,57	0,63	4,69	4,35	-0,34	6,60	0,05	6,65	0,67	0,80	2,25	1,60
Linha ⁽¹⁾	0,02	0,06	0,23	0,69	0,33	4,93	4,60	-0,33	4,60	0,04	4,64	0,55	0,90	1,42	1,10
2Bi2	0,02	0,14	0,63	0,21	3,00	5,09	4,92	-0,17	2,40	nd*	2,40	0,10	nd*	0,45	0,90
2C	0,04	0,18	0,59	0,19	3,10	5,10	4,73	-0,37	1,70	nd*	1,70	0,31	nd*	0,30	1,30
P2- Cambissolo Háplico Tb distrófico															
A1	0,03	0,05	0,30	0,62	0,48	3,62	3,66	0,04	18,6	0,19	18,79	2,96	1,00	5,99	2,00
A2	0,04	0,07	0,28	0,61	0,45	4,94	3,94	-1,00	13,5	0,29	13,79	2,44	2,10	4,64	4,80
Bil	0,03	0,06	0,32	0,59	0,54	4,64	4,36	-0,28	5,90	0,04	5,94	0,76	0,70	2,17	2,00
Linha ⁽¹⁾	0,03	0,07	0,23	0,67	0,34	4,71	4,54	-0,17	4,90	0,06	4,96	0,47	1,20	1,57	1,10
2Bi2	0,04	0,15	0,28	0,53	0,52	4,84	4,62	-0,22	2,00	0,02	2,02	0,33	1,00	0,38	1,10
2C	0,04	0,15	0,55	0,26	2,11	4,90	5,23	0,33	1,20	0,02	1,22	0,02	1,60	0,15	1,40
P3- Cambissolo Háplico Tb distrófico															
A1	0,03	0,05	0,21	0,71	0,29	3,58	3,84	0,26	14,9	0,22	15,12	2,68	1,50	6,37	1,10
A2	0,04	0,07	0,21	0,68	0,30	3,99	4,28	0,29	8,50	0,09	8,59	1,22	1,00	3,67	1,40
Bil	0,03	0,06	0,29	0,62	0,46	4,26	4,48	0,22	4,20	0,02	4,22	0,43	0,50	1,87	0,90
Linha ⁽¹⁾	0,03	0,06	0,25	0,66	0,37	4,46	4,49	0,03	3,20	0,03	3,23	0,24	0,90	1,20	0,90
2Bi2	0,05	0,12	0,39	0,44	0,88	4,77	5,04	0,27	1,00	0,03	1,03	0,03	2,90	0,38	1,10
2C	0,11	0,19	0,51	0,19	2,68	5,05	5,32	0,27	0,80	0,03	0,83	0,03	3,60	0,38	1,70
P4- Cambissolo Háplico Tb distrófico															
A1	0,07	0,16	0,27	0,50	0,54	5,40	4,37	-1,03	11,0	4,02	15,02	4,33	26,8	5,31	5,90
A2	0,06	0,17	0,29	0,48	0,60	5,14	4,20	-0,94	8,10	0,31	8,41	1,54	3,70	2,47	2,70
Bil	0,04	0,17	0,33	0,46	0,71	5,17	4,43	-0,74	4,90	0,31	5,21	1,13	6,00	1,20	1,50
Linha ⁽¹⁾	0,04	0,23	0,25	0,48	0,52	5,02	4,50	-0,52	3,20	0,16	3,36	0,67	4,80	0,67	1,00
2Bi2	0,04	0,28	0,40	0,28	1,42	5,02	4,43	-0,59	2,50	0,15	2,65	0,97	5,70	0,30	0,90
2C	0,04	0,23	0,56	0,17	3,29	5,10	4,76	-0,34	1,70	0,89	2,59	1,30	34,4	0,22	1,10
P5- Cambissolo Háplico Tb distrófico															
A	0,09	0,22	0,34	0,35	0,97	4,52	4,23	-0,29	7,90	0,19	8,09	1,26	2,30	2,70	3,30
Bi	0,07	0,20	0,33	0,40	0,60	4,90	4,53	-0,37	4,50	0,14	4,64	0,53	3,00	0,82	1,20
C	0,09	0,27	0,46	0,18	0,58	5,27	5,29	0,02	1,40	0,11	1,51	0,11	7,30	0,30	0,40

(1) Linha de pedras.

Geoquimicamente, no entanto, os perfis se diferenciam ao longo da topossequência (Tabela 5.3). As concentrações de silício no P1, P2, P3 e P4 aumentam em profundidade, o que pode ser considerado esperado em direção ao xisto, rico em sílica. De modo inverso, no P5 houve forte queda nos teores do horizonte A em direção ao horizonte 2C, o que permite supor que o mecanismo de dessilicificação está em pleno avanço na base da topossequência (Tabela 5.3).

Tabela 5.3. Totais de elementos na forma de óxidos dos horizontes pedológicos dos solos da topossequência

Horiz	Prof.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr
	cm	dag kg ⁻¹					
P1- Cambissolo Háplico Tb distrófico							
A	0-35	13,13	18,70	13,21	0,60	0,71	0,41
Bi1	35-81	20,45	21,49	14,97	0,68	0,95	0,36
Linha ⁽¹⁾	81-90	20,64	21,97	15,34	0,67	0,94	0,55
2Bi2	90-135	20,59	22,90	22,90	0,71	0,90	0,45
2C	135-200 ⁺	28,79	21,17	13,02	0,63	1,36	0,84
P2- Cambissolo Háplico Tb distrófico							
A1	0-15	18,13	19,61	13,27	0,79	0,93	0,55
A2	15-35	16,57	19,66	13,25	0,80	0,94	0,55
Bi1	35-74	19,00	20,87	14,18	0,81	0,91	0,54
Linha ⁽¹⁾	74-90	21,01	20,77	14,14	0,82	1,01	0,60
2Bi2	90-157	24,09	19,02	12,43	0,75	1,27	0,77
2C	157-200 ⁺	24,34	17,14	12,07	0,77	1,42	0,83
P3- Cambissolo Háplico Tb distrófico							
A1	0-30	21,68	13,05	9,58	0,24	1,66	0,96
A2	30-45	22,28	19,40	13,83	0,66	1,15	0,67
Bi1	45-70	22,69	19,53	14,13	0,68	1,16	0,67
Linha ⁽¹⁾	70-80	24,20	21,15	15,15	0,73	1,14	0,67
2Bi2	80-155	26,90	22,56	15,29	0,69	1,19	0,71
2C	155-200 ⁺	22,86	16,02	10,79	0,68	1,43	0,85
P4- Cambissolo Háplico Tb distrófico							
A1	0-10	16,78	13,20	7,00	0,39	1,27	0,83
A2	10-30	17,67	15,54	8,28	0,45	1,14	0,74
Bi1	30-70	17,80	16,18	8,86	0,47	1,10	0,71
Linha ⁽¹⁾	70-90	17,22	15,50	7,81	0,41	1,11	0,74
2Bi2	90-122	19,83	14,09	5,53	0,31	1,41	1,01
2C	122-200 ⁺	21,15	15,76	8,66	0,54	1,34	0,87
P5- Cambissolo Háplico Tb distrófico							
A	0-20	8,27	10,84	6,77	0,35	0,76	0,47
Bi	20-70	9,28	14,98	9,41	0,50	0,61	0,38
C	70-200 ⁺	4,50	18,86	10,88	0,52	0,23	0,15

(1) Linha de pedras.

Já as concentrações do óxido de alumínio (Tabela 5.3) no P1, P2 e P3 aumentam em profundidade entre os horizontes A a 2Bi2, exceto no horizonte 2C mais rico em sílica, onde decaem para valores entre 21,17 dag kg⁻¹ (P1) e 16,02 dag kg⁻¹ (P3). De modo contrário, o P4 mostra uma ligeira queda nos valores deste óxido em direção ao horizonte 2C (13,20 dag kg⁻¹ e 15,76 dag kg⁻¹), além de evidenciar uma ligeira queda dos teores, quando comparados aos perfis do compartimento pedológico superior, mostrando uma mudança com relação a composição química total deste óxido na topossequência. As concentrações mais baixas podem ser verificadas no P5.

De modo semelhante ao óxido de alumínio, as concentrações do óxido de ferro, no P1, P2 e P3, também aumentam em profundidade, apresentando uma queda no horizonte 2C. O P4 evidencia uma queda dos teores de ferro do topo para o horizonte 2Bi2, contudo, quando estes são comparados aos dos demais perfis do compartimento superior, mostram mais uma vez, uma mudança com relação a composição química total, estando os teores de P5 mais próximos ao de P4.

Em síntese, esses resultados permitem corroborar a idéia de dois compartimentos pedológicos distintos de Cambissolos na topossequência, separados por uma transição, representada por P4. O primeiro é composto dos perfis P1, P2 e P3, cuja semelhança permite deduzir uma evolução pedológica concomitante. Já o segundo compartimento, composto por P5, mais jovem, apresenta apenas os horizontes A 2Bi2 e 2C desenvolvidos *in situ*, o que demonstra que os horizontes superiores foram removidos por processos erosivos relacionados ao processo de retração da escarpa.

Os valores mais elevados de Ki e Kr foram encontrados nos horizontes 2C do P2 (1,42 e 0,83) e A do P3 (1,66 e 0,96) e os mais baixos no P5 (0,23 e 0,15). Os valores de Ki e Kr em P1, P2 e P3 são próximos, seguidos de uma queda em P4 a partir do horizonte Bi1 (1,10 e 0,71) e em P5 a partir do horizonte A (0,76 e 0,47), revelando comportamento diferenciado ao longo da topossequência, com perfis de jusante indicando menor desenvolvimento pedogenético do que os solos de montante. Nesse sentido, a análise conjunta dos índices Ki e Kr da fração argila (Tabela 5.3/Figura 5.3) indica que parte do alumínio se encontra livre na forma de óxido, justificando os levados teores deste nos solos (Tabela 4.3) e confirma a subdivisão da topossequência em compartimentos, na medida em que indica sucessão de solos que variam de caulíníticos a caulínítico-oxídicos, como mostram também os DRX (Figura 5.3).

A fração argila destes solos (Figura 5.3) é composta por caulinita, gibbsita, goethita e, secundariamente, muscovita (P5). A caulinita e a gibbsita foram detectadas em todos os perfis, caracterizando processo de monossilização, corroborando dados apresentados por Ker & Schaefer (1995), sobre os processos pedogenéticos que levaram à formação dos Cambissolos da região, também derivados de xistos do Supergrupo Rio das Velhas. Notou-se ainda que os picos dos oxihidróxidos de Fe e Al são coincidentes da base ao topo em todos os perfis, ficando cada vez mais evidentes em profundidade, com destaque para o horizonte 2C, mostrando que o material de origem é o mesmo para todos os horizontes da topossequência.

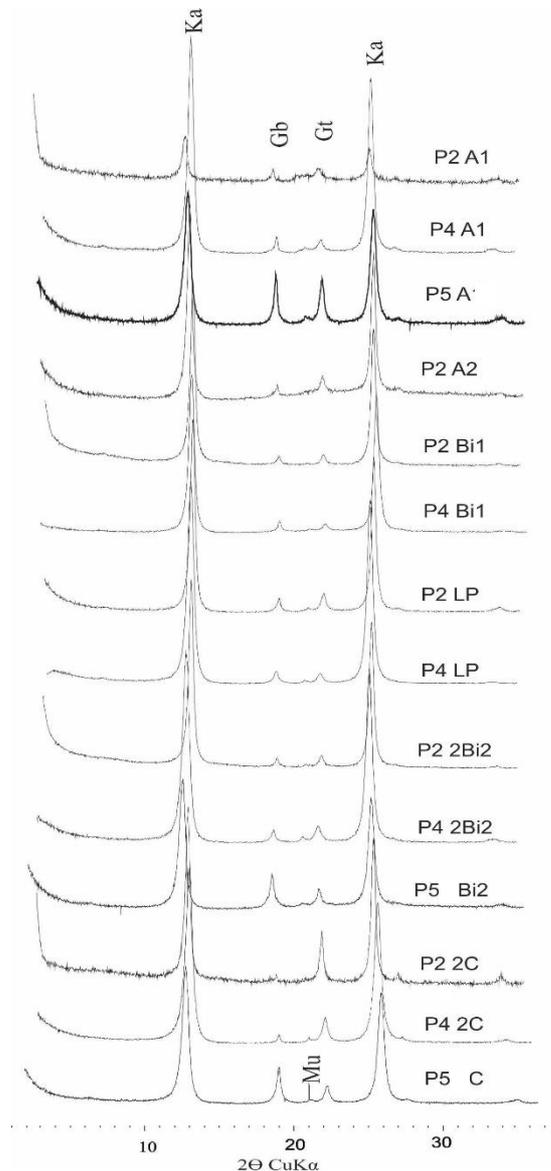


Figura 5.3- DRX da fração argila de P2 (compartimento pedológico superior), P4 (transição) e P5 (compartimento pedológico inferior). Onde: Ka – caulinita; Gb- gibbsita; Mu- muscovita; Gt – goethita. LP- Linha de pedras. Radiação $K\alpha Cu$ (2θ).

Os resultados permitiram interpretar que o *continuum* de solos é um sistema pedológico de transformação vertical do xisto (sem transferências laterais internas de matéria) para os horizontes abaixo da linha de pedras (2Bi2 e 2C). Mas, acima desta, estaria associado ao coluvionamento. Os fragmentos encontrados na linha de pedras, especialmente os de couraça e de itabiritos evidenciam contribuição de materiais provenientes do segmento superior da vertente.

As datações por LOE de amostras da linha de pedras indicaram idades (em anos) de 3.110 ± 415 (P1), 6.000 ± 940 (P2), 3.660 ± 570 (P3) e 2.880 ± 465 (P4). Confirmou-se desta forma que a linha de pedras foi exposta no Holoceno e que os horizontes pedológicos superiores se tratam de colúvios pedogenizados.

Resta esclarecer como estes fragmentos foram transportados, mas não há dúvida de que este transporte está associado a processos de regularização da vertente, que atualmente está em processo de dissecação.

5.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

No alto rio das Velhas, em domínio de rochas do Grupo Nova Lima, a cobertura pedológica é tradicionalmente descrita como dominada pela classe dos Cambissolos. O estudo pedogeomorfológico detalhado ao longo da topossequência evidenciou uma situação muito mais complexa, com dois horizontes câmbicos separados por uma linha de pedras (*stone line*), de idade holocênica. O horizonte câmbico inferior mostra-se ainda fortemente filiado ao xisto subjacente (litodpendente), diferentemente do horizonte câmbico superior, desenvolvido a partir de colúvio.

As características pedogeomofológicas observadas permitem separar a topossequência em dois grandes compartimentos pedológicos, o superior, mais antigo (P1, P2 e P3), e o inferior, mais novo (P5), separados por uma transição (P4). Tais compartimentos pedológicos mostram graus de desenvolvimento distintos, embora tenham evoluído segundo um mesmo processo pedogenético cambissólico correlativo da evolução geomorfológica da encosta escarpada. Reforça essa interpretação o fato do primeiro conjunto, em trecho menos íngreme da vertente, apresentar forte analogia pedomorfogenética entre os perfis, indicando integrar um mesmo momento de evolução da encosta. O P4 representaria a transição para o compartimento inferior, formado por P5, que apresenta apenas os horizontes A, Bi e C desenvolvidos *in situ*, já que os horizontes superiores podem ter sido removidos por erosão, associado aos processos de retração da escarpa e aprofundamento do nível de base local do córrego São Bartolomeu.

CAPÍTULO 6

ARTIGO 2- GENESIS AND EVOLUTION OF SOILS AND QUATERNARY DEPOSITS OF A TOPOSEQUENCE IN THE UPPER RIO DAS VELHAS- QUADRILÁTERO FERRÍFERO REGION- SOUTHEASTERN OF BRAZIL²

ABSTRACT

The region of the Quadrilátero Ferrífero is a geological and geomorphological domain with complex evolution, where the differential erosion of the Archaean and Proterozoic substrates resulted in the formation of a mountainous and young relief. The anticline of Mariana, in the southeast of this region, has a large number of faults, which formed unique geometric and morphological structures. The study area is located in this region, in the headwaters of the upper Rio das Velhas basin. It contains continental deposits as colluvium with little known genesis and age. The purpose of this study was to evaluate the evolution and relationship between soils and these deposits, based on a pedological system, by correlating them with the slope evolution. The morphological, macroscopic and microscopic soil properties were analyzed, and the age determined by optically stimulated luminescence (OSL). The results evidenced the existence of two sets materials as soil horizons resulting from distinct developments stated the existence of soils with overlying cambic horizons with different degrees of soil development and separated by a continuous stone line (SL). Based on the analysis of macromorphological, chemical and mineralogical data, the authors inferred that the cambic horizon below the stone line (SL) was derived from an alteration of the underlying schist, while the upper horizon was originated by colluvial material derived from erosive processes upstream, of the Holocene age. Despite the contribution of this study, our data are still insufficient to prove the origin of these materials.

Keywords: Toposequence; Cambisols; Quaternary Correlative Deposits; Polygenetic Soils; Geochronology; Upper Rio das Velhas Valley; Quadrilátero Ferrífero.

²**Autores:** Fernanda de Oliveira Costa, Luis de Almeida Prado Bacellar, Selma Simões de Castro, Ramon Messias Martins, Simone Ferreira Silva; **SERÁ SUBMETIDO:** revista *Geomorphology*. **Agradecimentos:** Os autores agradecem à FAPEMIG pelo apoio financeiro e incentivo à pesquisa e ao Instituto Estadual de Florestas (IEF) pela concessão da licença de pesquisa.

6.1 – INTRODUCTION

The Quadrilátero Ferrífero (QFe) is a geological domain in southeastern Brazil with a complex and polycyclic evolution (Alkmim and Marshak 1998; Uhlein and Noce 2012) and known as one of the largest iron reserves in the world. The region is characterized by a major mountain range, whose geomorphological evolution is associated to the differential erosion of its rock constituents (Salgado *et al.* 2007a; Salgado *et al.* 2008; Varajão *et al.* 2009). Neotectonic and Cenozoic climatic fluctuations also influenced the geomorphological evolution of the region, and determine both the evolution of the modeling, as well as the hydrodynamic behavior of the slopes and formation of slope deposits (Maizatto, 1997; Varajão *et al.* 2000a, 2001; Bacellar, 2000; Bacellar *et al.* 2005; Lipski, 2002; Santos *et al.* 2003; Santos and Varajão, 2004; Figueiredo 2004; Figueiredo *et al.* 2004; Varajão *et al.* 2009; Carvalho Filho *et al.* 2010).

The neotectonic activity of the Upper Pleistocene/Mid-Holocene, aside from having defined regional compartments, supposedly also triggered gravitational sediment flows - colluvium – deposited mostly in mid-slope segments (Figueiredo *et al.* 2004). The tectonic upheaval favored vertical fluvial incision and an increase in the topographic slope gradient, which would have induced changes at the current piezometric level of these relief units (Figueiredo *et al.* 2004).

Three levels of fluvial incision associated to three staggered terraces highlight the neotectonic dynamics in the Upper Rio das Velhas region. The two oldest are related to the regional tectonics of the Early Pleistocene and Mid Holocene, whereas the most recent is attributed to the tectonic and climatic changes in the Recent Holocene, i.e., in the last 7,500 years (Bacellar, 2000; Bacellar *et al.* 2005; Magalhães *et al.* 2011).

Regionally, evidence of a gradual temperature increase during the Late and Middle Holocene (9.5 to 5 ka) in the current Southeast region of Brazil was recorded by Ledru *et al.* (1996) and by Hórak-Terra *et al.* (2015). Based on palynological and geochronological studies carried out in the Serra do Espinhaço, located to the north of the study area, the latter author concluded the occurrence of six phases of climatic changes during the Holocene, particularly of a warmer and wetter period between 7.3 and 4.2 ka (Phase II).

In this context, based on absolute ^{14}C dating of organic sediments of fluvial terraces of the upper Rio das Velhas valley, Bacellar (2000) and Bacellar *et al.* (2005) concluded that these climatic changes in the Holocene were marked by phases of considerable erosion and colluvial deposition in the last 7,500 years, resulting in the sedimentary infilling of valleys of the region.

With regard to colluvial formations, in a study developed in the upper Rio das Velhas basin, Costa *et al.* (2014) stated the existence of soils with overlying cambic horizons with different degrees of soil development and separated by a continuous stone line (SL). Based on the analysis of macromorphological, chemical and mineralogical data, the authors inferred that the cambic horizon below the stone line (SL) was derived from an alteration of the underlying schist, while the upper horizon was originated by colluvial material derived from erosive processes upstream, of the Holocene age. Despite the contribution of this study, our data are still insufficient to prove the origin of these materials.

Based on the above, the objective of this study was to extend the studies developed by Costa *et al.* (2014), to evaluate the relationship between soils, supposed correlative deposits and the relief, with a view to contribute not only to unravel the origin of colluvial materials but also to reduce the gap of knowledge about soils in steep tropical areas and their relations with the geomorphological evolution of the relief.

6.2 - MATERIAL AND METHODOS

6.2.1- Study Area

The study area lies in the upper basin of the São Bartolomeu creek, in the region of the upper Rio das Velhas - central portion of the QFe - which in turn belongs to the São Francisco river basin. The Mariana Anticline is the main geological structure in the study area. It comprises the waterhead of the Rio das Velhas, as well as that of the source of the São Bartolomeu creek, its affluent.

The upper basin of the São Bartolomeu creek was developed on Proterozoic metamorphic rocks (Supergroup Minas) and Archaean (Supergroup Rio das Velhas) (Alkmim and Marshak 1998) (Fig. 6.1), which are part of the complex of Serra do Veloso, in the municipality of Ouro Preto, State of Minas Gerais.

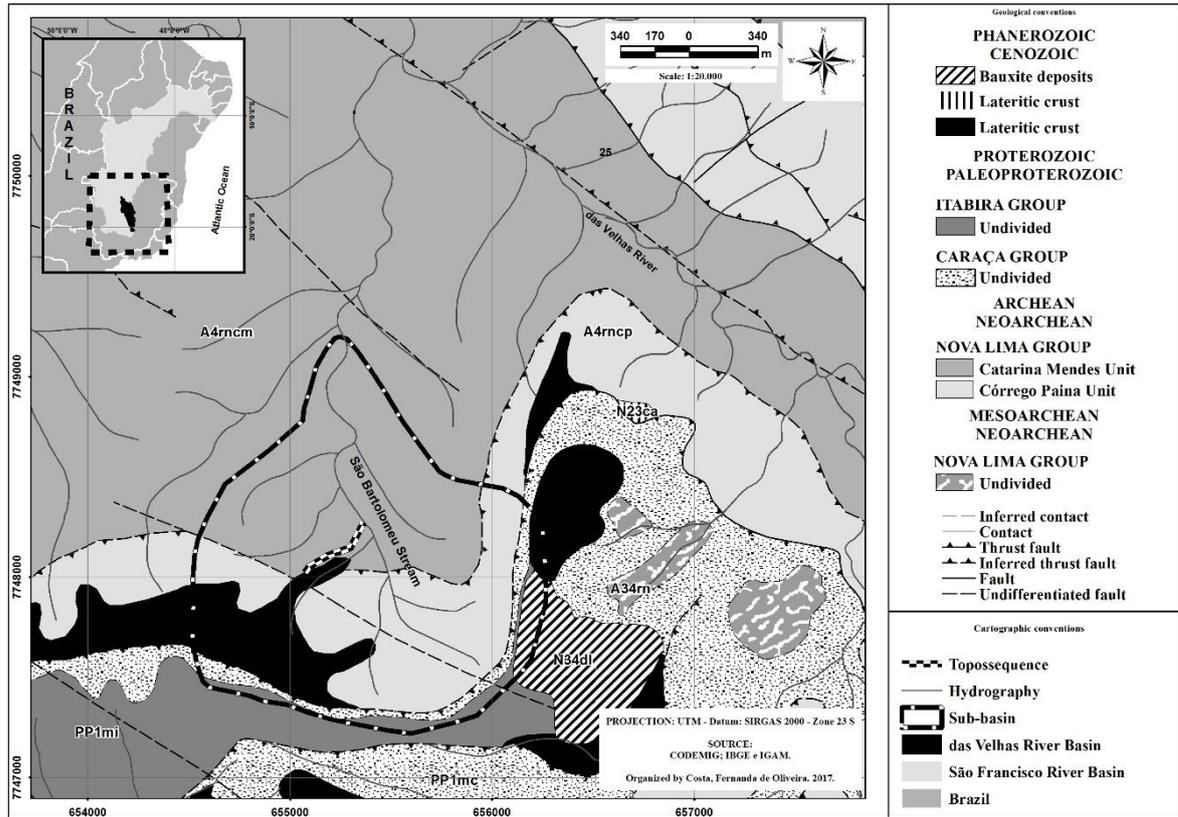


Figure 6.1-Geology of the upper basin of the São Bartolomeu creek, upper Rio das Velhas, showing the hydrographic basin and studied toposequence (modified after Baltazar *et al.* 2005 and Costa *et al.* 2014).

In the upper basin, quartzites and phyllites of the Caraça Group and itabirites of the Itabira Group appear in a 20-ha area, all belonging to the Supergroup Minas (~ 2.5 Ga), geomorphologically constituting a structural unit of a plateau bounded by escarpments (IEF/UFV 2005).

Moreover, there are detritic-lateritic covers on the regional summit surface (Zucchetti *et al.* 1998; Baltazar *et al.* 2005), covering mostly the iron-rich layers of the Itabira Group. This domain is separated by a negative slope break of the Aligned Ridges domain (IEF/UFV 2005), accounting for 171 ha of the area, formed by schists of the Nova Lima Group, of the Supergroup Rio das Velhas (~ 2.6 Ga).

The Nova Lima Group is represented by two similar units associated to re-sedimentation: the Catarina Mendes Unit, consisting of homogeneous metagrawackes with underlying rocks, such as metaconglomerate lenses, tremolite schists and metarenites, where the samples were collected, and the Córrego da Paina Unit, composed of metargilites, metassyltites and metagrawackes.

The predominant climate type of the area, according to the Köppen classification, is tropical with two alternating seasons (Cwb) and a mean rainfall of 1,610 mm/year (series 1988 - 2004), with a rainy period between October and March (Castro 2006). The area is covered by montane grassland on

the tops of the geomorphic surfaces (Planes and Cliffs domain) and by semideciduous seasonal forest on the slopes (Aligned Ridges domain) (IEF/UFV 2005).

Litholic Neosols with rocky outcrops and Haplic Cambisols (IEF/UFV 2005) are predominant. The latter consist of cambic horizons separated by a continuous SL throughout the toposequence. This SL consists of fragments of mostly angular quartz, itabirite, schist, and iron cuirass, tending to decreasing particle size and tapering off downstream (Costa *et al.* 2014; Lopes 2014), which indicate erosive dissection and residue accumulation.

6.2.2. Field Study, Sampling, Analytical Data And Micromorphological Description

Initially, the photointerpretation of the area was performed based on 1:60,000 aerial photographs (CPRM, 1966) and with 1:10,000 ortho-images (CEMIG, 1986). This allowed the selection of three representative sections of the upper basin of the São Bartolomeu creek for an exploratory survey of landforms and soils. Along one of them, a toposequence of soils perpendicular to the contours was delimited, for a bidimensional characterization of the soil horizon distribution, according to the procedure of Structural Analysis of Soil Cover proposed by Boulet (1988) and Boulet *et al.* (1982 a, b). Only the middle and lower segments of the slope in the toposequence were considered, since the upper segment consists of weathered rocky outcrops and talus in subvertical walls and poorly developed soils (Litholic Neosols).

The topographic survey of the toposequence was carried out on a 1: 1,000 scale with a total Pentax R-326EX station. The longitudinal section was surveyed by a GPR SIR 3000 with a 200MHz shielded antenna of the *Geophysical Survey Systems, Inc.*

Thereafter, manual boring and digging of trenches (pits) were performed along the topographic profile for morphological description of the soil and regolith profiles and collection of disturbed and undisturbed samples for laboratory studies. The morphological description of the soil profiles and routine soil sampling were performed as proposed by Santos *et al.* (2005), while the soils were classified according to the Brazilian Soil Classification System (EMBRAPA 2006, 2013), and converted to the World Reference Base for Soil Resources (IUSS/WRB, 2014). The profile samplings were completed with borings to the soil base, until reaching fresh rock. In addition, undisturbed samples were collected in Kubiena boxes (6x10x4cm) to prepare thin soil sections for micromorphological studies.

Finally, six quartz sediment samples were collected for absolute dating by Optically Stimulated Luminescence (OSL). Plastic bags and 5x30cm steel tubes were used for sampling. Dating was performed at the *Laboratório de Datação, Comercio e Prestação de Serviços LTDA.* in São Paulo/Brazil, based on the SAR protocol (Wallinga *et al.* 2000). The ages were determined by the Model

1100-series Automated TL/OSL System, through data of Natural Accumulated Dose (AD) and Cosmogenic Radiation (T) of the concentration values of radioactive isotopes $^{238}\text{U} + ^{235}\text{U}$, ^{232}Th , and ^{40}K .

The disturbed samples were subjected to particle-size analysis and unsaturated hydraulic conductivity tests under 2cm suction, as recommended by Zhang (1997). In addition, the samples were subjected to analyses of chemical parameters such as pH in H_2O and sulfur digestion method (H_2SO_4 1:1 volume). The concentrations of Si (SiO_2), Al (Al_2O_3), Fe (Fe_2O_3) and Ti (TiO_2) were determined by means of ICP-OES in Spectro Ciros^{CCD}25000 equipment in the Laboratory of Environmental Geochemistry (LGqA) of the Geology Department of the Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP). Then, the molecular ratios $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ki), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Kr), and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (EMBRAPA, 2011) were calculated, which indicate the weathering degree of tropical soils.

The thin sections were described at the Microscopy and Microanalysis Laboratory (Microlab) of the DEGEO/UFOP, with the terminology proposed by Castro *et al.* (2003) and Stoops (1986), using a petrographic polarizing optical microscope with Leica DMLP lens coupled to a Sony DFW-SX910 image capturer.

All data were tabulated and analyzed together to test the assumed presence of colluvium, indications of its origin and the environment of sedimentation, as well as the probable differential development of microstructures in the two soil compartments previously studied by Costa *et al.* (2014), which could highlight the stability/instability conditions of these soils in the toposequence. The compatibility of the paleoenvironmental conditions of colluvial deposition and their ages were also evaluated.

6.3 - RESULTS

6.3.1 - Toposequence São Bartolomeu

The toposequence, henceforth called São Bartolomeu (Fig.6.2), the creek name, is oriented in the NE-SW direction, with an extension of 1,082 m, a top-to bottom height of 331 m and a mean slope of 36%. The studied segment included the medium and low slope, with a length of 420 m, an altimetric amplitude of 136 m, and a mean slope of 32%. The toposequence was subdivided in three sectors, from upstream to downstream, based on the reference of modeling variations as well as slope breaks.

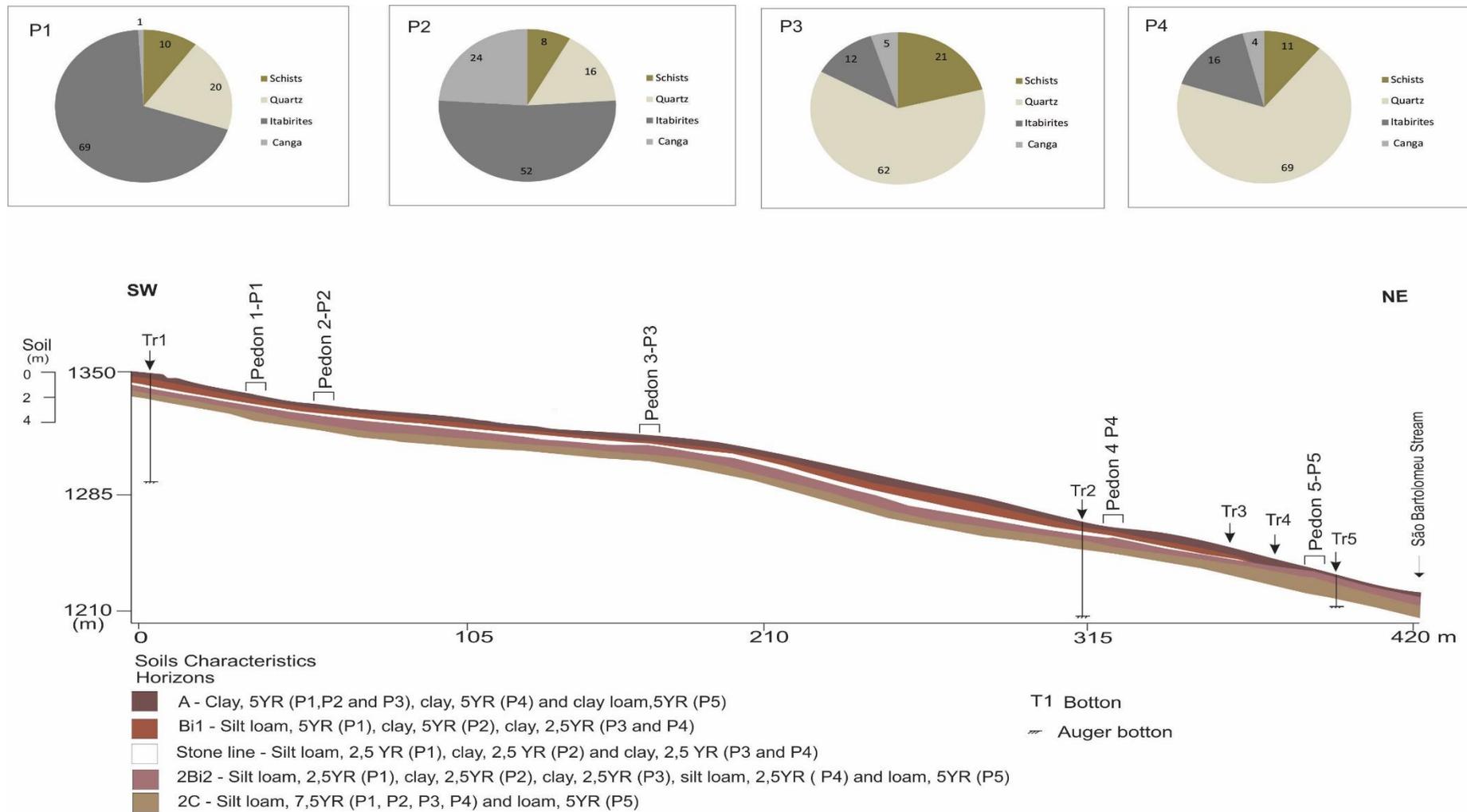


Figura 6.2- São Bartolomeu toposequence, Upper Rio das Velhas basin, MG. The proportion of clast components of the SL is presented in percentage (modified after Costa *et al.* 2014).

6.3.2 – Soil morphology

According to Costa *et al.* (2014), the morphology of the five soil profiles (P1 to P5) is characterized by two overlying cambic horizons (Bi), called Bi1 (upper) and 2Bi2 (lower) horizon, separated by a SL (Table 6.1). The soils are deep and can be up to 8 m thick. The transition between the horizons Bi1 and 2Bi2 from profiles P1 to P4 is marked by a SL consisting of predominantly angular fragments of itabirite, quartz, schist, and ferruginous concretions (Fig. 6.2). In P5, the SL was eroded.

According to Costa *et al.* (2014), soils with hue 5 YR (yellow red in *Munsell Soil Color Chart*[®]) predominate in the upper horizons (A1, A2 and Bi1), 2.5YR (red) in the matrix of the SL and in the lower horizons (2Bi2), and hue 7.5YR (dark or brown yellowish) in the basal horizons (2C). Profile P5 is an exception, because apart from having no SL, only a single material of hue 5YR was observed from the profile top to bottom. The structure of horizons Bi1 and 2Bi2 is similar, consisting of medium to moderately developed angular to subangular blocks. On the other hand, the 2C horizons have only medium and moderately developed subangular blocks and contain numerous well-preserved schist lithorelics (P2, P3 and P5).

6.3.3 -Soil physical and chemical characteristics

The texture, hydraulic conductivity and clay chemical composition differ between the horizons above and below the SL. The horizons A and Bi1, above the SL, generally vary from loamy silt to very clayey. The 2Bi2 horizons, below the SL, range from loamy-silty to clayey and the basal 2C is loamy-silty. The horizons of P5 have a texture varying from clay loam to loamy. These marked texture differences between the horizons above and below the SL are reflected in the silt/clay ratio (Table 6.1). The upper horizons (A1, A2 and Bi1) of all profiles had very low values (between 0.29 of P3 - A1 and 0.97 of P5-A), and the lower horizons between 3.00 (P1-2Bi2) and 3.29 (P4-2C).

The variations in the morphological and particle-size characteristics of the horizons separated by the SL are consistent with the hydraulic conductivity data (Table 6.1). In profiles P2 and P4, for example, taken as representative in the soil compartments, the infiltration rates were highest in Bi1 (P2- 11.360×10^{-6} and P4- 4.037×10^{-6} m/s) and mainly in LP (P2- 25.810×10^{-6} and P4- 11.630×10^{-6} m/s). It is noteworthy to mention that the phreatic surface throughout the toposequence is placed in the fractured schist under the soil horizons.

In general, the low Ki ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) and Kr ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) values in the horizons above and below the SL indicate intense desilication and oxide mineralogy of the profiles. However, the Ki and Kr values above the SL are generally up to 1.57 and 2.05 times lower than those of the lower

horizons (Table 6.1), respectively, suggesting different weathering degrees, e.g., a lower degree in the lower horizons. In the same way, these values are lower in P5 profile.

The pH values showed differences between the surface and subsurface horizons, with strong to very strong acidity at the surface, decreasing towards the rock.

Table 6.1- Physical and chemical data of soils

	Horizon	Depth (cm)	Sand	Silt kg kg ⁻¹	Clay	Silt/Clay	K_{fs} (m/s)	pH H ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Kr
									(dag kg ⁻¹)					
Profile 1	A	0-35	0.09	0.29	0.62	0.46	-	3.90	13.13	18.70	13.21	0.60	0.71	0.41
	Bi1	35-81	0.07	0.36	0.57	0.63	-	4.69	20.45	21.49	14.97	0.68	0.95	0.36
	Stone Line Matrix	81-90	0.08	0.23	0.69	0.33	-	4.93	20.64	21.97	15.34	0.67	0.94	0.55
	2Bi2	90-135	0.16	0.63	0.21	3.00	-	5.09	20.59	22.90	22.90	0.71	0.90	0.45
	2C	135-200 ⁺	0.22	0.59	0.19	3.10	-	5.10	28.79	21.17	13.02	0.63	1.36	0.84
Profile 2	A1	0-15	0.08	0.30	0.62	0.48	-	3.62	18.13	19.61	13.27	0.79	0.93	0.55
	A2	15-35	0.11	0.28	0.61	0.45	-	4.94	16.57	19.66	13.25	0.80	0.94	0.55
	Bi1	35-74	0.09	0.32	0.59	0.54	11.360x10 ⁻⁵	4.64	19.00	20.87	14.18	0.81	0.91	0.54
	Stone Line Matrix	74-90	0.10	0.23	0.67	0.34	25.810x10 ⁻⁵	4.71	21.01	20.77	14.14	0.82	1.01	0.60
	2Bi2	90-157	0.19	0.28	0.53	0.52	2.020x10 ⁻⁶	4.84	24.09	19.02	12.43	0.75	1.27	0.77
Profile 3	2C	157-200 ⁺	0.19	0.55	0.26	2.11	3.213x10 ⁻⁶	4.90	24.34	17.14	12.07	0.77	1.42	0.83
	A1	0-30	0.08	0.21	0.71	0.29	-	3.58	21.68	13.05	9.58	0.24	1.66	0.96
	A2	30-45	0.11	0.21	0.68	0.30	-	3.99	22.28	19.40	13.83	0.66	1.15	0.67
	Bi1	45-70	0.09	0.29	0.62	0.46	-	4.26	22.69	19.53	14.13	0.68	1.16	0.67
	Stone Line Matrix	70-80	0.09	0.25	0.66	0.37	-	4.46	24.20	21.15	15.15	0.73	1.14	0.67
Profile 4	2Bi2	80-155	0.17	0.39	0.44	0.88	-	4.77	26.90	22.56	15.29	0.69	1.19	0.71
	2C	155-200 ⁺	0.30	0.51	0.19	2.68	-	4.86	22.86	16.02	10.79	0.68	1.43	0.85
	A1	0-10	0.23	0.27	0.50	0.54	-	5.40	16.78	13.20	7.00	0.39	1.27	0.83
	A2	10-30	0.23	0.29	0.48	0.60	-	5.14	17.67	15.54	8.28	0.45	1.14	0.74
	Bi1	30-70	0.21	0.33	0.46	0.71	4.037x10 ⁻⁶	5.17	17.80	16.18	8.86	0.47	1.10	0.71
Profile 5	Stone Line Matrix	70-90	0.27	0.25	0.48	0.52	11.630x10 ⁻⁵	5.02	17.22	15.50	7.81	0.41	1.11	0.74
	2Bi2	90-122	0.32	0.40	0.28	1.42	6.537x10 ⁻⁶	5.02	19.83	14.09	5.53	0.31	1.41	1.01
	2C	122-200 ⁺	0.27	0.56	0.17	3.29	6.842x10 ⁻⁶	5.10	21.15	15.76	8.66	0.54	1.34	0.87
	A	0-20	0.31	0.34	0.35	0.97	-	4.52	8.27	10.84	6.77	0.35	0.76	0.47
Profile 5	Bi	20-70	0.27	0.20	0.33	0.60	-	4.90	9.28	14.98	9.41	0.50	0.61	0.38
	C	70-200 ⁺	0.36	0.27	0.46	0.58	-	5.27	4.50	18.86	10.88	0.52	0.23	0.15

6.3.4 - Soil Micromorphology

The simplified micromorphological descriptions of profiles and their selected horizons is shown in Table 6.3.

In horizon 2C of the profiles P1 through P4 and of horizon C of profile P5, slightly changed to preserved schist fragments (lithorelicts) (P1- 30%, P2- 60%, P3- 90%, P4- 24%, P5- 90%) were observed (Figure 6.3A- Site 1), where the mineralogical composition shows a predominance of fine quartz bands, interspersed with mica (muscovite), biotite and kaolinite.

The transition between the horizons 2C and 2Bi2 of profiles P1 to P4 is gradual (Figure 6.3B), while the transition from horizon C and B of P5 is clear (Figure 6.3C-Site 2). In the transition between horizon 2C and 2Bi2 of profiles P1 to P4 schist foliation in the lithorelicts is still clear. Similarly to these profiles, in the transition between horizons C and Bi in profile P5, shale foliation is pronounced and lithorelicts of preserved dispersed schist with varying sizes (\emptyset 1.5 mm - 4.5 mm) were observed in the soil matrix (Figure 6.3C). The cited evidence indicates a continuity of regolith alteration of the schist, giving rise to a continuum horizon (2C and C), litho-dependent on P1 to P5. In this latter, the alteration in the substrate is even smaller. The incipient alteration of the source material - schist - and the petrographic/mineralogical correspondence with horizons below the SL from P1 to P4 and of P5 with the rock, allowed the interpretation as *in situ* formation, whose weathering process as well as the structure formation of cracks are in an initial stage or almost ineschistent (P5).

In contrast, horizon Bi1 overlying the SL from P1 to P3 differs from the above-described horizons, due to the evidence of incipient pedogenesis marked by aggregate formation of cracking pores (Figure 6.3 E - Sites 4 and 5), e.g., a more evolved pedality than of horizon 2Bi2 and more litho-dependent (from P1 to P4), where it is weak. Further upward in horizon Bi1(P2), pedality is moderate, forming subangular blocks, although still quite connective, with sizes between 5 and 10 mm, separated by networks of cracks forming fissural net (Figure 6.3E - Site 4) and with large blocks (mean \emptyset 360 μ m), accounting for about 60% of the matrix background.

Thus, in pedogenetic terms, horizon Bi1 of the upper segment of the toposequence (from P1 to P3) is slightly more evolved than that of profile P4 (Bi1) of the middle/lower segment (Figure 6.3 F), where the pedality of horizon Bi1 is weak again, characterized by smaller subangular blocks (\emptyset 5 -10 mm), but with cracks with a medium width of 250 μ m, occupying 20% of the matrix background.

Although the results indicate differences between the materials separated by the SL, as between the two main horizons (2Bi2 and Bi1) of profiles P1 to P4, they have similar pedological features, in the form of macroscopic fragments of ferricretes, whose degradation gave rise to iron (hydr)oxide nodules (\emptyset 2 - 7 mm) (Figure 6.3D) in contact of the SL with the horizons Bi1 and 2Bi2. In the case of horizon Bi1 (P1), undifferentiated nodules (\emptyset 1 -6 mm) were observed, resulting from the segregation of iron (hydr)oxides related to the process of alteration and pedogenesis (Figure 6.3D - Site 3 and Table 6.2).

The nodules are lined by a fine (plasma) and a coarse fraction (skeleton) and are detached from the matrix background by fragmentation and dismantling, indicating, in this case, the instability of the material and its possible remobilization along the slope.

In the horizon Bi of P5, the pedality was classified as weak (Figure 6.3 G) and lithorelics are found that indicate a phenomenon of geochemical mobility in the center-edge direction (Figure 6.3H). The quartz grains of the altered schist bands in the profile have a cavitory porosity, indicating a process of preferential chemical dissolution in weakness planes.

These observations corroborating the presence of two sets of material: one, the wheathered schist as a saprolithic downstream and bellow horizons; and two, the amount and more superficial horizons above SL. By the way these characteristics confirming the very weak pedogenetic development mainly in the Bi2, Bi of all profiles and C horizons fo Profile 5, a little more development in the Bi1 horizon mainly in Profile 2. So in amount position above the SL the pedogenesis is more developed than bellow and downstream. The SL separating them suggest alternance of climatic from draying to humid conditions amount and only humid and recent in downstream maybe recently truncated by erosion related to actual humid conditions (cut and fill system).

Table 6.2- Micromorphology of selected Bi1, 2Bi2 and 2C horizons from profiles 2, 4 and Bi, C from profile 5

	Mainly attributes	Bi1	2Bi2	2C
Profile 2	Pedality and microstructure	moderate subangular blocks partially accommodated; peds (5-10 _{mm}). curved channels (f.s*: 60% of the ped).	moderate subangular blocks partially accommodated; peds (5-10 _{mm}). curved channels (f.s*: 60% of the ped).	moderate subangular blocks partially accommodated peds (5-10 _{mm}); curved channels (f.s. 25% of the ped).
	C/F	C/f _{2μm} 1:1	C/f _{2μm} 1:2	C/f _{2μm} 1/3
	Groundmass relative distribution	porphyric (90%) and local chitonic (10%).	porphyric (100%).	porphyric (90%) and local enaulic (10%)
	Coarse material (≥2μm)	quartz (± 30%); subangular grains and flakes of muscovite and biotite (f.s. ±5%).	quartz (± 35%); subangular grains and subangular flakes of muscovite and biotite (f.s. ±10%)	quartz dominant (f.s. 35%); sub-angular grains and subangular flakes of muscovite and biotite (f.s. 25%).
	Fine material (<2μm) Pedofeatures	yellowish brown (5YR 3/6) clay size material. nodules ferroginous 2.2-7 _{mm} (± 6%) alteromorphie	yellowish brown (2.5YR 3/6), clay size material	yellowish brown (2.5YR 3/6).
Profile 4	Pedality and microstructure	weakly in subangular blocks partially accommodated; peds (5-10 _{mm}); curved channels (f.s. 20% of the ped).	weakly in subangular blocks partially accommodated peds (5-10 _{mm}); curved channels (f.s. 30% of the ped).	weakly subangular blocks partially accommodated; peds (5-10 _{mm}). curved channels (f.s. 15% of the med).
	C/F	C/f _{2μm} 3/1	C/f _{2μm} ¼	G/f _{2μm} 1/4
	Groundmass relative distribution	porphyric (100%)	porphyric (100%).	porphyric (100%).
	Coarse material (≥2μm)	quartz (± 35%) subangular grains and subangular flakes of muscovite and biotite (f.s. ±2%).	quartz (± 50%); subangular grains (±50%) and subangular flakes of muscovite and biotite (f.s. ±10%).	quartz dominant (f.s. 60%); sub-angular grains and subangular flakes of muscovite and biotite (f.s. 10%).
	Fine material (<2μm) Pedofeatures	yellowish brown (2.5YR 4/6), clay size material ferruginous nodules alteromorphics 1-2 _{mm} (± 2%)	yellowish brown (2.5 YR 3/6), clay size material.	brown to dark brown (10R 3/6) ferruginous nodules alteromorphics 2.2 _{mm} (± 2%)
Profile 5			Bi	C
	Pedality and microstructure		moderate in subangular blocks partially accommodated peds (5-10 _{mm}); curved channels (f.s. 53% of the ped).	Apedal.
	C/F	-	C/f _{2μm} 1/2	C/f _{2μm} ¼
	Groundmass relative distribution	-	porphyric (100%).	Lithic fabric.
	Coarse material (≥2μm)	-	quartz dominant subangular grains and; subangular flakes of muscovite and biotite (f.s. ±10%).	quartz dominant (f.s. 50%); subangular grains and subangular flakes of muscovite and biotite (f.s. 48%).
Fine material (<2μm)	-	yellowish brown (5R 3/8), clay size material.	red (5R 3/8)	
Pedofeatures	-	ferruginous nodules alteromorphics 1.5-10 _{mm} (± 5%) and pedofeatures (± 2%). mobilisation of iron oxides.		

fs- fine sand size; C/f- coarse fine.

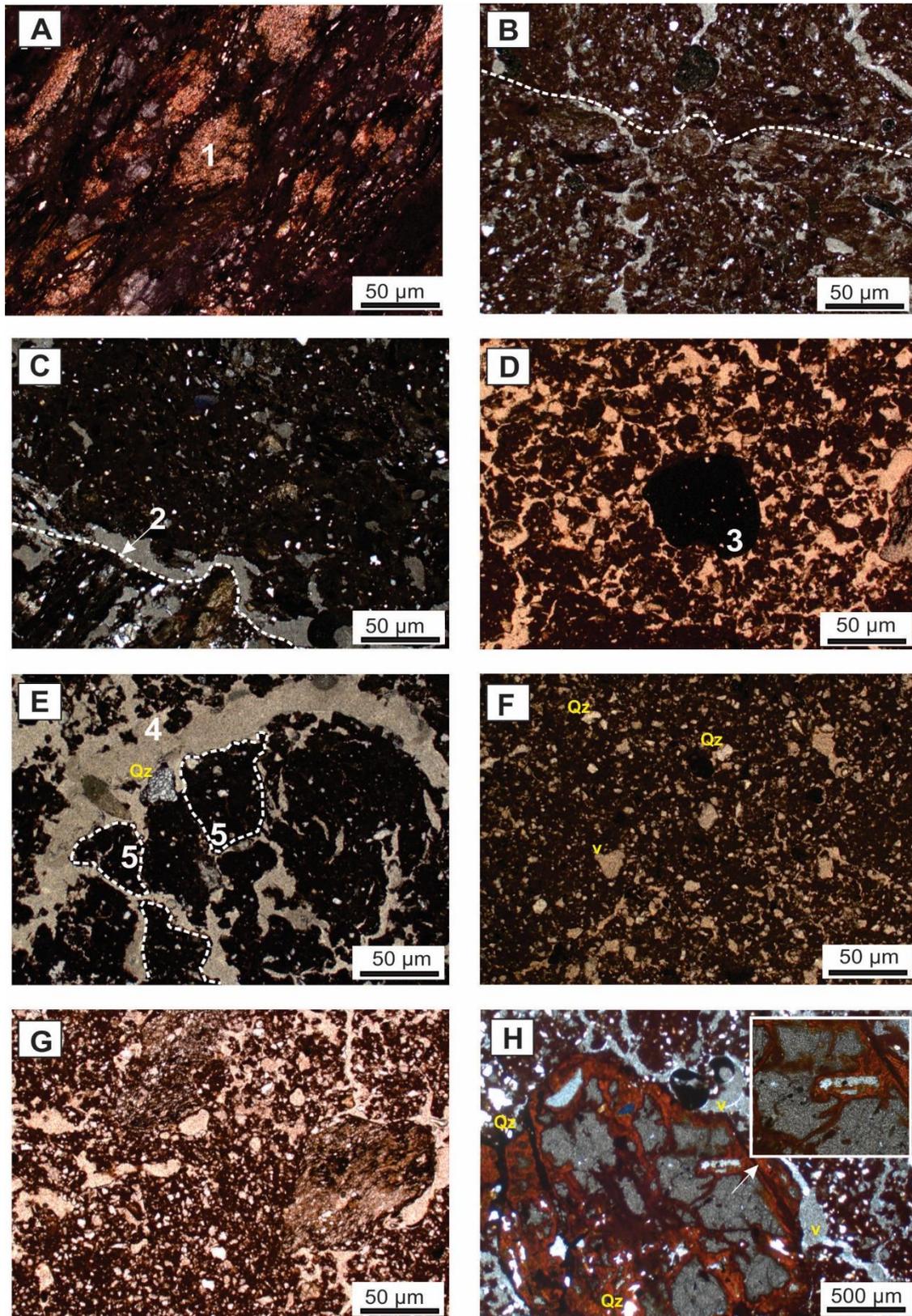


Figure 6.3- Micromorphological characteristics of the dystrofic haplic Cambic Tb horizons from São Bartolomeu topossequência where Qz- quartz; V-pores; Bt-biotite; e Mu-muscovite and XPL samples A, B, D, E, F e G and PPL samples C e H. (A) Profile P2, horizon 2C – lithic fragments of schist (1); (B) profile P2, gradual transition between horizons 2C/2Bi2; (C) profile P5, transition clair (2) between horizons C/Bi with strong schist foliation; (D) profile P2 horizon 2Bi2- typical nodules Fe (3); (E) profile P2, horizon Bi1 – subangular conjunctive blocs (4

e 5); (F) profile P4 horizon Bi1 with weak pedality; (G) profile P5 horizon Bi1 with weak pedality and (H) profile P5 - horizon Bi- showing Fe mobilization.

6.3.5 – OSL Dating

The results obtained by OSL dating (Table 6.3) indicated holocene ages for the soil cover. The top of Bi1 horizon was dated as Middle Holocen (5.8 ± 0.67 ky, in P2 and 6.5 ± 0.93 ky, in P4), and the overlying stone line was last exposed between Middle Holocen (6.0 ± 0.94 ky, in P2) and Later Holocen (between 2.8 ± 0.46 ky, in P4, and 3.6 ± 0.57 ky, in P3).

Table 6.3 - Concentrations of Th, U and K, and age of soil horizons

Profile	Sample code	Depth (cm)	^{232}Th (ppm)	$^{238+235}\text{U}$ (ppm)	^{40}K (%)	Annual dose ($\mu\text{Gy}/\text{year}$)	Accumulated dose (Gy)	Age (ka)
1	3930	82-90	9.832 ± 0.354	2.376 ± 0.092	1.063 ± 0.154	2.500 ± 210	7.8	3.1 ± 0.41
2	3931	74-90	7.990 ± 0.288	2.411 ± 0.387	0.489 ± 0.071	1.820 ± 190	10.9	6.0 ± 0.94
3	3928	70-80	9.478 ± 0.341	2.557 ± 0.421	0.564 ± 0.082	2.020 ± 220	7.4	3.6 ± 0.57
4	3929	70-90	10.215 ± 0.368	2.299 ± 0.298	1.485 ± 0.215	2.920 ± 325	8.4	2.8 ± 0.46
2	4478 ^{a*}	2-40	8.794 ± 0.317	3.720 ± 0.388	0.080 ± 0.012	1.800 ± 135	9.6	5.8 ± 0.67
4	4479 ^{b*}	4-40	7.691 ± 0.277	2.933 ± 0.417	0.138 ± 0.020	1.590 ± 150	10.3	6.5 ± 0.93

^aProfile 1, 2, 3 and 4- stoneline. Profile 2- ^{a*}Horizon Bi1; Profile 4- ^{b*}Horizon Bi1.

6.4 – DISCUSSION

6.4.1 - Origin of Toposequence Materials

The origin of the toposequence materials was discussed by separate sectors (S1, S2 and S3), as proposed by Costa *et al.* (2014).

Sector S1- profiles P1 and P2 of the mid-slope segment, slope of 31.5%.

The hydraulic conductivity data in P2, considered representative of the sector, indicate a better seepage rate in horizon Bi1 (11.136×10^{-6} m/s) and in the SL (25.81×10^{-6} m/s) and a lower rate in horizon

2Bi2 (2.020×10^{-6} m/s), related to the textural characteristics, varying from very clayey to clayey, associated with microstructures in subangular connective blocks with moderate pedality, resulting in the onset of aggregation (Fig. 6.3E).

The silt/clay ratios were around 0.3 for the horizons A, A/B and the SL matrix, and around 3.0 below the SL, indicating a higher weathering degree above than below the SL.

The K_i and K_r indices of the horizons are similar, with a slight downward increase in 2Bi2 and 2C. This may be a consequence of the increase in lithorelics containing primary minerals. However, they indicate a clear differentiation between the horizons; those above the SL are kaolinitic-oxidic and those below kaolinitic, which is consistent with the data of the clay fraction mineralogy presented by Costa *et al.* (2014), who also identified kaolinite, goethite and gibbsite in almost all horizons, indicating mineralogical correspondence among them.

Thus, the horizons 2Bi2 and 2C, under SL, were derived from the weathering of the same rock (schists) underlying the profiles, considering the large amount of relatively conserved lithorelics, mainly in the 2C horizons, in which there are fine alternate bands mainly composed of quartz and muscovite (Fig. 6.3A). On the other hand, they were exposed to the same type of geochemical weathering (monosialitisation) and a cambic pedogenic process, but in successive moments, and interrupted by the formation of the detrital base that originated the SL. This hypothesis was reinforced by the absolute ages determined for horizon Bi1 (P2), of about 5.3 Ka and 6.0 Ka for the SL.

Interestingly, there is no evidence of lithodependence in the horizons overlying the SL, only small relics of schist and duricrusts (Fig. 6.3D), however, as mentioned earlier, the mineralogical data suggest a relationship between the sources of the materials, which would indicate an erosive process followed by colluvial deposition. This interpretation was corroborated by data presented by Lopes *et al.* (2016), which also highlighted the presence of colluvial material in studies investigating the upper Rio das Velhas valley.

Sector S2 - profile P3 in the mid-slope segment, corresponding to the transition between S1 and S3 (Fig. 6.2).

The horizons overlying the SL (Table 6.1), particularly Bi1, have silt/clay ratios ranging from 0.29 (P3-A1) to 0.54 (P2-Bi1). This indicates a higher weathering degree, in agreement with the interpretation for this ratio in S1.

The K_i and K_r values in P3 vary from 1.14 (SL matrix) to 1.43 (2C) and 0.96 (A1) and 0.67 (Bi1), respectively, showing a slightly increasing trend towards the base in 2Bi2 and 2C, which characterizes these horizons as kaolinitic-oxidic (A2, Bi1, SL matrix) and kaolinitic (A1, 2Bi2 and 2C),

resulting from monosialitisation. The increase in K_i and K_r towards the profile bottom can also be explained by the increase in lithorelics in these horizons, as verified in the previous compartment.

As in the profiles of Sector S1, there was no evidence of lithodependence of the horizons above the SL, but only sparse and small relics in the soil matrix. Similarly, the observations made in S1 clearly showed that the 2Bi2 and 2C horizons were derived from alterations of the rock, evidenced by the large amount of relatively conserved lithorelics of the underlying shale, especially in the 2C horizon, where schist is still well preserved.

Sector S3 - profiles P4 and P5, lowest segment of the slope corresponding to the downstream sector and steepest slope of the toposequence; P5 is close to the valley bottom (Fig. 6.2), with a mean slope of ~ 36%.

The silt/clay ratio differed between P4 and P5. In P4, the values tend to increase in deeper layers (except in the SL matrix). The ratios in the surface (very clayey) horizons (A1- 0.54 and SL matrix- 0.52) were lower, unlike in the surface-nearer horizons (clay loam and silty loam) (1.42 and 3.29). This suggests that schist is in fact a material originating from the 2Bi2 and C horizons, as evidenced by the fine quartz and muscovite intercalations, especially in the C horizon, with well-preserved schistosity. However in P5, the values of this relation decrease, reflecting an apparent balance between the sand, silt and clay fractions.

The hydraulic conductivity data of P4 than in P2, which indicates a predominance of overland and subsurface water flows in the sector S3, with a minor development of the pedality of the microstructure, varying from moderate to weakly developed (Fig. 6.3F). The predominance of these lateral flows and the steeper slope explain the progressive downstream erosion of the SL, that dissaperar in P5.

In general, there was no evidence of an initial pedogenic process by microstructure fragmentation of the horizons, similarly to the upper pedological units (S1 and S2). In P4, from Bi1 downwards, an increase in K_i and K_r was observed, with values ranging from 1.27 (A1) to 1.34 (2C) and 0.83 (A1) and 0.87 (2C). Once more, this reinforces the idea of an affiliation of P4 from the underlying shale and of the material above the SL corresponding to colluvial deposits. In addition, Costa *et al.* (2014) showed a recurrence in the mineralogical correspondence between the materials constituting the horizons below and above the SL, which could suggest that this probable colluvial material was derived from upstream points that are also above the schist.

The dating of horizon Bi1 (P4) indicated an age of 6.5 Ka, which is much older than the age calculated by Costa *et al.* (2014) for SL at the same point, of about 2.8 Ka. This could be explained by a possible inversion of horizons, which was already reported by Santos *et al.* 2003; Santos and Varajão,

2004; Figueiredo *et al.* 2004 and Teixeira 2012, in studies in QFe. Nevertheless, the macro and micromorphological data do not highlight a significant differentiation in the microstructure that would confirm this hypothesis.

With regard to P5, the Ki and Kr values decrease with depth, varying between 0.76 and 0.47 (A) and 0.23 and 0.15 (C), respectively, indicating a decrease in SiO₂ levels in deeper soil. On the other hand, the residual Al₂O₃ concentrations increased, consequently classifying these soils as gibbsitic. In spite of the schist lithorelics found in this profile, associated with the matrix in the top-to-bottom direction, it was not yet possible to clearly elucidate what could explain the low SiO₂ values, compared to Fe₂O₃ and Al₂O₃ (ferralisation). In the Bi of profile P5, the data show an increase in Fe₂O₃ contents (Table 6.1) with increasing depth (A- 6.77, Bi- 9.41 and C-10.88).

Finally, the micromorphological characteristics shows the development of the porous system from a network of incomplete cracks, i.e., without aggregate formation in individualized blocks. This indicates an early stage of pedogenesis (Figure 6.3G), although much less developed than in the horizons overlying the SL located in the upper pedological compartment of the topossequence (S1 and S2).

6.4.2 - Elements of Stone Line and Colluvium Formation

The formation of colluvia (C) and the stone line (SL) in the studied sequence is common in the QFe, especially in the Upper Rio das Velhas river basin, where it is possible to relate the genesis of the relief features to factors that affected the region as a whole, such as paleoenvironmental changes. For example, Barros *et al.* (2016) point out that the erosion in the Upper Rio das Velhas basin was favored during the dry/cold periods throughout the Cenozoic. This resulted in sediments in the watersheds due to seasonal rains and ineffective retention by the grassland vegetation (Behling 1995, 2003; Bacellar 2000), which, under the current (more humid) climatic conditions, were replaced by drought-adapted phytophysionomies.

In this sense, the decay of BIFs (Minas Supergroup - Banded Iron Formations) and of quartzite of the mountain ridges and the mobilization of clasts in drier climates would have formed considerable deposits of gravel and sand in the valleys (Lopes 2014) and SL in the interfluves, with the possible burial of these detrital paleopavements.

Based on carbon level dating in fluvial terraces of the Upper Rio das Velhas, Bacellar (2000) and Teixeira (2012) show that erosive processes and mass movements (Figure 5.5) were significant for the last ~ 7.5 ka to the present. Recently, Lopes *et al.* (2016), based on studies developed in the same region, confirmed the occurrence of debris flows of Mid Holocene ages in the region.

Regionally, evidence of a gradual temperature increase during the Late and Middle Holocene (9.5 to 5 ky) in the present Southeastern region of Brazil was recorded by Ledru *et al.* (1996). Confirming this scenario, Hórak-Terra *et al.* (2015) described a sequence of six phases of climate change throughout the Holocene, including a hot and humid period between 7.3 and 4.2 ky (Phase II) mostly responsible for soil stabilization. The next very dry and hot period (between 4.2 and 2.2 ky), inferred by Hórak-Terra *et al.* (2015), would have led to the onset of erosive processes. The authors emphasize that the decrease in humidity may have been accompanied by an increase in the seasonal torrential rains, creating conditions for a covering of the SL, a hypothesis compatible with the ages of this SL (Table 6.3). The existence of a colluvium dating to ~ 3.6 ka, related to a drier phase, was also reported by Bacellar (2000), also compatible with the ages reported by Costa *et al.* (2014) (Fig. 6.4).

Finally, since 1.16 ka, there is evidence of a sub-humid period with a tendency to stabilization, similar to the current climate, favoring erosion and sediment accumulation (Hórak-Terra *et al.* 2015). This is compatible with the age found on a small fluvial terrace in the upper São Bartolomeu creek, about 550 yr BP (Lopes, 2014) (Fig. 6.4).

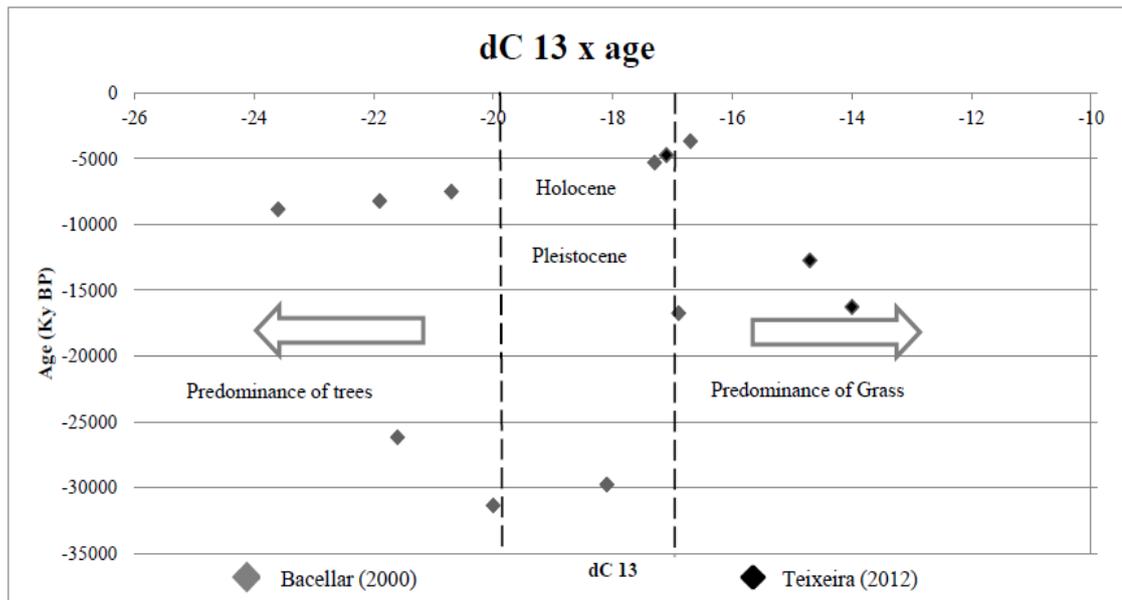


Figura 6.4- Stable carbon isotope (^{13}C) ratios in samples of organic clay and ^{14}C dated soils. Source: Bacellar (2000) and Teixeira (2012).

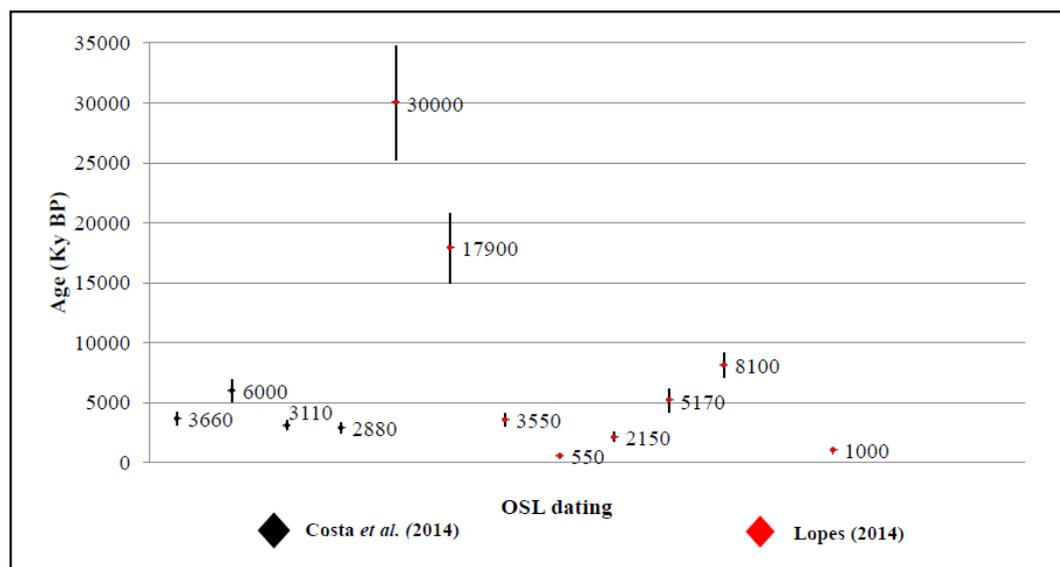


Figura 6.5- OSL dating of clastic sediments in the Upper Rio das Velhas river basin. Source: Costa *et al.* (2014) and Lopes (2014).

Although the hypothesis of these paleoenvironmental changes as a determinant factor in the alterations in the morphogenesis of the area is reinforced by the cited authors, it may be assumed that the neotectonic activity can also play a relevant role in the formation of colluvium, the SL and even of the fluvial terraces. In this sense, Magalhães Jr. *et al.* (2011), among others, described three levels of fluvial incision in the upper Rio das Velhas basin: an older T3 (~ 48 ky), an intermediate T2 (~ 7.5 ky), related to the regional tectonics in the Late Pleistocene, and a younger T1 (~ 1 ky) (hot and humid climate), also related to the regional tectonics and climate changes in the Holocene, with geochronological data obtained by silica biomineralization (Barros *et al.* 2016).

Thus, the processes that caused the incisions of T2 and T1 (tectonic and/or climate changes) would have also caused changes in the hydraulic balance of the slopes, triggering erosive processes and mass movements. Thus, the material mobilized from the upper segment downstream would have been deposited in the middle segment of the São Bartolomeu topossequence, burying the thick sediments there (detrital pavement), giving rise to the SL.

6.5 - CONCLUSIONS

The results show that the stone line of the São Bartolomeu topossequence indicates a discontinuity between two source materials with distinct evolution, one directly evolved from the underlying schist and the other indirectly, originated from upstream colluvium consisting of a mixture of rock derivatives and duricrusts.

In this sense, it is assumed that the genesis of the SL and colluvium is related to phenomena that modified the regional morphogenesis, such as neotectonic activity and, above all, paleoenvironmental

changes between the Middle and Recent Holocene. This may have led to changes at the base level, mainly locally, promoting hydraulic adjustments of the slopes, while the same process of monosialitic/ferralitic and pedogenic (still incipient or cambic) weathering continued, in some respects recurrent, indicating different evolutionary stages above and below the SL.

The lithological discontinuity in four of the five analyzed soil profiles shows, despite their incipient development, the polygenic character of tropical soils developed on slopes, under alternating morphogenesis and pedogenic processes. The delay or blocking of past pedogenic processes by Quaternary climate changes and slope development is printed in the soil matrix and its physical-chemical properties.

CAPÍTULO 7

ARTIGO 3- DENUDAÇÃO GEOQUÍMICA EM ZONA ESCARPADA NO ALTO RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, BRASIL³

RESUMO

O trabalho objetivou compreender a relação entre solos e relevo em zona escarpada a partir da determinação das taxas de denudação geoquímica no domínio de serras do Quadrilátero Ferrífero, estado de Minas Gerais, Brasil. A alta bacia rio das Velhas, região na qual este estudo foi desenvolvido, delimita o divisor de águas de duas importantes bacias, a Oeste a do rio São Francisco e a leste a do rio Doce. A área está espacialmente associada aos quartzitos, filitos e itabiritos proterozóicos do Supergrupo Minas (Terras Altas) e aos xistos arqueanos do Supergrupo Rio das Velhas (Terras Médias). Amostras de água do córrego São Bartolomeu foram coletadas, quinzenalmente, ao longo de um ano hidrológico (2011/2012). Parâmetros físico-químicos, pluviosidade, vazão e o teor de metais e metaloides foram determinados conforme métodos consagrados. Os resultados permitiram demonstrar que a taxa de denudação durante o período úmido é superior em 0,714 ton/km²/ano em comparação à taxa do período seco. A maior solubilidade de Si e bases em comparação com Al, Fe e Mn indica processo de ferralitização. A taxa média de denudação geoquímica verificada foi de 7,99 ton/km²/ano e a taxa de rebaixamento vertical do relevo de 2,84 m/Ma. Esses resultados confirmam a contribuição da denudação (morfogênese) do relevo na incompletude dos processos pedogenéticos dos solos que recobrem vertentes nas áreas escarpadas no Quadrilátero Ferrífero.

Palavras-chave: Denudação Geoquímica; Alto Rio das Velhas; Domínio de Serras e Escarpas, Quadrilátero Ferrífero.

7.1- INTRODUÇÃO

Nos estudos geomorfológicos, as taxas de denudação mensuradas correspondem ao volume de material sub e superficialmente perdido em função da alteração das rochas por um período de tempo determinado (Carson & Kirkby 1972; Leeder 1991; Souch 2004). A denudação geoquímica desenvolvida a partir do transporte iônico tem parcela significativa na alteração do modelado do relevo, devido erosão, rebaixamento de vertentes e desenvolvimento

³**Autores:** Fernanda de Oliveira Costa, Luis de Almeida Prado Bacellar, José João Lelis Leal de Souza, Ramon Messias Martins e Edgar Amaral dos Santos. **SUBMETIDO para a REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA.** **Agradecimento:** Os autores agradecem à FAPEMIG pelo apoio financeiro e incentivo à pesquisa, ao Instituto Estadual de Florestas (IEF), a Profa. Dra. Helen Nébias (Universidade Federal do Maranhão) e à Profa. Dra. Selma Simões de Castro (Universidade Federal de Goiás) pelas sugestões concedidas e revisão do manuscrito.

de solos (Dunne 1978; Leeder 1991). Estudos consagrados (Tricart & Cailleux 1972; Büdel 1982) apontam que na região tropical do globo a evolução do relevo seria controlada pela denudação geoquímica. Pinet & Souriau (1998) organizaram e sistematizam dados relacionados às taxas de denudação química e mecânica de bacias hidrográficas mundiais, incluindo aquelas localizadas em ambiente intertropical úmido, como a bacia do rio São Francisco, e observaram uma relação direta entre as médias anuais de precipitação, a denudação química, as formas de relevo (declividade) e a denudação mecânica.

A aplicação dessa abordagem em áreas intertropicais, sobretudo em relevos do sudeste do Brasil, tem revelado novas interpretações sobre a dinâmica denudacional nesse ambiente (Salgado *et al.* 2004; Salgado *et al.* 2007b; Salgado *et al.* 2008; Varajão *et al.* 2009; Cherem *et al.* 2012; Barreto *et al.* 2012; Bertolini 2015). De modo geral, esses autores apontam que a variação da litologia, o clima, o desnível altimétrico das vertentes, a erosão mecânica, o tipo de solo e o contexto tectônico são elementos fundamentais na diferenciação de maiores ou menores taxas de denudação.

A região do Quadrilátero Ferrífero (QFe) representa um dos conjuntos mais significativos de montanhas reconhecidas por uma dinâmica evolutiva descontínua, afetada por variações nas características geológicas (Alkmim & Marshak 1998; Uhlein & Noce 2012), geomorfológicas (Varajão *et al.* 2009) e climáticas (Barros *et al.* 2016).

Geologicamente, o QFe apresenta rochas pré-cambrianas, classificadas, de acordo com Alkimim & Marshak (1998), em: (i) embasamento cristalino, de idade arqueana, composto por gnaisses, granitos e migmatitos; (ii) Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, composto por quartzitos, xistos e filitos numa sequência do tipo *greenstone belt*; (iii) Supergrupo Minas, de idade proterozóica, constituído por rochas metassedimentares como quartzitos, itabiritos, xistos, filitos e formações ferríferas, (iv) Grupo Itacolomi, também de idade proterozóica, constituído basicamente por quartzitos. Ao Supergrupo Minas são atribuídos muitos alinhamentos serranos que caracterizam o QFe (Carvalho Filho *et al.* 2010).

O relevo do QFe foi intensamente erodido ao longo de sua história evolutiva e por esse motivo tem sido foco de estudos qualitativos desde os trabalhos de Harder & Chamberlin (1915 a,b) para quem o relevo regional era fruto de processos erosivos diferenciais, onde os quartzitos e itabiritos constituíam os substratos das terras altas, os xistos/filitos os substratos das terras médias e os granito-gnaisses das terras baixas.

Recentemente essas constatações foram quantitativamente confirmadas a partir de estudos das taxas de erosão, considerando a utilização da denudação geoquímica (Salgado *et al.* 2004), onde foi constatado um processo de erosão diferencial dos substratos que compõem a região (quartzitos e itabiritos [1,3-4 m/Ma]/ xistos e filitos [4-8 m/Ma]/ granitos e gnaisses [5,5 m/Ma] e mármore e dolomitos [25 m/Ma]), além da capacidade que as águas têm de registrar a assinatura geoquímica dos

litotipos que elas drenam. A aplicação do isótopo ^{10}Be em estudos geomorfológicos realizados por Salgado *et al.* (2007a), Salgado *et al.* (2008) e Varajão *et al.* (2009) também trouxe novas contribuições quantitativas que confirmaram as constatações já realizadas sobre a denudação diferencial na região.

Estudos desenvolvidos por Bacellar (2000), Lipski (2002), Santos *et al.* (2004), Santos & Varajão (2004), Figueiredo *et al.* (2004), Bacellar (2000), Bacellar *et al.* (2005) e Varajão *et al.* (2009) têm indicado que a neotectônica e/ou as flutuações climáticas cenozoicas influenciaram na evolução geológica e geomorfológica do QFe, condicionando tanto a evolução do modelado, como também o comportamento hidrodinâmico das vertentes. Além disso, há reflexos na evolução de coberturas pedológicas que as recobrem, a partir, por exemplo, de processos de coluvionamento.

Contudo, estudos que avaliem a influência das formas do relevo no desenvolvimento de mantos pedológicos em escala de detalhe (topossequência) ainda são pouco comuns no QFe, principalmente quando se leva em consideração a avaliação das taxas de denudação geoquímica e do rebaixamento vertical. Esse nível de abordagem oferece uma compreensão ainda mais ampla da evolução da superfície.

O presente artigo focou seu estudo na compreensão da evolução de um sistema pedológico em vertentes escarpadas, a partir de estudos prévios feitos por Costa *et al.* (2014), na dinâmica recente da denudação geoquímica e na taxa de rebaixamento do relevo de uma porção da alta bacia alto Rio das Velhas (subbacia do rio São Francisco), por meio da quantificação e análise química das águas superficiais do alto córrego São Bartolomeu, seu afluente.

Esse estudo objetiva oferecer uma contribuição para a compreensão das relações entre a pedogênese e morfogênese na evolução da paisagem das terras altas/médias do QFe.

7.1.1 - Área de Estudo

O local onde o estudo foi desenvolvido, possui área de $0,84 \text{ km}^2$, altitude média de 1.345 m, declividade de $\approx 36\%$ e se insere na alta bacia do córrego São Bartolomeu, afluente que deságua no rio das Velhas (porção alta e central do Quadrilátero Ferrífero), que integra a bacia do rio São Francisco. A alta bacia do córrego São Bartolomeu, inserida nos domínios da Área de Proteção Ambiental da Cachoeira das Andorinhas (APA das Andorinhas), desenvolve-se sobre rochas metamórficas proterozoicas (Supergrupo Minas) e arqueanas (Supergrupo Rio das Velhas) (Alkmim & Marshak 1998) (Figura 6.1) e está localizada no município de Ouro Preto, no estado de Minas Gerais. O Anticlinal de Mariana é a principal estrutura geológica presente na área.

Nas cabeceiras da alta bacia afloram quartzitos e filitos do Grupo Caraça e itabiritos do Grupo Itabira, ambos pertencentes ao Supergrupo Minas (2,5 Ga) (Baltazar *et al.* 2005), constituindo, geomorfologicamente, a unidade de serras e escarpas estruturais (IEF/UFV 2005).

Na zona de cabeceira da bacia do córrego São Bartolomeu ocorre, ainda, coberturas detrito-lateríticas (couraças ferruginosas ou ferricretes) da superfície cimeira regional, que recobre, preferencialmente, os itabiritos do Grupo Itabira (Zucchetti *et al.* 1998; Baltazar *et al.* 2005). Esse

domínio é separado por uma quebra de relevo negativa do domínio de cristas alinhadas e ravinadas (IEF/UFV 2005) que compõem o restante da área, sustentado por xistos do Grupo Nova Lima, pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas (2,6 - 2,7 Ga).

Localmente, a geologia é representada pelo Grupo Nova Lima em duas unidades similares associadas a ressedimentações: a Unidade Catarina Mendes, que é constituída por metagrauvacas homogêneas com rochas subordinadas, tais como lentes de metaconglomerados, tremolita xistos e metarenitos e a Unidade Córrego da Paina, que é composta por metargilitos, metassiltitos e metagrauvacas (Baltazar *et al.* 2005).

Na área de estudo, dominam Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, ambos distróficos (IEF/UFV 2005; Costa *et al.* 2014). Uma topossequência foi levantada e estudada detalhadamente na faixa de escarpa por Costa *et al.* (2014) que identificaram dois tipos de Cambissolos Háplicos distintos. O primeiro tipo desenvolvido sobre colúvio e separado do material de desenvolvimento *in situ* e do substrato xistoso por uma linha de pedras (LP), datada via luminescência opticamente estimulada (LOE) em idades que variaram entre 6.000 ±940 e 2.880 ±465 anos. O segundo tipo não apresenta linha de pedras e seu horizonte diagnóstico (Bi), assim como o horizonte basal (C), são litodependentes do xisto. A deposição diferencial de colúvios, ao longo da topossequência, foi atribuída a eventos (tectônicos e climáticos) que alteraram a dinâmica da morfogênese local ao longo do Quaternário holocênico.

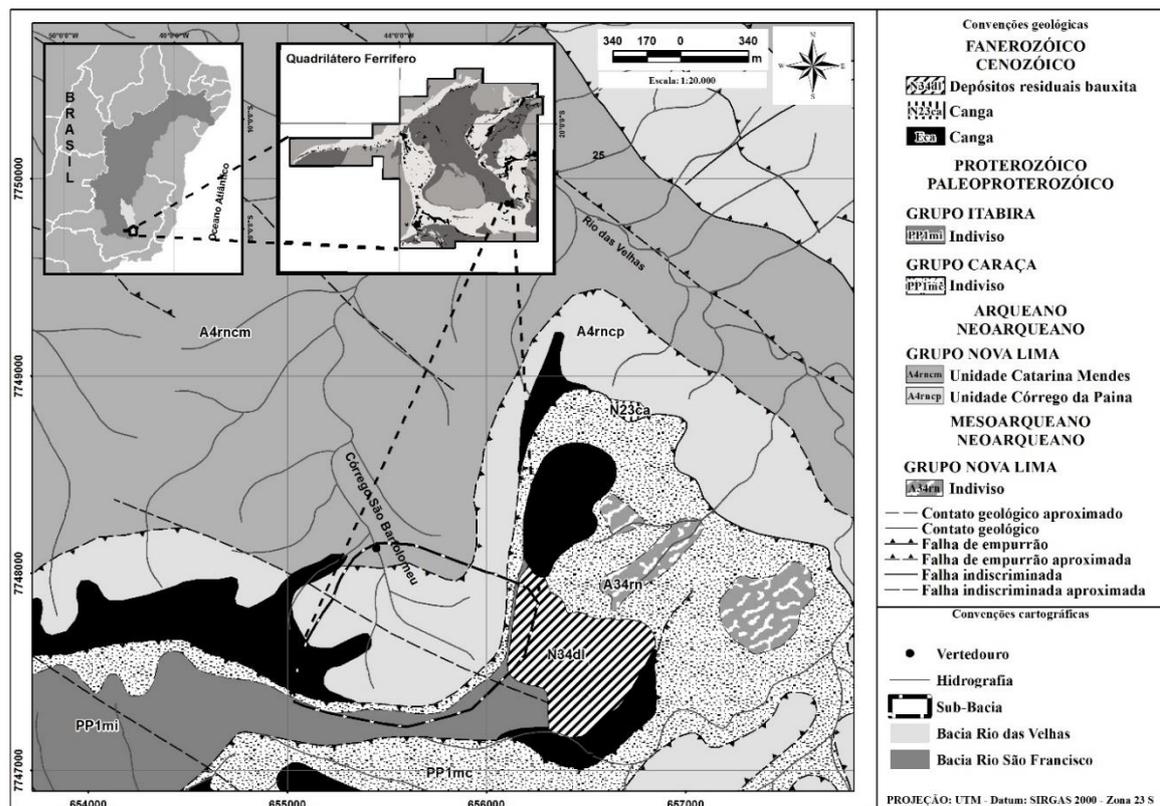


Figura 7.1- Geologia da alta bacia do córrego São Bartolomeu, alto rio das Velhas, com delimitação da microbacia do córrego São Bartolomeu. Fonte: Adaptado de Baltazar *et al.* (2005) e de Costa *et al.* (2014).

De acordo com Costa *et al.* (2014), os dados analíticos e micromorfológicos (Costa *et al.* 2013) evidenciam diferenças na gênese dos horizontes superficiais acima e abaixo da LP. Além disso, mostram um sistema de transformação vertical do xisto (sem transferência interna lateral de matéria) para os horizontes Bi e C desenvolvidos *in situ*. Os mesmos autores destacam baixos valores das relações entre $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ki) e $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Kr) nos horizontes acima e abaixo da LP, o que indica um processo de intensa dessilicatização. Mineralogicamente, a fração argila é composta principalmente por caulinita, muscovita e goethita. A caulinita foi detectada em todos os perfis de solos estudados, o que caracterizaria o processo de monossilatização.

O tipo climático predominante na área, segundo a classificação de Köppen, é tropical com duas estações alternadas (Cwb) e a pluviosidade média de 1.610mm/ano (série 1988-2004), com período chuvoso entre os meses de outubro e março (Castro 2006), compatível com a monossilatização.

A área é coberta por campo rupestre nos topos das superfícies geomórficas altas (domínio de serras e escarpas) e por mata tropical na encosta (domínio das cristas alinhadas e ravinadas) (IEF/UFV 2005).

7.2- MATERIAIS E MÉTODOS

Foi instalado no alto curso da drenagem (coordenada UTM 655468,92 e 7748118,86 - Zona 23K) vertedouro portátil do tipo retangular com contração lateral, construído com aço galvanizado, seguindo o modelo sugerido pela USGS (*United States Geological Survey*) (Rantz 1982). A leitura da altura da lâmina d'água foi mensurada diariamente, em intervalos de 2 horas, a partir da utilização de um datalogger (Schlumberger CTD- Diver) que foi acoplado à parede do vertedor. A vazão diária e mensal foi calculada de acordo com a equação 7.1, recomendada por Porto (2006) e Feitosa *et al.* (2008), compatíveis com as recomendações da EPA (1997).

$$\text{Equação 7.1: } Q = 1,83 * (L - 0,2 h)h^{3/2}$$

Foram coletadas 23 amostras de águas superficiais em canal fluvial de 2ª ordem da microbacia do córrego São Bartolomeu livre de interferência antrópica. O período de coletas estendeu-se da estação úmida (1º de outubro/2011 a 31 de março/2012) à estação seca (1º de abril a 30 de setembro/2011).

As coletas de água foram feitas no meio do canal fluvial e nas proximidades do vertedouro, com o auxílio de seringas de 25mL, as quais foram filtradas (membrana de éster-celulose 0,45µm). A elas foi adicionado ácido nítrico puro, para, em seguida, conservá-las refrigeradas a 4°C. Também foram mensurados em campo o teor de sólidos totais dissolvidos (TDS), condutividade elétrica, pH e Eh, com auxílio de uma sonda multiparâmetro Myron-L modelo 6PII- CE.

Os elementos Al, As, Ba, Ca, K, Fe, Mg, Li, Mn, Mo, Na, Sc, Si e Zn foram determinados por espectrofotometria de emissão ótica com plasma induzido acoplado (ICP-OES - *SPECTRO CIROS^{CCD}*

modelo 25000), no Laboratório de Geoquímica Ambiental do Departamento de Geologia/Escola de Minas/UFOP. Para validação dos resultados foi utilizado o standard NIST 1653.

A taxa de denudação química inicial foi determinada pela equação adaptada por Thomas (1994), calculada em função da somatória da carga iônica transportada pelas águas, relacionando-a a área e à vazão (Equação 7.2).

Equação 7.2:

$$D = \frac{\left(\frac{TDS_{chuvosa} \times V_{chuvosa}}{A} \times S_{chuvosa} \right) + \left(\frac{TDS_{seca} \times V_{seca}}{A} \times S_{seca} \right)}{d}$$

Onde: D é a taxa de denudação química anual na estação climática seca ou úmida, dada em ton./km²/ano; TDS refere-se à carga catiônica dissolvida na água na estação climática correspondente à mensuração, dada em ton./m³; V corresponde à vazão média em m³/s mensurada; S representa o tempo convertido em segundos do período amostrado; A corresponde à área da bacia hidrográfica em km² e d é a densidade da rocha.

A taxa de denudação química quinzenal foi determinada em função da somatória da carga iônica dissolvida e transportada pelas águas fluviais, via sonda multiparâmetro e via ICP-OES, relacionando-a à área analisada da bacia e à vazão, tanto para a estação seca quanto úmida. Concentrações abaixo do limite de quantificação (LQ) tiveram seu valor igualado à metade do LQ para a execução dos cálculos. O cálculo da taxa de rebaixamento do relevo (m/Ma) foi realizado considerando o valor de 2,81 g/cm³ de densidade média das rochas (xisto e filito) como recomendados por Telford *et al.* (1990). Desse modo, a partir da média da taxa de rebaixamento do relevo (m/Ma) calculada para a alta bacia, obtém-se a taxa média de rebaixamento local.

Os dados de precipitação foram coletados a cada duas horas numa estação meteorológica (Tracom-Watchdog 2900ET), conforme recomendações técnicas sugeridas por Garcez & Alvarez (1988).

7.3- RESULTADOS

7.3.1- Monitoramento hidrogeoquímico

As vazões mensuradas (Figura 7.2) no ponto de coleta chegam a ser até 3 vezes maiores entre os meses de novembro e dezembro de 2011 e janeiro de 2012 do que no restante do período analisado, correspondendo aos períodos de maior precipitação (Figura 7.2).

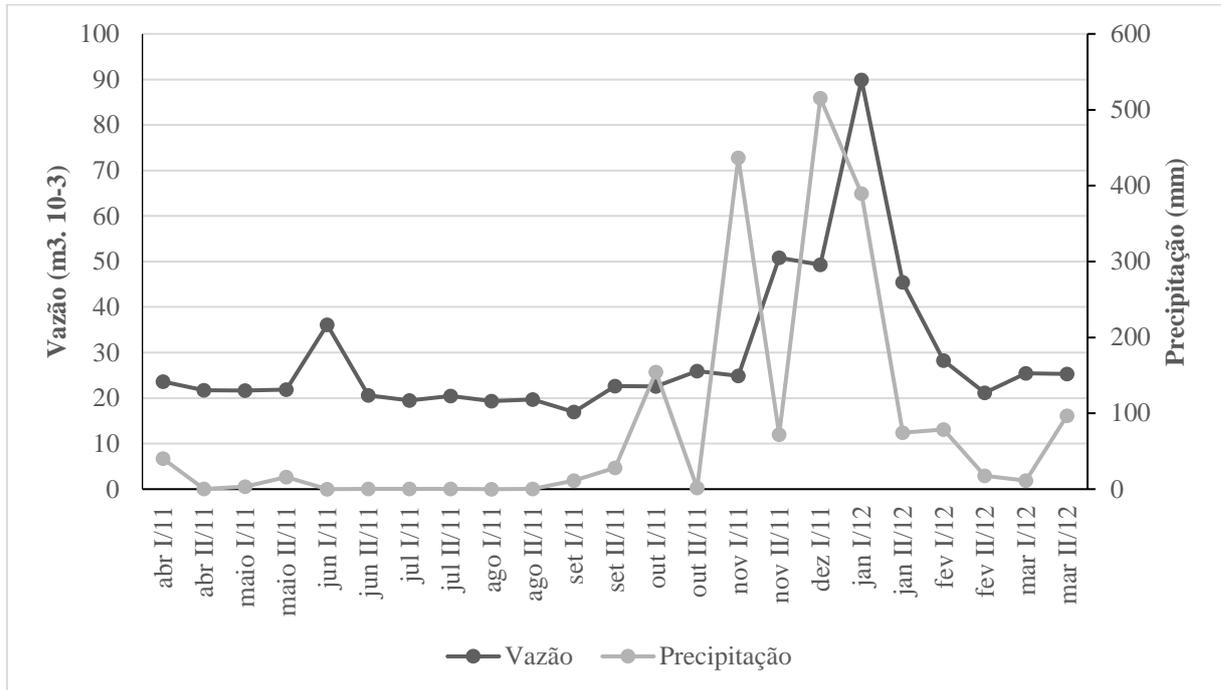


Figura 7.2- Vazão e a precipitação média quinzenal da alta bacia do córrego São Bartolomeu.

A água possui, predominantemente, pH neutro com tendência a alcalinidade, Eh redutor com valores variando entre 68 m/V e 279 m/V e concentração de metais e metaloides abaixo de 1mg L^{-1} (Tabela 6.1). A concentração média em solução decresce na ordem: $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Si}^{4+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Al}^{3+} > \text{Fe}^{2+} > \text{As}^{5+} > \text{Zn}^{2+} > \text{Mn}^{2+} > \text{Mo}^{6+} > \text{Ba}^{2+}, \text{Sr}^{2+}$.

A concentração de Na e K (Tabela 7.1 e Figura 7.3) variou conforme a estação, com valores até 2,5 e 2,3 vezes maiores na estação seca em relação à úmida. O Na respondeu diretamente à diminuição ou ao aumento da vazão, ou seja, nos períodos secos, sua concentração foi maior, com valores variando entre 0,5510mg/L e 0,8160mg/L, ao contrário do período mais úmido, cujos valores variaram entre 0,3384mg/L e 0,5880mg/L. Já o K apresentou valores mais baixos, entre 0,1838mg/L e 0,4173mg/L (período úmido).

O Ca e o Mg tenderam a ser mais elevados nas águas, com valores entre 0,680mg/L e 1,1670mg/L e 0,920mg/L e 1,246mg/L, respectivamente, devido à presença desses elementos no xisto. As concentrações até 2 vezes maiores de Ca, na estação chuvosa, indicam sua elevada solubilidade e mobilidade. Já o Mg apresentou valores acima de 0,808mg/L ao longo do ano hidrológico, quase homogêneos, não sendo possível diferenciar seu comportamento por estação.

Tabela 7.1- Concentração quinzenal de cátions, TDS, pH e Eh no alto córrego São Bartolomeu

Estação	Período (quinzenal)	pH	Eh	Al	Fe	Na	Ca	K	Mg	As	Ba	Mn	Mo	Li	Si	Sr	Zn	∑ dos cátions	TDS ³	
																				m/V
Seca	Abril I ¹	6,32	279	0,0136	0,0606	0,5510	0,6150	0,2427	1,064	0,028	0,0050	0,0258	0,0058	0,0004	2,200	0,0026	0,0017	4,8372	14,4	
	Abril II ¹	6,83	216	0,0031	0,0249	0,5850	0,6420	0,2453	1,133	0,028	0,0053	0,0130	0,0058	0,0004	2,200	0,0028	0,0017	4,9436	9,65	
	Maió I	6,92	165	0,0031	0,0187	0,5770	0,6080	0,2495	1,153	0,028	0,0050	0,0042	0,0058	0,0004	2,200	0,0027	0,0017	4,8940	9,84	
	Maió II	7,80	140	0,0031	0,0190	0,5810	0,6150	0,2548	1,156	0,028	0,0048	0,0025	0,0058	0,0004	2,200	0,0026	0,0017	4,9422	10,24	
	Junho I	7,45	80	0,0031	0,0155	0,5780	0,6410	0,2401	1,182	0,028	0,0049	0,0023	0,0058	0,0004	2,200	0,0027	0,0017	4,9442	10,28	
	Junho II	7,85	68	0,0031	0,0206	0,5760	0,6720	0,2813	1,206	0,028	0,0050	0,0025	0,0058	0,0004	2,200	0,0028	0,0017	5,0660	10,73	
	Julho I	6,93	157	0,0031	0,0135	0,6480	0,8660	0,4752	1,246	0,075	0,0058	0,0037	0,0058	0,0004	2,200	0,0028	0,0017	5,6079	10,14	
	Julho II	7,75	167	0,0031	0,0203	0,5560	0,6690	0,2400	1,117	0,028	0,0046	0,0024	0,0058	0,0004	2,201	0,0026	0,0017	4,8129	10,13	
	Agosto I	7,51	164	0,0031	0,0234	0,5630	0,6800	0,2484	1,133	0,028	0,0048	0,0021	0,0058	0,0004	2,193	0,0027	0,0017	4,8503	10,23	
	Agosto II	6,42	221	0,0031	0,0262	0,8160	0,7340	0,4061	1,132	0,028	0,0047	0,0036	0,0058	0,0004	2,196	0,0028	0,0040	5,3253	12,46	
Úmida	Setembro I	6,56	216	0,0031	0,0202	0,5810	0,7410	0,2607	1,152	0,028	0,0047	0,0025	0,0058	0,0004	2,210	0,0028	0,0017	4,9748	11,32	
	Setembro II	6,53	211	0,0031	0,0187	0,5600	0,7220	0,2654	1,137	0,028	0,0045	0,0016	0,0118	0,0004	2,216	0,0027	0,0017	4,9398	11,32	
	Outubro I	6,65	243	0,0031	0,0259	0,5700	0,7490	0,2968	1,185	0,028	0,0049	0,0024	0,0058	0,0004	2,259	0,0029	0,0017	5,0958	10,65	
	Outubro II	6,53	193	0,0120	0,0335	0,5880	0,9880	0,3038	1,140	0,058	0,0048	0,0034	0,0058	0,0004	2,216	0,0030	0,0096	5,3607	10,58	
	Novembro I	6,65	198	0,0031	0,0177	0,5720	0,8030	0,2545	1,182	0,028	0,0045	0,0025	0,0058	0,0004	2,193	0,0029	0,0017	5,0320	10,41	
	Novembro II	7,10	209	0,0031	0,0256	0,5480	0,7780	0,3369	1,030	0,028	0,0043	0,0043	0,0058	0,0004	2,007	0,0026	0,0017	4,7367	9,44	
	Dez I	6,36	211	0,0031	0,0307	0,5290	0,7160	0,2467	0,973	0,028	0,0045	0,0047	0,0058	0,0004	1,863	0,0025	0,0057	4,3757	8,90	
	Dez ² II	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Janeiro I	7,25	96	0,0092	0,0382	0,4835	0,7580	0,1838	0,808	0,028	0,0051	0,0047	0,0058	0,0004	1,644	0,0022	0,0195	3,9562	8,12	
	Janeiro II	6,78	111	0,0124	0,0386	0,5960	0,9200	0,3478	0,920	0,028	0,0048	0,0042	0,0058	0,0009	1,821	0,0027	0,0170	4,8404	8,78	
Fevereiro I	6,89	131	0,0031	0,0412	0,3384	0,9000	0,3255	0,994	0,028	0,0063	0,0112	0,0058	0,0008	2,000	0,0023	0,0017	4,7971	8,78		
Fevereiro II	6,73	-	0,0031	0,0255	0,4927	0,8900	0,2426	1,079	0,028	0,0054	0,0030	0,0058	0,0009	2,000	0,0027	0,0017	4,8850	10,73		
Março I	6,56	231	0,0031	0,0354	0,4291	1,1670	0,4026	1,208	0,028	0,0055	0,0084	0,0058	0,0010	2,000	0,0030	0,0151	5,4914	12,69		
Março II	7,13	187	0,0031	0,0381	0,4356	0,9980	0,4173	1,211	0,028	0,0054	0,0076	0,0058	0,0011	2,000	0,0027	0,0017	5,2617	9,43		

¹ I e II: primeira e segunda quinzena do mês; ²Coleta não realizada; ³Sólidos Totais Dissolvidos mensurados via sonda multiparâmetro. Os menores e maiores valores estão em destaque.

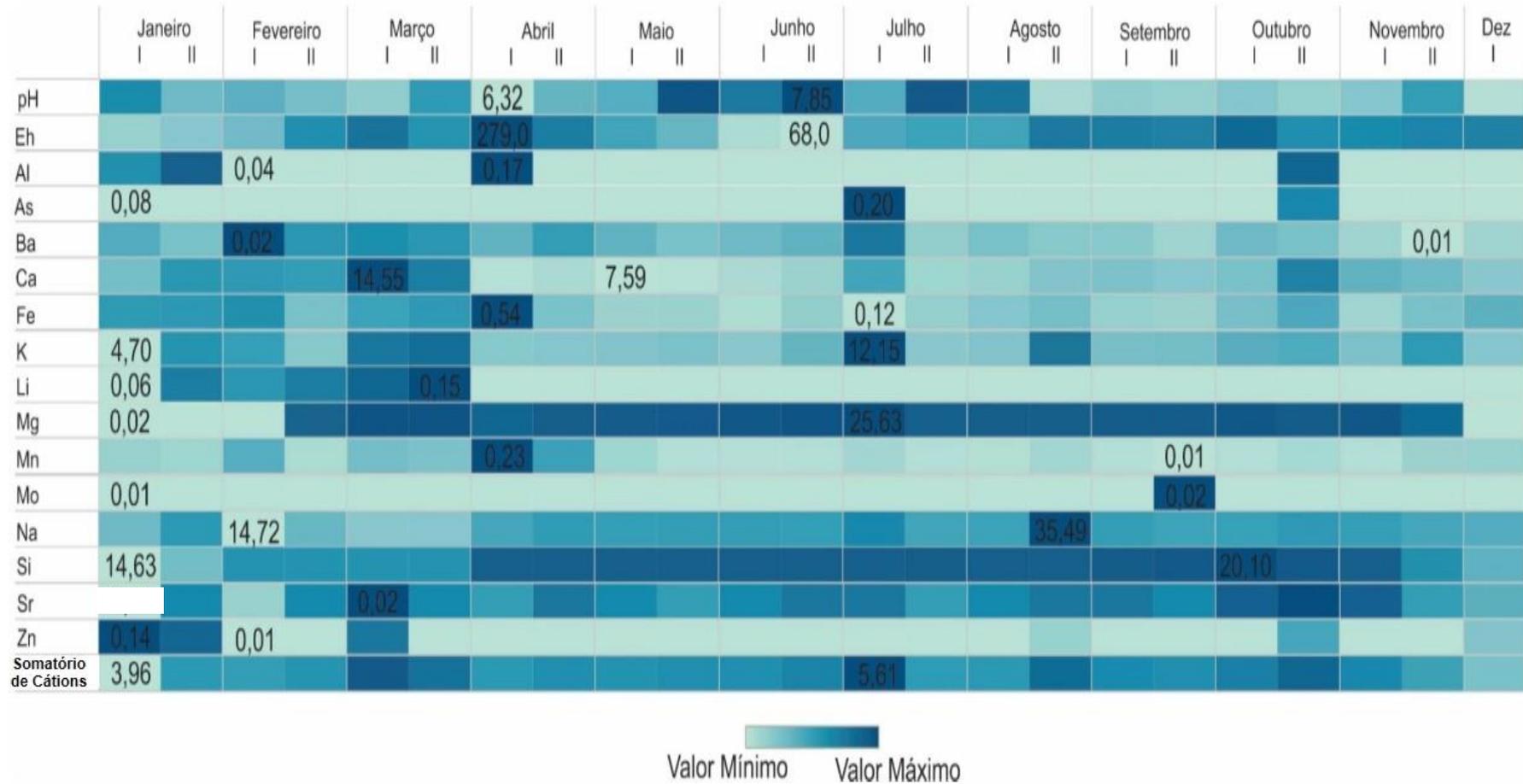


Figura 7.3 - Somatório dos cátions, pH, Eh e no alto córrego São Bartolomeu por quinzena. Os valores mínimos e máximos dos parâmetros ou teores estão em destaque.

7.3.2- Taxas de Denudação Química e Rebaixamento Vertical do Relevô

A taxa de denudação química durante o período úmido foi de 4,593 ton/km²/quinzenal, superior em 0,7140 ton/km²/ano em comparação à taxa do período seco que foi de 3,397 ton/km²/quinzenal (Figura 7.4). Tendo em vista que a vazão influencia diretamente na concentração de material iônico (Tabela 7.2), notou-se que a primeira quinzena de julho apresentou a menor denudação, com 0,205 ton/km²/quinzenal (TDS:10,14), e a primeira quinzena de janeiro a maior, com 0,8688 ton/km²/quinzenal (TDS: 8,12) (Figuras 7.4 e 7.5). Verifica-se também que nas primeiras quinzenas de junho e de dezembro, as taxas de denudação são muito distintas das outras quinzenas do período seco e úmido, respectivamente. A taxa de rebaixamento geoquímico total encontrada para a porção estudada da bacia foi de 2,84 m/Ma.

Tabela 7.2- Concentração quinzenal e por estação do TDS, vazão e taxas totais de denudação química

Estação	Quinzena ¹	TDS ² (mg/L)	Vazão (m ³)	Denudação ton/km ² /quinzenal	
Seca	Abril I	14,40	23.601,952	0,404	
	Abril II	9,65	21.692,409	0,249	
	Maio I	9,84	21.664,939	0,253	
	Maio II	10,24	21.882,341	0,266	
	Junho I	10,28	36.122,357	0,442	
	Junho II	10,73	20.582,520	0,262	
	Julho I	10,14	19.469,024	0,235	
	Julho II	10,13	20.497,343	0,247	
	Agosto I	10,23	19.332,751	0,235	
	Agosto II	12,46	19.692,674	0,292	
	Setembro I	11,32	16.945,627	0,203	
	Setembro II	11,32	22.606,060	0,304	
	Úmida	Outubro I	10,65	22.574,866	0,286
		Outubro II	10,58	25.916,020	0,326
		Novembro I	10,41	24.883,400	0,308
		Novembro II	9,44	50.851,245	0,571
Dezembro I		8,90	49.227,233	0,522	
Dezembro II ³		-	35.178,830	-	
Janeiro I		8,12	89.885,513	0,868	
Janeiro II		8,78	45.455,827	0,475	
Fevereiro I		8,78	28.262,316	0,295	
Fevereiro II		10,73	21.141,893	0,270	
Março I	12,69	25.449,635	0,384		
Março II	9,43	25.330,657	0,284		

¹ I (primeira quinzena) II (segunda quinzena), ² Calculados via sonda multiparâmetro, ³ Não houve coleta.

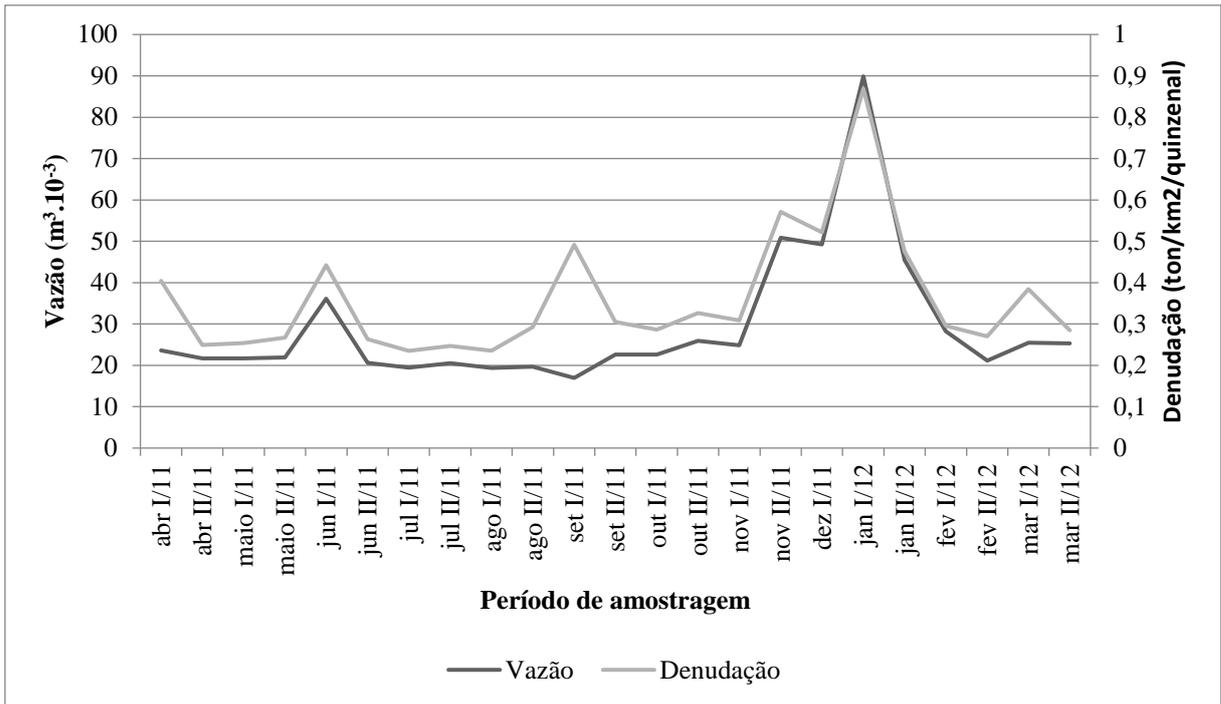


Figura 7.4 - Vazão x Denudação (ton/km²/quincenal) no período seco e úmido.

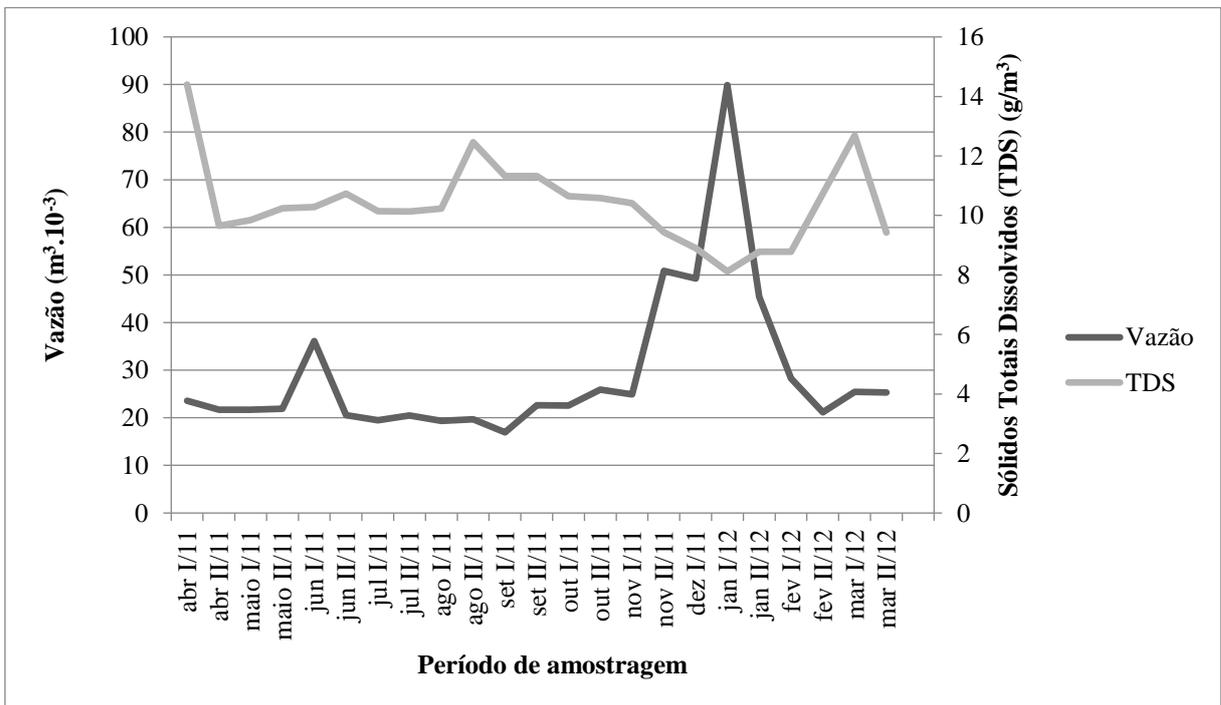


Figura 7.5 - Vazão x TDS no período seco e úmido. A vazão foi dividida por mil.

7.3.3 - Discussão

A dissolução incongruente de minerais primários em secundários, o pH ácido e a baixa concentração de metais alcalinos e alcalinos terrosos são características dominantes dos solos brasileiros

(Kämpf *et al.* 2009) e refletem as condições do intemperismo químico e biológico dominantes em áreas tropicais úmidas (Dunne 1978; Evangelou 1998; Cornell & Schwertmann 2003).

As baixas concentrações de Al e Fe em solução sugerem que esses constituintes estão conservados no sistema em comparação com outros elementos durante o processo intemperismo, sendo que o Al mostrou-se recorrentemente abaixo do limite de detecção (Tabela 7.1). Al e Fe são mantidos na forma de (hidr)óxidos sob valores de pH acima de 5,6 e condições oxidantes (Thomas, 1994). A detecção da gibbsita ($\alpha\text{-Al(OH)}_3$) nos solos da área (Costa *et al.* 2014) indica uma possível transição entre os estágios de monossilicização (caulinita-também detectada) e alitização (gibbsita).

A elevada concentração de Si em solução sugere sua solubilização, isto é, por dessilicização do substrato (Tabela 7.1), como esperado em processos geoquímicos de monossilicização e alitização. Em geral, feldspatos e micas presentes no material parental controlam a concentração de Si (na forma de sílica) em estágios iniciais de intemperismo. A hidrólise parcial de minerais silicatados primários em ambientes úmidos e bem drenados favorece a presença de argilas 1:1 em solos, tais como as caulinitas.

Sob intemperismo severo, a hidrólise é total e favorece a dissolução das caulinitas e a dominância de óxidos de Al e Fe na fração argila do solo (Melfi & Pedro, 1977). A manutenção da caulinita nos solos da área de estudo pode ser atribuída a: a) incorporação de material coluvial recém-exposto (Espindola 2013) e/ou b) ciclagem biogeoquímica a partir da quelatação de cátions metálicos (Faure 1991; Fontes 2012; Jobbágy & Jackson 2004).

A concentração de metais alcalinos e alcalinos terrosos como Ca, Mg, K e Na são mantidas pelo intemperismo de feldspatos e plagioclásios, quando presentes e em estágios avançados de intemperismo pela fraca adsorção em argilas silicatadas ou complexadas à compostos orgânicos do solo (Alloway 2013; Kabata-Pendias 2011). O processo de intemperismo conduz à destruição de minerais que contêm bases, como o Na, e a lixiviação desse cátion, reduzindo seu teor médio em rochas frescas de 1,30 % em peso para apenas 0,02 % em peso em regolitos totalmente intemperizados (Faure 1991).

Solos de grau incipiente de desenvolvimento, como no caso dos Cambissolos, possuem composição química estritamente associada ao material parental (Burak *et al.* 2010; Souza de *et al.* 2015) e na área de estudo, tais classes são derivadas do intemperismo de itabiritos, quartzitos, filitos e xistos, rochas cujo conteúdo de feldspatos e plagioclásios é baixo (Pedrosa-Soares *et al.* 1994; Dardenne & Schobbenhaus 2001). Reforçando esta constatação, análises químicas realizadas por Varajão *et al.* (2009) em amostras de rocha não alterada do xisto do Grupo Nova Lima (Unidade Córrego da Paina), unidade correlata à Catarina Mendes, evidenciaram teores mais baixos de cálcio, sódio e potássio e elevados de sílica, ferro, alumínio, manganês e magnésio. Logo, os solos desenvolvidos sobre esses materiais apresentam distrofia herdada do material parental, conforme foi apontado inicialmente por Costa *et al.* (2014) em análises químicas de rotina.

Nesse contexto, Varajão *et al.* (2009) observaram associação entre a concentração de certos elementos nos perfis de alteração com suas concentrações nas águas no QFe. De maneira geral os autores observaram um enriquecimento dos elementos Fe, Al e Mn e um empobrecimento em K ao longo dos perfis de alteração. Em concordância com o que foi observado nos perfis, o Fe, Al, Mg apresentam baixas concentrações nas águas. Já a distribuição dos elementos Na, Ca e Mg nos perfis é irregular, não existindo uma tendência linear, o que refletiria as variações mineralógicas nos litotipos e a baixa maturidade dos perfis. O teor desses elementos apresenta elevadas concentrações nas águas, atestando sua alta mobilidade, fato que corrobora as tendências também observadas nesta pesquisa (Tabela 7.1).

A taxa de denudação geoquímica apresentou algumas variações substanciais em algumas quinzenas do período úmido e seco (Tabela 7.2). Portanto, deve-se ter muita cautela quando se determina a denudação anual com base na amostragem com poucas medidas ao longo do ano, como é frequente na literatura.

Com relação aos estudos das taxas de denudação química, a pesquisa desenvolvida por Barreto *et al.* (2012) em substratos rochosos similares (quartzito e xisto) na bacia do rio São Francisco (Serra do Espinhaço), área localizada a norte da área deste estudo, revelaram um valor médio de denudação de 3,10 ton/km²/ano (bacia SF7), menor do que o desta pesquisa, de 7,99 ton/km²/ano (Tabela 7.2). Uma vez que ambas áreas se encontram sob o mesmo regime climático, tal diferença pode ser explicada pelo fato da microbacia deste estudo estar localizada em uma zona de cabeceira, logo, de maior energia erosiva.

Já em estudos desenvolvidos por Salgado *et al.* (2004), em bacias cujos litotipos pertencem ao Supergrupo Rio das Velhas e ao Supergrupo Minas (Bacias Córrego da Esperança e Cata Branca), foram constatadas taxas de rebaixamento do relevo que variam entre 3,69 e 3,91 m/Ma em regiões do Quadrilátero Ferrífero com terras altas e médias. Considerando as semelhanças litológicas, geomorfológicas, climáticas e pedológicas entre tais regiões permite-se fazer uma comparação com o resultado aqui obtido de 2,84 m/Ma. Portanto em consonância com os dados médios gerais de rebaixamento do relevo para as litologias mais resistentes e medianamente resistentes ($\approx 1,3-8$ m/Ma) postulados por Salgado *et al.* (2004).

Ferrier & Kirchner (2008) postularam que a taxa de denudação química apresenta relação linear com a taxa de erosão física até certo ponto, devido à constante exposição de rocha fresca na superfície, a partir de onde a taxa de denudação química volta a diminuir. Os autores também sugerem que eventos periódicos de erosão intercalados por estabilidade e formação de solo garantem taxas baixas de denudação química, mas acima de zero, como foi verificado neste estudo em que a taxa de denudação geoquímica apresentou um valor total de 7,99 ton/km²/ano. Esse cenário poderia favorecer o aprofundamento do manto de alteração, embora com características de um solo distrófico, pouco

evoluído macromorfológicamente (Costa *et al.* 2014) e micromorfológicamente (Costa *et al.* 2013) como foi verificado para Cambissolos.

7.4 - CONCLUSÕES

Buscando compreender as relações entre a pedogênese e a morfogênese em zona escarpada no alto rio das Velhas, no alto córrego São Bartolomeu, seu afluente, foram determinadas as taxas de denudação química, constatando-se um valor de 7,99 ton/km²/ano e de 2,84 m/Ma para a taxa de rebaixamento vertical do relevo. Tal taxa se assemelha aos resultados de outros estudos na região sudeste do Brasil, em que a litologia e as condições climáticas são similares.

Os resultados revelaram ainda que a taxa de denudação química durante o período úmido é superior em 0,714 ton/km²/ano em comparação à taxa do período seco. Como estas taxas de denudação podem variar significativamente ao longo das estações, recomenda-se uma elevada frequência de amostragem para se obter taxas anuais mais reais. Verificou-se também uma baixa concentração de metais e metaloides em águas superficiais, atribuída à pobreza química do material de origem dos solos e ao profundo intemperismo do manto de alteração. Os dados hidroquímicos revelaram também uma maior solubilidade de Si e bases em comparação com Al, Fe e Mn, confirmando o processo de dessilicatização e a tendência à ferralitização na área estudada, resultados que corroboram as interpretações geoquímicas realizadas anteriormente em cursos d'água no alto rio das Velhas e que atestam que as águas fluviais são capazes de marcar a assinatura geoquímica dos litotipos que drenam e até mesmo dos solos que elas drenam.

Esse cenário confirma a influência direta dos processos erosivos diferenciais, com enfoque geoquímico no caso deste trabalho, e da velocidade de rebaixamento vertical do relevo na pedogênese local, onde a chegada ou retirada de matéria do sistema ambiental, reflete diretamente na incompletude dos processos pedogenéticos das coberturas que recobrem vertentes em zona escarpada, onde os solos (Cambissolos) apresentam características que os classificam como imaturos e pobres quimicamente (distróficos).

O tipo de abordagem do presente estudo constitui-se numa ferramenta útil para a modelagem de estudos futuros de solos em área escarpadas no QFe por propiciar condições mais reais sobre a evolução da paisagem e de mantos pedológicos no tempo e no espaço, servindo como indicativo para a conservação ambiental de áreas susceptíveis a processos erosivos.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

O estudo da dinâmica dos processos morfopedogenéticos na microbacia do alto córrego São Bartolomeu, alto rio das Velhas, permitiu confirmar a hipótese inicial da pesquisa e concluir o que segue:

- O estudo morfológico e analítico detalhado de cinco perfis de solos ao longo da topossequência São Bartolomeu evidenciou a existência de descontinuidade de material de origem indicada pela presença de dois horizontes câmbicos separados por uma linha de pedras no segmento médio da vertente.

- Os referidos dois horizontes resultam de origem e evolução distintas, um diretamente evoluído do xisto subjacente, e outro indiretamente, originado dos colúvios de montante constituídos de mistura de derivados da rocha e concreções ferruginosas, atestando evolução poligenética.

- A presença da linha de pedras em quatro dos cinco perfis analisados evidencia, apesar de seu desenvolvimento pedogenético incipiente (Cambissolos), o caráter poligenético dos solos desenvolvidos em vertente escarpada.

- A gênese da linha de pedras e dos colúvios está relacionada a fenômenos que modificaram a morfogênese regional e local, induzidos principalmente pelas mudanças paleoclimáticas/paleoambientais entre o Holoceno Médio e Recente.

- A micromorfologia revelou que os horizontes acima da linha de pedras possuem graus evolutivos microestruturais distintos, o que permitiu diferenciar dois tipos de colúvios; o primeiro sobre a linha de pedras do P1 a P3 e um segundo sobre a linha de pedras no P4.

- O processo de intemperismo monossilítico/ferralítico e pedogenético (ainda incipiente ou câmbico) prevaleceu ao longo do Holoceno, indicando predomínio de clima tropical úmido a subúmido desde o Holoceno Médio.

- O retardo ou estancamento de processos pedogenéticos pretéritos por alterações climáticas do Quaternário e no desenvolvimento das vertentes está impresso na matriz do solo e nos seus atributos físico-químicos.

- A baixa concentração de metais e metaloides nas águas superficiais está relacionada à pobreza química do material de origem e ao profundo intemperismo do manto.

- A maior solubilidade de Si e bases em comparação com Al, Fe e Mn confirmam o domínio do processo de ferralitização na área estudada, ou seja, baixa estabilidade da sílica e da caulinita, elevada estabilidade dos (hidr)óxidos de ferro e o favorecimento da formação de hidróxido de alumínio (gibbsita).

- O cálculo da taxa de denudação evidenciou que durante no período úmido a saída de solutos do alto córrego São Bartolomeu é 0,7140 ton/km²/ano superior à taxa do período seco. Mas a taxa de denudação total alcançou 7,99 ton/km²/ano, o que é compatível com a evolução (pedo)geomorfológica de zonas escarpadas de regiões tropicais subúmidas.

- A taxa de rebaixamento vertical do relevo foi de 2,84 m/Ma que se assemelha a outros dados de áreas que possuem litologia e condições climáticas idênticas ou semelhantes na região sudeste do Brasil.

- Como as taxas de denudação apresentaram variações significativas durante os períodos secos e úmidos, sugere-se que sejam feitas amostragens de água com maior frequência quando se necessita quantificar taxas anuais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber, A.N. 1962. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. Bol. Univ. Paraná. Inst. Geol. Geogr. Física, 2:1-32.
- Ab'Saber, A.N. 1969. Um conceito de Geomorfologia a serviço de pesquisas sobre o Quaternário. Geomorfologia, 18, São Paulo:IGEO/USP.
- Agudo E.G. 1987. *Guia de coleta e preservação de amostras de água*. São Paulo. 1 ed. CETESB, 150 p.
- Ahuja, L.R.; Naney, J.W.; Green, R.E.; Nielsen, D.R. 1984. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. *Soil Science Society of America Journal*, 48:699-702.
- Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidences for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*. 90: 29-58.
- Alloway, B. J. 2013. Heavy Metals in Soils - Trace metals and metalloids in soils and their Bioavailability. Third ed. [s.l.] Springer-Verlag GmbH & Company KG.
- Alvareza V.V.H. et al. 1999. Interpretação dos resultados das análises de solos. In: Ribeiro, A. C.; Guimarães, P. T. & Alvareza V. V. H. (Ed). *Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais*. Viçosa. Comissão de Fertilidade do Solo do Estado de Minas Gerais. 5ª aproximação. 359p.
- Antunes, F.Z. 1986. Caracterização climática do Estado de Minas Gerais. *Informações Agropecuárias*, 12:9-13.
- Araujo, A.G.M., Neves, W.A., Piló, L.B., Atui, J.P.V. 2005. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap". *Quaternary Research*. 64, 298-307. DOI:10.1016/j.yqres.2005.08.002
- Bacellar, L.A.P. 2000. Condicionantes geológicos, geomorfológicos e geotécnicos dos mecanismos de voçorocamento na Bacia do rio Macacujá, Ouro Preto, M.G. Universidade Federal do Rio de Janeiro. (226 pp). (Tese de doutorado).
- Bacellar, L.A.P., Coelho Netto, A.L., Lacerda, W.A., 2005. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*. 30, 1369-1385. <https://doi.org/10.1002/esp.1193>
- 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 Quadrilátero Ferrífero-Integração e correção cartográfica em SIG com nota explicativa. (Eds.), CODEMIG. Belo Horizonte, pp. 1-68.
- Baize, D. (1986) Couvertures pedologiques, cartographie et taxonomie. *Science du Sol*, v. 4, n. 3, p. 227-243.
- Barreto, H. N., Varajão, C.A.C., Salgado, A. R., Varajão, A.F.D.C., Nalini Junior, H.A. 2012. Estudo das taxas de denudação química da Serra do Espinhaço Meridional (MG), com base na carga catiônica dissolvida. *Geociências*.(São Paulo. Online), v.31, p. 534-552.
- Barreto, H. N., Varajão, C.A.C., Braucher, R. Bourlès, D. L., Salgado, A. A. R., Varajão, A. F. D. C., 2013. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology (Amsterdam)*, v 191, p. 1-13.

- Barros, L.F.P., Coe, H.H.G., Seixas, A.P., Magalhães Júnior, A.P., Macario, K. C.D. 2016. Paleobiogeoclimatic scenarios of the late Quaternary inferred from fluvial deposits of the Quadrilátero Ferrífero (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. 67, 71-88. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.004>
- Behling, H., Lichte, M. 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. *Quaternary Research*. 48, 348–358. DOI:10.1006/qres.1997.1932
- Behling, H., 1995. A high-resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*. 14, 253-268. <https://doi.org/10.1007/BF00682427>
- Behling, H., 2003. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*. 12, 263-270. <https://doi.org/10.1007/s00334-003-0020-9>
- Bertolini, W.Z. 2015. A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. 207p.
- Bigarella, J. J.; Mousinho, M. R. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba*. n. 16/17, p. 153-197.
- Bigarella, J.J.; Becker, R.D. & Santos, G.F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. vol. 1 – Fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas, relevo cárstico e dômico*. Editora, UFSC. Florianópolis. 425p.
- Bigarella, J.J.; Becker, R.D. & Santos, G.F. 2007. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. vol. 1 – Fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas, relevo cárstico e dômico*. Editora, UFSC. Florianópolis. 425p.
- Budel, J. 1982. *Climatic Geomorphology*. Princeton, Princeton University Press. 443p
- Bouquier, G. 1973. Genèse et évolution de deux toposequências de sols tropicaux du Tchad: interprétation biogeodynamique. (*Mémoires ORSTOM 62*) 325p.
- Boulet, R. 1975. Toposéquence de sols tropicaux en Haute-Volta équilibres dynamiques et bioclimats. *Cah. Orston, Sér. Pédol.*, XIII, 1:3-6.
- Boulet, R. (1992) Uma evolução recente da pedologia e suas implicações no conhecimento da gênese do relevo (Palestra). In: 3o Congresso da Associação Brasileira de estudos do quaternário, 1992, Belo Horizonte, 1992. p. 43-58
- Boulet, R., 1988. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: Moniz, A.C., Furlani, A.M.C., Furlani, P., Freitas, S.S. (Eds.), A responsabilidade social da ciência do solo. SBCS, Campinas, pp. 79-90.
- Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F. X., Lucas, Y., 1982 (a). Analyse structurale et cartographie en pédologie. I- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *Cahiers Orston. Série Pédologie*. 19, 309-321.
- Boulet, R.; Humbel, F. X.; Lucas, Y. 1982 (b). Analyse structurale et cartographie en pédologie. II- une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. Orston: Sér. Pédol. Paris*, vol. XIX, (4), p.323-339.
- Boulet, R.; Humbel, F. X.; Lucas, Y. 1982 (c). Analyse structurale et cartographie en pédologie. III- passage de la phase analytique à une cartographie générale syntétique. *Cah. Orstom: Sér. Pedol. Paris*, vol. XIX. (4), p. 341-351. Budel, J. 1982. *Climatic Geomorphology*. Princeton, Princeton University Press. 443p.
- Boulet, R.; Chauvel, R. & Lucas, Y. 1984. Les systemes de transformation en pedologie. Association Française pour l'étude du sol, Livre Jubilaire du Cinquantenaire. p.167-191.
- Bullock P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., 1985. Handbook for soil thin section description. Wayne Research Publication. (152 pp).
- Burak, D. L.; Fontes, M. P. F.; Santos, N. T.; Monteiro, L. V. S.; Martins, E. D. S.; Becquer, T. 2010. Geochemistry and spatial distribution of heavy metals in Oxisols in a mineralized region of the Brazilian Central Plateau. *Geoderma*, v. 160, n. 2, p. 131–142.
- Braucher, R; Lima, C.V.; Bourlès, D.L.; Gaspar, J.C. & Assad, M. L. L. 2004. Stone-line formation processes documented by in situ-produced ¹⁰Be distribution, Jardim River Basin, DF, Brasil. *Earth and Planetary Science Letters*. 222: 645-651.
- Brewer, R. 1964. *Fabric and mineral analysis of soil*. John Wiley & Sons. New York. 470p.

- Carvalho, V.L.M. 2000. *Sistemas de transformação pedológica em uma vertente do município de Espírito Santo do Pinhal* (SP). Tese de doutorado. Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”. 123p.
- Carvalho Filho, A.; Curi, N.; Shinzato, E. 2010. Relações solo-paisagem no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. v.45, n.8, p.903-916.
- Carson, M.A., Kirkby, M.J. 1972. *Hillslope form and process*. Cambridge, University Press, 475p.
- Castro, S.S. 1999. Micromorfologia de solos aplicada ao diagnóstico de erosão. In: Guerra, A. J. T.; Silva, A.S.; Botelho, R.G.M. *Erosão e conservação dos solos*. Ed: Bertrand Brasil. p.127-163.
- Castro, S.S. 1989. *Sistema de transformação pedológica em Marília, SP: B latossólicos e B texturais*. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo (FFLCH/USP).
- Castro, S. S. de; Salomão, F. X. de T. 2000. Compartimentação morfopedológica e sua aplicação: considerações metodológicas. *Revista GEOUSP*, São Paulo, n. 7, p 27-37.
- Castro, S.S.; Cooper, M.; Santos, M.C.; & Vidal Torrado, P. 2003. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: Curi, N.; Marques, J.J. Guilherme, L.R.G. Lima, J.M.; Lopes,A.S.; Alvarez Venegas, V. N. (Ed.) *Tópicos em Ciência do Solo*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo, 3:107-164.
- Castro, J.M.G., 2006. Pluviosidade e movimentos de massa nas encostas de Ouro Preto. M.Sc. Dissertation. Univ. Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, Brazil.
- Cooper, M.; Boschi, R. S. ; Silva, L. F. S.; Toma, R. S. ; Vidal-Torrado, P. Hydro-physical characterization of soils under the Restinga Forest. *Scientia Agricola*. v. 74, p. 393-400, 2017.
- Cornell, R.M.; Schwertmann, U. 2003. *The Iron Oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses*. 2ª ed. New York: John Wiley & Sons, Inc. 694p.
- Coelho Netto, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Ano 4, Nº 2 (2003) 69-100.
- 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*. 8th IAG International Conference on Geomorphology. Paris, France.
- Costa, F.O.; Bacellar, L.A. P.; Castro, S.S.; Resende, F.R.M.; Silva, S.F. 2014. Morfopedogênese de zona escarpada na alta bacia rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG: Análise integrada de dados físicos, químicos e mineralógicos. *Revista de Geociências*. (33): 403-415.
- Chauvel, A. 1979. *Iniciação à micromorfologia de solos*. Apostila, USP/ESALQ.
- Cherem, L. F.S. 2012. *Morfo-pedogênese em escarpas de bordas interplanálticas do sudeste mineiro*. Universidade Federal de Ouro Preto (Tese de doutorado). 124p.
- Cherem, L.F.S; Varajão, C. A. C.; Braucher, R.; Bourlés, D.; Salgado, A.A.R.; Varajão, A.C. 2012. Long-Term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*. p. 173,118-127. doi:10.1016/j.geomorph.2012.06.002.
- Christofolletti, A. 1980. *Geomorfologia*. 2. ed. São Paulo, Edgard Blücher p. 103-127.
- Dardenne, M. A.; Schobbenhaus, C. 1991. *Metalogênese do Brasil*. Brasília: Editora UnB, 2001.
- De Martone, E. 1943a. Problemas geomorfológicos do Brasil atlântico. *Rev. Bras. de Geografia*. 5(4):3-30.
- De Martone, E. 1943b. Problemas geomorfológicos do Brasil atlântico. *Rev. Bras. de Geografia*. 6(2):3-26.
- Defelipo, B.V. & Ribeiro, A.C. *Análise química do solo*. Viçosa, UFV. 1981. 17p. (Boletim Extensão, 29).
- Delvigne, J. 1965. Pédogenèse em zone tropicale: la formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. ORSTOM*, V.13. 117p.
- Derisio J.C.1992. *Introdução ao controle de poluição ambiental*. 1 ed. São Paulo. CETESB, 201 p.
- Dietrich W. E., Dunne T. 1993. The Channel Head. In: Beven K. e Kirkby M. J. (ed.). *Channel Network Hydrology*. John Wiley and Sons Ltd.

- Dress, L.R.; Karathanasis, A.D.; Wilding, L.P.; Blevins, R.L. 1994. Micromorphological characteristics of long-term no-till and conventionally tilled soils. *Soil Science Society of American Journal*. 58: 508-517.
- Dunne T. 1978. Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments. *Nature*, **274** (5668):244-246.
- EMBRAPA- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 1997. *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro, 212p.
- EMBRAPA Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. (Eds.), CNPS, Rio de Janeiro, 412 p.
- EMBRAPA Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2011. *Manual de métodos de análise de solo*. (Eds.), CNPS, Rio de Janeiro, 212 p.
- EMBRAPA- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2013. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 3ª ed. Rio de Janeiro, 353p.
- EPA. Stream Flow. 1997. In: EPA (ed.) *Volunteer Stream Monitoring: a methods manual*. Washington: EPA p. 134-138.
- EPA, *Test Method 3051 A, Microwave assisted acid digestion of sediments, sludges, soils and oils*, 1998. Disponível em: <http://www.epa.gov/wastes/hazard/testmethods/sw846/pdfs/3051a.pdf>. acesso em 10 jun. 2010.
- Espindola, C.R. 2013. Gênese e evolução das formações superficiais nos trópicos. 1ª Ed. São Paulo: Editora Beca. 364 p.
- Evangelou, V.P. 1998. Environmental soil and water chemistry: principles and applications. New York: John Wiley & Sons, Inc. 557p.
- Faure, G. 1991. *Principles and applications of inorganic geochemistry*. New York: Macmillan Publishing Company.
- Feitosa, F.A.C.; Manoel Filho, J. Feitosa, E.C. Demetrio, J.C. 2008. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 3ª ed. CPRM - Serviço Geológico Brasileiro. 811p.
- Ferrier, K.L.; Kirchner, J.W. 2008. Effects of physical erosion on chemical denudation rates: A numerical modeling study of soil-mantled hillslopes. *Earth and Planetary Science Letters*. 272, 591-599.
- Fernandes, M. A. 2011. Condutividade hidráulica não saturada de um solo arenoso: aplicação do infiltrômetro de disco. Dissertação de Mestrado em Geotecnia. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- Figueiredo, M.A. 2004. *Aspectos mineralógicos, micromorfológicos e texturais da pedogênese no Sul do Complexo Bação, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Ouro Preto, MG. Universidade Federal de Ouro Preto. 113. (Tese de Doutorado).
- Figueiredo, M.A.; Varajão, A.F.D.C.; Fabris, J.D.; Loutfi, I.S.Carvalho, A.P. 2004. Alteração superficial e pedogeomorfologia no sul do Complexo Bação-Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista brasileira de ciência dos solos*. (28): 713-729.
- Filizola, H. F.; Gomes, M. A. F. *Coleta e impregnação de amostras de solo para análise micromorfológica*. Jaguariúna: EMBRAPA Meio Ambiente, 2004. p.4.
- Firman, J. B. 1969. *Paleosols: a stratigraphic definition*. Paris, VIII Congre. INQUA, Anais: Études sur le quaternaire dans le monde.
- Firman, J. B. 1977. *Paleosols- inter-regional stratigraphic correlations*. Birmingham, X Congr. INQUA, Abstracts. p. 139.
- Freitas, R.O. 1952. Textura de drenagem e sua aplicação geomorfológica. *Boletim Paulista de Geografia*, 11:53-57.
- Fontes, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. 2012. In: Ker, J. C.; Curi, N.; Schaefer, C. E. G. R.; Vidal-Torrado, P. (Eds.). *Pedologia: Fundamentos*. Viçosa: SBCS. p. 171–205.
- Furian, S.; Barbiéro, L.; Boulet, R. 1999. Organisation of de soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. *Catena*, 38: 65-85.
- Garcez, L.N.; Alvarez,G.A.1988. *Hidrologia*. 2ª d.Edgard Blucher Ltda. São Paulo. 289 p.

- Gerrard, John. 1993. Soil Geomorphology- presente dilemmas and future challenges. *Geomorphology*, 7, p.61-84.
- Harder, E.C.; Chamberlin, R.T. 1915 a. The Geology of Central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*. 23:340-384.
- Harder, E.C.; Chamberlin, R.T. 1915 b. The Geology of Central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*. 23:385-424.
- Healy, R.W.; Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*. 10:91-109.
- Heimsath A. M., Chappell J., Dietrich W. E., Nishiizumi K., Finkel R. C. 2000. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. *Geology*. **28**(9):787-790.
- 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.
- Horák-Terra, A.M., Cortizas, C.F.P., Luz, A.C., Silva, P., Vidal Torrado, P. 2015. Holocene climate change in Central-Eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 437, 117-131. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.027>.
- Horton, R. E. 1945. Erosion development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society America Bulletin*. 56(3): 275-370.
- Instituto Estadual de Florestas – IEF; Universidade Federal de Viçosa -UFV. *Zoneamento ecológico da área de proteção ambiental estadual Cachoeira da Andorinhas, Ouro Preto, Minas Gerais*. 2005. Relatório do meio físico. Viçosa, UFRV. 94p.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. 1999. Glossário Geológico. Ministério da Fazenda. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro. 224p.
- James, P. 1933. The surface configuration of the southeastern Brazil. *Ann. Ass. America Geogr.* 23(3):165-193.
- Jobbágy, E. G.; Jackson, R. B. 2004. The uplift of soil nutrients by Plants. *Ecology*, v. 85, n. 9, p. 2380–2389.
- Kämpf, N.; Curi, N.; Marques, J. J. Kämpf et al., 2009.pdf. In: Alleoni, L. R. F.; Melo, V. F. (Eds.). 2009. *Química e Mineralogia de solos*. [s.l.] SBCS. p. 333–379.
- Kabata-Pendias, A. 2011. *Trace Elements in Soils and Plants*. Fourth ed. [s.l.] Taylor & Francis.
- Ker, J.C.; Schaefer, C.E.G.R. *Roteiro de excursão pedológica Viçosa-Sete Lagoas*. Soc. Bras. Ci. Solo. Viçosa, UFRV. 1995. 47p.
- King, L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. 18 (2):147-265, 1956.
- Kubiena, W. L. 1938. *Micropedology*. Collegiate Press. Ames. Iowa. 243p.
- Lana, C. E.; Castro, 2010. P. T. A. Variabilidade morfológica em níveis de base do rio Maracujá (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): influências litológicas, estruturais e de reativações Cenozóicas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 11, 21-30.
- Leeder, M.R. 1991. Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geologische Rundschau*, 80(2): p.441-458.
- Ledru, M.P., Braga, P.I.S, Soubiès, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., Turcq, B., 1996. The last 50.000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 123, 239-257. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(96\)00105-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(96)00105-8)
- Lepsch, I.; Buol, S.W.; Daniels, R.B. 1977. Soil landscape relationships in the Occidental Plateau of São Paulo State, Brazil: I- Geomorphic Surfaces and soil mapping units, II- Soil morphology, genesis and classification.
- Lipski, I. L. 2002. *Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Universidade Federal de Ouro Preto. (Dissertação de mestrado).
- Lopes, L.C.F.L., 2014. Investigação dos depósitos fluviais e de encosta em bacias de cabeceira do alto rio das Velhas (MG) - subsídio para a avaliação das susceptibilidades a fluxo de detritos. M.Sc. Dissertation. Univ. Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, Brazil.

- Lopes, L.C.L.L., Bacellar, L.A.P. Castro, P.T.A., 2016. Assessment of the debris-flow susceptibility in tropical mountains using clast distribution patterns. *Geomorphology*. 275, 16-25. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.026>
- Macias, F.; Chesworth, W. 1992. *Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents*. In: Martini, I. P. & Chesworth, W., eds. *Weathering, soils and Paleosols*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers. p.283-305.
- Magalhães Junior, A.P. & Saadi, A.1994. Ritmos da dinâmica fluvial neo-cenozóica controlados por soerguimentos regionais e falhamentos: o vale do rio das Velhas, na região de Belo Horizonte. *Geonomos*. 2: 42-54p.
- Magalhães Junior, A.P.; Cherem, L.F.; Barros, L.F.P.; Santos, G.B. 2011. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: late Cenozoic tectonic and climatic implications. *Geomorphology* (Amsterdam), v. 131, p. 132-155.
- Maizatto, J.R., 1997. Análise paleoecológica bioestratigráfica dos sedimentos cenozóicos da bacia do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. Dissertação de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto.
- Miedema, R. 1007. Application of micromorphology of relevance to agronomy. *Adv. Agron.*, 59:119-169.
- Montgomery D. R., Dietrich W. E. 1989. Sources Areas, Drainage Density, and Channel Initiation. *Water Resources Research* 25(8): 1907-1919.
- Mousinho, M.R. & Bigarella. J.J. 1969. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. *Boletim Paranaense de Geografia*. Curitiba, 16/17:43-84.
- Munsell Color.1975. *Munsell soil color charts*. Baltimore, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, 1975. Não paginado.
- 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.
- Ollier, C.; Pain, C. F. 1996. *Regolith, soils and landforms*. Chichester. New York: John Wiley. 316p.
- Oliveira, P.E. 1992. *A palynological Record of late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil*. PhD Thesis. Columbus, The Ohio State University – USA, 238p.
- Porta, C.J.; Lopez-Acevedo, R.M. & Roquero De Laburu, C. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Madrid, Ediciones Mundi Prensa, 1999. 849p.
- Pedrosa-Soares, A. C.; Dardenne, M. A.; Hasui, Y.; Castro, F. D. C.; Carvalho, M. V. A. 1994. Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: [s.n.].
- Pinet, P.; Souriau, M. 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, v. 7, n. 3, p. 563-582.
- Porto, R.M. 2006. *Hidráulica básica*. 2ª ed. São Paulo: EESC USP. 519 p.
- Prado, L.F., Wainer, I., Chiessi, C.M., Ledru, M.P., Turcq, B. 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. In: *Climate of the Past*. (pp. 2117-2133).
- Queiroz Neto, J.P. 1988. *Análise estrutural da cobertura pedológica no Brasil*. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. 21, Campinas, 1987. Anais Campinas, CBCS. 415-430 p.
- Queiroz Neto, J.P. 2000. Geomorfologia e Pedologia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. V1. Nº1. p.59-67.
- Queiroz Neto, J.P. 2001. O estudo de formações superficiais no Brasil. *R. Inst. Geológico*, 22:65-78
- Queiroz Neto, J.P. 2002. Análise estrutural da cobertura pedológica: uma experiência de ensino e pesquisa. *R. Dep. de Geografia*, 15:77-90.
- Queiroz Neto, J.P. 2011. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceito. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.12, n.3, p.15-24.
- Rantz, S.E. 1982. *Measurement and Computation of Streamflow*. Volume 1. Measurement of Stage and Discharge. Geological Survey Water-Supply. paper 2175. Washington.

- Ribeiro, S.C; Lima, F. J.; Correa, A.C.B. 2012. Depósitos de encostas em regiões tropicais: Uma abordagem sobre a formação de colúvios. *Revista Geonorte*. vol.2, nº4, p. 234-342.
- Ruellan, A. & Dosso, M. 1993. *Regards sur le sol*. Universités Francophones. Paris, Édition Soucher, 192p.
- Ruellan, A. 2005. *Classification of Pedological Systems: a Challenge for the Future of Soil Science*. *Annals of Agrarian Science*, Tbilisi (Georgia), vol. 3, nº 3, p. 24-28.
- Ruiz, H.A. 2005. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte + argila). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 29: 297-300.
- Saadi, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. Universidade Federal de Minas Gerais. 263p. (Tese de professor titular).
- Saadi, A. 2003. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*. 1: 1-15p.
- Saadi, A.; Bezerra, F.H.R.; Costa, R.D.; Igreja, H.L.S.; Franzinelli, E. Neotectônica da plataforma brasileira. In: Souza, C.R.G. Suguio, K.; Oliveira, A.M.S.(Eds) 2005. *Quaternário do Brasil*. Holos. Ribeirão Preto, SP. 211-234p.
- Sant'Anna, L.G.; Schorscher, H. D.; Riccomini, C. 1997. Cenozoic tectonics of de Fonseca basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Science*. 10 (3-4), 275-284. p.
- Santos, L.J.C; Salgado, A.A.R; Rakssa, M.L.; Marrent, B.R. 2010. Gênese das Linhas de Pedra. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v 11 n 2. p.103-108.
- Santos, R.D.; Lemos, R.C.; Santos, H.G.; Ker, J.C. & Anjos, L.H.C. 2005. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 5.ed. Viçosa, SBCE/EMPRESA/CNPS, 100p.
- Santos, M.D.C., Varajão, A.F.D.C., Yvon, J., 2004. Genesis of clayey bodies in Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Catena*. 55, 277-291. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00106-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00106-1)
- Santos, M.D.C., Varajão, A.F.D.C., 2004. Sedimentation and pedogenic features in a clay deposit in Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 76, 147-159. <http://doi.org/10.1590/S0001-37652004000100013>
- Salgado, A. A. R.; Colin, F.; Nalini JR., H. A.; Braucher, R.; Varajão, A. F. F. C.; Varajão, C. A. C. 2004. O papel da Denudação Geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 5, n. 1, p. 55-69.
- Salgado, A.A.R., Varajão, C.A.C., Colin, F., Braucher, R., Varajão, A.F.D.C., Nalini Jr., H.A., 2007(a). Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ¹⁰Be method. *Earth Surface Process and Landforms*. 32, 905-911. <https://doi.org/10.1002/esp.1448>
- Salgado, A. A. R.; Varajão, C. A. C.; Colin, F.; Braucher, R.; Varajão, A.F. D. C.; Nalini JR., H. A.; Cherem, L. F. S.; Mareni, B. R.; Brindusa, C. B. 2007 (b). Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta bacia do rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 8, n. 2, p. 1-8.
- Salgado, A.A.R., Braucher, R. Varajão, C.A.C. Colin, F., Varajão, A.F.D.C., Nalini Jr., H.A., 2008. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of ¹⁰Be cosmogenic nuclei. *Zeitschrift Für Geomorphologie*. 52, 317-323. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2008/0052-0317>
- Salomão, F. X. de T. 1999. Controle e Prevenção dos Processos Erosivos In: Guerra, A. J. T.; Silva, A. S.; Botelho, R. G. M. *Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- Siqueira-Ribeiro, M.C. 2011. Considerações sobre a evolução morfogenética dos grandes escarpamentos. In: Hackspacher, P.C (org). *Dinâmica do relevo. Quantificação de processos formadores*. ed. Unesp, São Paulo, p.87-95.
- Silva, A.M.; Schulz, H.E. & Camargo, P.B. 2004. Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas. São Paulo, RIMA. 138p.
- Soubiè, F. & Chauvel, A. 1984-85. *Présentation de quelques systèmes de sols observés au Brésil*. Cah ORSTON, Sér. Pédol, XIX, 4:237-251.
- Souch, C. Chemical denudation. In: Goudie, A. S. (Ed): 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, V.1. p.144-148.

- Souza, J. J. L. L. DE; Abrahão, W. A. P.; Mello, J. W. V. DE; Silva, J. DA; Costa, L. M. DA; Oliveira, T. S. DE. 2015. Geochemistry and spatial variability of metal(loid) concentrations in soils of the state of Minas Gerais, Brazil. *The Science of the total environment*, v. 505, p. 338–49.
- Suguio, K. 2010. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo: Oficina de Textos. 408p.
- Summerfield, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. London: Pearson Education Limited. 537 p.
- Summerfield, M.A; Hulton, N.J. 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*. 99.13, 13871-13883p.
- Strahler, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed Geomorphology. *America Geoph. Union Trans.* 38: 913-920.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin section. Soil Science Society of America, Inc. 100p.
- Teixeira, J., 2012. *Reconstituição ambiental da porção sudoeste da bacia do rio Maracujá, com base em análises sedimentológicas, palinológicas associadas à datação por radiocarbono em níveis carbonosos*. B.Sc. Monograph. Univ. Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, Brazil.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 2nd Ed., Cambridge.
- Tonello, K.C.; Dias, H.C.T.; Souza, A.L.; Ribeiro, C.A.A.S.; Leite, P. 2006. Morfometria da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães-MG. *Revista Árvore*, 30:849-857.
- Tonello, K.C. 2005. Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães, MG. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa. 69 p. (Dissertação de Mestrado).
- Tricart, J.; Cailleux, A. 1972. *Introduction to climatic Geomorphology*. Longmans, Londres. 295p.
- Tricart, J. & Rillian, J. L'éco-geographie et l'aménagement du milieu naturel. Librairie Française, MASPÉRO, Paris, 1978.
- Thomas, M.F. 1974. *Tropical Geomorphology*. New York: The MacMillan Press LTD. 332 p.
- Uhlein A., Noce C.M. 2012. Quadrilátero Ferrífero. In: Hasui Y. Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.), *Geologia do Brasil*. Beca-Ball Edições Ltda., São Paulo, pp. 228-235.
- Valadão, R. C. 1998. *Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplainamento e soerguimentos crustais)*. Universidade Federal da Bahia, Salvador. 243p., (Tese de doutorado).
- 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.A.R.; Braucher, R.; Colin, F. & Nalini Jr., H.A. 2009. Estudo da evolução da paisagem no Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (¹⁰Be) e da pedogênese. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 33:1409-1425.
- Viana, J.H.M.; Fernandes Filho, E.I.; & Schaefer, C.E.G.R. 2004. Efeitos de ciclos de umedecimento e secagem na reorganização da estrutura microgranular de Latossolos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28:11-19.
- Victorino, D.R.; Gehling, W.Y.Y.; Ramires, M.C.P. 2006. Piezômetro e medidor de nível d'água em pistas experimentais da UFRGS. 2003. *Anais do XVIII Congresso Regional de Iniciação Científica e Tecnológica UFRGS*. p. 1-4.
- Villela, S.M.; Mattos, A. 1975. *Hidrologia aplicada*. São Paulo, McGraw-Hill. 245p.
- Vitte, A. C. 2001. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. *Terra Livre*. 16: 11-24.
- Vogt, J. 1966. A - Le complexe de la stone-line. Mise au point. In: *Terrains d'alteration et de recouvrement en zone intertropical* (Vogt, J. & Vincent, P.L.). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, n° 4, p. 3-49.
- Wallinga, J.; Murray, A.; Wintle, A. 2000a. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grained feldspar. *Radiation Measurements*. 32: 529-533.

- Yeomans, J.C. & Bremner, J.M. 1988. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 19: 1467-1476.
- Zhang, R., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society American Journal.* 61,1024-1030.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100040005x>
- Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Raposo, F.O., 1998. Estratigrafia. In: M. Zucchetti, O.F. Baltazar. (Eds.), Projeto Rio das Velhas - Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000. (Eds.), DNPM/CPRM, Belo Horizonte, pp. 13-42.

APÊNDICE

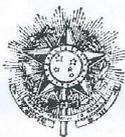
Tabela 1. Retenção de água no solo

Identificação	UC	Retenção de água no solo							DS
		Potencial (-bar)							
		0.00	0.01	0.06	0.10	1.00	10.00	15.00	
		----- m ³ m ⁻³ -----							g cm ⁻³
P2-A1	0,3082	0,7322	0,6371	0,4857	0,4543	0,3840	0,2138	0,1913	0,80
P2-A2	0,3509	0,6550	0,6090	0,5047	0,4789	0,4218	0,2813	0,2700	0,99
P2-B1	0,3565	0,6394	0,5948	0,4920	0,4696	0,4075	0,2932	0,2796	1,04
P2-linha de pedra	0,3681	0,5921	0,5622	0,5019	0,4815	0,4279	0,3193	0,2971	1,15
P2-2Bi2	0,4017	0,5595	0,5353	0,5149	0,5032	0,4514	0,2775	0,2104	1,32
P2-2C	0,3494	0,5634	0,5436	0,5025	0,4850	0,4034	0,1721	0,1428	1,23
P4-A1	0,3309	0,6420	0,5441	0,4717	0,4587	0,4037	0,2538	0,2375	1,11
P4-A2	0,3077	0,5703	0,5107	0,4425	0,4257	0,3669	0,2484	0,2381	1,07
P4-Bi1	0,3340	0,5567	0,5111	0,4533	0,4372	0,3827	0,2669	0,2452	1,18
P4-Linha de pedra	0,3273	0,5174	0,4809	0,4359	0,4223	0,3721	0,2772	0,2530	1,28
P4-2Bi2	0,3119	0,4914	0,4646	0,4297	0,4111	0,3453	0,1601	0,1084	1,37
P4-2C	0,3667	0,5184	0,4971	0,4900	0,4806	0,4107	0,1457	0,1006	1,34

Tabela 2. Análises químicas das águas do Indicador de nível d'água¹

	Elementos											
	Ba	Ca	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na	S	Si	Sr	Zn
Mês	mg/L											
Outubro	0,0185	1,651	<LQ	0,553	<LQ	1,828	0,0564	1,238	0,0702	3,000	0,0073	<LQ
Novembro	0,025	1,849	<LQ	0,720	<LQ	1,464	0,0294	1,071	0,322	2,963	0,006	0,020
Dezembro	0,186	1,414	<LQ	0,616	<LQ	1,757	0,138	2,554	0,119	3,108	0,006	0,009
Janeiro	0,188	1,492	<LQ	0,790	<LQ	1,846	0,009	2,050	0,145	3,083	0,006	0,017
Fevereiro	0,005	0,961	0,018	0,277	<LQ	1,085	0,003	0,593	0,184	3,053	0,002	<LQ
Março	0,022	1,262	0,107	0,615	<LQ	1,892	0,012	3,150	0,341	3,053	0,006	0,011
Abril	0,005	0,804	0,041	0,270	<LQ	1,116	0,003	0,594	0,151	3,053	0,002	<LQ
LQ ²	0,00039	0,0044	0,0036	0,0112	0,0004	0,0008	0,0004	0,0075	0,0261	0,055	8,2 ^{e-5}	0,0017

¹ Localização geográfica: Zona 23 K- x 655468,92 e y 7748118,86. ² LQ- Limite de quantificação do ICP-OES também em mg/L



ATA DA REUNIÃO DA BANCA EXAMINADORA DA TESE DE DOUTORADO

INTITULADA: "Evolução morfoopedológica de vertente escarpada na alta bacia do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais."

APRESENTADA POR: FERNANDA DE OLIVEIRA COSTA

As 13h30 do dia 22 de junho de 2018, no auditório II do DEGEU/EM/UFOP, deu-se início a defesa pública da referida TESE pela candidata ao grau de doutora, Fernanda de Oliveira Costa. A apresentação durou 50 minutos, prosseguindo-se a seguir a arguição pelos membros da banca examinadora abaixo relacionados, durante a qual a candidata demonstrou domínio do Tema e um nível de conhecimento compatível com a Titulação pretendida. A seguir, em reunião secreta, a banca examinadora aprovou a candidata por unanimidade. De acordo com o regulamento do PPG-ECRN/DEGEU, a CANDIDATA deverá apresentar ao crachá, em prazo de 60 dias, os volumes finais da TESE com as questões sugeridas pelos membros da banca examinadora.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Luis de Almeida Prado Bacellar (Presidente) _____
Prof. Dr. Leonardo Cristian Rocha _____
Prof.ª Dr.ª Vilma Lúcia Macagnan de Carvalho _____
Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira _____
Prof.ª Dr.ª Angélica Fortes Drummond C. Varajão _____

Ouro Preto, 22 de junho de 2018.