



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

FREDERICO FERNANDES DE ÁVILA

**ANÁLISE DA COBERTURA PEDOLÓGICA EM UMA
TOPOSSEQUÊNCIA NA BACIA DO CÓRREGO DOS
PEREIRAS - DEPRESSÃO DE GOUVEIA/MG**

BELO HORIZONTE - MG

2009

FREDERICO FERNANDES DE ÁVILA

**ANÁLISE DA COBERTURA PEDOLÓGICA EM UMA
TOPOSSEQUÊNCIA NA BACIA DO CÓRREGO DOS
PEREIRAS - DEPRESSÃO DE GOUVEIA/MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia, do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Orientadora: Dr^a. Vilma Lúcia Macagnam Carvalho

BELO HORIZONTE – MINAS GERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA - IGC/UFMG
2009

A958a
2009

Ávila, Frederico Fernandes de.

Análise da cobertura pedológica em uma topossequência na Bacia do Córrego dos Pereiras - Depressão de Gouveia/MG. - 2009.

133 f., enc. : il. (algumas color.), mapas (alguns color.), tabs.

Orientadora: Vilma Lúcia Macagnam Carvalho.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2009.

Área de concentração: Análise Ambiental.

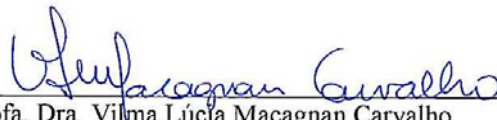
Bibliografia: f. 121-127.

Inclui anexos.

1. Ciência do solo – Teses – Gouveia (MG). 2. Geografia do solo – Teses. 3. Solos – Formação – Teses – Gouveia (MG). 4. Morfogênese. – Teses. I. Carvalho, Vilma Lúcia Macagnam. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 911.9:631.48

Dissertação defendida e aprovada, em 08 de maio de 2009, pela Banca Examinadora constituída pelos professores:



Profª. Dra. Vilma Lúcia Macagnan Carvalho



Profª. Dra. Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin



Profª. Dra. Cristiane Valéria de Oliveira



Profª. Dra. Selma Simões de Castro

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao Tempo, que no decorrer das eras geológicas, nos 4,5 bilhões de anos de continuas interações ambientais na existência do planeta Terra, permitiu surgimento da vida e posteriormente a do ser humano, podendo eu estar aqui e vivenciar a existência, topando com as dificuldades, facilidades, dores e felicidades e tendo a oportunidade de a cada dia me superar.

Aos meus pais, Ilson e Sônia, pelo apoio afetivo, financeiro e moral, e aos meus irmãos Fernanda, Fábio e Fabrício, que desde a minha decisão de vir para Belo Horizonte sempre incentivaram e demonstraram admiração pela minha coragem. Também cabe citar meus sobrinhos Luiz Fernando, Isabela, Leonardo e mais recentemente Ana Júlia, que o simples fato de existirem já me fazem feliz, me dando um grande apoio.

À professora Vilma, a grande responsável pela minha entrada no mestrado no IGC/UFMG e a minha vinda para Belo Horizonte, que sem mesmo me conhecer aceitou me orientar. Grato pela confiança, apoio e amizade. Sempre que precisei demonstrou-se disposta a orientar, um exemplo de orientadora. Concordo com os comentários dos alunos pelos corredores do IGC, “a Vilma é uma mãezona”.

Aos integrantes da disciplina de pós graduação em geografia “Metodologia de Pesquisa em Geomorfologia” do 1º semestre de 2008, pelo grande apoio ao trabalho de campo durante a coleta das amostras e pelos vários momentos de discussão, contribuindo essencialmente para a elaboração da dissertação.

Ao Leonardo Rocha, grande amigo nesses dois anos de mestrado, imprescindível nos trabalhos de campo, sendo, praticamente, em vários momentos o meu “co-orientador”.

Aos responsáveis pelos diversos laboratórios no qual fiz as análises para esta pesquisa, todos sempre demonstraram boa vontade.

A todos os meus amigos, tanto os de Goiânia quanto os de Belo Horizonte, que de tão “gente boa” que são me auxiliaram proporcionando vários momentos de alegria e desestress.

Ao corpo docente do programa de pós graduação em Geografia do IGC/UFMG, principalmente os da área de Geomorfologia e Pedologia, com quem pude obter conhecimentos essenciais para o desenvolvimento desta dissertação.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por ter me disponibilizado uma bolsa de estudo, primordial ao desenvolvimento desta pesquisa e da minha manutenção em Belo Horizonte nesses dois anos.

RESUMO

O conhecimento da organização e origem alóctone ou autóctone da cobertura pedológica, sobretudo em escala de vertente, fornece instrumentos para avaliar as formas pelas quais se dá a evolução do relevo e dos perfis de intemperismo. O estudo em topossequência da morfologia do solo fornece grandes subsídios a este conhecimento, auxiliando na compreensão do comportamento e funcionamento dos solos. Neste sentido, o objetivo desta pesquisa é analisar a organização da cobertura pedológica em uma vertente do córrego dos Pereiras e verificar qual o papel e a importância dos processos geoquímicos e pedogenéticos na evolução geomorfológica da área da Depressão de Gouveia. Esta pesquisa é essencialmente empírica e foi desenvolvida em três etapas: gabinete; trabalho de campo; e laboratório. A etapa de gabinete compreendeu-se por fazer um levantamento teórico e cartográfico das características ambientais da área e fotointerpretação. Os trabalhos de campo seguiram a metodologia de Boulet (1988), baseada no levantamento de topossequência com a abertura de quatro perfis, fazendo a descrição morfológica e coleta de amostras deformadas e indeformadas. As atividades de laboratório compreenderam a realização de sete análises: granulometria; ataque sulfúrico; pH; química total; mineralogia; razão Zr/quartzo e Zr/Ti; e micromorfologia. A vertente estudada possui aproximadamente 800 m de comprimento, é suavemente convexa e de inclinação crescente em direção à base. Todos os quatro perfis foram classificados como Latossolos e a principal característica identificada que os diferencia é a cor, o que se levou a serem classificados como: Latossolos Vermelho; Amarelo, e Vermelho-Amarelo. As principais variações encontradas na cobertura pedológica da topossequência foram identificadas nos litopedodomínios. Todos os dados levam a interpretação de que a movimentação hídrica vertical na topossequência predomina sobre a lateral, atestada pela grande profundidade do manto de intemperismo, mostrando estar em alto estado de equilíbrio com a topografia atual. Os dados mostram também filiação genética do manto de intemperismo ao substrato rochoso *in situ*, tendo o processo de evolução pedogeomorfológica da topossequência evoluida a partir do modelo oferecido pela teoria da etchplanação. A superfície de intemperismo basal é atestada pela grande atividade dos processos subsuperficiais desagregando material para a ação da superfície exumada de lavagem, que rebaixa o relevo através dos processos mecânicos de escoamento pluvial, remobilizando material vertente abaixo. Características encontradas na topossequência levam a crer que a estrutura pedológica da região pode ainda estar se ajustando ao encaixamento da rede de drenagem do Ciclo Paraguaçu, pois a decaptação dos horizontes superiores da alta vertente e a presença de uma voçoroca, podem ser indícios de uma incipiente instabilidade.

ABSTRACT

Knowledge of the organization and allochthonous or autochthonous origin of the pedological cover, especially in a slope scale, provide tools to evaluate the ways that the relief and the weathering profiles develop. The studies about soil toposequence morphology provide many subsidies to these studies, as it helps us to understand the soil behavior and its functions. In this way, the aim of this research is to analyze the organization of the pedological cover in one of the slopes of the Pereiras' stream and verify the importance and role of the geochemical and pedogenetic processes in the geomorphological evolution in the Gouveia Depression. This research is mainly empirical and it was developed in three stages: office, fieldwork and laboratory. In the first stage a theoretical mapping survey, of the environmental characteristics of the area and the photointerpretation, was developed. The fieldworks followed the Boulet (1988) methodology which is based on the toposequence survey with an opening for four sections to collect deformed and undeformed samples and to generate a morphological description. The laboratory activities include the organization of seven tests: size; attack sulfuric; pH; total chemistry; mineralogy; ratio Zr/quartz and Zr/Ti; and micromorphology. The slope studied is approximately 800 metres in length and it is slightly convexed with an increasingly inclination towards the base. All of the four soil profiles were classified as Latosols (Oxisols) and the main identified feature to discriminate them is the color, which was classified as Red Latosols; Yellow Latosols and Red-Yellow Latosols. The mainly found variations in the toposequence pedological cover were identified in the lithopedodomain. All the data lead to the interpretation that the vertical water movement in the toposequence has a lateral predominance, as it was demonstrated by the deep weathering mantle that showed to be highly equilibrated with the current topography. The data also shows a genetic affiliation of the weathering mantle with the rocky substrate in situ, the toposequence pedogeomorphological evolution process evolved from the model offered by the Etchplanation Theory. The weathering basal surface is shown by the great activity of subsurface processes to disintegrate material for the surface exhumed washing action, which lowers the relief by the mechanical processes of runoff, remobilizing material slope below. The found features in the toposequence suggests that the pedological structure for the region may still be adjusting to the embedding of the drainage network Paraguaçu Cycle, because the removal of material from the upper horizons of the high slope and the presence of a gully may signalize a incipient instability.

SUMÁRIO

RESUMO	3
ABSTRACT	4
1. INTRODUÇÃO	11
1.1 OBJETIVO GERAL	12
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12
2. REVISÃO TEÓRICA E CONCEITUAL	14
2.1 SOLOS: GÊNESE E EVOLUÇÃO	14
2.1.1 Material de Origem	15
2.1.2 Clima	18
2.1.3 Organismos	19
2.1.4 Tempo	19
2.1.5 Relevô	20
2.2 PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE	22
2.2.1 Etchplanação	24
2.2.2 Processos e Materiais de Vertente	26
2.3 ANÁLISE ESTRUTURAL DA COBERTURA PEDOLÓGICA	28
2.3.1 Δ pH	30
2.3.2 Determinação da Razão Zircônio/Quartzo e Zr/Ti	31
2.3.3 Micromorfologia de Solos	33
3. ASPECTOS FÍSICOS REGIONAIS E LOCAIS	36
3.1 ESTRATIGRAFIA E GEOTECTÔNICA DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL	36
3.1.1 Estratigrafia	38
3.1.2 Geotectônica	40
3.1.3 Geomorfologia	42
3.2 CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DA DEPRESSÃO DE GOUVEIA	43
3.2.1 Localização	43
3.2.2 Geologia	44
3.2.3 Geomorfologia	46
3.2.4 Pedologia	49
3.2.5 Clima	51
3.2.6 Cobertura Vegetal e Uso/Ocupação do solo	52
3.2.7 Hidrografia	54
3.3 CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DA BACIA DO CÓRREGO DOS PEREIRAS	55
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	59
4.1 GABINETE	59
4.2 TRABALHOS DE CAMPO	60

4.3 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO	62
4.3.1 Análise Granulométrica.....	62
4.3.2 Análise Química Total.....	62
4.3.3 Mineralogia	63
4.3.4 Ataque Sulfúrico	63
4.3.5 Análise de pH	64
4.3.6 Razão Zr/Quartzo e Zr/Ti.....	64
4.3.7 Micromorfologia	65
5. RESULTADOS.....	67
5.1 DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA	67
5.1.1 Perfil 1.....	68
5.1.2 Perfil 2.....	70
5.1.3 Perfil 3.....	71
5.1.4 Perfil 4.....	72
5.2 ORGANIZAÇÃO BIDIMENSIONAL DA TOPOSSEQUÊNCIA	73
5.3 ASPECTOS FÍSICOS GRANULOMÉTRICOS	76
5.4 ASPECTOS QUÍMICOS E MINERALÓGICOS	81
5.4.1 pH e Δ pH	82
5.4.2 Química total.....	84
5.4.3 Ataque Sulfúrico	87
5.4.5 Mineralogia	91
5.4.6 Razão Zr/Quartzo e Zr/Ti.....	95
5.5 MICROMORFOLOGIA DOS SOLOS	100
5.5.1 Proporção entre Esqueletos, Plasma e Poros.....	100
5.5.2 Pedalidade e Trama	103
5.5.3 Fundo Matricial	104
5.5.4 Feições Pedológicas.....	108
5.6 EVOLUÇÃO PEDOGEOMORFOLÓGICA.....	112
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	118
7. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....	121
ANEXO I - Ficha de descrição de solos em campo.....	128
ANEXO II – Ficha de descrição micromorfológica de solos.....	130

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Interação dos fatores de formação do solo.	14
Figura 2: Predomínio de componente perpendicular, caracterizando os meios em biostasia.....	23
Figura 3: Predomínio da morfogênese, caracterizando os meios em resistasia.	24
Figura 4: Um exemplo de uma superfície sofrendo o processo de etchplanação, demonstrando a superfície exumada de lavagem na porção superficial e superfície de intemperismo basal em subsuperfície.	26
Figura 5: Método de implantação da trincheiras num estudo de topossequência.....	30
Figuras 6 A e 6 B: Xisto com características preservadas e solto na massa do solo.	35
Figura 7: Mapa de localização da Serra do Espinhaço Meridional.....	37
Figura 8: Representação da evolução geotectônica do Rifte Espinhaço.	40
Figura 9: Extensão do Espinhaço Meridional no Brasiliano e Triássico/Jurássico.	42
Figura 10: Mapa de localização da Depressão de Gouveia em relação aos municípios de Gouveia, Datas e às bacias dos ribeirões da Areia e do Chiqueiro.	44
Figura 11: Mapa Geológico das bacias do Chiqueiro e Areia abrangendo a Depressão de Gouveia.	45
Figura 12: Perfil Geomorfológico da Depressão de Gouveia	47
Figura 13: Modelo Digital de Terreno e Hipsometria das bacias do Chiqueiro e da Areia.	48
Figura 14: Mapa da Compartimentação Morfopedológica da Bacia do Chiqueiro.	50
Figura 15: Diagrama Ombrométrico elaborado a partir dos dados da estação de Gouveia.	52
Figura 16: Dois compartimentos de paisagem: áreas deprimidas de encostas suaves, alongadas e com vegetação de cerrado degradado e matas ciliares; e domínios serranos (ao fundo), de encostas íngremes e escarpadas com campo rupestre.....	53
Figura 17: Bacia dos ribeirões do Chiqueiro e da Areia desaguando no Rio Paraúna e a bacia do Córrego Rio Grande em destaque onde se encontra o Córrego dos Pereiras. ...	54
Figura 18: Mapa Geológico da Bacia do Córrego Rio Grande e o Córrego dos Pereiras em destaque.	56
Figura 19: Mapa de solos da Bacia do Córrego dos Pereiras e a localização da topossequência analisada.	57
Figura 20: Seção Transversal Litoestratigráfica do Vale do Córrego dos Pereiras. Representativa na Bacia do Chiqueiro e na Depressão de Gouveia.	57

Figura 21: A e B – Coleta de amostras indeformadas diretamente da parede do perfil do solo; C e D – Uso da caixa de Kubiena para coleta e armazenamento das amostras.....	61
Figura 22: Perfil topográfico e a localização dos perfis de solos e tradagens feitos na topossequência.....	68
Figura 23: Perfil 1 e os cinco horizontes identificados.....	69
Figura 24: Perfil 2 e os cinco horizontes identificados em destaque.	71
Figura 25: Perfil 3, cor mais vermelha e os cinco horizontes identificados.	72
Figura 26: Perfil 4 e os cinco horizontes identificados em destaque.	73
Figura 27: Representação bidimensional da cobertura pedológica da topossequência levantada na vertente da bacia do Córrego dos Pereiras, de acordo com os dados morfológicos.	75
Figura 28: Aumento dos valores de ΔpH entre os horizontes superiores para os inferiores nos quatro perfis de solo estudados na topossequência.....	84
Figura 29: Tendência à diminuição dos valores de K_i e K_r à medida que se aprofunda nos perfis de solo.....	89
Figura 30: Difractogramas de raios X de alguns horizontes dos quatro perfis de solo da topossequência.....	93
Figura 31: Gráficos das razões $Zr/\text{quartzo}$ e Zr/Ti aplicadas nos quatro perfis de solo analisadas em topossequência neste trabalho.....	97
Figura 32: Fotos de algumas características micromorfológicas da pedalidade, trama e fundo matricial.	107
Figura 33: Caracterização micromorfológica das feições pedológicas.....	111

INDICE DE TABELAS

Tabela 1: Os elementos químicos comuns na crosta terrestre.....	16
Tabela 2: Volume da composição química expressada em porcentagem de rochas ígneas típicas.....	17
Tabela 3: Estratigrafia da SdEM.	38
Tabela 4: Características morfológicas dos perfis de solos da vertente estudada.	69
Tabela 5: Características granulométricas dos quatro perfis de solos da vertente estudada.	78
Tabela 6: Leituras de pH em solução aquosa, pH em solução de KCl e cálculo de Δ pH de cada horizonte e perfil amostrado.	83
Tabela 7: Dados de química total dos quatros perfis de solo.	85
Tabela 8: Dados de ataque sulfúrico e K_i e K_r dos quatro perfis de solo estudados neste trabalho.....	88
Tabela 9: Dados de mineralogia dos quatros perfis de solo estudados neste trabalho....	92
Tabela 10: Valores da razão Zr/quartzo e Zr/Ti dos quatro perfis de solo estudados em topossequência.....	96
Tabela 11: Características micromorfológicas das lâminas delgadas dos solos estudados em topossequência neste trabalho.....	101
Tabela 12: Distribuição relativa do esqueleto, plasma e poro das lâminas delgadas dos horizontes dos quatro perfis de solos da topossequência estudada neste trabalho.	103

1. INTRODUÇÃO

A Depressão de Gouveia é uma unidade geomorfológica encravada na porção meridional da Serra do Espinhaço e apresenta algumas singularidades. A sua formação e evolução são marcadas por grande influência estrutural e por processos de erosão diferencial, caracterizando-a por ser circundada de proeminentes escarpamentos. Intensos processos erosivos do tipo voçoroca também ocorrem nessa região, fazendo com que, essas e outras peculiaridades, instiguem a comunidade científica.

Diversos trabalhos de cunho geológico, geomorfológico e pedológico foram desenvolvidos na região. Os primeiros estudos sobre os solos da região de Gouveia foram realizados por Augustin (1995a, 1995b e 1999) e de acordo com esta autora, a formação e evolução da Depressão de Gouveia se deram pelo recuo das cabeceiras dos ribeirões da Areia e do Chiqueiro (retração lateral das encostas). Este processo teve por consequência o acúmulo de material detrítico na forma de rampas suaves (pedimentos) que se estendem em direção aos leitos fluviais. Deste modo, o piso da depressão estaria em grande parte recoberto de material detrítico (colúvio), e a pedogênese que se deu sobre esses materiais propiciou a formação de Latossolos bem desenvolvidos.

Essa interpretação inicial foi mantida em trabalhos posteriores com o desenvolvimento do projeto denominado “Dinâmica Geoambiental em Trópico Úmido, Espinhaço Meridional, Minas Gerais” coordenado e desenvolvido pela citada autora, a professora Dr^a Cristina H. R. R. Augustin e outros professores e alunos do Instituto de Geociências da UFMG. Os trabalhos de Figueiredo (1999), Ádamo (2001), Diniz (2002) e Silva (2004), relativos aos solos da região, trouxeram contribuições importantes, sendo o de Diniz (2002), um levantamento pedológico da porção norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro, relacionando as classes de solo com processos erosivos. Os trabalhos de Rocha (2004), Cruz (2006) e Menezes (2006) introduziram na área novos métodos de análise, que permitiram aprofundar a discussão sobre a origem e evolução dos solos da Depressão de Gouveia, que se mostraram mais complexos.

Os trabalhos de Rocha (2004) e Menezes (2006) merecem destaque por terem utilizado a metodologia de topossequência para as suas análises, com o auxílio da micromorfologia de solos. Rocha (2004), ao analisar duas vertentes na Bacia do Córrego do Quebra, vizinha à Bacia do Córrego dos Pereiras, verificou que os Latossolos identificados eram originados *in situ*. Mas também colocou a possibilidade de se encontrar, nas superfícies côncavas da área, material de origem coluvionar. Menezes (2006), ao analisar a cobertura pedológica de uma superfície côncava nesta mesma bacia, verificou que a morfologia dos perfis era marcada por transições abruptas e concentração de cascalhos (linhas de pedra). Assim, as considerou como de origem

coluvial e afirmou que a presença de concavidade é o fator influenciador na formação do Latossolo estudado por ela, sendo confirmado por Cruz (2006), que realizou uma análise geoquímica em diferentes perfis da mesma área.

Desse modo, a necessidade de aprofundar o conhecimento da cobertura pedológica na porção norte da Depressão de Gouveia e o fato dos trabalhos anteriormente citados se concentrarem na margem esquerda do córrego Rio Grande (bacia do córrego do Quebra), justificam a realização deste trabalho na sua margem direita, onde estudos com esse nível de detalhe ainda não tinham sido realizados.

A análise de toposequências associada à análise micromorfológica e geoquímica, permite observar que a estruturação dos horizontes pedológicos mantém ligações diretas com as heranças geomorfológicas e geológicas impressas na paisagem, como demonstram os citados estudos realizados em Gouveia.

O conhecimento de como se organiza a cobertura pedológica, sobretudo em escala de vertente, fornece instrumentos para avaliar as condições pelas quais se dá a evolução do relevo e, conseqüentemente, as atividades mais adequadas à utilização do terreno, de acordo com suas suscetibilidades e potencialidades.

Assim sendo, e considerando as diferentes naturezas dos materiais que recobrem a superfície, necessário se torna compreender onde, como e por quais razões esses materiais se formam e evoluem.

Essas questões orientaram as análises e observações aqui expressas, estando este trabalho vinculado aos anteriores, mas com a intenção de dar prosseguimento a eles, visando contribuir para uma melhor compreensão dos processos geomorfológicos e pedológicos envolvidos na Depressão de Gouveia como um todo.

1.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo deste trabalho é analisar a organização bidimensional da cobertura pedológica presente em uma vertente do córrego dos Pereiras e verificar a importância dos processos geoquímicos e pedogenéticos na evolução geomorfológica da área, no contexto da porção norte da Depressão de Gouveia.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para que o objetivo geral seja contemplado, procurou-se cumprir os seguintes objetivos específicos.

- Analisar as características físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas dos horizontes identificados;

- Identificar processos de esculturação da vertente analisada;
- Entender a relação entre pedogenese e morfogenese na área estudada;
- Contribuir para o entendimento da evolução do relevo da Depressão de Gouveia.

O corpo deste trabalho está organizado em quatro partes distintas: primeiramente serão apresentados os conceitos e teorias que esta pesquisa está se embasando, tratando-se dos processos de formação, evolução do solo e relevo e das relações entre morfogenese e pedogenese; o capítulo seguinte apresentará as características e processos ambientais regionais, abordando a Serra do Espinhaço Meridional, posteriormente demonstrando as características da Depressão de Gouveia e em seguida da Bacia dos Córregos dos Pereiras, onde se localiza a área de estudo; posteriormente são apresentados os procedimentos metodológicos que permitiram o desenvolvimento desta pesquisa, onde os trabalhos de gabinete, campo e laboratório são apresentados detalhadamente; por seguinte são apresentados os resultados e discussões, destacando-se os trabalhos de campo e análises de laboratório. Este capítulo inclui um tópico final chamado de “evolução pedogeomorfológica”, que discute os dados obtidos com as teorias pedológicas e geomorfológicas e outras pesquisas realizadas na área, traçando uma seqüência temporal e processual da evolução pedológica e geomorfológica da Depressão de Gouveia. Por último têm-se as considerações finais, uma síntese de toda discussão elaborada na dissertação.

2. REVISÃO TEÓRICA E CONCEITUAL

2.1 SOLOS: GÊNESE E EVOLUÇÃO

O solo pode ser interpretado de diversas maneiras, a depender dos objetivos e enfoque científico. Para um geólogo, o solo pode ser visto como produto do intemperismo do material de origem, constituindo-se em um manto inconsolidado (regolito) que recobre as rochas e faz parte de uma seqüência de eventos geológicos. Um engenheiro civil ou de obras pode considerá-lo como material escavável e matéria-prima para construções de aterros, estradas e barragens, entre outros. O agrônomo já o vê como uma camada superficial de terra arável e possuidora de vida microbiana, capaz de sustentar plantas.

Para a Pedologia – inicialmente fundamentada na Rússia por Dokuchaiev, em 1880 – o solo é compreendido como uma camada viva que recobre a superfície terrestre e se encontra em constante evolução através da alteração das rochas e de processos pedogenéticos. Esse cientista reconheceu o solo como um corpo dinâmico e naturalmente organizado, que pode ser estudado por si só, tal como as rochas, as plantas e os animais.

Assim, Dokuchaiev estabeleceu as bases científicas da ciência do solo, ou seja, da Pedologia, em que o pedólogo encara o solo como uma “coleção de corpos naturais dinâmicos”, contendo matéria viva e resultante da “ação do clima e da biosfera sobre a rocha, cuja transformação em solo se realiza durante certo tempo e é influenciada pelo tipo de relevo” (LEPSCH, 2002, p. 9) (Figura 1).

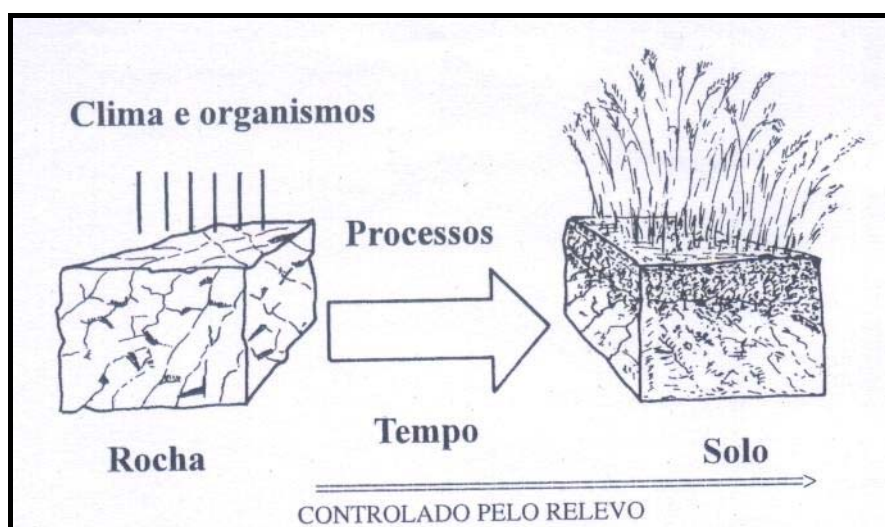


Figura 1: Interação dos fatores de formação do solo.
Fonte: Resende et al. (1995)

A Embrapa (2006) também descreve o solo como uma “coleção de corpos naturais”, porém, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte das superfícies continentais, contendo matéria viva e podem ser vegetados e, eventualmente, sofrer modificações antrópicas.

Pelas definições dadas até aqui, fica clara a interrelação de elementos naturais na formação e evolução dos solos e conseqüentemente a sua função ecológica. Ao se observar uma paisagem, o solo é, de uma maneira geral, um elemento secundário, se comparado ao relevo, à vegetação e à hidrologia, pois estes constituem aspectos que chamam mais a atenção. Entretanto, as características do solo como fertilidade, profundidade efetiva, capacidade de retenção de umidade e infiltração influem na organização das paisagens tal como elas se encontram no presente.

Os solos diferem entre si de um continente ou de uma região para outra, ou mesmo localmente. Salomão e Antunes (2001) afirmam que a diferenciação vertical entre horizontes de um perfil de solo, tem sido utilizada como principal critério de classificação e mapeamento do solo. Mas essa diferenciação também se dá lateralmente, ao longo das vertentes, sendo de grande importância a sua consideração nos estudos pedológicos (QUEIROZ NETO, 1988).

Ainda, segundo esses autores, os solos ocorrem na paisagem compondo unidades ou compartimentos delimitáveis pela distinção das características morfológicas de cada horizonte (cor, textura, estrutura, consistência, cerosidade ...). Essas distinções são variáveis em termos de magnitude e encontram-se na dependência dos cinco fatores de formação do solo: material de origem, clima, organismos, tempo e relevo.

2.1.1 Material de Origem

Para o entendimento da influência do material de origem no processo de formação e na composição do solo, é necessário, primeiramente, entender a composição litosférica. Paton (1983) afirma que em termos de composição elementar, 99% do material litosférico consistem somente de oito elementos: oxigênio; silício; alumínio; ferro; magnésio; cálcio; sódio; e potássio (Tabela 1).

Desses, o oxigênio é responsável por 94% do volume da crosta terrestre, enquanto que os outros sete elementos ocupam apenas 6%. Isto se dá, porque o átomo de oxigênio é o que possui o maior raio iônico dentre eles, ocupando assim maior volume, além ser o único eletronegativo, se tornando o responsável pela ligação entre os outros elementos na composição dos minerais.

Tabela 1: Os elementos químicos comuns na crosta terrestre.

	Peso %	Átomos %	Volume %
O	46.6	62.55	93.77
Si	27.72	21.22	0.86
Al	8.13	6.47	0.86
Fe	5.0	1.92	0.47
Mg	2.09	1.84	0.29
Ca	3.63	1.94	1.03
Na	2.83	2.64	1.32
K	2.59	1.42	1.83
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	98.59	100	100

Fonte: Paton (1983)

Paton (1983) considera também importante reconhecer que todos os tipos de rochas foram inicialmente derivados de rochas ígneas, principalmente o granito e o basalto. A ocorrência do basalto é muito representativa na crosta oceânica e do granito na crosta continental.

Este autor afirma, como visto na tabela 2, que em ambos os casos o oxigênio é altamente dominante na sua composição química. Para ele, em termos de peso ou volume, a litosfera contém muito mais oxigênio do que a atmosfera. Esta acumulação é possibilitada, somente pelo pequeno número de íons de cargas positivas, no qual asseguram juntos os oxigênios de carga negativa.

Ao observar a tabela 1, é possível perceber ainda que o Silício (Si) é responsável pela a maior porcentagem de cátions. Deste modo, para sua neutralização há uma grande tendência que ele se combine com o oxigênio, explicando dessa forma o porquê do Silicato ser o material mais comum encontrado na crosta terrestre.

Ao julgar pelo grande número de tipos de rochas que são reconhecidos na superfície terrestre, considera-se que o material que compõe a litosfera irá influenciar a formação do solo de forma bem diversificada. Além das rochas ígneas, existem outros tipos de material de origem de solos. Young (1976) faz um agrupamento destes tipos de rochas, distinguindo em três tipos: rochas cristalinas (ígneas e metamórficas), rochas sedimentares e materiais inconsolidados (aluvião e dunas).

Tabela 2: Volume da composição química expressada em porcentagem de rochas ígneas típicas.

	Rochas Ígneas %	Basalto %	Granito %
O	91.83	91.11	92.12
Si	0.83	0.70	0.92
Ti	0.05	0.12	0.02
Al	0.79	0.74	0.76
Fe	0.58	1.47	0.21
Mg	0.58	1.09	0.09
Ca	1.50	2.78	0.45
Na	1.68	1.28	1.75
K	2.19	0.70	3.68
	99.99	99.99	99.99

Fonte: Paton (1983)

Este autor ainda afirma que as três principais variáveis do material de origem que afetam diretamente os solos são: grau de consolidação; tamanho do grão e composição. Este último, ele afirma que é de fundamental importância para as propriedades dos solos e para o seu potencial agrícola, principalmente os tropicais, em que a principal variável observada é a proporção de sílica. Em rochas félsicas (por exemplo, o granito), existem em torno de 66 % de sílica somando as que estão no seu estado livre na forma de quartzo e as de forma combinada (feldspato e ortoclásio). Rochas básicas (por exemplo, o basalto) de cores escuras ou pretas têm menos que 55% de sílica, mas toda na forma combinada, em que os minerais ferromagnesianos são mais comuns.

Deste modo, a natureza do material de origem, sua composição mineralógica e química e o seu estado estrutural original (bandamentos, linhas de fraqueza, falha e fratura), influenciam diretamente a pedogênese e conseqüentemente as características do solo da qual se origina. Estes fatores condicionam a circulação interna da água e a composição e conteúdo mineral do solo, fazendo com que o material de origem seja um fator de suma importância na sua evolução (SALOMÃO e ANTUNES, 2001).

Estes autores ressaltam também que muitas propriedades físicas e químicas do solo são determinadas pelo conteúdo mineral do material original. Rochas ricas em sílicas, como o quartzo, formam solos de textura arenosa, enquanto aquelas ricas em minerais ferromagnesianos e feldspatos proporcionam o desenvolvimento de solos argilosos. Elementos como o ferro e o manganês têm influência direta no processo de oxidação-redução e são elementos fundamentais na coloração do solo.

Lepsch (2002) afirma que a velocidade com que o solo se forma depende do tipo do material original, uma vez que, sob condições idênticas de clima, organismos e topografia, certos solos se formam mais rapidamente que outros. A composição mineralógica do material parental determina, portanto, a eficácia das forças de intemperismo. O tempo necessário para que um solo se desenvolva está bastante relacionado com esta constituição e a menor ou maior facilidade de alteração química varia de mineral para mineral.

2.1.2 Clima

Um material derivado de uma mesma rocha poderá formar solos distintos se exposto a diferentes condições climáticas. Por outro lado, diferentes materiais de origem quando submetidos ao mesmo ambiente climático por longos períodos, podem formar solos similares (LEPSCH, 2002). Por estes motivos, o clima costuma ser colocado em evidência sobre todos os outros fatores de formação do solo, no qual levou à concepção de zonalidade climática nas primeiras classificações pedológicas, sendo usado até hoje por alguns especialistas (SALOMÃO e ANTUNES, 2001).

Precipitação e temperatura e suas variações e distribuições sazonais e diurnas, afetam diretamente as propriedades do solo (OLLIER e PAIN, 1996), sendo estes aspectos climáticos os mais importantes no desenvolvimento pedogenético.

A influência da precipitação pluviométrica no desenvolvimento dos solos se deve a três fatores: a ação da água no processo de alteração química dos minerais; a movimentação das soluções desse material alterado percolando pelos horizontes do solo; e o processo de lixiviação. Salomão e Antunes (2001) dizem que a maturação do solo, ou o que eles chamam de "clímax", é atingida mais facilmente em regiões de elevada pluviosidade, podendo ser encontrados nestes locais um aumento da alteração química por hidrólise, facilidade de transporte de material, facilidade de remoção de elementos solúveis e acumulação dos elementos insolúveis em diferentes posições do perfil.

Quanto à influência da temperatura, fica evidente quando se leva em consideração a Lei de Vant' Hoff, no qual a cada aumento de 10°C de temperatura, a velocidade de uma reação química multiplica-se de duas a três vezes. Assim, em locais de condições pluviométricas semelhantes, a região de temperaturas mais elevadas, como as regiões tropicais, vão apresentar solos mais profundos, ou seja, mais desenvolvidos.

A temperatura também influencia na produção e acumulação de matéria orgânica, fazendo com que os solos de regiões quentes sejam, em geral, pobres em matéria orgânica. Isso, porque a temperatura do meio ambiente afeta diretamente a existência de

microorganismos, e em climas quentes prevalecem as condições favoráveis para sua proliferação.

2.1.3 Organismos

Os organismos influenciam na formação do solo tanto pela macrofauna e macroflora, quanto por espécies inferiores como microfauna e microflora. No primeiro, a influencia se dá pela ação de espécies vegetais e animais. Os vegetais constituídos por raízes profundas e as minhocas, formigas, cupins, tatus, entre outros, contribuem decisivamente para o aprofundamento e evolução do solo, desenvolvendo a sua porosidade e o tornando mais permeável à circulação de água e dos gases, essenciais no processo pedogenético. Os vegetais também fornecem resíduos orgânicos e elementos minerais ao solo e, indiretamente, modificam o microclima e protegem o solo contra a erosão (SALOMÃO e ANTUNES, 2001).

Ainda de acordo com esses autores, o segundo tipo de organismo, os microorganismos, representados pelas bactérias, fungos e líquens, agem no solo durante todo o seu processo evolutivo. Isso se dá porque os restos vegetais e animais proporcionados pela macrofauna e macroflora são decompostos por estes microorganismos produzindo ácidos orgânicos, acelerando a decomposição dos minerais. Ainda existem alguns microorganismos que atuam em simbiose com as raízes, retirando nitrogênio do ar, transformando-o em nitratos e amônia, podendo assim ser aproveitados pelas plantas (LEPSCH, 2002).

Este autor lembra que existe também a necessidade de considerar o homem dentre os organismos atuantes na formação do solo. O homem que tem provocado muitos impactos, removendo a cobertura vegetal, revolvendo o horizonte A, adicionando corretivos e fertilizantes e irrigando o solo. Muitas vezes esta ação se dá de forma indiscriminada, mas atualmente já se inicia um processo de utilização de manejo sustentável, utilizando práticas de conservação do solo.

2.1.4 Tempo

Para Lepsch (op. cit.), o material de origem quando exposto à atmosfera, se intemperiza na tentativa de se equilibrar com as novas condições proporcionadas por organismos vivos e elementos do clima atmosférico. Consequentemente, os vegetais e microorganismos começam a se estabelecer, usufruindo da água armazenada e dos nutrientes liberados pela decomposição dos minerais. Assim, com o tempo, diversas

mudanças ocorrem como a formação e translocação de argila, remoção de sais minerais e adições de húmus.

Desse modo, Salomão e Antunes (2001, p. 90) afirmam que “o tempo necessário para que um solo atinja determinado estágio evolutivo depende da influência dos demais fatores relacionados à sua formação”, pois “a evolução pedológica depende sempre da conjugação dos fatores de formação“. Portanto, a mais clara característica influenciada pelo tempo é a espessura, pois solos mais velhos são geralmente mais espessos que os jovens. Entretanto, o conhecimento da história evolutiva dos solos pode ser uma tarefa difícil, pois existem processos de transformação, relacionados ao desenvolvimento do solo, próprios de cada local.

2.1.5 Relevo

Resende et al. (1995) consideram que o relevo está intimamente ligado ao fator tempo na gênese dos solos. Na paisagem brasileira, onde os processos de pedogênese são bastante ativos, o relevo tem um papel decisivo como controlador do tempo de exposição das rochas aos agentes bioclimáticos. Eles consideram que as partes mais velhas, ou seja, as partes expostas há mais tempo ao intemperismo, são justamente as grandes superfícies aplainadas, que são comuns no território brasileiro, e onde ocorre os solos mais velhos e lixiviados.

Ker (1998, p. 30) convergindo com essas idéias, afirma que os Latossolos (solos mais velhos) encontram-se amplamente distribuídos pelo Brasil, ocupando cerca de um terço da superfície do seu território, abrangendo diferentes condições ambientais. Para ele:

Praticamente todos os estudos desenvolvidos, objetivando estabelecer correlações entre a ocorrência dos Latossolos com superfícies geomórficas, destacam que esta classe de solos, ocupa preferencialmente as partes mais estáveis da paisagem, normalmente correlacionadas com a Superfície Sul Americana (Terciário Inferior) de KING (1956).

Salomão e Antunes (2001) também discorrem sobre uma nítida relação dos solos com o relevo, que no caso dos Latossolos, ocorrem em superfícies aplainadas ou ligeiramente onduladas e bem drenadas. Isso acontece, segundo eles, porque o relevo influencia na formação do solo, fundamentalmente, pela sua interferência na dinâmica da água e nos processos de erosão e sedimentação.

Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005, p. 177) ao discutirem sobre o funcionamento hídrico do solo em função do relevo, embasados em alguns trabalhos realizados em Bauru (SP) (SALOMÃO, 1999), Marília (SP) (CASTRO, 1989), São Pedro (SP) (OLIVEIRA et al., 1998) e em Mineiros (GO) (MARINHO e CASTRO, 2003) afirmam que “independentemente dos tipos de solo, a topografia condiciona a direção e a intensidade dos fluxos hídricos, sendo motor tanto da pedogênese como da morfogênese”.

Áreas com relevo mais suavizado e com materiais mais permeáveis facilitam a infiltração das águas meteóricas, superando as taxas de escoamento superficial. Com isso, os processos pedogenéticos atuam de forma mais efetiva e profunda, alterando o material de origem e decompondo, mais facilmente, os elementos químicos solúveis.

Porém, em áreas com relevo acidentado (topografia acentuada) grande parte das águas de chuva é perdida por escoamentos superficiais, favorecendo a erosão e retardando a pedogênese, formando nestes casos solos pouco desenvolvidos. Cabe acrescentar que solos poucos desenvolvidos também podem ser encontrados em relevos de topografia suave, desde que o material seja mal drenado, dificultando a remoção das argilas. Latossolos também podem, em alguns casos, ser encontrados em relevos movimentados, mas desenvolvidos a partir de depósitos coluviais.

Delvigne (1965 apud ESPINDOLA, 1982) abre uma nova discussão sobre essa relação solo e relevo e ressalta a importância das condições topográficas dos perfis na paisagem, afetando diretamente as condições de drenagem e a diferenciação dos tipos de solos ao decorrer de uma vertente, em consonância com três segmentos: exportação (topo); transferência (vertente); e acumulação (sopé).

Deste modo, percebe-se que a distribuição espacial dos tipos de solo está diretamente relacionada com o arranjo espacial do relevo em seus vários níveis de escala, desde a regional à escala individual de vertente (YOUNG, 1976). Para este autor, o relevo além de ser um dos principais fatores de formação do solo, possui um importante significado no contexto das pesquisas pedológicas, pois se usa muito a interpretação de fotografias aéreas, fazendo uma leitura extensiva do relevo, como um meio de reconhecer os tipos de solo ocorrentes numa determinada superfície. Além disso, propriedades geomorfológicas, particularmente a topográfica, têm grande importância para a avaliação do terreno e para o desenvolvimento das propriedades do solo.

Espindola (1982, p. 9) afirma ainda que essa relação solo e relevo é bem representada pelo conceito de “catena”, proposto por Milne em 1935, colocando o solo “como um elo de uma corrente” de uma sucessão topográfica. Segundo ele, esse conceito visualiza o solo num contexto mais amplo, no qual o seu estudo tem que envolver toda uma evolução do meio natural. Para Ollier e Pain (1995), catena seria a

repetição de algumas unidades de solo em algumas posições específicas de vertentes de numa determinada paisagem, mostrando uma intrínseca relação entre solo e relevo, ou seja, pedogênese e morfogênese.

2.2 PEDOGÊNESE E MORFOGÊNESE

Tradicionalmente as relações entre pedogênese e morfogênese eram vistas colocando o solo apenas como um papel secundário, sendo apenas a parte superficial de um sistema complexo, controlado em sua maior parte pela estratigrafia, geomorfologia e hidrologia. O solo seria um registro de ganhos e perdas para as superfícies geomórficas, servindo para interpretar as diversas formas de relevo.

Queiroz Neto (2000) afirma que anteriormente, os trabalhos sobre solos para a Geomorfologia teriam pelo menos um dos seguintes objetivos: demarcar e auxiliar na estimativa da idade cronológica dos depósitos superficiais e/ou correlativos (cronossequência); utilizar os solos como indicadores da maior ou menor estabilidade das paisagens; identificar nos solos propriedades indicadoras de mudanças climáticas; ou relacionar o desenvolvimento dos solos à infiltração e escoamento da água da chuva.

Este autor ainda diz que esses princípios embasaram várias interpretações da evolução das paisagens brasileiras, onde o solo não era somente um integrante, mas também, um indicador de processos e mecanismos de evolução.

Para interpretações das paisagens, principalmente das regiões tropicais, utilizou-se muito o princípio de estabilidade/instabilidade entre solos e relevo. Baseava-se na Teoria da Resistasia e Biostasia criada por Earth em 1956, em que seu princípio era o antagonismo entre pedogênese e morfogênese. Tricart (1977) apropriou-se dessa teoria, afirmando que os aspectos dinâmicos da paisagem levaram à necessidade de distinguir três grandes tipos de meios morfodinâmicos, em função da intensidade dos processos atuais: meios estáveis (biostasia); meios *intergrades*; e os meios instáveis (resistasia).

O que caracteriza os meios em biostasia é o seu alto estado de equilíbrio, semelhante às condições que os fitoecologistas denominam de “clímax”. Esse tipo de ambiente é marcado por uma evolução suficientemente lenta do modelado, ou seja, dissecação moderada das vertentes, causados por exuberantes coberturas vegetais e/ou ausência ou mínima ação de tectônica. Essa combinação de fatores constantes no tempo faria com que houvesse uma sobreposição dos processos pedogenéticos sobre os morfogenéticos, caracterizando esses ambientes com solos profundos (Figura 2).

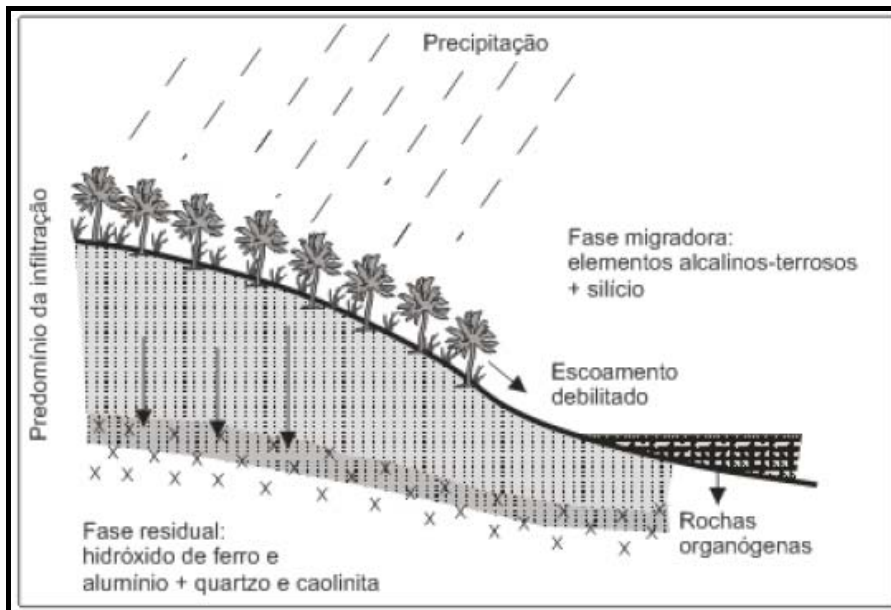


Figura 2: Predomínio de componente perpendicular, caracterizando os meios em biostasia
 Fonte: Casseti (1991)

Os meios *intergrades* asseguram a passagem gradual entre os meios estáveis e os instáveis, no qual esse termo é utilizado para designar essa transição. O que caracteriza esses meios, segundo Tricart (1977, p. 47) é “a interferência permanente de morfogênese e pedogênese, exercendo-se de maneira concorrente sobre um mesmo espaço”, marcado por um equilíbrio desses dois processos. Quando a instabilidade do meio enfraquece, a pedogênese sobrepõe transicionando para meios em biostasia. Mas quando a instabilidade aumenta, a morfogênese ganha vantagem, mudando para meios em resistasia.

A morfogênese é o elemento predominante da dinâmica natural dos meios fortemente instáveis (resistasia), sendo o fator determinante destes sistemas, no qual os outros elementos estão subordinados (Figura 3). Outro fator importante que pode proporcionar a formação destes meios é a instabilidade climática. Com isso, a combinação de clima semi-árido de precipitações irregulares torrenciais somados a atividades tectônicas recentes, pode provocar meios particularmente muito instáveis.

Seguindo essa linha de pensamento, Vageler (1953 apud ESPINDOLA, 1982), menciona que o relevo desenvolve-se continuamente, longe de estar estável, onde até os mais pronunciados macro relevos são aplainados num “*penepplain*”. Isso faz com que processos aluviais e coluviais recubram freqüentemente a camada superficial do solo e, com isso, o solo nunca chega a um equilíbrio completo final com o ambiente.

Este autor cita ainda Walker (1962), quando discute a respeito de ciclos de estabilidade e instabilidade da evolução da paisagem. Ele afirma a existência de uma fase instável de erosão, enquanto que a fase de deposição corresponde a uma fase

estável de formação do solo. Para Walker (op. cit.), a estabilidade da superfície e pedogênese estão associadas a condições relativamente úmidas e maior cobertura vegetal, enquanto que o estado de instabilidade com remoção dos sedimentos nas vertentes, está relacionado a clima relativamente seco.

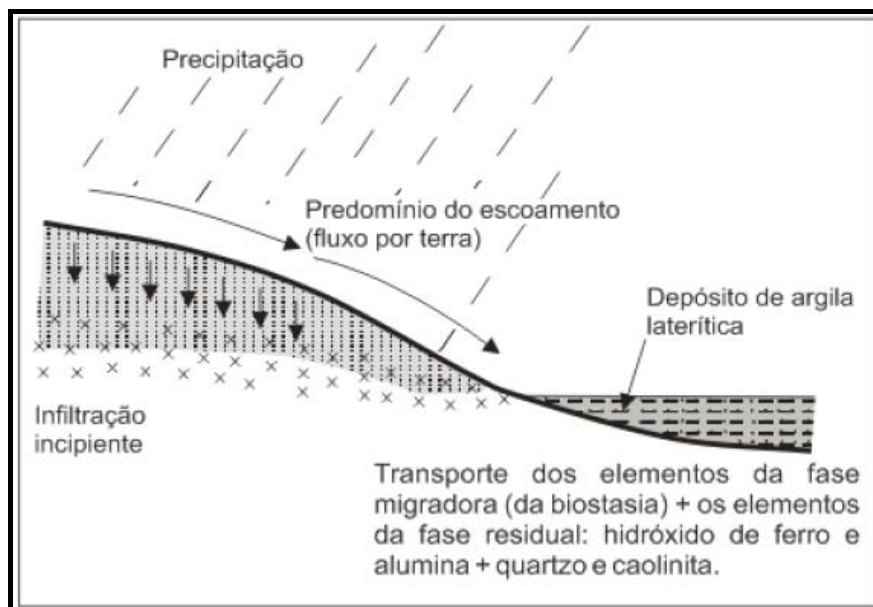


Figura 3: Predomínio da morfogênese, caracterizando os meios em resistasia.
Fonte: Casseti (1991)

Posteriormente, com a evolução das ciências do solo (Pedologia) e do relevo (Geomorfologia), havendo um maior intercâmbio entre as duas, o solo deixou de ser entendido como um caráter secundário nos processos de formação e evolução das superfícies geomórficas. De acordo com alguns estudos, a pedogênese passou a ser considerada um fator intrínscico à morfogênese. “A pedogênese, ao menos em seus resultados globais, é, portanto um dos elementos da morfogênese. Ela modifica as características superficiais da litosfera e deste modo, influencia os mecanismos fundamentais da morfogênese” (TRICART, 1968, p. 6).

2.2.1 Etchplanação

Corroborando com tais afirmações, dentre as grandes teorias acerca da evolução do relevo, surge a teoria da etchplanação, criada por E. J. Wayland em 1933 em Uganda na África, mas que só ganha corpo teórico com os trabalhos de Julius Büdel, que em 1957 lançou as suas bases conceituais (THOMAS, 1994). Essa teoria obteve um grande impacto entre o pensamento geomorfológico, especialmente na região dos trópicos e também no contexto paleogeomorfológico, podendo acrescentar também o

pedogeomorfológico. Com esta teoria é possível perceber o papel e a importância dos processos geoquímicos e pedológicos na evolução do relevo, onde ficam claras as relações intrínsecas entre morfogênese e pedogênese.

O modelo de evolução das paisagens proposto por Büdel (1982) é baseado em dois fatores: estabilidade tectônica e existência de condições climáticas tropicais semi-úmidas. A estabilidade tectônica proposta é relativa, visto que esse autor aceita que lentos e pequenos soerguimentos possam ocorrer sem comprometer o processo de aplainamento do relevo. Já as condições climáticas tropicais semi-úmidas são justificadas porque ambientes sobre essas condições são caracterizados pela atividade biológica intensa (vegetação savânica), pelas altas temperaturas, sazonalidade climática marcada por uma variação de uma estação úmida e outra seca e pela presença de água no nível freático durante todo o ano (SALGADO, 2006).

A teoria da etchplanação considera que os aplainamentos são formados e evoluem graças a um mecanismo de dupla planação: superfície exumada de lavagem (*washing surface*) e; superfície de intemperismo basal (*leaching surface*). A superfície de lavagem corresponde à superfície do modelado propriamente dita onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial (*washing*). Já a superfície de intemperismo basal é irregular e se localiza em subsuperfície, onde a rocha é lixiviada e predomina a desnudação geoquímica (*leaching*) (THOMAS, 1994) (Figura 4).

Para o modelo de etchplanação, o intemperismo químico age de forma intensa e constante durante todo o ano, permitindo a criação de um espesso manto de intemperismo. Nessa superfície ocorre o apodrecimento das rochas sãs e a perda de massa litosférica, graças à matéria que sai do sistema intemperizado em solução na água subterrânea. No entanto, a principal contribuição da superfície de intemperismo basal aos aplainamentos reside na preparação de material para a ação dos processos mecânicos que ocorrem na superfície de lavagem, ou seja, os processos pedogenéticos preparando material para os processos morfogenéticos. Esses processos são caracterizados pela erosão laminar que, graças ao escoamento da água pluvial, erode e rebaixa as vertentes.

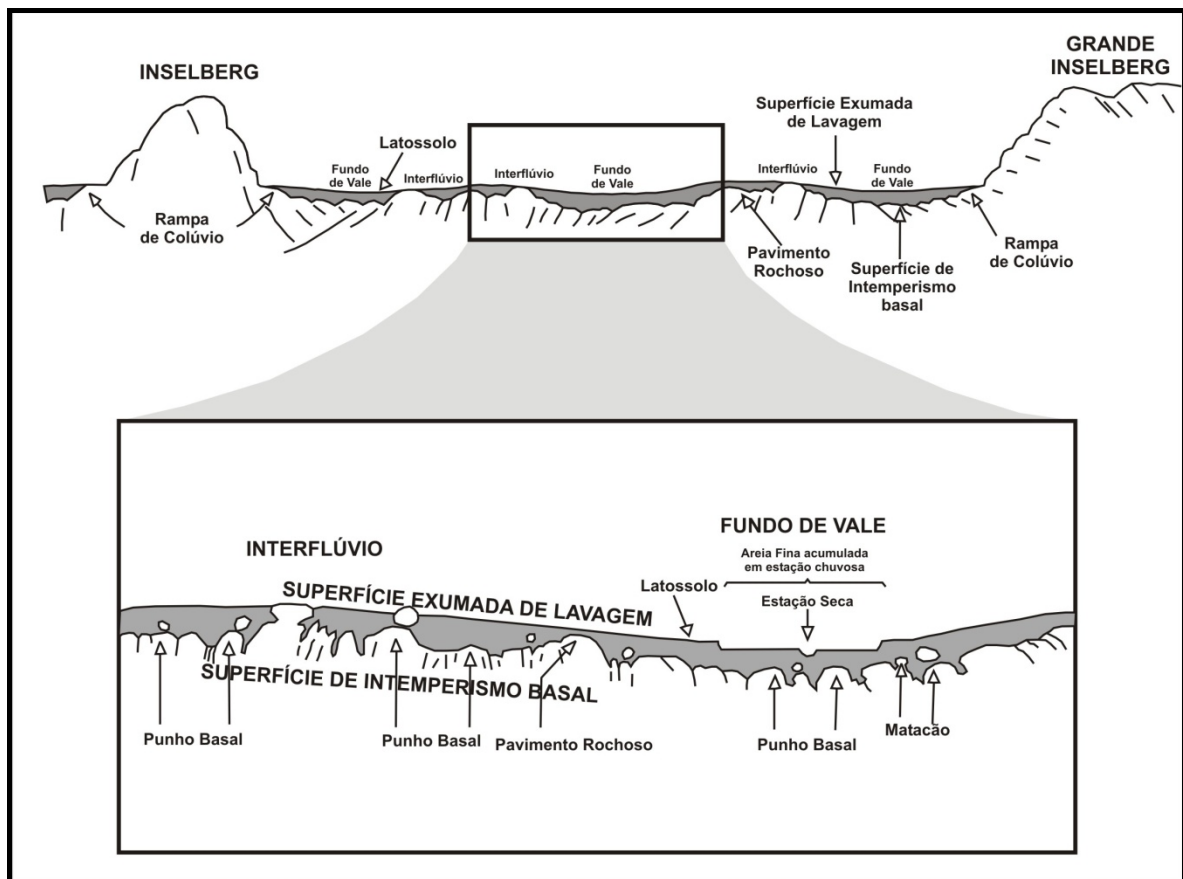


Figura 4: Um exemplo de uma superfície sofrendo o processo de etchplanação, demonstrando a superfície exumada de lavagem na porção superficial e superfície de intemperismo basal em subsuperfície.
Adaptado de: Thomas (1994)

2.2.2 Processos e Materiais de Vertente

As vertentes são esculpidas pela ação da dinâmica externa, compreendida pelos processos morfogenéticos. Esses processos, apesar de agirem em conjunto, têm seu desenvolvimento e funcionamento diferentes, de acordo com o meio no qual agem e fazem parte. O entendimento desses processos morfogenéticos pode explicar, no campo mais teórico e científico, a formação, evolução e forma das vertentes, enquanto que numa visão mais prática, fornece subsídios para uma melhor aplicabilidade de técnicas de conservação dos solos. Assim, Christofolletti (1980) considera que é possível distinguir quatro categorias mais importantes na morfogênese das vertentes do modelado terrestre: meteorização; ação biológica; processo morfogenético pluvial; e movimentos do regolito.

A meteorização ou intemperismo, como já demonstrado pela teoria da etchplanação, produz detritos a serem erodidos, constituindo etapa na formação do regolito. Essa categoria da morfogênese é uma etapa anterior necessária para a movimentação de fragmentos rochosos ao longo das vertentes (colúvios), podendo ser

distinguida em meteorização física que fragmenta as rochas e meteorização química e bioquímica, responsável pela decomposição das rochas (CHRISTOFOLETTI, op. cit.)

Este autor, ainda afirma que a ação morfogenética dos seres vivos também se faz presente no modelado das vertentes. As plantas possuem dupla ação: uma através das raízes provocando o deslocamento de partículas, aumentando a permeabilidade do solo, intensificando as ações bioquímicas e retirando nutrientes; e outra como camada interceptora frente à ação da chuva e fornecendo húmus como fator de agregação do solo.

O processo morfogenético pluvial é um dos mais importantes na esculturação das vertentes, distinguindo-se entre ação mecânica da chuva e o escoamento pluvial. As gotas de chuva provocam uma ação mecânica, que promove a desagregação e deslocamento das partículas terrosas, chamado de *splash erosion* ou efeito *splash*. Esse processo torna-se o responsável por um retrabalhamento de grande quantidade da superfície do solo, engendrando a primeira fase da morfogênese pluvial. Já o escoamento pluvial é o mais importante dessa categoria, pois começa a aparecer quando a quantidade de água precipitada é maior que a velocidade de infiltração, deslocando as partículas de solos retiradas pelo efeito *splash* vertente abaixo.

Por último, existe a categoria dos movimentos do regolito, correspondente aos movimentos gravitacionais que promovem a movimentação dessa cobertura pela encosta abaixo. A água em movimento exerce função importante no movimento do regolito por reduzir o coeficiente de fricção e por aumentar o peso da massa intemperizada, preenchendo os espaços entre os poros. Esta categoria morfogenética é também chamada de movimentos de massa, no qual Christofolletti considera que os mais importantes são: rastejamentos; fluxos de lama; avalanche; deslizamentos; e desmoronamentos.

A presença de regolito, material inconsolidado, nas vertentes representa uma característica comum das paisagens tropicais. Os horizontes superficiais do regolito, ou seja, do *solum*, podem ser tanto originados por material *in situ*, quanto por material transportado. Para Thomas (1994), os horizontes superficiais dos solos de regiões tropicais, raramente são formados por material autóctone, uma vez que têm características de material transportado fisicamente e em solução.

Existem assim, nas paisagens tropicais, complexas coberturas sedimentares distribuídas por diversos segmentos do relevo, no qual depósitos de encostas, denominados colúvios, são relevantes nestas áreas. Ollier e Pain (1996) ressaltam a importância de se distinguir os materiais formados *in situ* (autóctone) dos materiais transportados (alóctone), levantando a questão sobre a dificuldade em se diferenciar esses materiais nas vertentes.

Para Bigarella (1994), os colúvios seriam formados por materiais transportados pelo escoamento superficial ao longo das vertentes, proporcionados geralmente por movimentos de massa do tipo solifluxão, apresentando pouca ou nenhuma estratificação, não podendo ser diferenciado facilmente dos solos originais. Contudo, seriam menos espessos nas altas vertentes e mais espessos nas baixas, sendo este último considerado material mais antigo que o anterior. Thomas (1994) também associa os materiais colúviais ao escoamento superficial e aos movimentos de massa. Estes depósitos seriam, como já afirmado anteriormente, associados à força gravitacional e ao grau de inclinação das vertentes, caracterizado por um material sem estrutura sedimentar bem definida, estratificação grosseira e descontínua e uma matriz fina abundante.

A sucessão de processos erosivos e de deposição sobre o regolito permite gerar sucessivas camadas superpostas de materiais colúviais, com características químicas, físicas e mineralógicas distintas. Posteriormente a esta deposição, esses depósitos poderão sofrer interferência de processos pedogenéticos ao longo do tempo, fazendo com que esse material seja incorporado ao regolito através de processos de eluviação e iluviação e assim dificultando ainda mais a diferenciação entre colúvio e elúvio.

2.3 ANÁLISE ESTRUTURAL DA COBERTURA PEDOLÓGICA

Diante do exposto, fica evidente que os processos de formação do solo e de esculturação das vertentes, agem tanto verticalmente quanto lateralmente, de montante para jusante, numa mesma vertente. Com isso, a organização da cobertura pedológica também se diferencia neste sentido, no qual os pedólogos rapidamente perceberam essa diferenciação lateral. Milne, na década de 1930, introduziu o conceito de catena, no sentido que essa diferenciação lateral era expressa em termos de sucessão de tipos de solos de acordo com a variação topográfica, sem que fossem estudadas as passagens laterais entre os horizontes, ou mesmo sem que fosse feita uma análise da organização lateral da cobertura pedológica.

Tricart (1968) já afirmava que a concepção de catena, puramente topográfica em sua origem, é insuficiente, sendo necessário adicionar um conteúdo geomorfológico exprimindo a dinâmica da vertente e que, com essa inserção, essa concepção se tornaria um excelente instrumento da compreensão da gênese dos solos.

Assim, Queiroz Neto (1988) assegura que na década de 1970 aparecem três trabalhos importantes no qual faziam análises bidimensionais de coberturas pedológicas (BOCQUIER, 1971; BOULET, 1974; e CHAUVEL, 1974). Esses trabalhos foram realizados ao longo das encostas, através de topossequência, não procurando mais tomar o solo como um indivíduo representado por perfis verticais, mas sim como

“*continuum*” que cobre toda a extensão das encostas. Esses trabalhos trouxeram muitos resultados novos e mostraram que a análise detalhada da organização lateral é muito importante para compreender a gênese e dinâmica da cobertura pedológica. “Esta análise mostra que existem frequentemente redistribuições internas de matéria ao longo da vertente que podem ter um papel essencial na evolução do relevo” (BOULET, 1992, p. 44).

Queiroz Neto (1988) considera que estes três trabalhos levaram à percepção de que a cobertura pedológica era um sistema estrutural complexo, inserido na paisagem e apresentando transformações progressivas das organizações, tanto vertical, como lateralmente, no sentido da vertente. Essas transformações correspondem a transferências de materiais e transformações mineralógicas, mantendo relações com outros elementos da paisagem, principalmente o relevo. Para ele, esses trabalhos despertaram a necessidade de integrar as diferentes escalas de estudo dos solos, desde a escala microscópicas às escalas de paisagem.

Segundo Boulet, Chauvel e Lucas (1990), os solos encontram-se organizados em camadas que apresentam filiações genéticas. Quando o sistema está em equilíbrio com o meio, as camadas se organizam de forma concordante em relação à superfície. Quando o sistema apresenta instabilidades internas, a organização inicial sofre transformações para a adaptação das novas condições, gerando camadas discordantes que se propagam à custa das primeiras. Essa nova organização é denominada de “sistema de transformação”, onde uma cobertura inicial transforma-se em outra diferente sendo discordante sobre os horizontes do solo e avançando lateralmente ao longo da vertente (BOULET, 1988).

O procedimento de estudo e representação gráfica e cartográfica detalhada dessa organização pedológica distribuída lateralmente ao longo das vertentes é denominada de “análise estrutural da cobertura pedológica”. Procedimento este, segundo Queiroz Neto (1988 e 2000), foi proposto por Boulet et al. (1982), e é de grande importância, pois permite mostrar a participação dos processos superficiais na diferenciação lateral da cobertura pedológica e possibilita perceber o papel e a importância dos processos geoquímicos e pedológicos na evolução do relevo.

Para a realização deste procedimento é imprescindível que a análise da cobertura pedológica se dê através de topossequência. Para isso, se torna necessário construir perfil topográfico, podendo através deste, identificar rupturas de declive e/ou outras alterações observadas na topografia. Posteriormente é feita a abertura de trincheiras em intervalos regulares e as tradagens para identificar as transições laterais da cobertura pedológica (Figura 5). A diferenciação pedológica é identificada pelas análises macromorfológicas (coloração, textura, estrutura, cerosidade, entre outros) e

micromorfológicas (esqueleto, plasma, poro, cutã, entre outros) e outros estudos analíticos, possibilitados por análises de laboratório (BOULET, 1988).

Análises de ΔpH e determinação da razão zircônio/quartzo e zircônio/titânio merecem destaque por possibilitarem a determinação da taxa de intemperismo a que a cobertura pedológica foi submetida, auxiliando as informações adquiridas por análises micromorfológicas, podendo determinar se o material é autóctone ou alóctone.

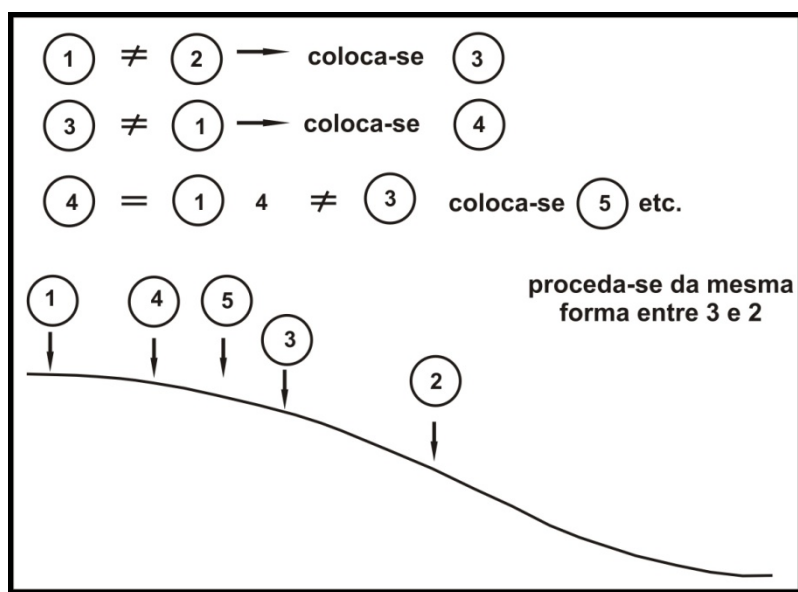


Figura 5: Método de implantação da trincheiras num estudo de topossequência.
 Fonte: Boulet (1988).

2.3.1 ΔpH

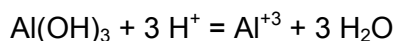
Entre 1880 a 1890 Arhenius desenvolveu um conceito, conhecido como “diferenciação eletrolítica”, no qual ácidos seriam as substâncias que, em solução aquosa, liberam íons H^+ , bases seriam as que liberam íons OH^- . Em 1923, o químico dinamarquês Johannes Nicolaus Brønsted e o químico inglês Thomas Martin Lowry definiram de forma independente e simultânea a “Teoria Protônica”, em que ácidos seriam as substâncias capazes de doar prótons e as bases os capazes de recebê-los.

As duas teorias citadas, em combinação, se tornaram aplicáveis para caracterizar as condições ácidas ou alcalinas nos solos, sendo que nos solos ácidos têm maior presença de íons de H^+ do que OH^- e solos alcalinos têm concentração maior de OH^- do que H^+ .

Existem várias causas para a acidez dos solos, segundo Malavolta (1985 apud VELOSO et. al., 1992) a acidez do solo pode ser provocada pela água que lixivia as bases do complexo de troca deixando íons de H^+ ; a oxidação microbiana do nitrogênio amoniacal libera H^+ no sistema; a raiz das plantas retiram cátions e inserem H^+ no solo; a

decomposição da matéria orgânica libera H^+ no sistema pela dissociação dos grupos carboxílicos e fenólicos. A acidificação do solo consiste, portanto, na remoção dos cátions básicos do complexo de troca catiônica (cálcio, magnésio, potássio e sódio), substituindo-se por alumínio trocável e hidrogênio não dissociado. Os solos podem ser naturalmente ácidos, ou podem ter sua acidez aumentada, por erosão, extração de cátions básicos pelas culturas e, principalmente, por lixiviação (RAIJ, 1989).

O aumento da acidez pode desencadear a decomposição de argilominerais e ocasionar o aparecimento de Al trocável (Al^{+3}). A origem de Al^{+3} está ligada à ação de prótons sobre minerais contendo alumínio (minerais primários, minerais de argila, óxidos hidratados e outros componentes coloidais), conforme a seguinte equação que demonstra a reação da gibbsita com o hidrogênio:



As reações e relações de acidez e basicidade nos solos são denominados de “reações dos solos”. Estas reações influenciam a taxa de decomposição da matéria orgânica, a formação de minerais secundários de argila e o crescimento das plantas. Com isso, torna-se de grande importância a quantificação dessas reações, na qual o termo “pH do solo” é usado. Este termo foi introduzido por Sørensen em 1909 para se referir a concentração de H^+ no sistema solo amostrado.

O cálculo do ΔpH ($pH\ KCl - pH\ H_2O$), é originado dos conceitos citados anteriormente, relaciona-se com o balanço de cargas elétricas no solo, sendo importante para determinar a taxa de intemperismo a que o solo foi sujeito. O intemperismo provoca o aumento de cargas positivas no solo. Portanto, comparando-se dois solos ou mais, quanto maior o valor do ΔpH (positivo) mais o solo foi exposto ao intemperismo, e quanto menor o ΔpH (negativo) o solo foi menos exposto a processos de intemperismo.

2.3.2 Determinação da Razão Zircônio/Quartzo e Zr/Ti

Para Luz, Santos e Mermut (1992, p. 96) “a identificação da origem e estágio de evolução dos solos é fundamental para entender sua dinâmica e interpretar o seu comportamento físico-químico”. Eles consideram que para a determinação do grau de intemperismo no estudo da gênese do solo é preciso comparar o regolito com o seu material de origem.

Demattê, et al. (1991 apud MICHELON, 2006) também afirmam que estudos de intemperismo envolvem a análise do material de origem e seus produtos de alteração. O objetivo é determinar quais os teores dos seus elementos constituintes e apresentar uma

taxa de seus ganhos e perdas. Os cálculos são geralmente baseados em estimativas quantitativas dos constituintes do solo em proporção à quantidade de pelo menos um elemento considerado imóvel. Estes elementos são enriquecidos residualmente em relação àqueles mais móveis, perdidos de minerais solúveis nas zonas de lixiviação no perfil do solo.

Marshal (1940) propôs um método para avaliar ganhos e perdas de solo durante seu desenvolvimento, através do uso destes elementos químicos considerados imóveis e ocorrentes em minerais resistentes ao intemperismo. Para este autor, o uso de tais elementos e também de minerais resistentes ao intemperismo, proporciona um modo de estabelecer a uniformidade original do manto de intemperismo através da razão entre dois deles, se mostrando eficaz para identificar alterações provocadas pelos processos pedogenéticos.

Sudom e St. Arnaud (1971) afirmam também que o uso de minerais estáveis e de seus elementos químicos, fornecem meios de estabelecer a uniformidade original de um solo, acrescentando que tais elementos também permitem fazer uma avaliação quantitativa das mudanças ocorridas durante o seu desenvolvimento. Para eles, dentre o uso de elementos imóveis, o que se tem tido melhores resultados é a utilização de zircônio e quartzo.

Têm-se bons resultados com o zircônio pelo fato dele ser, relativamente, inafetado pelo intemperismo, apesar de estar presente na fração argila e poder ser deslocado junto com elas nos perfis de solo. As grandes quantidades de quartzo nos solos em geral, fornecem um componente relativamente inerte, podendo ser prontamente determinado quantitativamente e no qual existem mínimos riscos de ocorrer erros nas amostras.

Luz, Santos e Mermut (1992) aplicaram a razão entre zircônio e quartzo em uma topossequência do semi-árido de Pernambuco no sentido de verificar a uniformidade entre saprolito e regolito, averiguando a natureza e correspondência do material de origem e solo. Os valores encontrados por eles em dez horizontes distribuídos em três perfis de solos permitiram identificar a existência de descontinuidades litológicas, sugerindo transporte e acúmulo de material ao longo da topossequência. Esta razão possibilitou também a estes autores aferir que apenas um horizonte, que se situava em alta vertente, teria características autóctones. Cabe ressaltar que estes autores utilizaram de análises micromorfológicas, fundamentais para a confirmação de tais interpretações.

Os elementos Zr e Ti também têm sido utilizados como indicadores da quantidade de material de origem que foi intemperizado para produzir determinado volume de solo, bem como para indicar a ocorrência de descontinuidade litológica no perfil de intemperismo. Contudo, em determinadas condições, esses elementos, considerados os mais inertes durante o intemperismo, podem se mobilizar. Deste modo, Taylor e

Enggleton (2001) afirmam que para eliminação das inferências errôneas, a que podem levar essas proposições, pode ser utilizada a relação entre os elementos zircônio e o titânio.

2.3.3 Micromorfologia de Solos

Os níveis de organização da cobertura pedológica estão embutidos uns nos outros e suas ordens de grandeza variam do quilômetro (km) ao micrometro (mm) ou mesmo ao angström (Å) (FILIZOLA e GOMES, 2006). Estes autores afirmam também que dentro de uma cobertura pedológica ocorrem diferentes horizontes e volumes de solos que se superpõem, justapõem, superimpõem, etc. Cada um desses horizontes é composto por um conjunto de agregados e vazios que quando cortados e colados a lâminas permitem identificar, na escala micromorfológica, o arranjo dos constituintes que compõe o fundo matricial.

Resende et al. (1995) consideram que como o próprio termo sugere, “micromorfologia” refere-se, na ciência dos solos, ao estudo da organização do solo em escala microscópica, através de seções finas (aproximadamente 25 µm de espessura) com auxílio de microscópio ótico polarizante.

Castro (2002) denomina essas organizações microscópicas de microorganizações pedológicas ou microestruturas e que a micromorfologia contempla o estudo detalhado dessas organizações, ou seja, dos constituintes dos agregados dos horizontes de solo e de suas relações, seu grau de preservação face às adições ou perdas, contribuindo para importantes deduções a respeito dos processos pedológicos e morfogenéticos envolvidos.

Essa autora, afirma também que a micromorfologia de solos permite caracterizar as organizações pedológicas com a finalidade de diferenciar e classificar horizontes ou perfis de solo, avaliar seus estágios de evolução e grau de equilíbrio. Este tipo de análise detalhada serve para diagnosticar filiações litológicas e/ou pedogenéticas entre os materiais, os processos e mecanismos a elas associados (alteração, pedogênese e morfogênese).

A caracterização dos arranjos e constituintes presentes nas amostras auxilia a identificação, diagnóstico e prognóstico do comportamento e funcionamento do solo, dando subsídios à Pedologia no entendimento de gênese, morfologia, comportamento geoquímico, entre outros. Subsidiaria também a Geomorfologia, permitindo uma melhor compreensão dos processos de vertentes (movimentos de massa), depósitos correlativos e até mesmo em cronoestratigrafia.

Resende et al. (1995) consideram que um estudo micromorfológico deve estar sempre associado à análise do perfil do solo e da paisagem do qual o mesmo faz parte. A pedogênese altera a posição e o tamanho dos constituintes do solo, reorganizando-os e assim originando as mais variadas configurações, de acordo com as características ambientais locais. Existe ainda a natureza mineralógica, principalmente a do plasma, que de acordo com estes autores, influencia propriedades muito importantes no estudo da micromorfologia do solo.

Existem várias terminologias específicas no estudo micromorfológico para se referir aos constituintes do solo, mas algumas mais importantes são especificadas neste trabalho. Plasma é todo material mineral e orgânico de tamanho coloidal relativamente solúvel que tenha se movimentado e/ou concentrado e que não está retido em grãos. Esqueleto compreende os minerais primários e os fragmentos orgânicos duros de tamanho superior ao coloidal, enquanto que os poros se manifestam em diversos tamanhos (micro, meso e macro) e formas. Trama ou fábrica é o termo para se referir ao arranjo espacial das partículas sólidas do solo e os poros a elas associadas. Ou seja, plasma mais esqueleto mais poros é igual à trama.

As formas pela qual a trama se dispõe pode ser uma indicação segura de fenômenos marcantes de eventos relacionados à gênese do solo, podendo esclarecer tanto aspectos especificamente classificatório, quanto identificar tendências sobre o comportamento do solo.

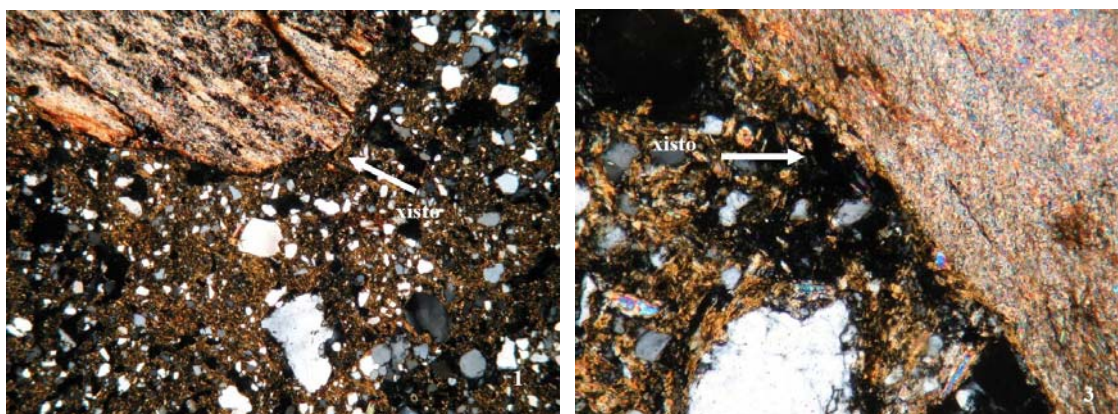
Resende et al. (op. cit., p. 238) afirmam a importância de relacionar o esqueleto ao plasma, denominada por ele como “distribuição relativa do esqueleto e do plasma (g/f)”, onde essa razão exprime a distribuição das partículas grosseiras (g) em relação às partículas finas (f) do material do solo.

Deste modo, o estudo qualitativo e quantitativo da relação esqueleto e plasma é fundamental na interpretação dos processos pedogenéticos e morfogenéticos ocorrentes em determinada superfície. A variação da distribuição e das características tanto do plasma quanto do esqueleto, e até mesmo dos poros ao longo de uma seqüência, pode estar relacionada a diversos fenômenos que atuaram no processo de formação e evolução do solo local e conseqüentemente oferecer pistas a interpretação do processo evolutivo geomorfológico regional. Vários pesquisadores utilizaram destas informações para tais interpretações, onde dois trabalhos serão apresentados a seguir.

Figueiredo et al. (2004), através de análises química, física e micromorfológica, conseguiram caracterizar a cobertura pedológica e assim interpretar possíveis origens e processos ocorrentes em três vertentes estudadas na região do Complexo Bação localizado ao S/SE do Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais. Esqueletos de quartzos com ferruginizações e de contato abrupto com o plasma foram encontrados nos

horizontes B dos perfis de média vertente das três topossequência analisadas. Devido às características micromorfológicas desses esqueletos serem bastante semelhantes as dos perfis de alta encosta (interflúvios) e ao fato de não apresentarem contato gradual com o plasma, estes autores chegaram à conclusão que se tratara de um material transportado (alóctone).

Já Menezes (2006) fez uma análise micromorfológica das formações superficiais de uma topossequência no Córrego do Quebra, na Depressão de Gouveia em Minas Gerais. Pelas lâminas delgadas, percebeu que as características litológicas e texturais do saprolito não são encontradas na matriz que envolve as linhas de pedra e nem no *solum*, denotando assim uma descontinuidade erosiva e conseqüentemente um indicio de material coluvial. Esse indicio é reforçado pela presença de fragmentos de xistos em diferentes estágios de alteração, estando alguns ainda preservados, mesmo em horizontes de maior evolução pedológica (Figuras 6 A e 6 B). Também a ocorrência de quartzo e xistos dissociados do plasma reforça ainda mais o processo de coluvionamento existente na vertente estudada.



Figuras 6 A e 6 B: Xisto com características preservadas e solto na massa do solo.
Fonte: Menezes (2006)

Menezes (2006) também ressalta que em todos os horizontes que formam o *solum* foi encontrado um esqueleto predominantemente quartzoso com ferruginações, mas sem continuidade no plasma, atestando ainda mais a aloctonia do material e a relação do plasma e esqueleto como fundamentais na interpretação dos processos ocorrentes na vertente.

3. ASPECTOS FÍSICOS REGIONAIS E LOCAIS

Este capítulo tem o intuito de primeiramente abrir uma discussão sobre os aspectos físicos regionais da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), onde os processos de evolução e formação geológica e geomorfológica serão apresentados. O objetivo é fazer uma contextualização dos processos regionais que influenciaram diretamente a formação da Depressão de Gouveia, área de estudo desta dissertação, onde posteriormente serão demonstradas as suas características ambientais, tais como: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Hidrografia, Clima, Vegetação e uso do solo. Finalmente, serão apresentadas as características específicas do Córrego dos Pereiras e da vertente utilizadas como áreas de amostragem da Depressão, contextualizando-as em seus respectivos lugares na bacia do Chiqueiro/Areia.

3.1 ESTRATIGRAFIA E GEOTECTÔNICA DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

O nome “Serra do Espinhaço” foi dado por Eschwege (1822) para se referir ao “divisor de águas entre o Atlântico e os rios São Francisco, Paraná e Uruguay”, enquanto que Derby (1906) redefiniu como o divisor de águas da porção oriental da bacia do São Francisco, que se estende desde Ouro Preto em Minas Gerais, a Juazeiro na Bahia, passando por Diamantina também em Minas Gerais (KNAUER E GROSSI-SAD, 1997).

Saadi (1995) afirma que a denominação “serra” para se referir a este orógeno, seria um termo, de certa forma, errôneo, pois esconde uma realidade fisiográfica que seria mais bem definida como “planalto”. Já o nome Espinhaço foi dado por Eschwege em referência ao caráter rugoso e escarpado (KNAUER E GROSSI-SAD, 1997).

A Serra do Espinhaço é uma faixa orogênica antiga que se estende por mais de 1.200 Km, desde a região central de Minas Gerais até ao norte da Bahia, em forma arqueada com convexidade orientada para oeste. A sua largura varia desde alguns quilômetros a mais de 100 Km, onde as faixas mais largas encontram-se em sua porção meridional. Este planalto denominado de serra pode ser dividido nitidamente em dois compartimentos diferenciados pela sua litoestrutura e morfologia: os planaltos sententrional e meridional, onde são separados por uma zona deprimida e alongada na direção SE-NW pouco ao norte da cidade de Diamantina (SAADI, 1995).

A Serra do Espinhaço em sua porção meridional bordeja o sudeste do Cráton do São Francisco e estende-se por cerca de 300 Km na direção S-N, desde o Quadrilátero Ferrífero, nas proximidades de Belo Horizonte, até a região de Olhos d’Água ao norte de

Diamantina (Figura 7). A porção meridional é relevante a este trabalho por estar nela situada a Depressão de Gouveia.

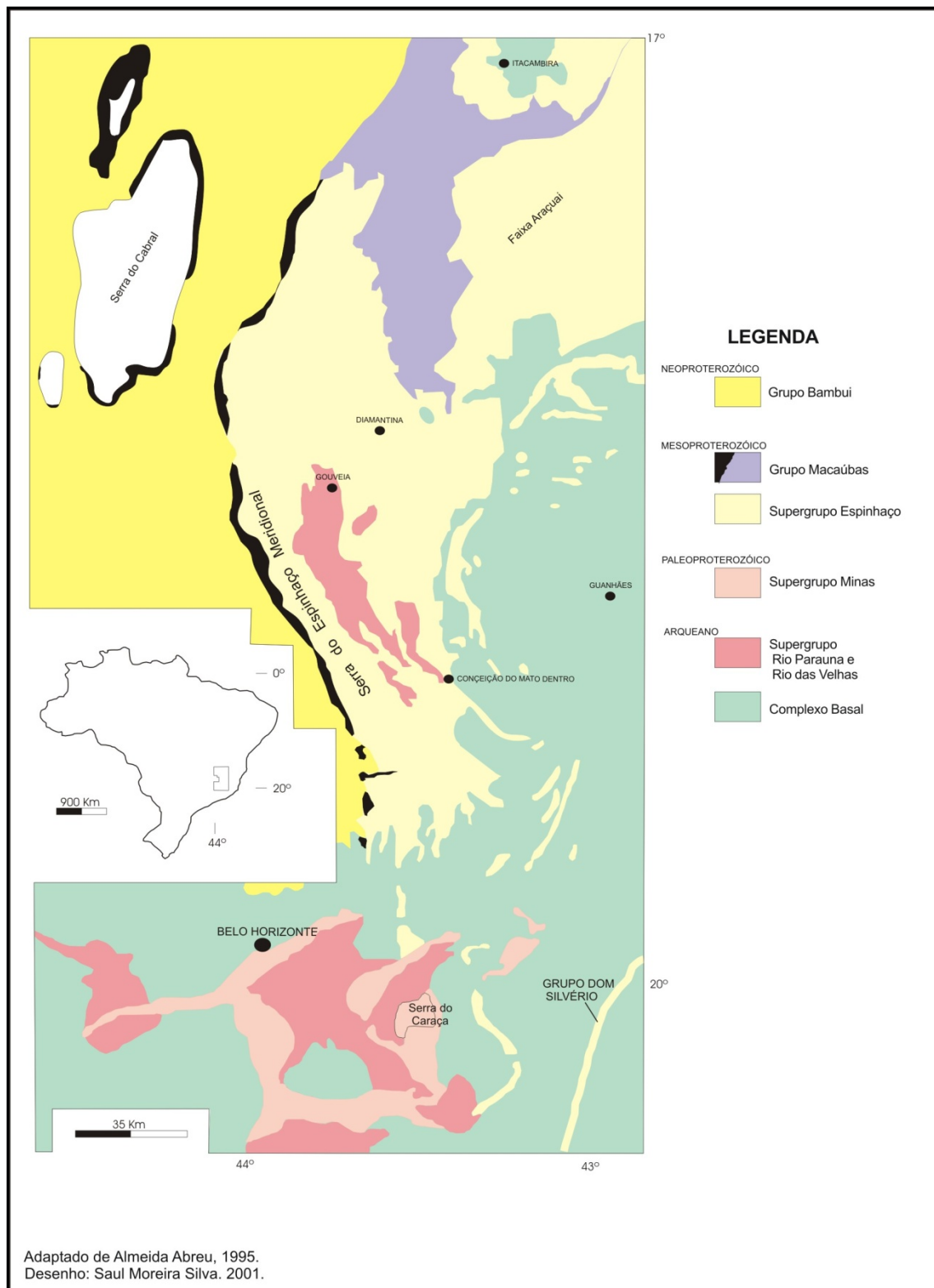


Figura 7: Mapa de localização da Serra do Espinhaço Meridional.
Fonte: Rocha (2004)

Quanto à composição estratigráfica e evolução geotectônica da Serra do Espinhaço Meridional, optou-se por fazer uma descrição das características geológicas básicas a partir de alguns autores, como: Almeida Abreu e Pflug (1994); Almeida Abreu (1995); Dussin e Dussin (1995); e Almeida Abreu, Fraga e Neves (2005).

A escolha destes autores se deu por tratar de publicações relativamente recentes e abrangerem e corresponderem a modelos globais de evolução tectônica. Primeiro será descrita a estratigrafia e posteriormente como os processos geotectônicos de formação da Serra do Espinhaço influenciaram na formação estratigráfica da região.

3.1.1 Estratigrafia

De acordo com Almeida Abreu (1995), a Serra do Espinhaço Meridional se estrutura em 3 conjuntos tectono-estratigráficos maiores: o Complexo Basal e os supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço (Tabela 3 e rever a Figura 7).

Tabela 3: Estratigrafia da SdEM.

	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESPESSURA (METROS)
SUPERGRUPO ESPINHAÇO	CONSELHEIRO MATA	9 – RIO PARDO GRANDE	PELITOS, ARENITOS, LOCALMENTE CARBONATOS	60 - 100
		8 – Córrego Pereira	ARENITOS (PUROS OU MICÁCEOS), LOCALMENTE PELITOS	- 250
		7 – Córrego da Bandeira	PELITOS, ARENITOS	100 - 200
		6 – Córrego dos Borges	ARENITOS (PUROS OU MICÁCEOS), LOCALMENTE BRECHA / CONGLOMERADOS QUARTZÍTICOS	- 100
		5 – SANTA RITA	PELITOS, SUBORDINADAMENTE ARENITOS	100 - 250
	GUINDA	4 – GALHO DO MIGUEL	ARENITOS, LOCALMENTE LEITOS PELÍTICOS	500 - 3000
		3 – SOPA BRUMADINHO	ARENITOS PUROS, MICÁCEOS OU FERRUGINOSOS, CONGLOMERADOS POLIMÍTICOS, PELITOS, BRECHA QUARTZÍTICA, XISTOS VERDES E FILITOS HEMATÍTICOS.	0 - 250
		2 – SÃO JOÃO DA CHAPADA	ARENITOS (MÉDIOS A GROSSEIROS, PUROS OU MICÁCEOS), FILITOS HEMÁTITICOS, CONGLOMERADO / BRECHA BASAL	0 - 300
		1 – BANDEIRINHA	ARENITOS PUROS OU MICÁCEOS (INCLUINDO RED BEDS), CONGLOMERADOS (SUBORDINADO), LOCALMENTE BRECHAS E PELITOS.	0 - 200
	SUPERGRUPO RIO PARAÚNA	GRUPO COSTA SENA (CS)		SERICITA / MUSCOVITA XISTOS COM ± QUARTZO, CIANITA OU TURMALINA E SUBORDINADAMENTE QUARTZO XISTOS, QUARTZITOS E VULCÂNICAS ÁCIDAS OU BÁSICAS.
GRUPO PEDRO PEREIRA (PP)		TALCO XISTOS COM ± CLORITA E ACTINOLITA / TREMOLITA, SERPENTINITOS, CLORITA XISTOS, FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, LOCALMENTE MICA XISTOS E VULCÂNICAS ÁCIDAS.	0 - 250	
COMPLEXO BASAL	GRANITO DE GOUVEIA		GRANITOS, GRANODIORITOS, TONALITOS	
	GRUPO CONGONHAS		GNAISSES, MIGMATITOS, LOCALMENTE DIORITO	

Fonte: Almeida e Pflug (1994 apud ALMEIDA ABREU, 1995)

Bordejando a serra, com menor expressividade, encontram-se também unidades dos grupos Macaúbas e Bambuí. O Complexo Basal é encontrado, principalmente, na faixa mediana-central da SdEM representado, predominantemente, por rochas graníticas (como os granitos do Complexo Gouveia onde se encaixa a Depressão de Gouveia) datadas em 2.839 ± 14 Ma por Machado et al. (1989).

O Supergrupo Rio Paraúna é um seqüência supracrustal que aflora na faixa mediana-central e na borda sudeste da SdEM e subdivide-se em dois grupos: a unidade inferior, referente ao Grupo Pedro Pereira de distribuição areal muito restrita datado em 2.971 ± 16 Ma por Machado et al. (op. cit.); e a unidade superior, do Grupo Costa Sena, considerada a mais importante deste supergrupo em termos de distribuição areal. Este supergrupo junto com o Complexo Basal corresponde às formações geológicas do Arqueano, bem anteriores aos processos de rifteamento e cavalgamento responsáveis pela formação do Orógeno Espinhaço.

A SdEM é edificada essencialmente pelas rochas do Supergrupo Espinhaço, no qual dominam amplamente a sua superfície. Este supergrupo é dividido por Almeida Abreu (1995) em 2 unidades principais: o Grupo Guinda e o Grupo Conselheiro Mata. De acordo com este autor, o Grupo Guinda é um termo introduzido por Knauer (1990), em substituição ao termo Grupo Diamantina, de Dussin et al. (1985). Este grupo corresponde a uma espessa seqüência de sedimentos de origem continental intercalados por metavulcanitos relacionados à fase rifte da Bacia Espinhaço. Já o Grupo Conselheiro Mata, representa um espesso pacote de sedimentos de origem marinha costeira, mas havendo alguma contribuição de sedimentos de origem continental.

Uma significativa quantidade de rochas metabásicas se encontram na forma de soleiras, diques, sills e stocks, ocupando cerca de 2,5% da superfície areal da SdEM (HOPE, 1986 apud ALMEIDA ABREU, 1995). Relações estratigráficas denotam que são rochas ígneas pós-tectônicas, ou seja, posteriores à formação do Supergrupo Espinhaço, em que datações feitas por Machado et al. (1989) revelam idades da ordem de 906 ± 2 Ma (Neoproterozóico).

O Grupo Macaúbas corresponde a metassedimentos de origem glacial, arenosos e conglomeráticos encontrados sobre unidades do Supergrupo Espinhaço e afloram em uma estreita faixa ao longo da borda ocidental da SdEM. O Grupo Bambuí, composto por seqüências carbonáticas, ocupa vasta área do Cráton do São Francisco e outras áreas nas bordas oeste e norte da serra, recobrando rochas do Grupo Macaúbas ou do Supergrupo Espinhaço.

3.1.2 Geotectônica

Dussin e Dussin (1995) afirmam que as bacias do Mesoproterozóico sobre a borda sudeste do Cráton São Francisco na região de Minas Gerais, denunciam um sistema de forças em regime extensivo que afetaram a crosta após a orogênese transamazônica e conduziram a um adelgaçamento da litosfera continental, em que as partes superiores sofreram ruptura e fraturação (Figura 8). Esse processo é denominado de *rifting*, onde nos locais de formação dessas bacias foram depositados sedimentos que hoje correspondem às rochas do Supergrupo Espinhaço.

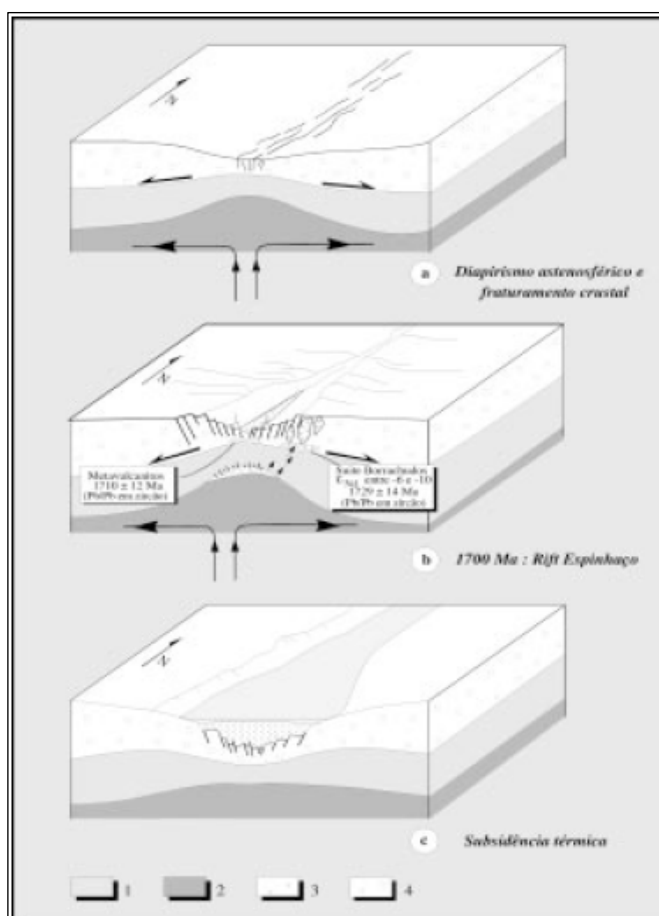


Figura 8: Representação da evolução geotectônica do Rift Espinhaço.

(1) Litosfera; (2) Astenosfera; (3) Zona de fusão parcial; e (4) Crosta
Fonte: Dussin e Dussin (1995)

Esse processo de rifteamento iniciou-se há cerca de 1.750 Ma (Paleoproterozóico), dando início a acumulação de mais de 5.000 metros de sedimentos predominantemente do tipo arenítico, os quais hoje formam a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço (ALMEIDA e PFLUG, 1994).

Almeida Abreu (1995) diz que as 3 formações inferiores do Supergrupo Espinhaço (formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho), guardam em seus sistemas deposicionais e em seus elementos estruturais marcas correspondentes a tectônica de regimes extensivos, demonstrando que o Rifte Espinhaço evoluiu em 3 fases distintas.

A primeira fase é referente ao início do rifteamento (1.750 Ma), quando vários domínios continentais sofreram processos de distensão crustal fragmentando um supercontinente amalgamado entre 2.100 e 1.800 Ma. O registro sedimentar e vulcânico dessa fase é encontrado na porção mediana-central da SdEM, em que metassedimentos da Formação Bandeirinha foram depositados em ambientes fluviais com contribuição eólica e de leques aluviais.

Diferentemente da primeira fase que foi marcada por intensa atividade termal (vulcanismo), a segunda fase do rifteamento Espinhaço é caracterizada por relaxação termal da crosta onde se instalou uma larga e extensa bacia fluvial, responsável pela deposição da Formação São João da Chapada. Já na terceira fase, há a retomada de extensão crustal associada ao forte aquecimento termal, sendo depositadas as formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel.

No Mesoproterozóico, por volta de 1.250 Ma, devido ao assoreamento completo desta bacia sedimentar e conseqüentemente ao aumento de densidade da crosta, ocorre o colapso da mesma, iniciando processo de subducção e assim o processo de inversão tectônica, no qual ocorre o fechamento da bacia por esforços compressivos de E para W gerando o Orógeno Espinhaço. Nos 250 Ma posteriores ocorreu a sedimentação glaciogênica do Grupo Macaúbas, de maior expressividade na porção sententrional da Serra do Espinhaço.

No início do Neoproterozóico, em torno de 900 Ma, mais um evento distensivo atingiu a região (Extensão Brasileira). Dussin e Dussin (1995, p. 22) denominam este evento de Rift Araçuaí, em que “as taxas de extensão foram pequenas e a fraturação crustal foi sinalizada apenas pela intrusão de diques de afinidade toleítica, que cortam todas as seqüências do Supergrupo Espinhaço e seu embasamento”, correspondendo às rochas metabásicas que ocupam 2,5% da superfície areal da SdEM citadas anteriormente. Este evento ainda foi responsável pela subsidência do Cráton do São Francisco, permitindo a formação da bacia que recebeu os sedimentos pelítico-carbonáticos do Grupo Bambuí.

Ao final do Neoproterozóico (650 a 550 Ma), a compressão do Supercontinente Gondwana promove o fechamento das bacias do Meso e Neoproterozóico, havendo a superposição do Supergrupo Espinhaço às dos grupos Macaúbas e Bambuí, levando a estruturação da Faixa Araçuaí. Por volta de 190 e 170 Ma de anos, no Mesozóico, ocorre

um novo episódio de extensão crustal (fragmentação do Gondwana – Figura 9) denotados por diques de basaltos que cortam unidades estratigráficas regionais, como as próprias deformações do brasiliano, constituindo o último evento tectônico que atingiu a borda leste do Cráton São Francisco (DUSSIN e DUSSIN, 1995).

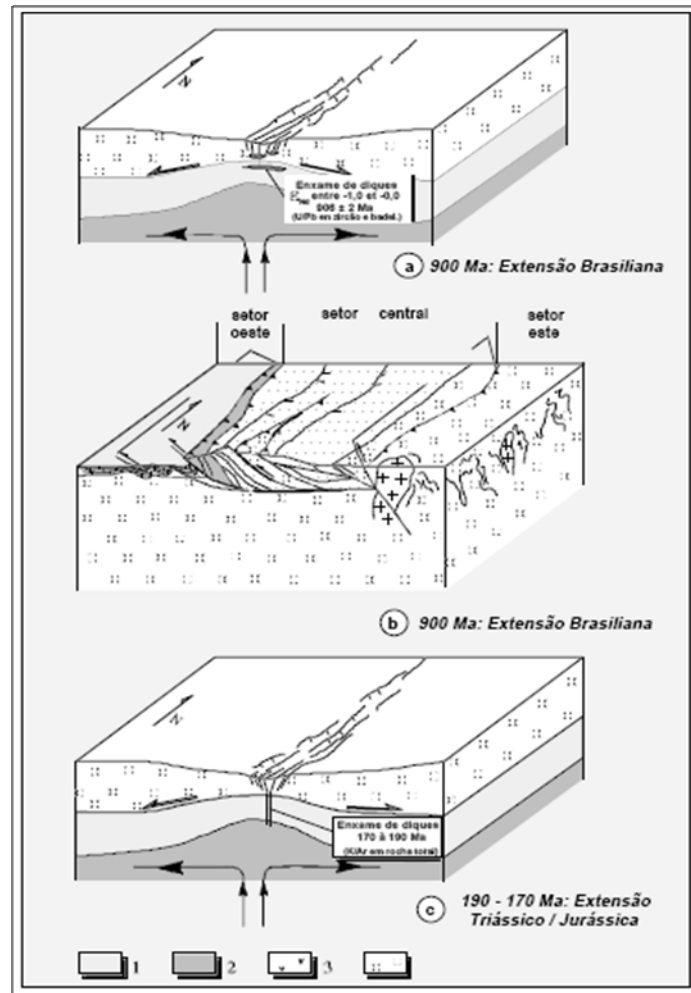


Figura 9: Extensão do Espinhaço Meridional no Brasiliano e Triássico/Jurássico.

(1) *Litosfera*; (2) *Astenosfera*; (3) *Zona de fusão parcial*; e (4) *Crosta*

Fonte: Dussin e Dussin (1995)

3.1.3 Geomorfologia

Como resultado desta complexa evolução geotectônica somado a processos exógenos, o Espinhaço, como já afirmado, tornou-se um grande planalto que pode ser dividido nitidamente em dois compartimentos diferenciados pela sua litoestrutura e morfologia: os planaltos setentrional e meridional, separados por uma zona deprimida.

A descrição geomorfológica do Planalto Meridional, região de interesse neste trabalho se baseia em Saadi (1995). De acordo com este autor, a média altimétrica desta superfície está em torno de 1.200m, com ponto culminante no Pico do Itambé de 2.062m.

Morfologicamente, este grande compartimento é caracterizado, geralmente, por um plano suavemente convexo alinhado em um eixo inclinado de norte para sul. A predominância litológica de quartzitos faz com que o Planalto Meridional seja composto por uma superfície rígida e por conseqüência, altamente fraturada e falhada.

Os processos de dissecação e esculturação fluvial em meio a esta superfície resultaram em formas de relevos como cristas, escarpas e vales profundos orientados às direções tectônicas e estruturais. Encravadas neste grande compartimento planáltico, existem áreas deprimidas, onde rochas granitóides, metassedimentares e metavulcânicas sustentam morfologias colinares policonvexas mais ou menos suavizadas.

A Depressão de Gouveia exemplifica bem as áreas deprimidas do Planalto meridional, correspondendo a um relevo escavado em gnaisses e xistos arqueanos, justapostos aos quartzitos devido a uma tectônica de empurrão e *nappes*. A formação dessa depressão sofreu uma grande influência estrutural, em que a sua evolução é caracterizada por um processo de erosão diferencial, fazendo com que seja circundada por proeminentes escarpamentos (*superfície de cimeira*). Esta depressão é de grande importância neste trabalho por ser a área de estudo onde está localizada a vertente de amostragem. Dessa forma, a sua descrição geomorfológica e os outros aspectos ambientais serão mais bem detalhados no próximo tópico.

3.2 CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DA DEPRESSÃO DE GOUVEIA

3.2.1 Localização

A Depressão de Gouveia encravada na porção meridional da Serra do Espinhaço mineiro se localiza na porção centro-norte do Estado de Minas Gerais. Politicamente essa depressão está dentro dos limites municipais da cidade de Gouveia/MG (Figura 10), e ocupa uma área de 874,9 Km², fazendo parte da Micro-região mineradora de Diamantina e da Macro-região do Alto Jequitinhonha. Gouveia está ligada a capital do Estado através da BR-040, que vai de Belo Horizonte a Paraopeba, depois pela BR-135 de Paraopeba a Curvelo, e por fim pela BR-259 de Curvelo à Gouveia, percorrendo em torno de 250 km.

A Depressão de Gouveia é banhada pelas bacias dos ribeirões Areia e Chiqueiro que se confluem e deságuam no Rio Paraúna, nível de base regional, cuja suas nascentes encontram-se nas superfícies de cimeira onde estão as escarpas quartzíticas que circundam a depressão em todas as direções.

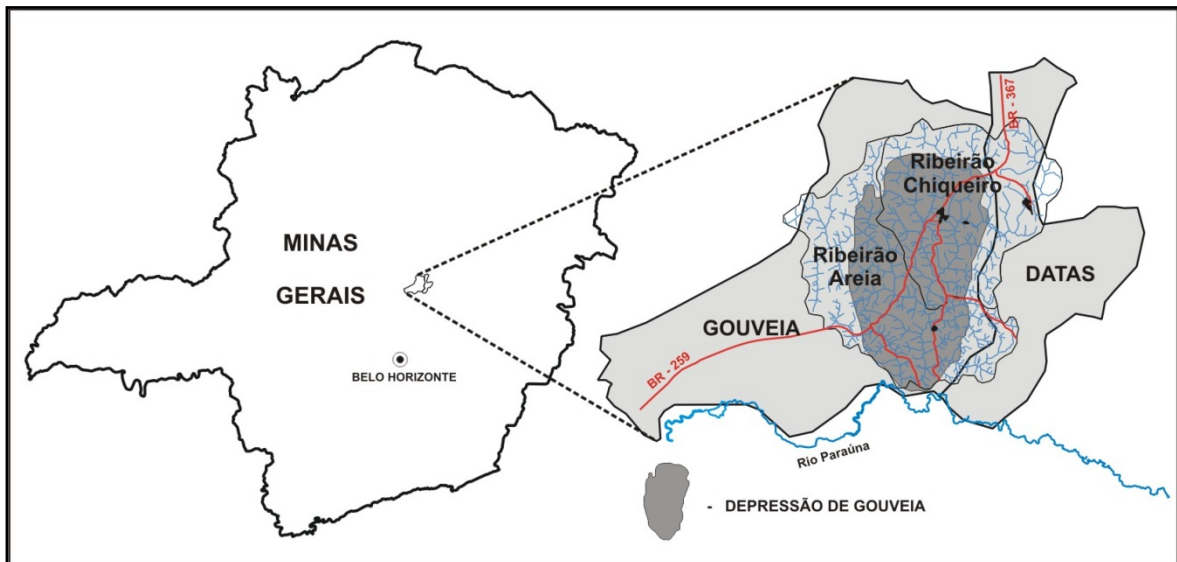


Figura 10: Mapa de localização da Depressão de Gouveia em relação aos municípios de Gouveia, Datas e às bacias dos ribeirões da Areia e do Chiqueiro.

3.2.2 Geologia

Este tópico descreve as características geológicas da Depressão de Gouveia. Para um modo mais didático de apresentação, optou-se em descrever a geologia referente às bacias do Areia e do Chiqueiro por constituir-se uma área mais bem definida espacialmente, que abrange por completo a depressão e seus arredores (Figura 11).

- O piso da Depressão de Gouveia tem por substrato rochoso litologias do embasamento Arqueano, denominado localmente de **Complexo Gouveia**. Apesar da predominância de migmatitos, granitos e gnaisses no embasamento, há afloramento de **Diques e Soleiras de Metabásicas** (intrusões) do Proterozóico Superior orientados no sentido NNW/SSE, eixo preferencial do sistema regional de falhas e fraturas (SALGADO E VALADÃO, 2003). Também aflorados em meio ao embasamento Arqueano, os xistos verdes do **Grupo Pedro Pereira** estão fortemente dobrados e tectonicamente encaixados nesse embasamento (SAADI e VALADÃO, 1987).

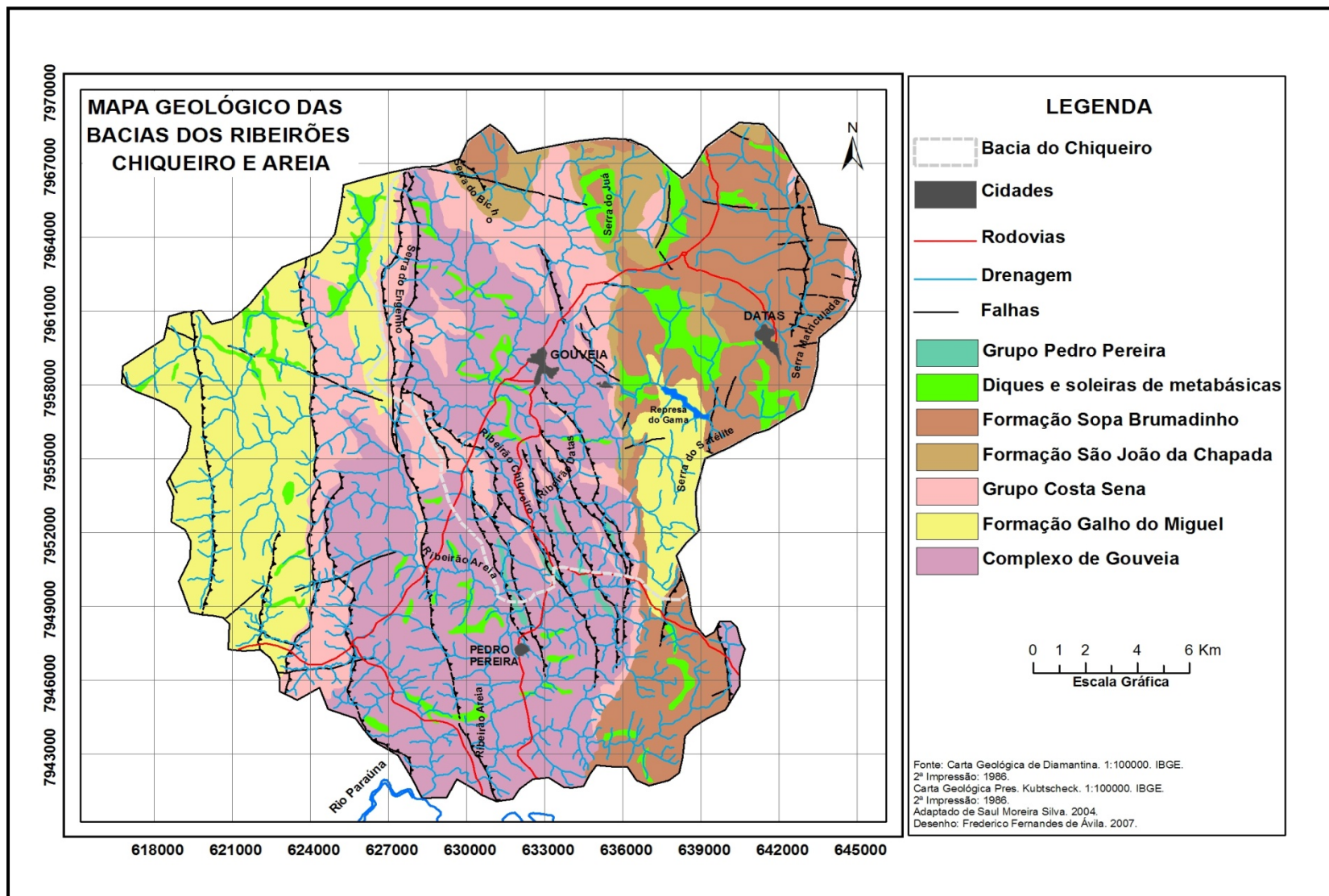


Figura 11: Mapa Geológico das bacias do Chiqueiro e Areia abrangendo a Depressão de Gouveia.

- As rochas quartzíticas compõem a superfície de cimeira, que dentre os limites das referidas bacias hidrográficas, correspondem às formações **Galho do Miguel**, **Sopa Brumadinho** e **São João da Chapada**, correspondentes ao Grupo Guinda do Supergrupo Espinhaço. Rochas essas que foram intrudidas durante o Proterozóico: a primeira formação corresponde a até 500m de quartzitos puros; a segunda a filitos, quartzitos médios a grosseiros e metaconglomerados; e a última a quartzitos médios a grosseiros e filitos hematíticos. Ainda existe o **Grupo Costa Sena** do Supergrupo Rio Paraúna, constituído de quartzo-mica-xistos e de quartzito com lentes de metaconglomerados. Cabe ressaltar que as intrusões metabásicas (diques e soleiras) afloram também nas superfícies de cimeira, entre as formações supra citadas.

3.2.3 Geomorfologia

A erosão que atuou localmente no processo evolutivo de formação da Depressão de Gouveia, sofreu grande influência estrutural e se deu de forma diferenciada, retirando camadas de rochas metamórficas e expondo rochas do embasamento (AUGUSTIN, 1995a). O embasamento de origem Arqueana aflora no eixo de um grande Anticlinório, perturbado por falhamentos de empurrão ou inversos dando origem a zonas milonitizadas ao longo dos contatos com xistos sobrejacentes, onde se escavou a depressão na direção N-S (FOGAÇA e SCHOLL, 1984 apud SAADI e VALADÃO, 1987).

Augustin (1995a) afirma que o encaixe da drenagem dos ribeirões da Areia e do Chiqueiro, seguindo, principalmente, os eixos dos sinclinais e anticlinais, foi responsável pela expansão do talvegue à montante e pelo alargamento proporcionado pelo recuo lateral das escarpas da superfície de cimeira, num modelo semelhante ao proposto por King (1956). Isso propiciou a coexistência de superfícies erosivas como a Superfície Sul-Americana com outra mais recente, a Superfície Velhas, do Terciário Superior.

Deste modo, a morfologia da área em questão ficou marcada por uma depressão de 300 metros de profundidade escavada na direção norte/sul no embasamento cristalino, bordejada por escarpas xistosas e quartzíticas em que no topo existe uma grande superfície tabular elaborada nas seqüências do Supergrupo Espinhaço (SAADI e VALADÃO, 1987).

Estes autores afirmam que a estruturação geomorfológica da bacia Chiqueiro/Areia se dá através de quatro níveis altimétricos (descritos a seguir), correspondentes a marcos cronológicos do processo evolutivo do relevo da depressão, promovido pelo escavamento do anticlinório de Gouveia (Figura 12). A figura 13 mostra de forma esquemática, através de um modelo digital de terreno e hipsometria, esta

estruturação, onde o fundo da Depressão de Gouveia é definido, principalmente, pelas cotas altimétricas que vão de 950 a 1100 m.

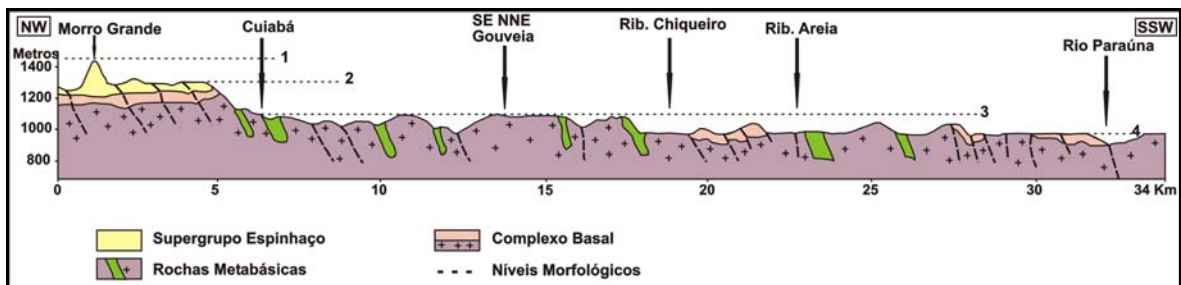


Figura 12: Perfil Geomorfológico da Depressão de Gouveia
Adaptado de: Saadi (1995)

1. > 1.300 m: caracterizados por morros e cristas monoclinais correspondentes a resíduos de uma superfície de erosão atribuída de acordo com King (1956) ao Ciclo Pós-Gondwana (Cretáceo Inferior).
2. Entre 1250 e 1300 m: superfície dissecada seguindo alinhamentos tectônicos e truncando seqüências dobradas dos Supergrupos Espinhaço e Paraúna, resultante do Ciclo Sul-americano de King.
3. Entre 1000 e 1100 m: corresponde ao fundo da depressão onde existem colinas e interflúvios alongados modelados em xistos e granitos. Entre 1050 e 1000 m se nivelam topos planos correspondentes a relíquias de pedimentos que coalesceram, provavelmente, no período Plio-Quaternário (Ciclo Velhas?).
4. Entre 950 a 1000 m: também corresponde ao fundo da depressão, onde se situam os fundos dos vales, existindo alvéolos entulhados por aluviões. Nas planícies dos cursos inferiores são mais largas e estão em processo de colmatação atual.

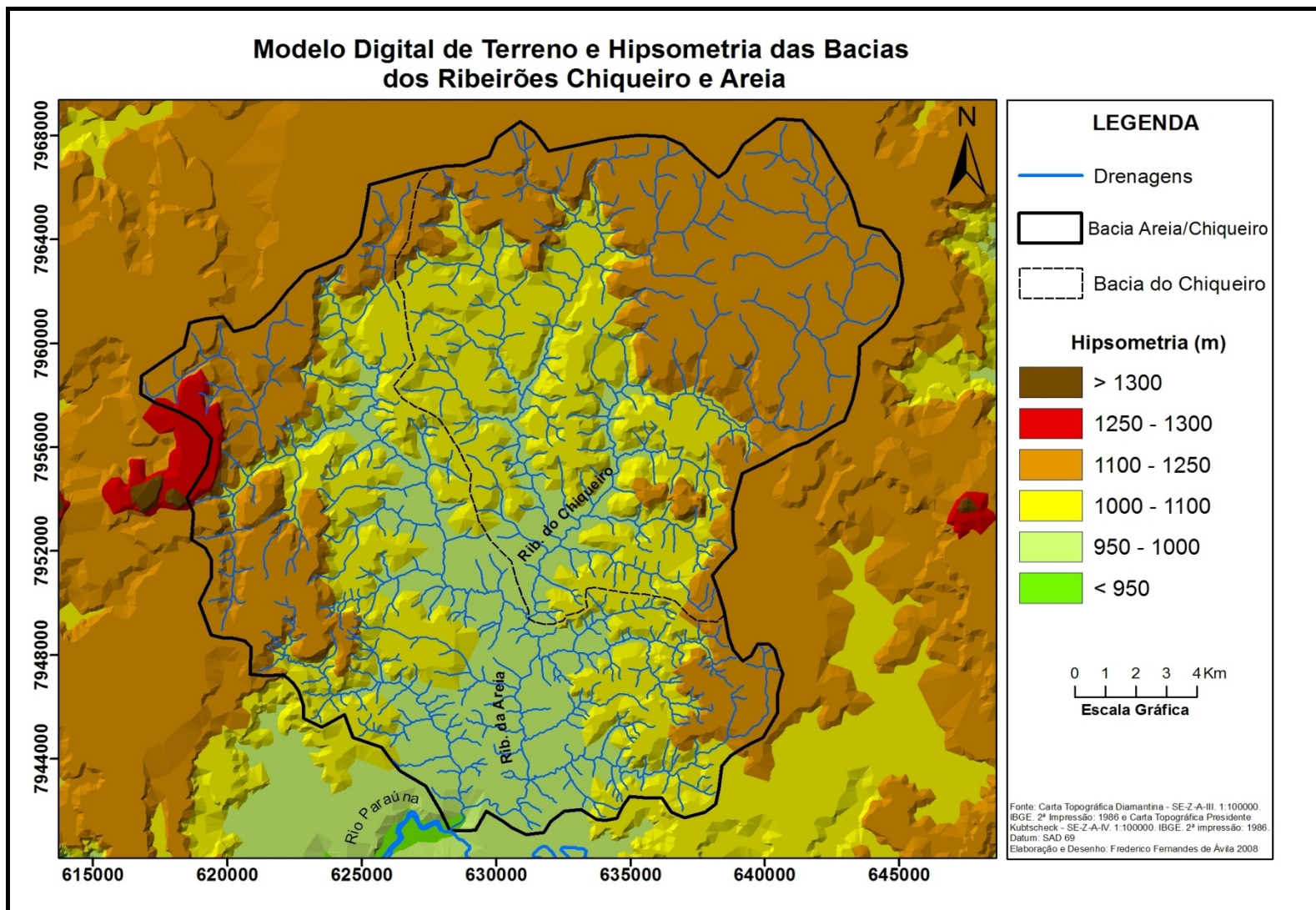


Figura 13: Modelo Digital de Terreno e Hipsometria das bacias do Chiqueiro e da Areia.

3.2.4 Pedologia

O processo pedogenético, geralmente, está diretamente associado aos fatores geológicos e geomorfológicos. Em conformidade com isso, a evolução e características dos solos da região da Depressão de Gouveia estão associadas a estes fatores.

Os primeiros estudos de solos da região de Gouveia foram realizados por Augustin (1995b), Figueiredo (1999) e Ádamo (2001). Posteriormente, Diniz (2002) efetuou um estudo mais detalhado dos solos da região ao realizar o levantamento pedológico da porção norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro, relacionando as classes de solo com processos erosivos.

Deste modo, este autor atesta a existência de cinco classes de solos principais na região, sendo:

- LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS que estão relacionados, principalmente, às rochas graníticas e as superfícies de baixa declividade em vertentes extensas e uniformes, sob relevo convexo-retilíneo;

- LATOSSOLOS VERMELHOS estão diretamente relacionados às rochas metabásicas como material parental, associando-se ao relevo suave ondulado em vertentes convexo-retilíneas extensas e ao relevo ondulado em vertentes convexo-convexas;

- CAMBISSOLOS estão relacionados, principalmente, ao relevo ondulado e forte ondulado com declividade em torno de 12° sob granito e xistos;

- NEOSSOLOS LITÓLICOS observados em áreas de maior altitude em áreas de relevo montanhoso de cristas monoclinais com declividade em torno de 27° e em áreas de relevos mais aplainados ou colinosos associados a variações de quartzo e quartzitos sob clima mais frio;

- NEOSSOLO FLÚVICO está associado aos terraços, onde há baixa declividade e relevo plano, cujo material parental é originado de sedimentos e os processos fluviais retardam a sua evolução.

Silva (2004) complementou o estudo efetuado por Diniz (2002), no qual fez a análise da compartimentação morfopedológica e dos sistemas pedológicos de toda a Bacia do Ribeirão Chiqueiro, gerando um mapa morfopedológico mais detalhado, onde foi possível identificar maior número de classes de solos (Figura 14).

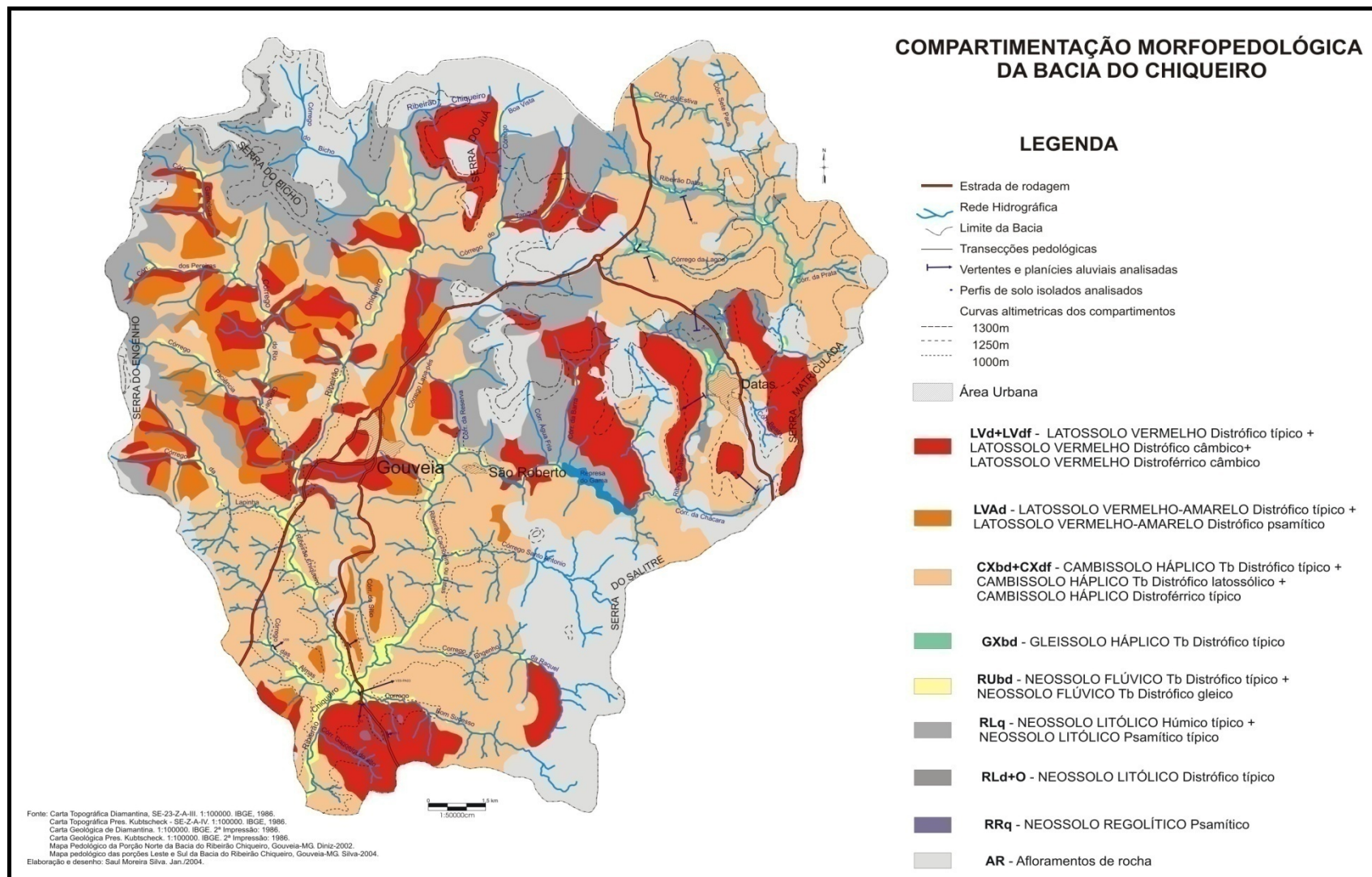


Figura 14: Mapa da Compartimentação Morfopedológica da Bacia do Chiqueiro.
 Fonte: Silva (2004)

3.2.5 Clima

De acordo com Neves, Abreu e Fraga (2005), o clima da Serra do Espinhaço Meridional é determinado pelos parâmetros normais do zoneamento climático global, representados pela latitude, longitude e continentalidade. Em termos gerais, a região situa-se na faixa do clima tropical Brasil central, mais especificamente em região subtropical e semi-úmida, com 4 a 5 meses secos.

Por uma especificidade regional, o clima é fortemente influenciado pelo fator orográfico, pois o alinhamento do orógeno Espinhaço possui uma altitude média de 1.250 m acima do nível do mar. Por este fator, o clima tropical da região apresenta um predomínio de temperaturas amenas por todo ano. O mecanismo atmosférico atuante se caracteriza por uma notável irregularidade, sujeita a apresentar distintas alterações em sua dinâmica de um ano para o outro.

A topografia regional também favorece a precipitação. O ar sofre ascensão orográfica, aumentando a turbulência e assim a umidade é condensada causando fortes precipitações. Essas chuvas serão concentradas nas frentes de elevação, ou seja, nas regiões de barlavento a leste, onde recebe diretamente o ar úmido vindo dos oceanos. Por outro lado, a região oposta à que recebe o ar úmido, denomina-se sotavento, pois o ar perdeu umidade e se aqueceu, caracterizando o clima desses locais como mais seco e quente.

Mais especificamente na Depressão de Gouveia, ao analisar o diagrama ombrotérmico (Figura 15) elaborado a partir dos dados de 1942 a 1969 da estação meteorológica da cidade de Gouveia, verifica-se que o clima é mesotérmico, Cwb na classificação de Köppen. Caracteriza-se por verões brandos e úmidos (outubro a abril), invernos mais frescos e secos (junho a agosto) e curtas transições realizadas nos meses de maio e setembro.

A precipitação média anual varia de 1.250 a 1.550 mm e a temperatura média anual está entre 18 e 19° C. Neves, Abreu e Fraga (2005) afirmam também que a insolação anual é elevada, com uma média de 2.203 horas/ano que condiciona uma considerável evapotranspiração potencial, com valores médios anuais de 776 mm. Isto faz com que a umidade relativa do ar seja quase sempre elevada, revelando médias anuais de 75,6 %.

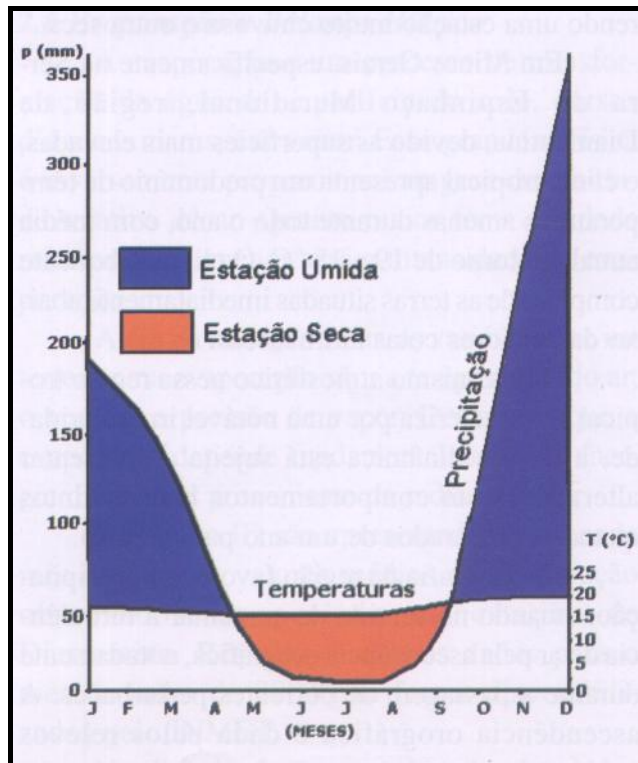


Figura 15: Diagrama Ombrométrico elaborado a partir dos dados da estação de Gouveia.

Fonte: Neves, Abreu e Fraga (2005)

3.2.6 Cobertura Vegetal e Uso/Ocupação do solo

As distribuições espaciais do uso do solo e da cobertura vegetal nas bacias da Areia e do Chiqueiro, assim como os solos da região, estão diretamente condicionadas pelas características geológicas e geomorfológicas.

Salgado (2002) ao estudar a bacia da Areia e do córrego Rio Grande, afluente da bacia do Chiqueiro, afirma a existência de dois compartimentos de uso e ocupação do solo e cobertura vegetal (Figura 16), que coincidem com os dois compartimentos geológicos e geomorfológicos regionais.

O Supergrupo Espinhaço, onde estão os domínios das serras quartzíticas, condiciona um relevo acidentado de encostas íngremes e também solos arenosos pouco desenvolvidos. Estes fatores proporcionam uma vegetação escassa representada, predominantemente, por gramíneas, cactáceas e por alguns arbustos, caracterizando-a por fitofisionomia do tipo campo rupestre ou de altitude.

Quanto ao uso e ocupação do solo neste compartimento, o predomínio de solos rasos dificulta a atividade pecuária. A ocupação humana, em geral, é bastante esparsa e rara, com algumas exceções como o povoado de Bocaina, um aglomerado de poucas casas que são mais utilizadas para veraneio do que como residências.

O segundo compartimento, onde a paisagem é sustentada por rochas do Complexo Gouveia, caracteriza-se por uma superfície deprimida de encostas suaves e alongadas, já caracterizada como a Depressão de Gouveia. Quanto à vegetação, predomina um estrato herbáceo, porém rico em espécies arbóreas e arbustivas. A paisagem é marcada por uma fitofisionomia do tipo cerrado degradado, servindo como pastos naturais e também dando lugar a pastos plantados com *Brachiária* (QUINTERO, 2000). Augustin (1995b) assegura que a ocupação dos fundos dos vales se dá por matas ciliares, sendo mais densa nas áreas de anfiteatros côncavos (nascentes) e ou no interior das voçorocas já colonizadas.

Neste compartimento o uso do solo é bem mais intenso que nos domínios das serras, e as marcas das alterações antrópicas (pastagem, pecuária, agricultura e etc) são muito mais visíveis na paisagem. É onde também se encontra as principais cidades e vilarejos, como a própria cidade de Gouveia e povoados como Pedro Pereira e Cuiabá.

Apesar dessa divisão, em ambos os compartimentos de serra e depressão, o principal tipo de uso e ocupação do solo é a pecuária extensiva de gado bovino em pequenas propriedades. Esta pecuária é feita geralmente com pouco investimento de capital, com gado mestiço e técnicas de manejo tradicionais, em que as pastagens geralmente são naturais (SALGADO, 2002).



Figura 16: Dois compartimentos de paisagem: áreas deprimidas de encostas suaves, alongadas e com vegetação de cerrado degradado e matas ciliares; e domínios serranos (ao fundo), de encostas íngremes e escarpadas com campo rupestre.

3.2.7 Hidrografia

A Depressão de Gouveia é banhada por duas bacias hidrográficas, a dos ribeirões da Areia e a do Chiqueiro. Hierarquicamente, o Ribeirão do Chiqueiro é um afluente do Ribeirão da Areia e desemboca próximo ao município de Capitão Felizardo no Rio Paraúna (Figura 17), sendo que este último tem o seu leito correndo no sentido E-W, vindo a desembocar no Rio das Velhas que é afluente do Rio São Francisco.

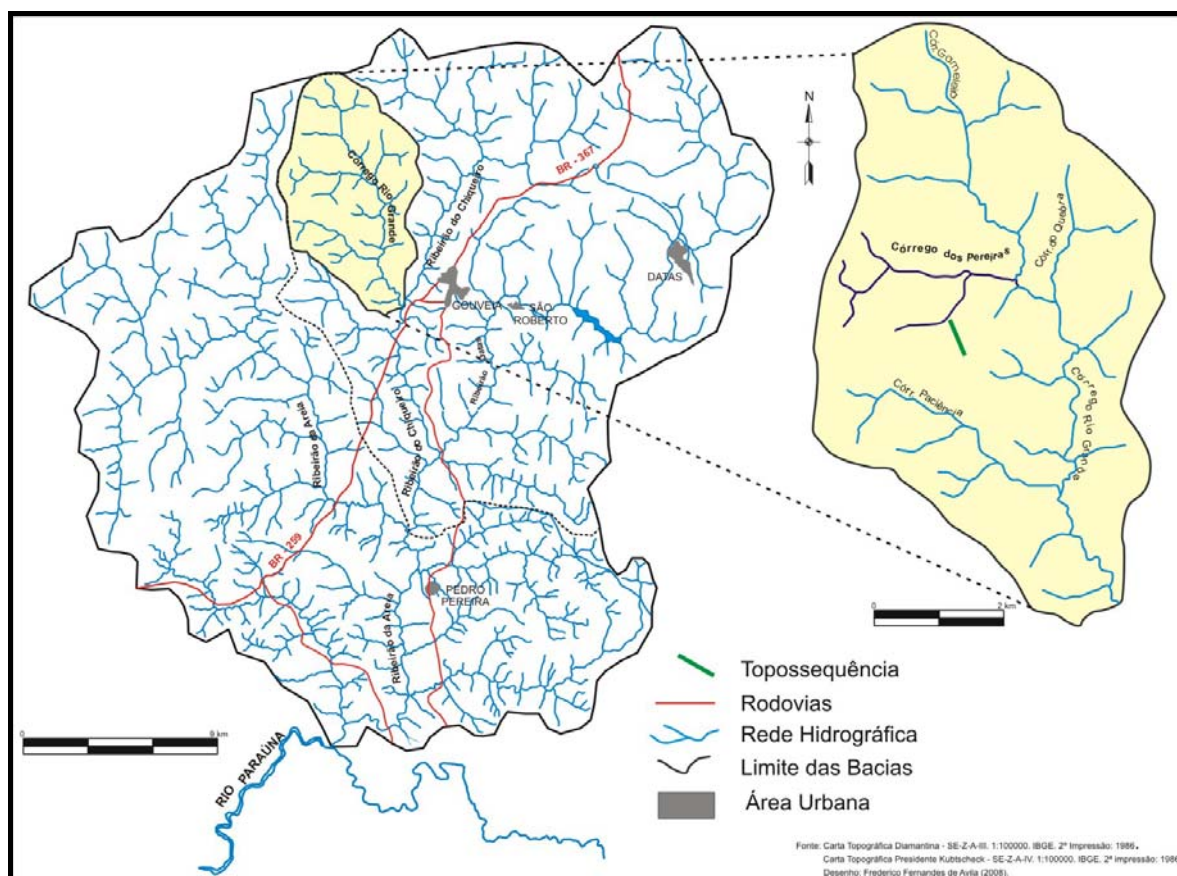


Figura 17: Bacia dos ribeirões do Chiqueiro e da Areia desaguando no Rio Paraúna e a bacia do Córrego Rio Grande em destaque onde se encontra o Córrego dos Pereiras.

As nascentes dos principais canais fluviais que compõem esta bacia se encontram sobre os quartzitos do compartimento dos domínios serranos e apresentam maior cristalinidade. A rede de drenagem segue um padrão determinado pela litologia, sendo dendrítica no domínio dos granitos e gnaisses e retangular no domínio dos quartzitos (SILVA, 2004). A exemplo disso, Salgado (2002: p. 61) afirma que “o Córrego do Tombador, principal tributário do Ribeirão Areia, tem seu curso controlado pela litoestrutura, orientação N/S paralela à orientação das linhas de escarpas”.

O Córrego Rio Grande é afluente do Ribeirão do Chiqueiro e compõem a bacia Chiqueiro e Areia. Este córrego é destacado por ser nele que deságua o Córrego dos Pereiras, área de estudo deste trabalho.

A rede hidrográfica da Bacia do Córrego Rio Grande apresenta-se densa e com mesmo padrão de drenagem de toda bacia. Este córrego nasce com o nome de Córrego da Gameleira e dentre os canais fluviais principais da sua bacia, destacam-se os córregos dos Pereiras, da Paciência e do Quebra como tributários do curso fluvial principal (SALGADO, 2002).

3.3 CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DA BACIA DO CÓRREGO DOS PEREIRAS

Devido à especificidade desta pesquisa, onde a área de amostragem compreende uma vertente da bacia do Córrego dos Pereiras e o objeto de estudo se refere a geologia, geomorfologia e as formações superficiais locais, neste tópico serão tratados especificamente estes fatores.

Como já visto anteriormente, o Córrego dos Pereiras é um dos importantes afluentes da bacia do Córrego Rio Grande. Grande parte das características gerais da Depressão de Gouveia se refere também às suas características ambientais. O Córrego dos Pereiras se localiza na porção norte da Depressão de Gouveia, a noroeste da cidade de Gouveia. O acesso a esta bacia se dá pela estrada que vai de Gouveia ao povoado de Cuiabá, também a noroeste desta cidade.

Apesar de sua pequena extensão, acerca de uns 6.000 m, o Córrego dos Pereiras abrange quatro diferentes grupos litológicos (Figura 18). As nascentes encontram-se sobre quartzitos do Proterozóico Médio, correspondente as Formações do Galho do Miguel, mais especificamente na Serra do Engenho. O terço superior encontra-se sobre litologias do Proterozóico Inferior, o Grupo Costa Sena, composto por rochas máficas ou félsicas, além de quartzito, mica-xistos e quartzito xistos. Do médio curso ao terço inferior há a predominância de rochas graníticas do Complexo Gouveia (Arqueano), havendo também um afloramento de rocha metabásica correspondente a diques e soleiras do Proterozóico Superior. Esta última porção da bacia é onde se encontra a vertente analisada nesta pesquisa, no qual se analisou a topossequência.

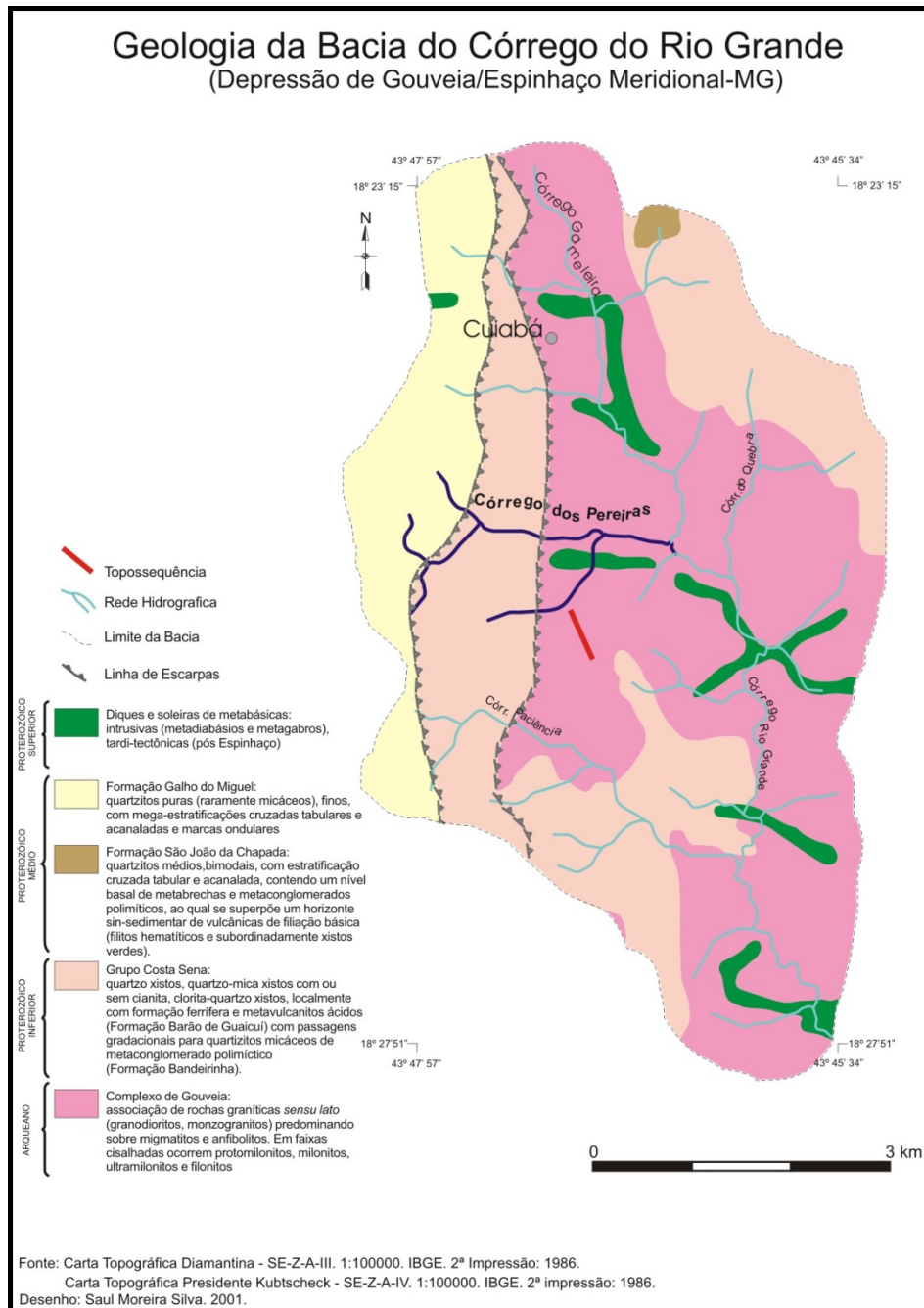


Figura 18: Mapa Geológico da Bacia do Córrego Rio Grande e o Córrego dos Pereiras em destaque.
 Adaptado de: Ferreira (2002)

A geomorfologia da bacia do Córrego dos Pereiras também reflete essa variação litológica, podendo ser identificados, geralmente, dois compartimentos de relevo onde a cobertura pedológica também irá se diferenciar. Um compartimento mais a montante, na região das nascentes, com relevo mais acentuado e escarpado, predominando solos do tipo Neossolo Litólico (Figura 19).

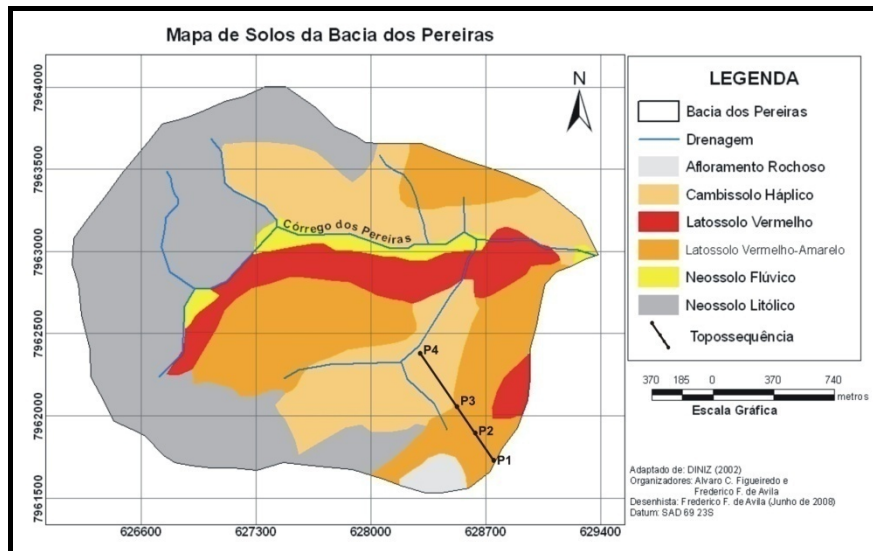


Figura 19: Mapa de solos da Bacia do Córrego dos Pereiras e a localização da topossequência analisada.
Adaptado de: Figueiredo, Augustin e Ávila (2008).

O outro compartimento de relevo é referente ao médio e baixo curso da bacia e corresponde ao piso da Depressão de Gouveia. Há a predominância de formas mais suaves em que as vertentes são convexo-retilíneo. Ao verificar a figura 19 percebe-se a predominância de Cambissolos, Latossolos Vermelhos e Vermelho – Amarelos, sendo neste compartimento onde se analisou a topossequência para o desenvolvimento desta pesquisa.

Saadi (1995), ao discutir sobre as formas e depósitos na Depressão de Gouveia, mas especificamente na bacia do Chiqueiro, afirma a existência de variadas feições denudacionais e deposicionais, cujos topos e rampas têm maior representatividade nas características geomorfológicas da bacia (Figura 20).

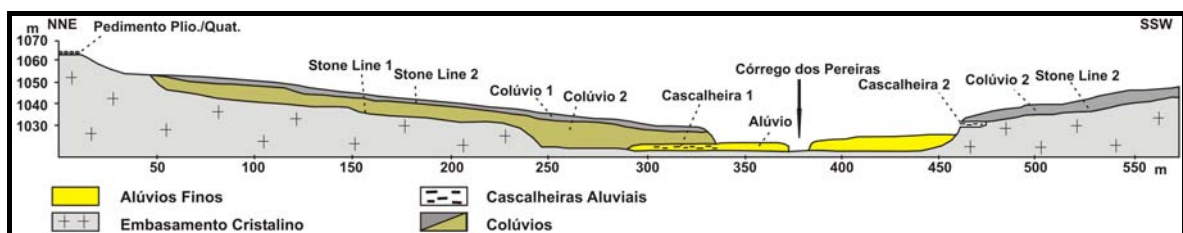


Figura 20: Seção Transversal Litoestratigráfica do Vale do Córrego dos Pereiras.
Representativa na Bacia do Chiqueiro e na Depressão de Gouveia.
Fonte: Saadi (1995)

Os topos são geralmente aplainados e sustentados por depósitos rudáceos e arenosos, de origem fluvial e fazendo parte do nível pliocênico. Já as rampas correspondem aos remanescentes de uma rede hidrográfica plio-pleistocênica, testemunhada por camadas de siltitos, areias e argilitos intercalados por lentes de cascalhos angulosos.

Saadi (op. cit.) ressalta que esses depósitos constituem pacotes compactos embutidos na superfície sob forma de paleo-canais fossilizados por espessa camada de areias vermelhas (até 5m), representando uma fase de entulhamento aluvial, no período Plio-Pleistocênico, na depressão.

A figura 20 também ilustra algumas características geomorfológicas e litoestratigráficas de um alvéolo do Córrego dos Pereiras. É uma unidade geomorfológica representativa da bacia, situada nas proximidades de sua confluência com o Córrego do Rio Grande. Nas paredes das voçorocas situadas neste alvéolo, exibem coberturas coluviais fossilizando os xistos, enquanto que na sua base apresentam depósitos fluviais e flúvio-lacustres resultando de uma paleodinâmica de caráter meândrico (SAADI e VALADÃO, 1987).

Para Augustin (1995a), os anfiteatros e alvéolos são correspondentes ao recuo das cabeceiras de drenagem da superfície de aplanamento do Ciclo Paraguaçu, ocorridas no Pleistoceno/Holoceno, onde a sua formação provocou poucas alterações na superfície Velhas, que se manteve relativamente intacta.

De acordo com essa autora e como já citado anteriormente, a formação e evolução da Depressão de Gouveia se deu pelo recuo das cabeceiras dos ribeirões da Areia e do Chiqueiro. Este processo pode ser interpretado a partir do modelo de King para a evolução do relevo, onde este recuo promove o chamado *backwearing*, ou seja, a retração lateral das encostas.

Este processo tem por consequência o acúmulo de material detrítico na forma de rampas suaves que se estendem da base das encostas em direção aos leitos fluviais e são denominadas de pedimentos. De acordo com os autores supra citados, é isto o que ocorre na Depressão de Gouveia, onde seu piso está em grande parte recoberto de material detrítico.

Em conformidade com estas afirmações, Augustin e Windsor (1999) ressaltam que a pedogênese na região se dá em grande parte sobre materiais coluviais, ocorrida após o início do Holoceno, período de maior estabilidade no qual propiciou a formação de Latossolos bem desenvolvidos.

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Ross (2003, p.29) considera que o “[...] tratamento metodológico em uma pesquisa é subproduto direto da teoria [...]” e “[...] a metodologia que norteia a pesquisa, enquanto a instrumentalização e as técnicas operacionais funcionam como apoio”.

Como o objetivo desta pesquisa é fazer uma análise da organização da cobertura pedológica de uma vertente na Bacia do Córrego dos Pereiras, optou-se por utilizar a metodologia de Boulet (1988). Esta metodologia permite uma análise detalhada da cobertura pedológica, no qual se dá através de abertura de trincheiras e tradagens do topo à base da vertente, construindo-se assim uma topossequência.

Deste modo, esta pesquisa foi desenvolvida em três etapas. A primeira compreendeu por atividades de gabinete, a segunda trabalhos de campo em área selecionada na primeira etapa e a terceira consistiu em atividades de laboratório, elaboração e síntese dos dados.

4.1 GABINETE

Esta etapa compreendeu um levantamento teórico e cartográfico relacionado às características geológica, geomorfológica, pedológica, hidrográfica, climática, vegetacional e uso do solo da região e local de estudo de interesse desta pesquisa, no qual utilizou-se informações disponíveis em trabalhos anteriores.

Posteriormente, realizou-se fotointerpretação através de fotografias aéreas pancromáticas do voo Cruzeiro do Sul 1979 (Companhia de Recursos Minerais) na escala 1:25.000, com o objetivo de fazer um reconhecimento preliminar da Bacia do Córrego dos Pereiras.

A fotointerpretação consistiu em etapa fundamental do trabalho, pois permitiu uma análise da compartimentação geomorfológica geral da bacia, visualizando assim a variação morfológica das vertentes e orientando antecipadamente os locais considerados representativos para o levantamento da topossequência, no qual a definição específica do local só foi possível com os trabalhos de campo.

Selecionou-se como área de estudo uma vertente na Bacia do Córrego dos Pereiras (rever Figura 19, p. 58), por situar-se na Depressão de Gouveia e integrar a área de estudo de um projeto maior, como já foi colocado anteriormente. Os critérios adotados para a escolha da vertente foram os seguintes: vertente situada em bacia de primeira ordem; manto de intemperismo desenvolvido suficientemente para abertura de

trincheiras; acessibilidade; mínima alteração antrópica possível; e a possibilidade de comparação com resultados de trabalhos anteriores.

Definida a área de amostragem, consideraram-se as palavras de Boulet (1988), quando afirma que o primeiro passo para o diagnóstico da organização da cobertura pedológica é a realização de um transecto do topo à base da vertente. A intenção é construir um perfil topográfico, podendo através deste, identificar rupturas de declive e/ou outras alterações observadas na topografia. Posteriormente, a realização de tradagens sucessivas e equidistantes ao longo da vertente permite estabelecer os melhores locais de abertura das trincheiras, ou, então, a abertura de trincheiras em intervalos regulares e posteriormente as tradagens para identificar as transições laterais da cobertura pedológica.

4.2 TRABALHOS DE CAMPO

Com intuito de seguir esta metodologia, realizou-se um transecto na vertente referida anteriormente com a ajuda de equipamentos básicos tais como clinômetro, trena, balizas e bússola. Da base para o topo da vertente foram estabelecidos espaçamentos de 30 em 30 m através de trena, no sentido 180° S/SE (direção da inclinação da vertente) e definindo as declividades nestes intervalos. Em seguida, os dados levantados em campo foram aplicados no software Auto Cad, construindo assim o perfil topográfico da vertente.

Devido ao tamanho da vertente, de aproximadamente 800 metros, e a ausência de rupturas de declive marcantes, decidiu-se pela abertura de três perfis a princípio: na alta, média e baixa vertente. De acordo com a organização e características dos horizontes de solo e dos dados observados, optou-se pela abertura de outro perfil, localizado no terço superior da vertente. Da alta vertente para baixa vertente, os quatro perfis foram denominados de P1, P2, P3 e P4, respectivamente. Apesar de ter sido o ultimo perfil a ser aberto, o perfil do terço superior foi denominado de P2 devido a sua posição na vertente e para uma melhor organização e apresentação dos resultados.

Para complementar as informações obtidas com a análise dos perfis de solo e definir os limites da mancha avermelhada existente no solo da meia para a baixa vertente, foram realizadas nove tradagens (30 em 30 m de distância e 1 m de profundidade) sendo seis entre o P4 e P3 e três entre o P3 e P2.

As trincheiras foram abertas com 2 metros de profundidade e os horizontes identificados em cada perfil de solo e suas características morfológicas foram descritos em uma ficha de campo (Anexo I) conforme a proposta de Santos et al. (2005). Em cada horizonte de solo identificado foram coletadas amostras deformadas e indeformadas. As

amostras deformadas foram coletadas, armazenadas e catalogadas em sacos plásticos de 24 x 30 cm, resistentes suficientes para suportar o armazenamento e transporte.

Foram coletadas 21 amostras indeformadas na topossequência, seguindo o método de Castro (2002) e Santos et al. (2005). Essas amostras serviram para a fabricação de lâminas delgadas e foram coletadas diretamente das paredes dos perfis de solo através da esculturação de monólitos, preservando a estrutura *in natura* do material. (Figura 21A e 21B).

O método original, proposto por Kubiena em 1938 para a coleta dos monólitos, utiliza caixas metálicas com o fundo e a tampa removível, as quais levaram seu nome (Caixas de Kubiena). Atualmente utilizam-se outros materiais, que no caso deste trabalho utilizou-se de caixas de papel cartão com dimensões 5 x 7 x 5 cm (Figura 21C e 21D).



Figura 21: A e B – Coleta de amostras indeformadas diretamente da parede do perfil do solo; C e D – Uso da caixa de Kubiena para coleta e armazenamento das amostras.

Por último, voltou-se ao gabinete e elaborou-se a representação gráfica da topossequência através do software Corel Draw, com a compilação das informações do perfil topográfico e descrições dos perfis do solo, de seus horizontes e das tradagens, possibilitando a visualização da vertente e da organização bidimensional de sua cobertura pedológica.

4.3 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

4.3.1 Análise Granulométrica

As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia do Instituto de Geociências da UFMG. O objetivo foi quantificar as características texturais de cada amostra e posteriormente integrá-las aos dados químicos e, principalmente, ao micromorfológico, onde foi de fundamental importância para a sua interpretação.

Para quantificar as frações do solo, há necessidade de separá-las previamente. Dependendo do tamanho, utiliza-se o peneiramento, para as frações areia grossa e areia fina, e a sedimentação, para as frações silte e argila. Assim, para a separação granulométrica das frações areia grossa, areia fina, silte e argila (<2mm) foi utilizado o método da pipeta da EMBRAPA (1997).

4.3.2 Análise Química Total

Para fins de quantificar elementos químicos dos solos coletados na área de estudo, as amostras foram enviadas na condição bruta ao Laboratório de Preparação Física de Amostras do Serviço de Tecnologia Mineral do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN/CNEN. Inicialmente foi tomada a alíquota (quantificação) e feita a homogeneização pelo método de quarteamento, dividindo em torno de 50 g de cada amostra em 4 partes iguais e tirando duas partes inversas (em cruz).

Posteriormente, as amostras foram moídas e levadas ao Laboratório de Espectrometria de Energia e Fluorescência de Raios X, também no CDTN/CNEM, para a análise de química total. Esta análise foi realizada através do espectrômetro de fluorescência de raios-X por energia dispersiva, marca Shimadzu, modelo EDX-720, com tubo de ródio e detector de silício-lítio.

Utilizou-se entorno de 2 g de cada amostra moída, colocadas em porta - amostras específicos e levados ao equipamento, onde foi aplicado o vácuo, fazendo a pressão atmosférica cair de 980 para 10 atmosfera. Posteriormente, foram feitos o processo de varredura analítica e quantificação dos elementos, sendo identificados os seguintes: Al_2O_3 ; BaO ; Fe_2O_3 ; K_2O ; NbO ; Rb_2O ; SiO_2 ; SO_3 ; TiO_2 ; V_2O_5 ; Y_2O_3 ; ZrO_2 .

4.3.3 Mineralogia

Análise mineralógica foi realizada no Laboratório de Difração e Fluorescência de Raio X do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa CPMTC – IGC/UFGM Raios X. A técnica de análise utilizada foi a difratometria de raios-X pelo método do pó, empregando-se um difratômetro de raios-X de fabricação Philips, modelo X'Pert PRO MRD HR X-Ray Diffraction System.

Esta técnica é utilizada principalmente para identificação qualitativa e quantitativa de fases cristalinas, análises e medidas de microestruturas e caracterização tecnológica em materiais diversos. Assim, utilizou-se desta técnica para quantificar e identificar os tipos mineralógicos presentes nas amostras de solo da topossequência, sendo de fundamental importância para a determinação da razão zircônio/quartzo.

A identificação das fases cristalinas foi obtida pelo método Rietveld, baseando-se na simulação de um espectro digital de difração de raio-X, a partir dos dados cristaloquímicos da totalidade das fases cristalinas contidas na amostra. Este espectro calculado é então subtraído do espectro observado, sendo a diferença entre os dois minimizada através da adequação nos parâmetros da estrutura cristalinas dos minerais e nas funções que descrevem o formato dos picos.

4.3.4 Ataque Sulfúrico

A análise por ataque sulfúrico foi feita no laboratório GEAPA (Grupo de Espectrometria Atômica & Preparo de Amostra) do Departamento de Química da UFGM. O método utilizado foi o da EMBRAPA (1997), sendo pesado 1 g de solo em erlenmeyer de 500 mL onde adicionou-se 20 mL de H₂SO₄ diluído (1:1). O conjunto foi aquecido por 30 minutos sob condições de refluxo para evitar evaporação, logo após deixou-se esfriar, adicionou-se 50 mL de água destilada, filtrou-se em balão volumétrico de 250 mL e completou o volume.

Desse filtrado retirou-se uma alíquota para as determinações elementares. As determinações elementares de Fe, Al, Mn e Ti foram feitas em um aparelho de Espectrofotometria de Absorção Atômica em chama – FAAS, modelo Aanalyst™ 200, Marca Perkin Elmer. O resíduo foi usado para a determinação dos teores de sílica, solubilizando com solução de NaOH e posterior desenvolvimento da cor azul do complexo sílico-molibdico através da redução do molibdato com ácido ascórbico.

Na tentativa de se fazer uma comparação entre horizontes e entre perfis, em vez de usar somente os teores dos elementos achados por ataque sulfúrico, utilizou-se algumas relações moleculares, como Ki e Kr.

O Ki foi calculado em função dos valores expressos em % de SiO₂ e Al₂O₃, divididos pelos seus respectivos pesos moleculares, dado através da seguinte equação: $Ki = \% SiO_2 \times 1,70 / \% Al_2O_3$. Essas relações moleculares indicaram o maior ou menor grau de intemperização dos solos.

Já o Kr, foi calculado em função dos valores expressos em % de SiO₂ e Al₂O₃ + Fe₂O₃, também divididos pelos seus respectivos pesos moleculares, formando a seguinte equação: $Kr = (\% de SiO_2 / 0,60) / (\% de Al_2O_3 / 1,02) + (\% de Fe_2O_3 / 1,60)$.

4.3.5 Análise de pH

Esta análise foi realizada no Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia do Instituto de Geociências da UFMG e teve como objetivo a medição do pH em H₂O e em KCl das 19 amostras deformadas de solo coletadas na topossequência em estudo.

Cada amostra de solo foi representada por seis porções de 10cm³, no qual cada uma foi medida e colocada em recipiente plástico lavado com água deionizada e posteriormente seco. Uma metade foi destinada a leitura em H₂O e a outra em KCl. As amostras para leitura em solução aquosa tiveram adição de 25ml de água deionizada e as amostras para leitura em KCl adição de 25ml de solução de KCl concentração 1 molar. Cada amostra foi agitada por dois minutos e deixada em repouso por uma hora.

Após o tempo de descanso, foi realizada a leitura do pH de cada amostra. O método utilizado para a medição foi o potenciométrico, em que o aparelho chamado peagâmetro, ou medidor de pH, através de um eletrodo de referência, fez a leitura da concentração de íons H⁺ existente na solução do solo. As leituras foram anotadas em tabela específica e o resultado final de pH foi dado pela média entre as três leituras repetidas de cada amostra de solo. Com esse resultado, foi possível achar o valor de ΔpH (pH KCl - pH H₂O), que funcionou como indicador do nível de intemperismo a que o solo foi exposto. Assim, as amostras de solo foram comparadas buscando-se determinar uma escala de evolução entre elas.

4.3.6 Razão Zr/Quartzo e Zr/Ti

Para a determinação da razão Zr/quartzo e Zr/Ti, foram utilizados dados obtidos nas análises de química total e mineralogia. Os valores de zircônio (ZrO₂) encontrados na primeira análise e de quartzo encontrados na segunda foram relacionados, sendo que ambos são quantificados em porcentagem. Essa relação é dada por um cálculo simples, baseando-se em Sudom e Aranud (1971): $(\% ZrO_2 / \% Quartz) \times (10^4)$.

Assim, a razão zircônio/quartzo (rzq) é igual à porcentagem de zircônio dividido pela porcentagem de quartzo e multiplicado por dez elevado a quatro. Luz, Santos e Mermut (1992) dizem que esta razão tem se mostrado eficaz para separar as alterações devidas à estratificação produzidas por processos pedogenéticos, em que os valores encontrados foram transformados em histogramas e comparados entre si, com intuito de indicar ou não descontinuidades litológicas e se o material é transportado ou não.

Os elementos Zr e Ti também têm sido utilizados como indicadores da quantidade de material de origem que foi intemperizado para produzir determinado volume de solo, bem como para indicar a ocorrência de descontinuidade litológica no perfil de intemperismo. Taylor e Enggleton (2001) afirmam que pode ser utilizada a relação entre os elementos zircônio e o titânio para essa aferição, também dada por um simples razão: porcentagem de zircônio dividido pela de titânio ($\% \text{ZrO}_2 / \% \text{TiO}_2$). No entanto, multiplicou-se essa razão por dez elevado a dois ($(\% \text{ZrO}_2 / \% \text{TiO}_2) \times (10^2)$), para que não obtivesse números com valores muito baixos e também para que obtivessem valores semelhantes aos da razão Zr/Quartzo, para possíveis correlações.

4.3.7 Micromorfologia

Posterior a coleta, ao chegar ao Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia do IGC/UFMG, as amostras indeformadas foram desembaladas e deixadas à sombra por 30 dias para secarem (Figura 21 D). Após esse tempo, foram submetidas à impregnação, seguindo o método de Castro (2002) e Filizola e Gomes (2006). A impregnação consistiu em fazer com que o material friável ficasse suficientemente endurecido para poder ser cortado, polido e assim confeccionando lâminas delgadas.

Para isto utilizou-se de resina de poliéster pré-acelerada não expansível, diluída com solvente e adicionada de um catalisador, para que possa endurecer em alguns dias. A receita da resina foi baseada em Castro (2002), em que meio litro de resina preparada é composto por: 370 ml de resina cristal; 130 ml de estireno; e 19 gotas de catalisador. Para a manipulação da resina foi utilizado um béquer de vidro de 500 ml, onde os ingredientes foram colocados na ordem em que foram relacionados e misturados lentamente com um bastão de vidro.

As amostras foram colocadas dentro de um recipiente de alumínio e a resina manipulada foi colocada sem que caísse diretamente sobre os torrões, fazendo com que ela fosse absorvida por capilaridade. Após as amostras terem sido bem impregnadas, foi deixado em repouso em local firme, onde ficaram por volta de 30 dias. Posteriormente a secagem da resina, as amostras foram cortadas e assim confeccionadas as lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do CPMT - IGC/UFMG.

Com as lâminas delgadas prontas, foi realizada a análise microscópica das mesmas, com o auxílio de microscópicos óticos polarizantes, tipo petrográfico. Assim pôde estudar detalhadamente as organizações pedológicas, ou seja, os constituintes dos agregados dos horizontes de solo e de suas relações, seu grau de preservação face às adições ou perdas, contribuindo para importantes deduções a respeito dos processos pedológicos e geomorfológicos envolvidos, onde as suas características foram anotadas em uma ficha específica de descrição micromorfológica de solos (Anexo II).

5. RESULTADOS

5.1 DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

As classes de solo identificadas nos quatro perfis analisados neste trabalho foram definidas de acordo com a Classificação Brasileira de Solos (EMBRAPA, 2006). Para este sistema de classificação, os solos podem ser agrupados em quatro níveis categóricos: ordens; subordens; grandes grupos; e subgrupos.

Por este trabalho envolver estudos da relação pedogênese e morfogênese na vertente estudada, não se tratando propriamente de um levantamento pedológico para fins de classificação, calcou-se em abordar somente os dois primeiros níveis categóricos. Tomando-se como base as características encontradas em campo, descritas conforme a proposta de Santos et al. (2005), e a partir de trabalhos realizados na região como Diniz (2002) e Silva (2004), foram identificados nos quatro perfis analisados, somente uma ordem de solo, os Latossolos. Ao abordar o segundo nível categórico, foram identificadas três subordens: Latossolo Vermelho; Latossolo Vermelho - Amarelo; e Latossolo - Amarelo.

Latossolos são solos muito intemperizados, evoluídos e profundos, constituídos por minerais primários ou secundários menos resistentes ao intemperismo, apresentando horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A, dentro de 200 cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm, se o horizonte A apresenta mais que 150 cm de espessura (EMBRAPA, 2006).

Para a diferenciação da subordem, o item principal é a propriedade cor, em que os Latossolos Amarelos são os solos com matiz 7,5 YR ou mais amarelo na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B. Os Latossolos Vermelhos são os que têm matiz 2,5 YR ou mais vermelho nesta mesma profundidade. Já os Latossolos Vermelho – Amarelos são os de cores vermelho-amareladas e amarelo-avermelhadas que não se enquadram nas classes anteriores.

Deste modo, os quatro perfis de solo descritos morfologicamente, encontram-se em uma vertente na Bacia do Córrego dos Pereiras (rever Figura 19, p. 58) que possui 805,54 metros de comprimento e um desnível de 80 metros entre o interflúvio e a base (Figura 22). Há variação no padrão de declividade, onde a porção correspondente ao topo possui declividades mais baixas, variando de 2 a 4°. A inclinação aumenta da meia vertente para o sopé, sendo que a sua porção média possui declividade de 5° e a baixa apresenta variações entre 8 a 10°. Devido ao seu grande comprimento, essas variações se dão de forma bem suave e com isso não ocorre rupturas de declive marcantes na superfície.

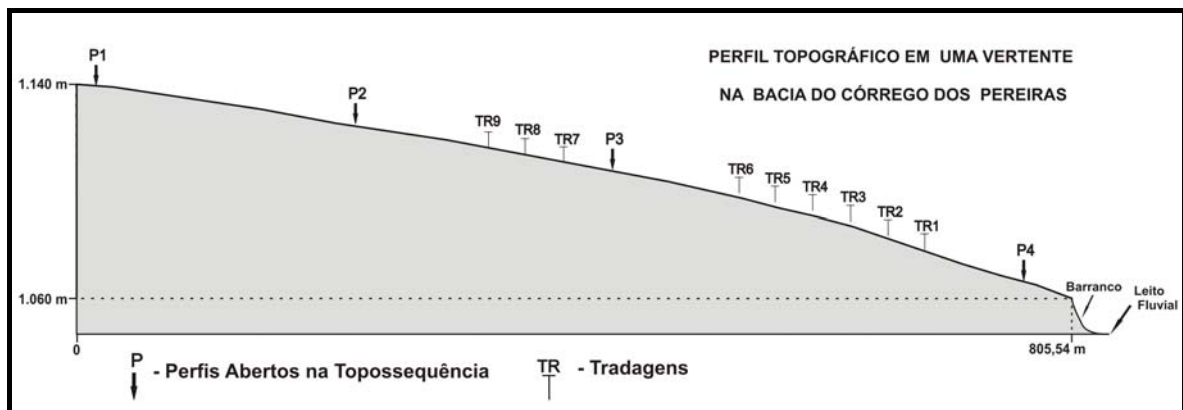


Figura 22: Perfil topográfico e a localização dos perfis de solos e tradagens feitos na topossequência.

O eixo da topossequência estudada foi definido paralelamente a um afloramento rochoso e uma voçoroca, que de acordo com os estudos de Aranha (2002) é denominada de voçoroca 214. Nesta vertente predomina vegetação do tipo campo-cerrado, usado para criação de gado. Os quatro perfis analisados neste eixo (P1, P2, P3 e P4) apresentaram algumas características gerais semelhantes, exceto pela cor (Tabela 4), como podem ser observadas na descrição a seguir.

5.1.1 Perfil 1

O Perfil 1 foi classificado como um Latossolo Vermelho-Amarelo tendo como litologia principal rochas do tipo xisto, aflorando nas adjacências do perfil. Ele está localizado no topo, correspondente ao interflúvio, possuindo uma superfície mais plana com declividade média de 2°. Estas características estão em conformidade com Diniz (2002), pois ele afirma que este tipo de solo na região de Gouveia, predomina em áreas de alta e média vertentes, em superfícies de menores declividades e relevo com vertentes mais extensas.

Foram identificados neste perfil, cinco horizontes de solo (Figura 23). Devido à proximidade do afloramento rochoso, é o único perfil onde foi identificado o horizonte BC. Nos horizontes A1 e A2 a cor encontrada é bruno-amarelada (10 YR 5/6 e 5/8, respectivamente), no AB é amarelo-avermelhada (7,5 YR 6/8), Bw é amarelo-avermelhada (5 YR 6/8) e por último o horizonte BC que tem a cor vermelho-amarelada (5 YR 5/8).

Tabela 4: Características morfológicas dos perfis de solos da vertente estudada.

HORIZONTES		COR Úmida	ESTRUTURA ¹			CONSISTÊNCIA ²		
Símbolo	Prof. (cm)		Tipo	Tamanho	Desenv	Seca	Úmida	Molhada
PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)								
A1	0 - 20	10 YR 5/6	BSa	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
A2	20 - 38	10 YR 5/8	BSa	P/M	Md	Ma	Fr	LP LPe
AB	38 - 60	7,5 YR 6/8	BSa	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
Bw	60 - 123	5 YR 6/8	BSa	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
BC	123 - 200	5 YR 6/8	BSa	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
PERFIL2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)								
A	0 - 36	10 YR 4/6	BSa	P/M	Fo/Md	LD	Fr	LP Pe
AB	36 - 69	7,5 YR 5/6	BSa	P/M	Fo/Md	Ma	Fr	LP Pe
Bw1	69 - 146	5 YR 5/8	BSa	P/M	Fo/Md	Ma	Fr	LP Pe
Bw2	146 - 200	2,5 YR 5/8	BSa	P/M	Fo/Md	Ma	Fr	LP Pe
PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)								
A1	0 - 29	5 YR 4/6	BSa	MP/P	Fc/Md	LD	Fr/MFr	NP LPe
A2	29 - 49	2,5 YR 4/8	BSa	MP/P	Fc/Md	LD	Fr/MFr	NP LPe
AB	49 - 70	2,5 YR 4/8	BSa	MP/P	Fc/Md	LD	Fr/MFr	NP LPe
Bw1	70 - 118	2,5 YR 5/8	Gr	M/G	Md	Ma/LD	MFr	P Pe
Bw2	118 - 200	2,5 YR 4/8	Gr	M/G	Md	Ma/LD	MFr	P Pe
PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)								
A1	0 - 35	10 YR 4/6	BSa	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
A2	35 - 52	10 YR 4/6	BSa	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
AB	52 - 81	10 YR 5/8	BAn	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
Bw1	81 - 164	7,5 YR 5/8	BAn	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe
Bw2	164 - 200	7,5 YR 6/8	BAn	P/M	Md	LD	Fr	LP LPe

¹ **Estrutura:** tipo (BSa – subangular, Gr – granular, BAn – angular); tamanho (P – pequeno, M – médio, G – grande); e desenvolvimento (Md – moderado, Fc – fraca, Fo – forte).

² **Consistência:** seca (LD – ligeiramente dura, Ma – macia); úmida (Fr – friável, MFr – muito friável); e molhada (LP – ligeiramente plástica, NP – não plástica, P – plástica, LPe – ligeiramente pegajosa, Pe – pegajosa).

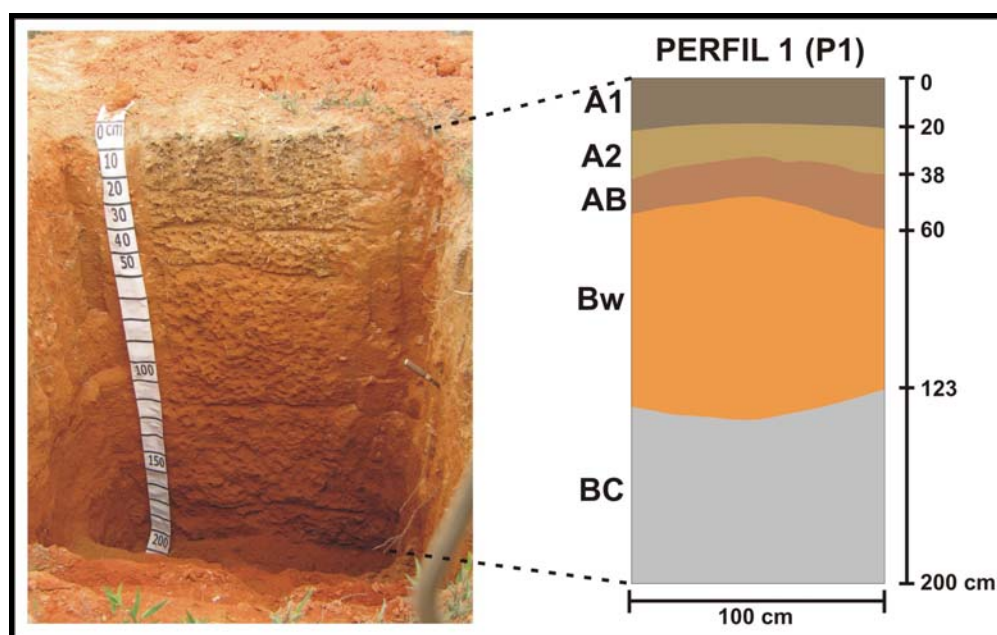


Figura 23: Perfil 1 e os cinco horizontes identificados.

O arranjo estrutural em todos os horizontes se dá em blocos subangulares de tamanho pequeno (5 a 10 mm) a médio (10 a 20 mm), em que os agregados são moderadamente desenvolvidos (bem definido e pouco material solto) e de consistência ligeiramente dura quando seco, friável quando úmido, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa quando molhado, com exceção do A2 que é macia quando seco.

5.1.2 Perfil 2

Em função da diferente organização dos horizontes verificada entre os perfis de alta e média vertente, principalmente a cor, viu-se a necessidade de abrir um novo perfil entre eles, constituindo então o perfil 2 (Figura 24). Situado no terço superior da vertente estudada, este perfil está localizado em superfície caracterizada por ser suave-ondulada e declividade de 5°. Foram identificados somente quatro horizontes, diferenciados, basicamente, pela variação da cor. De acordo com as características geológicas locais é possível aferir dois tipos litológicos na formação deste solo, no qual atesta a influência de xisto nos três horizontes superficiais e metabásica no horizonte mais subsuperficial.

O horizonte A possui a cor bruno-amarelada (10 YR 4/6), seguido pelo AB de cor bruno-forte (7,5 YR 4/4) e Bw1 de cor vermelho-amarelada (5 YR 5/8). Já o horizonte Bw2 a cor encontrada foi vermelha (2,5 YR 5/8). Apesar da presença dessa cor no horizonte Bw2, classificou-se esse solo como Latossolo Vermelho-Amarelo, pelo fato da cor vermelho-amarelada (5 YR) predominar na maior parte dos 100 cm do horizonte B (EMBRAPA, 2006).

A estrutura foi identificada nos quatros horizontes como blocos subangulares de tamanho pequeno (5 a 10 mm) a médio (10 a 20 mm), de unidades estruturais com fraco a moderado grau de desenvolvimento. Nos três horizontes inferiores (AB, Bw1 e Bw2) a consistência é macia quando seco, friável quando úmido e ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado. Já no horizonte A, quando úmido e molhado as características são as mesmas dos horizontes anteriores, variando somente a consistência seca que é ligeiramente dura.

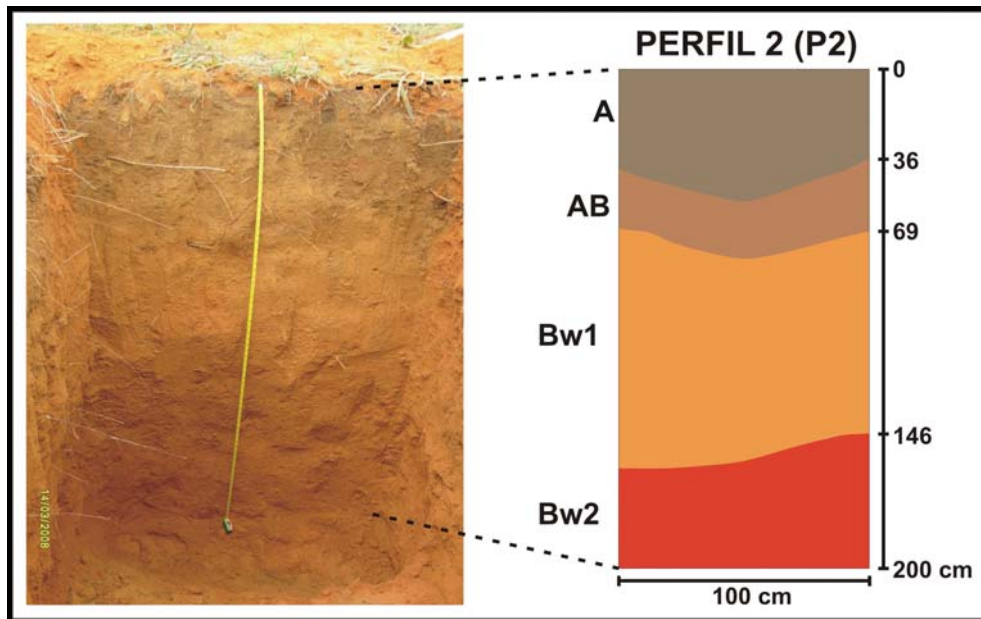


Figura 24: Perfil 2 e os cinco horizontes identificados em destaque.

5.1.3 Perfil 3

Dentre os perfis estudados na topossequência, o perfil 3 (Figura 25) se refere à média vertente de característica ondulada a suave-ondulada, onde predominam declividades de 5°. De acordo com as características geológicas locais e outros estudos pedológicos realizados na Depressão de Gouveia, é possível afirmar que o seu material de origem é do tipo rocha metabásica.

Este perfil ficou marcado por apresentar um padrão de cores diferentes dos demais, onde a cor vermelha predomina nos quatro horizontes subjacentes ao horizonte A, sendo classificado como Latossolo Vermelho. Diniz (2002) afirma que a gênese deste tipo de solo na região de Gouveia está relacionada, principalmente, ao material de origem, cujas características das rochas metabásicas imprimem a este solo propriedades que o diferencie dos demais tipos encontrados na região.

Uma dessas principais propriedades é a maior concentração do teor de óxidos de ferro, que está relacionado diretamente à cor. Em todos os horizontes, com exceção do A1, que é vermelho-amarelado (5 YR 4/6), a cor é vermelha (2,5 YR), havendo alterações somente no valor. Enquanto no horizonte A2, AB e Bw1 o padrão de cor é 2,5 YR 4/8, no horizonte Bw2 é 2,5 YR 5/8.

Nos horizontes superiores (A1, A2 e AB) a estrutura se dá em blocos subangulares muito pequenos (< 5mm) a pequenos (5 a 10 mm) e os agregados estão fracamente a moderadamente desenvolvidos. A consistência é ligeiramente dura quando o solo está seco, friável a muito friável quando úmido e não-plástica e ligeiramente pegajosa quando molhado.

Já nos horizontes inferiores (Bw1 e Bw2) a estrutura é moderadamente desenvolvida, granular e de tamanho que varia de média (2 a 5 mm) a grande (5 a 10 mm). A consistência do material destes horizontes varia de macia a ligeiramente dura quando seco, muito friável quando úmido e plástica e pegajosa quando molhado.

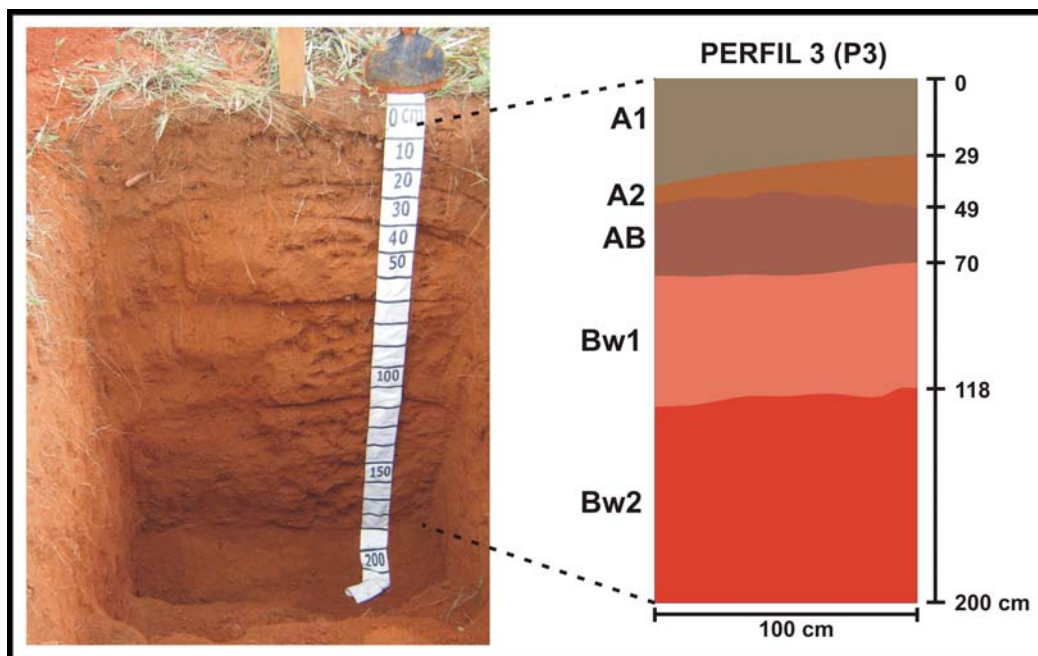


Figura 25: Perfil 3, cor mais vermelha e os cinco horizontes identificados.

Estas informações estão condizentes com o trabalho de Diniz (2002), afirmando que todos Latossolos Vermelhos estudados por ele em Gouveia apresentaram estrutura granular. Isto, segundo ele, é proporcionado pelo seu grande desenvolvimento, típico de solos que sofreram e continuam sofrendo processo de latossolização e também pela grande influência dos maiores teores de ferro, matéria orgânica e gibbsita.

No fundo deste perfil foi feita uma tradagem de 1 metro, onde apareceram relíquias de rochas, onde algumas, pelas características, parecem ser referentes às rochas metabásicas, além de fragmentos de quartzo, no entanto, não se pode afirmar que se trata do horizonte C.

5.1.4 Perfil 4

O perfil 4 (Figura 26) se refere à baixa vertente, onde se verifica uma superfície caracterizada por ser suave-ondulada a ondulada com declividade de 9°. O tipo de solo encontrado neste local foi classificado como Latossolo Amarelo, uma classe de solo que ainda não tinha sido identificada em outros estudos pedológicos na Depressão de Gouveia, em que a cor foi determinante para esta classificação.

O horizonte A1 e A2 possui a cor bruno-amarelada-escura (10 YR 4/6), onde o horizonte seguinte, AB, é semelhante, mas sendo bruno-amarelada 10 YR 5/8. O horizonte Bw1 possui a cor bruno-forte (7,5 YR 5/8) e o Bw2 passa a ser amarelo-avermelhada (7,5 YR 6/8).

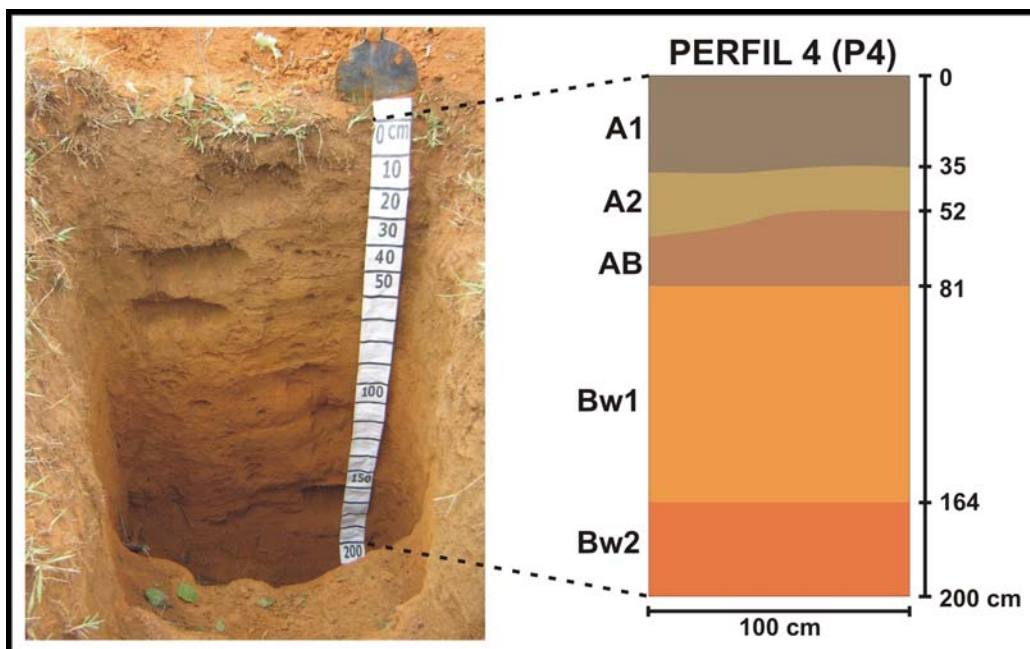


Figura 26: Perfil 4 e os cinco horizontes identificados em destaque.

O arranjo estrutural nos horizontes superficiais (A1 e A2) se dá em blocos sub-angulares, enquanto que nos horizontes subsuperficiais (AB, Bw1 e Bw2) se dá em blocos angulares, todos de tamanho pequeno (5 a 10 mm) a médio (10 a 20 mm), em que os agregados são moderadamente desenvolvidos (bem definido e pouco material solto). A consistência é a mesma em todos os horizontes, marcada por ser ligeiramente dura quando o solo seco, friável quando úmido, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa quando molhado.

5.2 ORGANIZAÇÃO BIDIMENSIONAL DA TOPOSSEQUÊNCIA

Verificou-se que os perfis da alta e da baixa vertente apresentaram coloração mais amarelo-avermelhada (5 YR a 7,5 YR, respectivamente) e o perfil da média vertente apresentou coloração avermelhada (2,5 YR), assim como a encontrada na voçoroca. Tradagens realizadas do perfil 4 em direção ao perfil 3, encontraram essa coloração mais avermelhada a 1 metro de profundidade, acerca de 221 metros à jusante do perfil 3, na tradagem número 2 (TR 2). Da mesma maneira, foram feitas tradagens partindo do perfil 3 em direção ao perfil 2. A cor avermelhada (2,5 YR) foi encontrada também a 1 metro de profundidade a 90 m a montante do Perfil 3, na tradagem 9 (TR9).

Ao analisar a topossequência como um todo, verificou-se uma distribuição uniforme na organização dos horizontes do solo, demonstrando um equilíbrio na estrutura pedológica da vertente que se organiza de forma concordante em relação à superfície. Apenas no topo foi encontrada a presença do horizonte BC e um Bw sem subdivisões, possivelmente associado à influência do afloramento rochoso encontrado lateralmente e/ou a processos erosivos mais intensos na alta vertente, demonstrando um solo mais rejuvenescido que na média e baixa vertente.

O aprofundamento do manto de intemperismo e a subdivisão do horizonte Bw indicam uma maior evolução do solo em direção à base da vertente. A variação de cor em direção ao vermelho, na média vertente, é a principal característica encontrada. Para a base da vertente é marcante a presença de um horizonte A mais espesso do que em toda a sequência, não sendo verificada a presença da cor vermelha.

A partir da análise das tradagens, das paredes da voçoroca e do mapa geológico, é possível inferir a presença da lente de rocha metabásica interceptando lateralmente a vertente em estudo, no sentido NO – SE, originando a coloração avermelhada (2,5 YR) encontrada nos perfis de meia vertente. Isso demonstra a influência desse material na organização pedológica da topossequência (Figura 27).

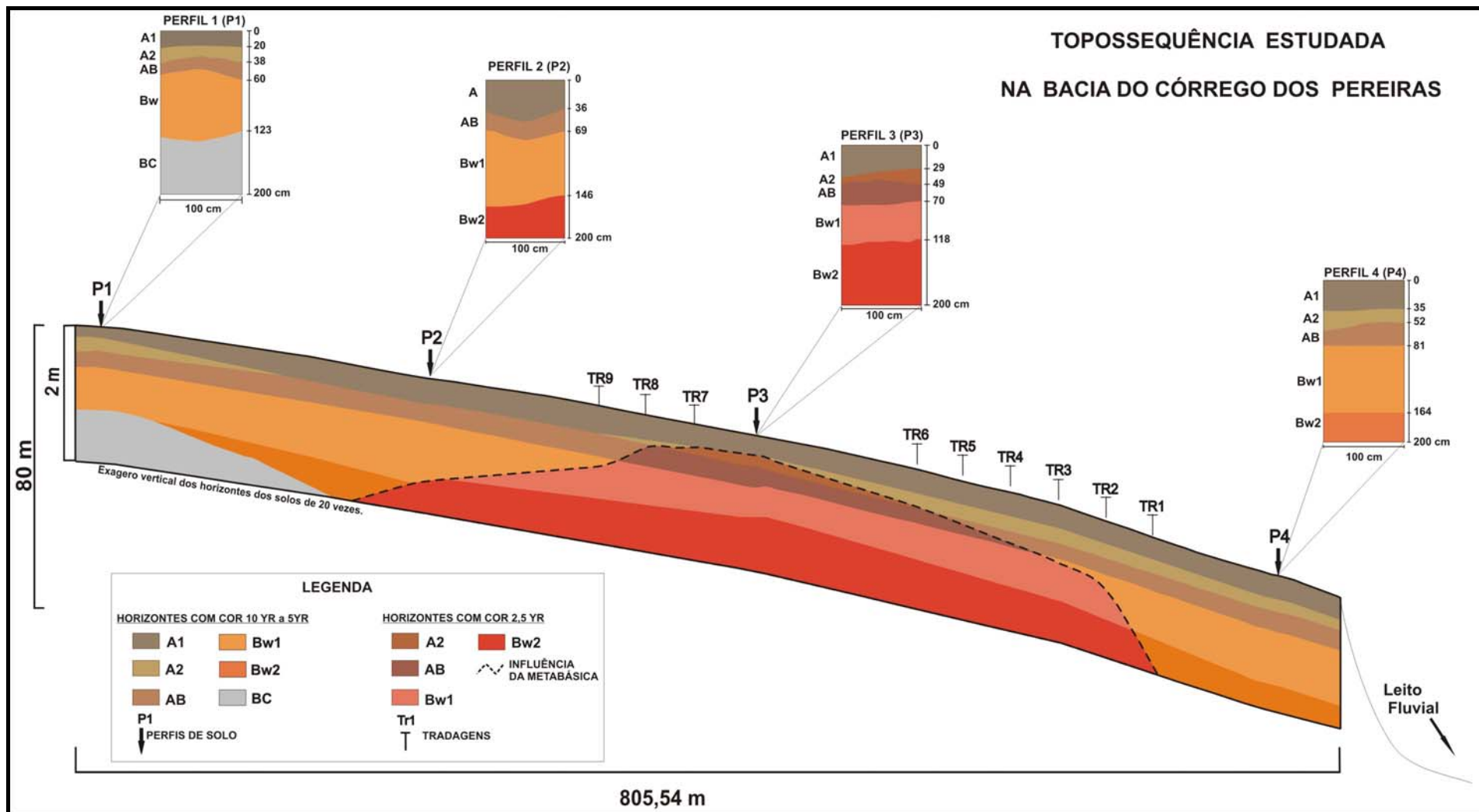


Figura 27: Representação bidimensional da cobertura pedológica da topossequência levantada na vertente da bacia do Córrego dos Pereiras, de acordo com os dados morfológicos.

5.3 ASPECTOS FÍSICOS GRANULOMÉTRICOS

A textura do solo corresponde à proporção relativa, em determinada massa de solo, dos diferentes tamanhos de partículas. Refere-se, especificamente, às proporções relativas das partículas ou frações de areia, silte e argila na terra fina seca ao ar (TFSA), isto é, das partículas com diâmetros inferiores a 2 mm, podendo ser incluído também o cascalho (2 – 20 mm) e o calhau (2 – 20 cm).

Esta é a propriedade física do solo que menos sofre alteração ao longo do tempo, em que a proporção de cada fração granulométrica, em um determinado solo, é considerada por Vieira, Santos e Vieira (1988) e Brady (1989) como constante ou estável. As características de um solo dependem muito da sua composição granulométrica, bem como da constituição mineralógica de cada fração. Assim, a propriedade textural é uma das principais características do solo a ser considerada, pois a capacidade de retenção de umidade e nutrientes, bem como a permeabilidade, infiltração, penetrabilidade das raízes e aeração, estão diretamente relacionadas e influenciadas por ela (VIEIRA, SANTOS e VIEIRA, 1988).

No que se refere aos, Latossolos, Jacintho et. al. (2006, p. 104) consideram que a textura constitui um dos principais aspectos físicos que distinguem estes solos dos demais. Para eles, “em se tratando de solos lateríticos [Latosolos], as partículas individualizadas, mesmo no caso das argilas, dificilmente se apresentam com propriedades e comportamentos que refletem individualidade”. Isto, porque os minerais de argila e até mesmo minerais primários como o quartzo, participam de grupamentos estruturais, os macro e micro agregados, conferindo a estes solos características próprias.

A exemplo disto, estes autores citam os Latossolos do Distrito Federal, que apesar de apresentarem até mais de 50% de argila, possuem permeabilidade de solos arenosos. Isso é devido ao padrão de arranjo das partículas primárias do solo (areia, silte e argila) se organizar através de unidades estruturais compostas, denominadas de agregados. Essa característica age diretamente no comportamento do solo, afetando parâmetros hidráulicos e mecânicos, sendo de grande influência e importância no surgimento e evolução dos processos erosivos.

Corroborando com tais afirmativas, Figueiredo (1999) ao estudar solos da região de Gouveia, afirma que a comparação dos dados texturais revelou-se importante na aferição da resistência das estruturas pedológicas à ação da energia cinética de fluxos hidráulicos subsuperficiais. Solos com textura aparentemente siltosa ou arenosa podem, com o aumento dos fluxos subsuperficiais e da pressão hidrostática no interior dos vazios intramicroporos, ter quebra de aglomerados menos estáveis, gerando

progressivamente vazios estruturais na subsuperfície, configurando a ocorrência de “*piping erosion*” e assim colaborando para o surgimento e evolução dos processos erosivos na região.

Nos solos estudados por este autor, quando analisadas as características granulométricas, estas apresentaram algumas diferenças, principalmente no que se refere aos litopedodomínios. As principais diferenças encontradas nos solos foram entre os originados de rochas do tipo xisto e os de metabásicas, sendo que nos solos desenvolvidos de granito a granulometria encontrada é intermediária.

Os dados granulométricos dos quatro perfis de solo estudados neste trabalho (tabela 5), também demonstram bem essa diferenciação de litopedodomínios, no qual ela é marcante principalmente pelo teor de argila e areia verificados entre os perfis.

De forma geral, quando vistos verticalmente, os quatro perfis estudados apresentam um aumento no teor de argila em profundidade. Este aumento se dá de forma gradual, sem nenhuma discrepância nos valores, sugerindo um processo pedogenético contínuo, em que os horizontes superficiais estariam sofrendo processo de lixiviação e eluviação, explicando as menores taxas de argila e maiores de areia. Já nos horizontes subsuperficiais, estariam ocorrendo processo de iluviação, explicando o aumento de argila e a diminuição de areia à medida que se aprofunda no perfil de solo.

Mas quando analisados lateralmente (horizontalmente), através da topossequência, os quatro perfis de Latossolos apresentam discrepâncias nos teores de argila e areia, não havendo uma regularidade entre a alta, média e baixa vertente. Deste modo é possível estabelecer uma relação direta destes teores com o material de origem.

Os perfis situados na média vertente (P2 e P3) são os que possuem os maiores teores de argila, sendo correspondentes à influência da rocha metabásica na formação dos solos destes perfis.

O perfil 2, caracterizado como Latossolo Vermelho-Amarelo e situado no terço superior da vertente, predomina na maioria de seus horizontes textura argilosa. O horizonte Bw1 possui o teor de argila de 440 g/kg (44 %) e teor de areia de 390 g/kg (39 %). Já o horizonte Bw2, onde se verifica influência direta da rocha metabásica em sua formação, o teor de areia é de 350 g/kg (35 %) e o de argila é de 522 g/kg (52,2 %), consideravelmente mais alto que o anterior, assemelhando-se com os horizontes inferiores do perfil 3 e correspondendo a valores mais altos que os horizontes Bw dos perfis associados a xisto (P1 e P4) (Tabela 5).

Tabela 5: Características granulométricas dos quatro perfis de solos da vertente estudada.

HORIZONTES		AREIA (g/kg)				SILTE	ARGILA	TEXTURA ¹	SILTE/ ARGILA
Símbolo	Prof. (cm)	Grossa	Média	Fina	Total	(g/kg)	(g/kg)		
PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)									
A1	0 - 20	37	70	489	596	173	231	Fr-Ag-Ar	0,74
A2	20 - 38	37	60	455	553	177	270	Fr-Ag-Ar	0,65
AB	38 - 60	33	44	399	477	200	323	Fr-Ag-Ar	0,61
Bw	60 - 123	44	35	355	435	190	375	Fr-Ag	0,5
BC	123 - 200	37	39	340	417	202	381	Fr-Ag	0,53
PERFIL 2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)									
A	0 - 36	54	101	311	466	141	392	Ag-Ar	0,35
AB	36 - 69	56	75	282	413	147	440	Ag	0,33
Bw1	69 - 146	57	65	26,8	390	170	440	Ag	0,38
Bw2	146 - 200	50	56	244	350	128	522	Ag	0,24
PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)									
A1	0 - 29	48	72	319	440	205	355	Fr-Ag	0,57
A2	29 - 49	47	65	298	411	169	420	Ag	0,4
AB	49 - 70	42	53	283	379	188	433	Ag	0,43
Bw1	70 - 118	43	46	272	362	204	434	Ag	0,47
Bw2	118 - 200	36	39	253	328	147	525	Ag	0,28
PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)									
A1	0 - 35	5,9	8,9	25,8	40,6	23,6	35,8	Fr-Ag	0,65
A2	35 - 52	6,2	8,7	27,3	42,2	21,7	36,1	Fr-Ag	0,60
AB	52 - 81	5,4	7,7	26,2	39,3	20	40,7	Ag	0,49
Bw1	81 - 164	5,1	6,2	25,7	37	19,7	43,3	Ag	0,45
Bw2	164 - 200	6,4	5,9	24,1	36,4	18	45,6	Ag	0,39

¹ **TEXTURA:** Fr-Ag-Ar (franco-argilo-arenosa); Fr-Ag (franco-argilosa); Ag (argilosa); Ag-Ar (argilo-arenosa).

O perfil 3 é caracterizado como Latossolo Vermelho, localiza-se na média vertente e predomina na maioria dos seus horizontes textura argilosa. No horizonte Bw1 o teor de argila identificado é de 434 g/kg (43,4 %) e o de areia é de 362 g/kg (36,2 %). O horizonte Bw2, com 82 cm, corresponde pela maior parte do horizonte Bw deste perfil e tem um teor de 525 g/kg (52,5 %) de argila.

De acordo com Diniz (2002), a distribuição desta classe de solo na Depressão de Gouveia está associada à distribuição espacial dos diques e soleiras de rochas metabásicas. Litologia esta que permitiu a estes solos um intemperismo bastante acelerado, caracterizando-os como solos muito evoluídos e com propriedades que os diferencie dos demais tipos encontrados na região, marcantes no que se refere à cor e textura, apresentando teores elevados de argila.

Segundo Almeida Abreu (1989) e Knauer (1990), texturalmente, a quantidade de quartzo são irrisórias nas rochas metabásicas na região de Gouveia, enquanto que os pagioclásios, correspondente aos feldspatos calcossódicos, são abundantes, com teores que podem chegar a 40 % do volume da rocha. Os feldspatos constituem, depois do quartzo, os minerais mais comuns na superfície terrestre e sua alteração se faz, principalmente, por alteração química, transformando-se em argilas (GUERRA e GUERRA, 2003).

Já com relação à cor dessas rochas, Almeida Abreu (1989) afirma que são sempre escuras de tendência esverdeada a preta, assumindo rapidamente colorações avermelhadas com a alteração. Tais colocações estão de acordo com as apresentadas por Salomão e Antunes (2001), já citadas anteriormente, quando dizem que rochas ricas em minerais ferromagnesianos e feldspatos, como é o caso das metabásicas, proporcionam o desenvolvimento de solos argilosos.

O perfil 1, situado na alta vertente, caracterizado como Latossolo Vermelho-Amarelo e considerado como originado do xisto, foi o que obteve menores teores de argila e os maiores de areia. O horizonte Bw deste perfil apresenta um teor de argila de 375 g/kg (37,5 %), enquanto que o teor de areia identificado é de 435 g/kg (43,5 %), caracterizando este perfil com uma textura franco-argilo-arenosa a franco-argilosa. Diniz (2002) afirma que em Gouveia esse Latossolo, normalmente, se mostra menos argiloso que o anterior. Isto, segundo ele, ocorre provavelmente devido ao material de origem que, comparado à rocha metabásica, é mais resistente à ação do intemperismo e mais rico em sílica.

Situado em baixa vertente, o perfil 4, caracterizado como Latossolo Amarelo, também foi considerado como derivado do xisto. A textura de seus horizontes varia de franco-argiloso para argiloso à medida que se aprofunda no perfil. O horizonte Bw1 apresentou teor de argila de 433 g/kg (43,3 %) e um teor de areia de 370 g/kg (37 %),

enquanto que no horizonte Bw2 esses teores são de 456 g/kg (45,6 %) e 364 g/kg (36,4 %), respectivamente.

Por ser originado de xisto, o teor de argila do perfil 4 é alto em comparação a do perfil 1 por exemplo, ficando próximo dos teores dos perfis 2 e 3, que têm influência da metabásica em suas formações. Deste modo, recorrendo-se à alguns modelos clássicos de processos de vertentes (HORTON, 1945; DARLYMPLE, BLONG e CONACHER, 1968), as baixas vertentes constituem locais de acumulação de material, principalmente de argila, que é um material de tamanho coloidal facilmente transportado pela água em escoamentos superficiais e subsuperficiais.

Apesar do perfil 4 se caracterizar por acumulação de material advindo a montante na vertente, atestado pelo alto teor de argila, há de se considerar que estes teores ainda são menores que os perfis de média vertente (P2 e P3). Com isso, pode-se aferir que, provavelmente, há um predomínio vertical em relação ao lateral na movimentação hídrica pela vertente, constatados pelo aumento gradual no teor de argila à medida que se aprofundam nos quatro perfis de solo. A explicação para este fato estaria na baixa declividade da vertente, alta permeabilidade e grande profundidade do manto de intemperismo.

Resende et al. (1995) afirmam que as partículas menos resistentes na fração areia e silte, sob a ação do intemperismo, transformam-se em argila. Já os minerais mais resistentes a este processo, permanecem sob o tamanho areia, enquanto que a fração silte corresponde ao ponto máximo de instabilidade, onde somente os solos mais jovens apresentarão elevados teores. Tais considerações puderam ser constatadas nos solos de Gouveia por Diniz (2002) e Menezes (2006). Eles verificaram que solos como Cambissolos, Neossolos Flúvicos, Litólicos e Regolítico apresentam menor teor da fração argila, devido a maior participação do silte em sua textura, mostrando se tratarem de solos menos desenvolvidos, diferente dos Latossolos, que apresentam menores concentrações de silte.

Enquanto que o teor de silte em Cambissolos de Gouveia estudados por Menezes (2006) eram maiores que 250 g/kg (25 %), nos quatro perfis estudados neste trabalho este teor está entre 140 e 200 g/kg (14 a 20 %) (Tabela 5). Isso comprova que estes solos têm alto grau de intemperismo, característicos de Latossolos, como tais perfis foram classificados, em que a relação silte/argila corrobora ainda mais para tal afirmativa.

EMBRAPA (2006) considera a relação silte/argila como base para avaliar o estágio de intemperismo de solos de regiões tropicais. Os solos de textura média que na maior parte do horizonte B possuem o valor da relação silte/argila inferior a 0,7 e nos solos de textura argilosa ou muito argilosa que têm esse valor inferior a 0,6, indicam se tratar de solos com alto grau de intemperismo.

Assim, os quatro perfis de solo estudados em topossequência neste trabalho apresentaram alto grau de intemperismo e, portanto, baixos teores de silte. Ao retornar a tabela 5, verifica-se que o P1, o único perfil a apresentar textura média no horizonte Bw (franco-argilosa), a relação silte/argila ficou em 0,5. No perfil 4, também originado de xisto, essa relação varia de 0,45 no horizonte Bw1 para 0,39 no Bw2. Nos horizontes Bw2 do perfil 2 e 3, onde ocorre a influência de metabásica em sua formação, foram os que obtiveram os menores valores dessa relação, 0,24 e 0,28, respectivamente. Esses valores ficaram, consideravelmente, abaixo dos valores dos horizontes Bw dos perfis 1 e 4, contribuindo para as afirmações de Diniz (2002) de que a litologia permitiu a estes solos um intemperismo bastante acelerado, caracterizando os Latossolos Vermelhos como os mais intemperizados da região.

5.4 ASPECTOS QUÍMICOS E MINERALÓGICOS

Os solos da bacia do Chiqueiro, situado na Depressão de Gouveia, são, em geral, considerados como de baixa fertilidade, visto que os valores da soma de bases, da capacidade de troca catiônica (CTC) e, conseqüentemente, da saturação de bases são considerados médios a baixos (DINIZ, 2002).

A baixa fertilidade, segundo este autor, está relacionada, em geral, com a pobreza em bases do material de origem e a lixiviação dos solos. Em locais onde se encontram rochas com maiores disponibilidade de bases em sua composição, como os diques e soleiras de metabásica, por serem mais suscetíveis aos processos intempéricos, os solos são mais lixiviados, acarretando também em baixa fertilidade. Apesar disso, os Latossolos Vermelhos apresentam os maiores níveis de soma e saturação de bases e de capacidade de troca catiônica (CTC) da região.

No que se refere à matéria orgânica, este mesmo autor afirma que também os Latossolos Vermelhos são os que possuem os maiores valores, estando entre 1,6 e 3,2 %, considerados valores médios a altos.

Lopes (1983) e Goedert (1986) demonstram que o aumento do valor da matéria orgânica é diretamente proporcional ao aumento do valor da CTC, indicando que a matéria orgânica é uma das principais envolvidas na formação de cargas negativas e troca de cátions. Estes autores afirmam ainda que os valores de CTC estão também relacionados com o pH, pois, como assegura Veloso et. al. (1992), a acidificação do solo consiste na remoção dos cátions básicos do complexo de troca catiônica (cálcio, magnésio, potássio e sódio), substituindo-se por alumínio trocável e hidrogênio não dissociado.

Diniz (2002, p. 70) afirma, ao se referir aos solos de Gouveia e considerando que a capacidade de troca catiônica aumenta com maiores teores de matéria orgânica e pH, “os solos que possuem os maiores valores desses parâmetros em conjunto, aliado aos valores ligeiramente maiores de saturação de bases, são os Latossolos Vermelhos”.

5.4.1 pH e Δ pH

Apesar de todos os perfis e horizontes analisados serem classificados como acidez elevada a muito elevada (pH 5 a < 4,5), ou seja, pH baixo a muito baixo (ALVARES et. al., 1999), o perfil 3, onde se encontra o Latossolo Vermelho, foi o que obteve os maiores valores, variando de 4,13 nos horizontes superficiais a 4,9 no horizonte Bw2, avaliados em solução aquosa (Tabela 6).

Os perfis 1, 2 e 4, nessa mesma solução, obtiveram o pH variando de 3,92 a 4,75, 4,12 a 4,75 e 4,16 a 4,54, respectivamente. Observa-se um relativo aumento do pH, ou seja, diminuição da acidez à medida que se aprofundam nos perfis, provocada, provavelmente, por decréscimo gradativo da matéria orgânica dos horizontes superiores para os inferiores. Menezes (2006) constatou em um Latossolo em Gouveia, que elementos como Ca, Mg e k, também diminuem à medida que se aprofunda nos perfis de solo, indicando, como afirmado anteriormente, que a matéria orgânica é uma das principais envolvidas na formação de cargas negativas e troca de cátions.

A carga elétrica líquida relativa de um solo pode ser estimada pelo Δ pH e caso o seu valor seja positivo, indica que os colóides apresentam carga líquida positiva (OLIVEIRA, VILELA e AYARZA, 2000). O cálculo do Δ pH, por relacionar com o balanço de cargas elétricas no solo, torna-se importante para determinar a taxa de intemperismo a que o solo foi sujeito, pois o intemperismo provoca o aumento de cargas positivas. Ao observar a tabela 6, observa-se que há um predomínio de cargas positivas nos solos estudados neste trabalho, evidenciando que, em geral, os solos da topossequência são bastante intemperizados.

O perfil 3 foi onde se obteve os maiores valores de Δ pH, colaborando para a afirmativa de Diniz (2002) de que os Latossolos Vermelhos são os mais intemperizados da região. Em todos os perfis os valores de Δ pH tendem a aumentar à medida que se aprofundam nos solos (Figura 29). De acordo com Oliveira, Vilela e Ayarza (2000), isto acontece, porque nos solos bem desenvolvidos como os Latossolos, a principal fonte de cargas negativas é a matéria orgânica e, como visto anteriormente, há um decréscimo no seu teor nos horizontes inferiores. O horizonte BC do perfil 1 é uma exceção nesta tendência, pois ainda guarda estruturas da rocha original e tem valor Δ pH negativo (-0,04), demonstrando ser menos intemperizado do que os horizontes subjacentes.

Pelos dados de ΔpH há de ser destacada a regularidade existente nos seus valores, aumentando verticalmente e de forma gradual entre os horizontes superiores para o inferiores dos quatro perfis analisados (Figura 28). Não é identificada nenhuma discrepância de valores que indique alguma situação de irregularidade e/ou descontinuidade no material pedológico, ou seja, descontinuidade na natureza química (no que se refere às cargas elétricas) do material do solo que possa ser indicativo de interrupção no processo de formação desses solos. Deste modo, isso pode ser um indício de que a cobertura pedológica desta vertente tenha se originado de material *in situ*.

Tabela 6: Leituras de pH em solução aquosa, pH em solução de KCl e cálculo de ΔpH de cada horizonte e perfil amostrado.

HORIZONTES		pH		ACIDEZ	ΔpH
Símbolo	Prof. (cm)	KCl	H ₂ O		
PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)					
A1	0 - 20	4,05	3,92	m. elevada	0,13
A2	20 - 38	4,15	4	m. elevada	0,15
AB	38 - 60	4,26	4,21	m. elevada	0,05
Bw	60 - 123	4,98	4,55	elevada	0,43
BC	123 - 200	4,71	4,75	elevada	- 0,04
PERFIL 2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)					
A	0 - 36	4,19	4,12	m. elevada	0,07
AB	36 - 69	4,58	4,35	m. elevada	0,23
Bw1	69 - 146	5,03	4,44	m. elevada	0,59
Bw2	146 - 200	5,64	4,75	elevada	0,89
PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)					
A1	0 - 29	4,36	4,13	m. elevada	0,22
A2	29 - 49	4,52	4,10	m. elevada	0,42
AB	49 - 70	5,17	4,55	elevada	0,62
Bw1	70 - 118	5,87	4,81	elevada	1,06
Bw2	118 - 200	6	4,9	elevada	1,1
PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)					
A1	0 - 35	4,09	4,16	m. elevada	- 0,07
A2	35 - 52	4,15	4,16	m. elevada	- 0,01
AB	52 - 81	4,24	4,16	m. elevada	0,08
Bw1	81 - 164	4,77	4,48	elevada	0,29
Bw2	164 - 200	5,04	4,54	elevada	0,5

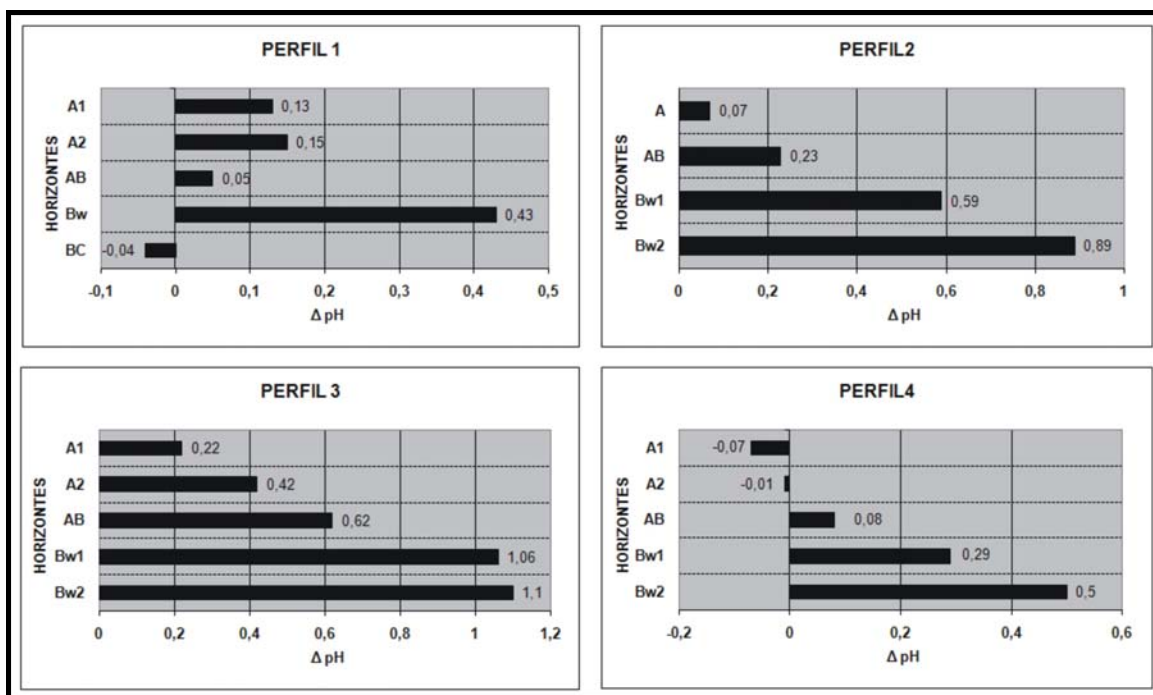


Figura 28: Aumento dos valores de ΔpH entre os horizontes superiores para os inferiores nos quatros perfis de solo estudados na topossequência.

5.4.2 Química total

A análise de química total tem por finalidade determinar os elementos que permitem caracterizar os solos, podendo, a partir dela, obter informações sobre a gênese dos solos e o comportamento dinâmico dos vários elementos durante o intemperismo (VERDADE, 1972). Esta análise compreende a determinação dos elementos que são expressos percentualmente em óxidos, como SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , ZrO_2 , entre outros.

Para Figueiredo (1999), o conteúdo total de SiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 dos solos da região de Gouveia varia de acordo com os litopedodomínios. Nos solos derivados de metabásicas o teor de Fe_2O_3 é mais elevado, enquanto o de Al_2O_3 e SiO_2 é menor quando comparado com os solos originados de xisto.

Para os perfis estudados, os maiores índices de Fe_2O_3 são encontrados no perfil 3, com variação de 8,1 a 9,9 %, correspondendo ao Latossolo Vermelho originado de metabásica. No perfil 1, originado de xisto, este teor varia de 2,6 a 3,9%. Quanto aos teores de Al_2O_3 , o perfil 2 obteve os valores mais altos, variando de 52,4 a 57,5 % e o perfil 3, considerado o mais intemperizado da topossequência e com alta concentração de argila, obteve valores variando de 49,5 a 56,6 % (Tabela 7), colaborando para as afirmativas de Figueiredo (op. cit) de que o teor de alumínio é maior nos solos originados de xisto.

Tabela 7: Dados de química total dos quatros perfis de solo.

HORIZONTES		ELEMENTOS (ÓXIDOS) %								
Símbolo	Prof. (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	SO ₃	TiO ₂	ZrO ₂	Rb ₂ O	Outros
<u>PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)</u>										
A1	0 - 20	50,977	42,693	2,603	2,080	1,121	0,476	0,037	0,008	0,003
A2	20 - 38	49,764	43,269	2,843	2,157	1,414	0,496	0,037	0,010	0,009
AB	38 - 60	45,443	47,025	3,261	2,261	1,390	0,534	0,043	0,012	0,031
Bw	60 - 123	39,212	52,954	3,953	2,171	0,990	0,655	0,045	0,012	0,009
BC	123 - 200	42,406	49,340	3,655	2,158	1,828	0,560	0,040	0,011	-
<u>PERFIL2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)</u>										
A	0 - 36	39,385	52,495	4,421	1,515	1,415	0,724	0,036	0,008	-
AB	36 - 69	37,005	54,336	5,160	1,616	0,961	0,874	0,034	0,010	0,004
Bw1	69 - 146	36,431	54,328	5,467	1,588	1,258	0,682	0,035	0,010	0,235
Bw2	146 - 200	32,227	57,520	5,982	1,579	1,755	0,849	0,037	0,011	0,039
<u>PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)</u>										
A1	0 - 29	37,920	49,565	8,138	1,374	1,354	1,259	0,036	0,008	0,347
A2	29 - 49	34,939	52,344	8,735	1,449	1,013	1,472	0,039	0,008	-
AB	49 - 70	34,914	51,302	9,613	1,484	1,044	1,540	0,043	0,010	0,049
Bw1	70 - 118	28,988	56,630	9,920	1,437	1,308	1,611	0,046	-	0,060
Bw2	118 - 200	31,544	53,907	9,974	1,522	1,350	1,522	0,050	0,011	0,060
<u>PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)</u>										
A1	0 - 35	39,342	47,089	7,883	3,090	1,324	1,215	0,040	0,016	-
A2	35 - 52	39,784	46,221	7,947	3,280	1,219	1,084	0,045	0,018	0,401
AB	52 - 81	40,120	46,167	7,791	3,201	1,292	1,002	0,037	0,017	0,372
Bw1	81 - 164	38,599	47,470	7,934	3,315	1,341	1,186	0,048	0,016	0,090
Bw2	164 - 200	36,785	49,114	8,297	3,179	1,283	1,242	0,046	-	0,054

Observando a distribuição dos constituintes pouco móveis, verifica-se uma tendência ao aumento das concentrações de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e ZrO_2 a medida que se aprofunda nos quatro perfis. No que se refere aos elementos com maior mobilidade, percebe-se uma variação no teor o teor de sílica (SiO_2) inversamente proporcional, apresentando em todos os perfis uma tendência de decréscimo no seu percentual para a subsuperfície (rever Tabela 7).

Moreira e Oliveira (2008) afirmam, ao se referir sobre dados de química total, que concentrações maiores de SiO_2 e menores de constituintes pouco móveis nos horizontes superficiais, os mais intemperizados, contraria a seqüência normal de intemperismo, visto que o silício é um elemento móvel que sai do sistema no decorrer desse processo, enquanto que Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e ZrO_2 são elementos de menor mobilidade e tendem a concentrar. No entanto, na topossequência estudada neste trabalho, isso pode ser supostamente justificado por dois motivos:

a) O primeiro pela eluviação de argila, com um eventual aumento da concentração relativa de quartzo (SiO_2 - fração areia) nos horizontes superiores e de argila nos inferiores. Tal afirmativa pode ser verificada na análise granulométrica anteriormente discutida, demonstrando nos quatro perfis de solo uma tendência de elevação no teor de areia (acumulação residual) e decréscimo no teor de argila para os horizontes superficiais. Considerando que a fração argila é composta essencialmente de silicatos hidratados de alumínio e óxidos e hidróxidos de alumínio, ferro e titânio (MONIZ, 1972b), a iluviação de argila pode explicar a tendência dos teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 aumentarem nos horizontes inferiores. Quanto ao zircônio (ZrO_2), Moniz (1972a) considera que a grande estabilidade desse elemento se deve a sua alta valência e seu forte campo elétrico, fazendo com que ele retenha os oxigênios firmemente e com isso seja resistente ao intemperismo. Sudom e St. Arnaud (1971) afirmam que apesar de ser relativamente inafetado pelo intemperismo, o zircônio está presente na fração argila, podendo ser deslocado junto com ela nos perfis de solo e com isso pode-se explicar a tendência em seu teor aumentar nos horizontes inferiores.

b) O segundo motivo é correspondente aos fluxos subsuperficiais, exportando das partes profundas do manto de intemperismo quantidade considerável dos íons de sílica (SALGADO, 2002). Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005), afirmam que áreas como a vertente estudada neste trabalho, onde a topografia é mais suavizada e coberta por materiais mais permeáveis (como os Latossolos), facilitam a infiltração vertical das águas meteóricas, superando as taxas de escoamento superficial. Com isso, os processos pedogenéticos atuam de forma mais efetiva e profunda, decompondo mais facilmente os elementos químicos solúveis (exemplo o SiO_2), formando e acumulando argila nos

horizontes inferiores e com isso concentrando elementos pouco móveis (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e ZrO_2), caracterizando esses horizontes como os mais intemperizados.

5.4.3 Ataque Sulfúrico

A afirmação de que os horizontes inferiores dos quatro perfis são os mais intemperizados, pode ser percebida também pela relação molecular dos elementos da fração argila, identificada por ataque sulfúrico e dada através da razão entre silício e alumínio (Ki) e silício, alumínio mais ferro (Kr). Moniz (1972c) considera que os valores de Ki serão tanto menores quanto mais avançado for o estágio de intemperização do solo. Oliveira (2005) afirma que pelo fato de Ki e Kr representarem o quociente da divisão entre um elemento de grande mobilidade (Si) por outros elementos de baixa mobilidade (Al e Fe), podem ser indicativos do grau de intemperismo do solo. Quanto menor for o seu valor, mais intemperizado será o solo.

Ao observar a tabela 8 e a figura 29, verifica-se, ao aprofundar nos perfis, uma ligeira tendência à diminuição dos valores de Ki e Kr. Esses valores diminuem de forma gradual à medida que se aprofunda nos perfis, não apresentando, como já percebido nos dados de ΔpH , discrepância de valores que possa indicar alguma interrupção no processo de formação destes solos ou descontinuidade litológica.

Estes teores também variam lateralmente pela vertente, principalmente entre os solos que possuem material de origem diferente. O perfil 3, onde se encontra o Latossolo Vermelho, mais uma vez foi considerado o mais intemperizado da topossequência, obtendo valor médio de Ki de 0,58 e Kr de 0,49, menor dentre todos os perfis.

Moniz (1972a) afirma que os solos em geral podem se enquadrar dentro de quatro categorias, em função da combinação dos valores de Ki e Kr: Alíticos; Sialíticos; Ferralíticos; e Fersialíticos. Com o Ki maior que 2,2 e o Kr maior que 0,75, têm-se os solos sialíticos, os quais são ricos em silício e alumínio e pouco intemperizados. Com Ki ainda maior que 2,2, mas com o Kr menor que 0,75, ocorrem os solos fersialíticos que também são solos mineralogicamente pouco intemperizados com elevado teor de ferro e silício. Os solos que possuem Ki menor que 2,2 e o Kr maior que 0,75 são os chamados alíticos, que possuem pouco silício e muito alumínio e já são mais intemperizados. Por último têm-se os solos com Ki menor que 2,2 e Kr menor que 0,75 resultando nos solos ferralíticos, os quais possuem pouco silício, muito alumínio e ferro, sendo muito intemperizados.

Deste modo, ao observar as colunas referentes à Ki e Kr na tabela 8, percebe-se que todos os horizontes diagnósticos (horizontes Bw) de todos os perfis de solo analisados neste trabalho obtiveram Ki menor que 2,2 e Kr menor que 0,75. Assim, todos

os perfis de solo são classificados como ferralíticos, caracterizando-se por haverem retirada de silício, acúmulo de alumínio e ferro e por serem muito intemperizados. À medida que o solo envelhece, há uma tendência de o silício ser removido (dessilicatização) e do alumínio e do ferro se acumularem residualmente, sendo este um processo pedogenético típico da latossolização (JACINTHO et. al.,2006).

Deste modo, é possível afirmar que nestes solos está ocorrendo um processo de dessilicatização, havendo a remoção de silício durante a meteorização. Salgado (2002: p. 69), ao estudar a bacia do Córrego Rio Grande na Depressão de Gouveia, onde está inserida a bacia do Córrego dos Pereiras e a vertente estudada neste trabalho, identificou altas teores de sílica (dióxido de silício - SiO₂) nas águas dos canais fluviais.

Tabela 8: Dados de ataque sulfúrico e Ki e Kr dos quatro perfis de solo estudados neste trabalho.

HORIZONTES		ELEMENTOS %			RELAÇÃO MOLECULAR	
Símbolo	Prof. (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ki	Kr
PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)						
A1	0 - 20	11,775	20,335	3,193	0,98	0,89
A2	20 - 38	13,436	21,136	2,943	1,08	0,99
AB	38 - 60	14,678	30,315	3,767	0,82	0,76
Bw	60 - 123	14,704	38,391	4,557	0,65	0,60
BC	123 - 200	16,156	38,319	4,441	0,71	0,66
PERFIL2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)						
A	0 - 36	15,439	35,007	5,341	0,75	0,68
AB	36 - 69	16,282	35,657	5,422	0,77	0,70
Bw1	69 - 146	16,029	41,053	5,849	0,66	0,61
Bw2	146 - 200	16,822	46,762	8,859	0,61	0,54
PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)						
A1	0 - 29	13,461	36,100	11,042	0,62	0,52
A2	29 - 49	14,674	38,848	11,528	0,64	0,54
AB	49 - 70	15,117	42,641	12,522	0,60	0,50
Bw1	70 - 118	12,580	44,256	13,263	0,48	0,40
Bw2	118 - 200	16,560	47,700	13,419	0,59	0,50
PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)						
A1	0 - 35	14,084	33,123	10,530	0,72	0,60
A2	35 - 52	14,361	35,664	11,599	0,68	0,56
AB	52 - 81	16,329	36,719	10,506	0,75	0,63
Bw1	81 - 164	16,714	37,410	11,711	0,75	0,63
Bw2	164 - 200	16,774	37,434	11,272	0,75	0,63

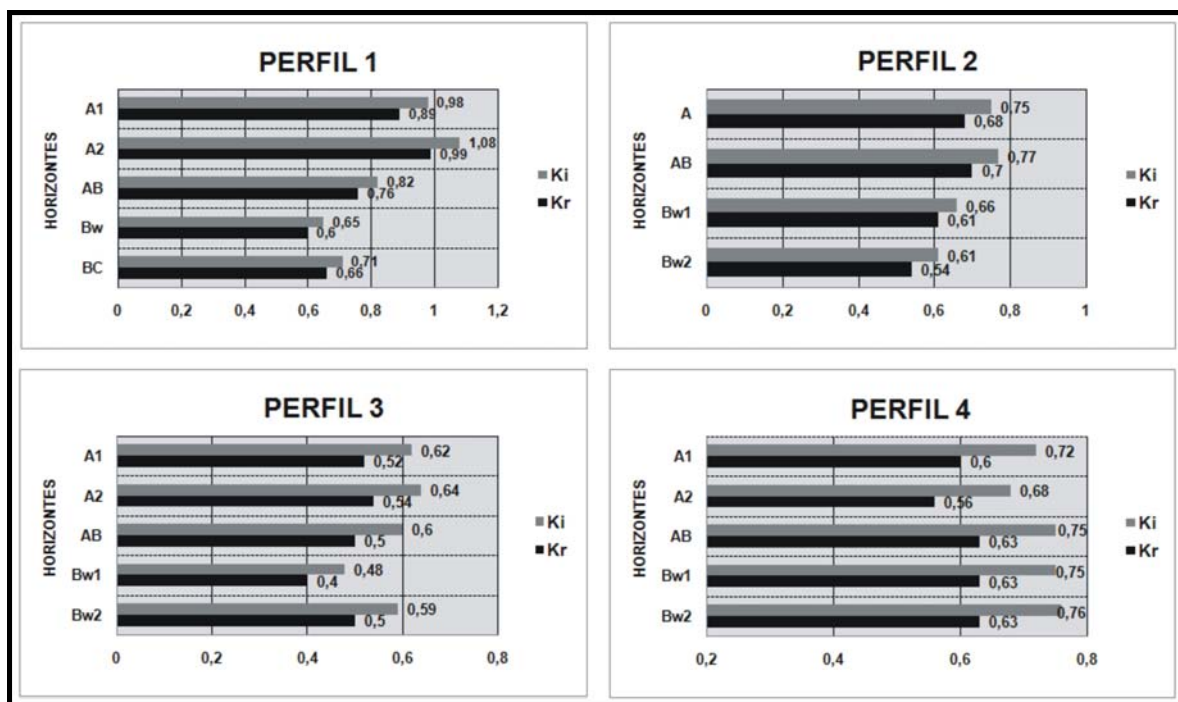


Figura 29: Tendência à diminuição dos valores de Ki e Kr à medida que se aprofunda nos perfis de solo.

Segundo este autor, “os valores de sílica presente nas amostras analisadas podem ser considerados altos”, pois a média de todos os pontos amostrados da Bacia do Córrego Rio Grande e em todas as campanhas é de 13,3 mg/l, enquanto que a taxa média mundial de sílica dissolvida em cursos fluviais é de 10,4 mg/l (SUMMERFIELD, 1991). Taxas iguais ou mais elevadas de sílica do que as encontradas na Bacia do Córrego Rio Grande só ocorrem em bacias hidrográficas que possuem parte significativa de sua área em cinturões orogênicos (SALGADO, 2002).

Quanto ao comportamento anual da taxa de desnudação geoquímica de sílica para a Bacia do Córrego Rio Grande, este autor diz que a variação anual é extremamente pequena, explicada em razão de que a sílica em áreas com manto de intemperismo bem desenvolvido é extremamente resistente aos processos de intemperismo químico (GERRARD, 1994 apud SALGADO, 2002).

Deste modo, o que explica as altas taxas deste óxido nos cursos d’água durante todo ano é o fluxo subsuperficial. Mesmo durante a estação mais seca é suficiente para exportar do manto de intemperismo parte considerável dos íons de sílica que estão sendo produzidos. Estas taxas são maiores até mesmo que os teores de bases, comprovando a pobreza dos solos e colaborando ainda mais para afirmar o alto grau de desenvolvimento do manto de intemperismo da região.

Diferentemente da química total, o SiO₂ encontrado por ataque sulfúrico da fração argila tem um tendência em aumentar o seu teor nos horizontes inferiores. Já o teor de

Al_2O_3 , esse aumento ocorre nas duas análises. Isso pode ser explicado, como já afirmado anteriormente, da fração argila ser composta essencialmente de silicatos hidratados de alumínio (aluminossilicatos) (MONIZ, 1972b) e aos fluxos subsuperficiais, que promovem um processo de alteração mineralógica mais intensa nesses horizontes, fazendo assim com que haja uma predominância de minerais secundários.

Similarmente ao SiO_2 e Al_2O_3 , os teores de Fe_2O_3 tendem a aumentarem nos horizontes inferiores, sugerindo uma possível acumulação por iluviação de aluminossilicatos ricos em ferro e/ou por acumulação residual. Os teores de Fe_2O_3 da fração argila, semelhantemente aos dados de química total, também variam lateralmente pela topossequência, principalmente no que se referem os litopedodomínios. O perfil 3, originado de metabásica, foi o que obteve os maiores valores, onde os horizontes inferiores possuem teor de Fe_2O_3 em torno de 13 %, seguido pelo perfil 4 por volta de 11 %, perfil 2 variando entre 5,8 e 8,8 % e perfil 1, originado de xisto, com teor a cerca de 3,7%.

Conforme Embrapa (2006), solos com baixo teor de óxidos de ferro, ou seja, menores que 8 % são classificados como hipoférricos e os que possuem um médio teor, variando entre 8 e 18 % são mesoférricos. Já os que possuem teor de óxidos de ferro alto, entre 18 e 36 % são classificados como férricos e os solos com teor muito alto, maior que 36 % são classificados como perférricos.

Deste modo, ao avaliar os solos estudados neste trabalho, verifica-se que o perfil 3 (Latosolo Vermelho) e o perfil 4 (Latosolo Amarelo) são considerados mesoférricos. Diniz (2002) classificou alguns Latossolos Vermelhos da região de Gouveia como Distroférrico, ou seja, Latossolo Vermelho com saturação de bases menor que 50 % e teor de óxido de ferro entre 18 e 36 % (férricos). No entanto, considerando que os solos da região de Gouveia em geral obtêm baixos valores de saturação de bases, os perfis 3 e 4, no qual obtiveram teores de óxidos de ferro entre 8 e 18 % (mesoférrico), podem ser classificados como Latossolo Vermelho Distrófico e Latossolo Amarelo Distrófico (EMBRAPA, 2006), respectivamente.

Já o perfil 1 e 2, por obterem valor de óxido de ferro em média menor que 8 %, são considerados como hipoférricos. No entanto, o horizonte Bw2 do perfil 2 foi classificado como mesoférrico, por obter 8,8 % de teor de óxido de ferro. Essa informação é importante, pois como verificados nas análises morfológicas, esse horizonte foi classificado com cor 2,5 YR, diferente dos horizontes sobrejacentes e a mesma do perfil 3, onde detectou-se a influência da metabásica na sua origem.

5.4.5 Mineralogia

Pelo fato das amostras terem sido analisadas em sua constituição total, de forma que refletissem todas as frações que a constituem (minerais primários e secundários), os resultados mostram a quantificação proporcional dos principais minerais, com destaque para: quartzo; gibbsita; caolinita; muscovita; e alguns outros minerais com menor proporção, como hematita, goethita, rutilo e anatase (Tabela 9 e Figura 30).

De forma expressiva, o quartzo é o mineral predominante em todos os horizontes de todos os perfis de solo. Isto é comum em solos bastante intemperizados como os Latossolos, pelo fato do quartzo ser o mineral silicatado mais estável (TAN, 1982), o último mineral a cristalizar-se, sendo o mineral comum mais resistente ao intemperismo (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2000).

O perfil 1 foi o que obteve os maiores valores deste mineral, com teor que chega 69,2 % no horizonte A1, enquanto que nos outros perfis este teor atinge no máximo 56,4 % no horizonte A2 do perfil 3. É importante verificar que em todos os perfis há uma tendência à diminuição no teor de quartzo nos horizontes subsuperficiais, o que coincide com os dados da análise de química total, a qual o perfil 1 também obteve os maiores valores de SiO₂ e os seus teores decaem nos horizontes inferiores, levando a crer que parte considerável da sílica presente nestes solos está na forma de quartzo.

Apesar de o quartzo ser destacado pela sua alta resistência ao intemperismo, há de se considerar, entretanto, que ele não é inalterável. Em condições de clima tropical muito agressivas, o intemperismo químico pode dissolvê-lo (TOLEDO, OLIVEIRA e MELFI, 2000). Moniz (1972c) afirma que o intemperismo dos minerais em regiões tropicais pode ser explicado pelo processo de remoção da sílica, em que as remoções das bases fazem com que os minerais do tipo 2:1 percam a estabilidade e com isso a dessilicatização se intensifica, iniciando a formação de caolinita.

De acordo com Oliveira (2005), valores das relações moleculares K_i e K_r são utilizados para distinção de solos, podendo inferir quanto à sua composição mineralógica e assim classificá-los em caulíníficos (K_i e $K_r > 0,75$), oxídicos ($K_r < 0,75$) e gibbsíticos (K_i e $K_r \leq 0,75$).

Os perfis 2, 3 e 4, com exceção do horizonte AB do perfil 2 (0,77), obtiveram valores de K_i e K_r menores e iguais a 0,75, sendo assim caracterizados como gibbsíticos. No perfil 1 os valores de K_i e K_r dos horizontes superficiais são consideravelmente maiores que 0,75, caracterizados como caulíníficos. Mas é importante ressaltar que mesmo os horizontes superficiais apontarem o perfil 1 como o menos intemperizado da toposequência, é um solo, de modo geral, considerado com um índice de intemperização elevado, pois o seu horizonte Bw é gibbsítico (K_i e $K_r < 0,75$).

Tabela 9: Dados de mineralogia dos quatros perfis de solo estudados neste trabalho.

HORIZONTES		MINERALOGIA %							
Símb.	Prof. (cm)	Quartzo	Gibbsita	Caolinita	Muscovita	Hematita	Goethita	Rutilo	Anatase
PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)									
A1	0 - 20	69,2	11,3	12,8	6,4	-	-	0,3	-
A2	20 - 38	68,8	12	9,2	9,9	-	-	0,1	-
AB	38 - 60	60,8	15,4	16,1	7,7	-	-	0,1	-
Bw	60 - 123	58	18,4	15,9	7,6	0,2	-	-	-
BC	123 - 200	47,6	15,9	24,9	11,4	0,2	-	-	-
PERFIL2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)									
A	0 - 36	49,6	28,6	21,7	-	-	-	-	-
AB	36 - 69	47,8	30,6	21,1	-	-	-	-	-
Bw1	69 - 146	43,5	29,5	18,6	0,4	-	-	-	-
Bw2	146 - 200	41,1	33,5	17,3	7,6	0,5	-	-	-
PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)									
A1	0 - 29	51,4	24,4	23,6	-	0,6	-	-	-
A2	29 - 49	56,4	22	17,8	-	0,4	3,4	-	-
AB	49 - 70	44,8	25,5	28,8	-	0,8	-	-	-
Bw1	70 - 118	45	32,1	15,6	-	0,9	6,4	-	-
Bw2	118 - 200	32,8	36,6	25,5	-	1,8	-	-	3,2
PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)									
A1	0 - 35	42,2	23	15,3	19,1	-	-	-	-
A2	35 - 52	50,3	15,6	16,7	17,4	-	-	-	-
AB	52 - 81	48,8	18,6	11,3	21,6	-	-	-	-
Bw1	81 - 164	39,9	20,6	15	24,6	-	-	-	-
Bw2	164 - 200	48,8	18,3	14,5	18,4	-	-	-	-

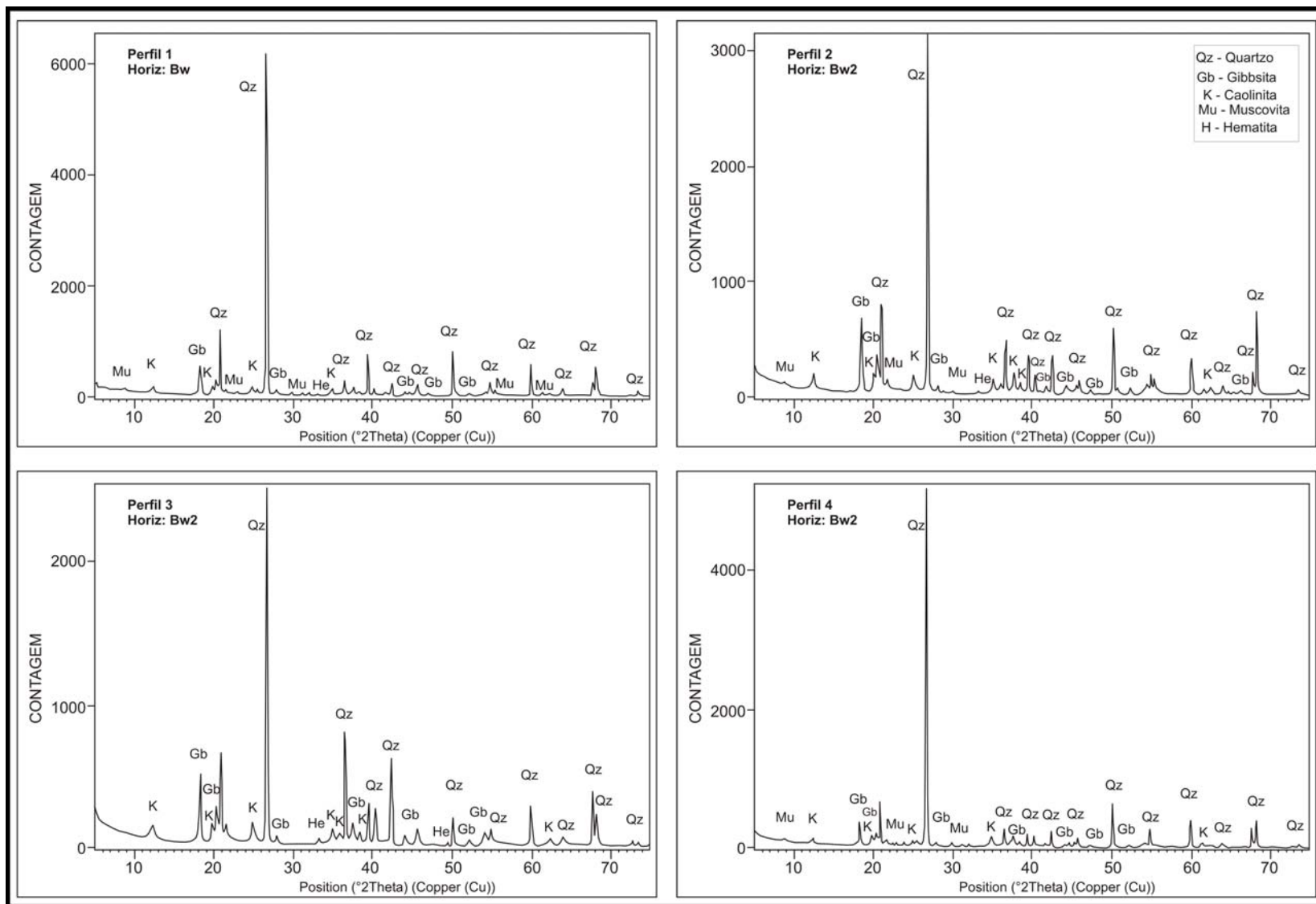


Figura 30: Difratomogramas de raios X de alguns horizontes dos quatro perfis de solo da topossequência.

Essas afirmações podem ser confirmadas pelos dados mineralógicos da tabela 9 supracitada. Os mesmos perfis 2, 3 e 4, obtiveram teores de gibbsita elevados, maiores que os teores de caolinita, verificando-se um estágio avançado de lixiviação e alitização. Oliveira e Jiménez-Rueda (1996) afirmam que a simples presença da gibbsita já caracteriza o solo por um processo de alitização. Isso, porque em condições de lixiviação muito forte, ocorre uma dessilicatização completa (alitização) e a própria caolinita se torna instável e se decompõe, formando-se hidróxidos de alumínio (gibbsita) (MONIZ, 1972c).

Assim, o fato desses três perfis apresentarem valores de gibbsita maiores que os de caolinita, permite considerar que estes solos estão sofrendo um processo avançado de alitização. Já o perfil 1, que apresenta valores desse mineral proporcionais ao de caolinita, caracteriza-se por sofrer um estágio intermediário de alitização, sendo considerado o perfil de solo menos desenvolvido ou mais rejuvenescido da topossequência.

A muscovita foi identificada em todos os horizontes dos perfis 1 e 4 e também nos dois horizontes inferiores do perfil 2, enquanto que no perfil 3 não foi encontrado esse mineral. Isso corrobora para a afirmativa de Figueiredo (1999), de que em Gouveia a muscovita é bem detectada no solo de xisto e menos evidenciada nos solos originados de metabásica. De acordo com Dana (1974), a muscovita é muito comum nas rochas metamórficas, como o xisto, formando o constituinte principal em certos micaxistos.

No que se refere aos óxidos de ferro, são produtos do processo avançado de intemperismo. Em solos altamente intemperizados de regiões tropicais e subtropicais, notadamente os Latossolos, a goethita e a hematita são os óxidos de ferro dominantes e estão relacionados com evolução desses solos (INDA JUNIOR e KÄMPF, 2005).

Considerando que os quatro perfis de solo da topossequência estudada neste trabalho são Latossolos, com certeza há a presença de óxidos de ferro em todos os horizontes de todos os perfis, principalmente a goethita, que é formada por menor concentração de ferro (10^{-42} g/kg). A hematita é formada por maior concentração de ferro (10^{-38} g/kg) e a sua presença se dá em solos com pequena atividade da água, marcadamente vermelhos devido ao seu alto poder de colorir, estando ausente em solos amarelos.

No entanto, o levantamento mineralógico dos solos estudados neste trabalho foi feito em sua constituição total e não detalhadamente por cada fração, fazendo com que esses óxidos fossem encontrados somente em alguns horizontes onde as concentrações são mais elevadas.

A goethita só foi identificada em dois horizontes (A2 e Bw1) do perfil 3. A hematita é identificada de forma mais expressiva também no perfil 3, onde em todos os horizontes é detectada a sua presença, sendo a responsável pela coloração acentuadamente avermelhada desse solo. Ela também foi encontrada no perfil 1 e 2, chamando a atenção este último pelo fato de ter sido encontrado somente no horizonte Bw2, onde detectou-se uma cor mais vermelha e um teor de ferro da sua fração coloidal (ataque sulfúrico) maior que dos horizontes sobrejacentes, coincidindo com os dados morfológicos e granulométricos, considerando uma provável influência de rocha metabásica em subsuperfície na formação e composição desse horizonte.

5.4.6 Razão Zr/Quartzo e Zr/Ti

Os elementos Zr e Ti e o mineral quartzo, devido à sua grande estabilidade frente aos processos intempéricos, têm sido utilizados como indicadores da quantidade de material de origem que foi intemperizado para produzir determinado volume de solo, bem como para indicar a ocorrência de descontinuidade litológica e sedimentação de material alóctone no perfil de intemperismo (MARSHAL, 1940; CHAPMAN e HORN, 1968; SUDOM e ST. ARNAUD, 1971; LUZ, OLIVEIRA e JIMÉNEZ-RUEDA, 1996; MOREIRA e OLIVEIRA, 2008).

Observando a distribuição dos constituintes pouco móveis dos quatro perfis de solo da topossequência, verifica-se uma tendência ao aumento das concentrações de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e ZrO_2 nos horizontes inferiores, diferentemente do quartzo, que tem uma tendência a diminuir. Com o objetivo de verificar uma possível descontinuidade litológica e/ou contribuição de material externo na formação dos solos, foi analisada a relação entre zircônio/quartzo e zircônio/titânio nos horizontes dos solos estudados.

É importante ressaltar, com exceção do perfil 1, o solum dos outros três perfis da topossequência são muito profundos. De acordo com levantamentos de campo eles estão entre 4 a 5 metros de profundidade (verificados na voçoroca), dificultando o acesso ao Horizonte C (saprolito) e não sendo possível coletar amostras que obtivesse as características da rocha original preservadas.

Deste modo, as duas razões aplicadas nos três perfis (P2, P3 e P4) a jusante do perfil 1, para verificar possíveis descontinuidades litológicas e/ou a existência de materiais transportados, só foram feitas nos 2 metros de profundidades abertos nas

trincheiras, não possibilitando comparar o material de origem em subsuperfície com o solum em superfície, como indicado por alguns autores (MARSHAL, 1940; SUDOM e ST. ARNAUD, 1971; e LUZ, SANTOS e MERMUT, 1992). No entanto, foi possível chegar ao horizonte BC do perfil 1, guardando ainda algumas características da rocha original. Por estar situado em alta vertente (interflúvio), seus valores serviram de referência, pois a sua posição no relevo não possibilita a existência de material transportado.

Ao comparar os desvios dos valores da razão Zr/quartzo e Zr/Ti entre os perfis e tomando como referência os valores do perfil 1, percebe-se, apesar de uma relativa variação na porcentagem, uma semelhança nas características das curvas de desvio das duas razões dos perfis de média e baixa vertente com o de alta vertente. Nenhum dos perfis apresentou mudanças abruptas de valores, em que o maior porcentual de desvio de valor atingido entre um horizonte e outro em cada perfil foi de 55% (Tabela 10 e Figura 31).

Tabela 10: Valores da razão Zr/quartzo e Zr/Ti dos quatro perfis de solo estudados em topossequência.

HORIZONTES		SOLO TOTAL			RAZÃO	
Símbolo	Prof. (cm)	Quartzo %	ZrO ₂ %	TiO ₂ %	Zr/Quartzo (x10 ⁴)	Zr/Ti (x10 ²)
<u>PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)</u>						
A1	0 - 20	69,2	0,037	0,476	5,34	7,77
A2	20 - 38	68,8	0,037	0,496	5,37	7,46
AB	38 - 60	60,8	0,043	0,534	7,07	8,05
Bw	60 - 123	58	0,045	0,655	7,76	6,87
BC	123 - 200	47,6	0,040	0,560	8,40	7,14
<u>PERFIL2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)</u>						
A	0 - 36	49,6	0,036	0,724	7,26	4,97
AB	36 - 69	47,8	0,034	0,874	7,11	3,89
Bw1	69 - 146	43,5	0,035	0,682	8,04	5,13
Bw2	146 - 200	41,1	0,037	0,849	9,00	4,36
<u>PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)</u>						
A1	0 - 29	51,4	0,036	1,259	7,00	2,86
A2	29 - 49	56,4	0,039	1,472	6,91	2,65
AB	49 - 70	44,8	0,043	1,540	9,60	2,79
Bw1	70 - 118	45	0,046	1,611	10,22	2,85
Bw2	118 - 200	32,8	0,050	1,522	15,24	3,28
<u>PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)</u>						
A1	0 - 35	42,2	0,040	1,215	9,48	3,29
A2	35 - 52	50,3	0,045	1,084	8,94	4,15
AB	52 - 81	48,8	0,037	1,002	7,58	3,69
Bw1	81 - 164	39,9	0,048	1,186	12,03	4,04
Bw2	164 - 200	48,8	0,046	1,242	9,42	3,70

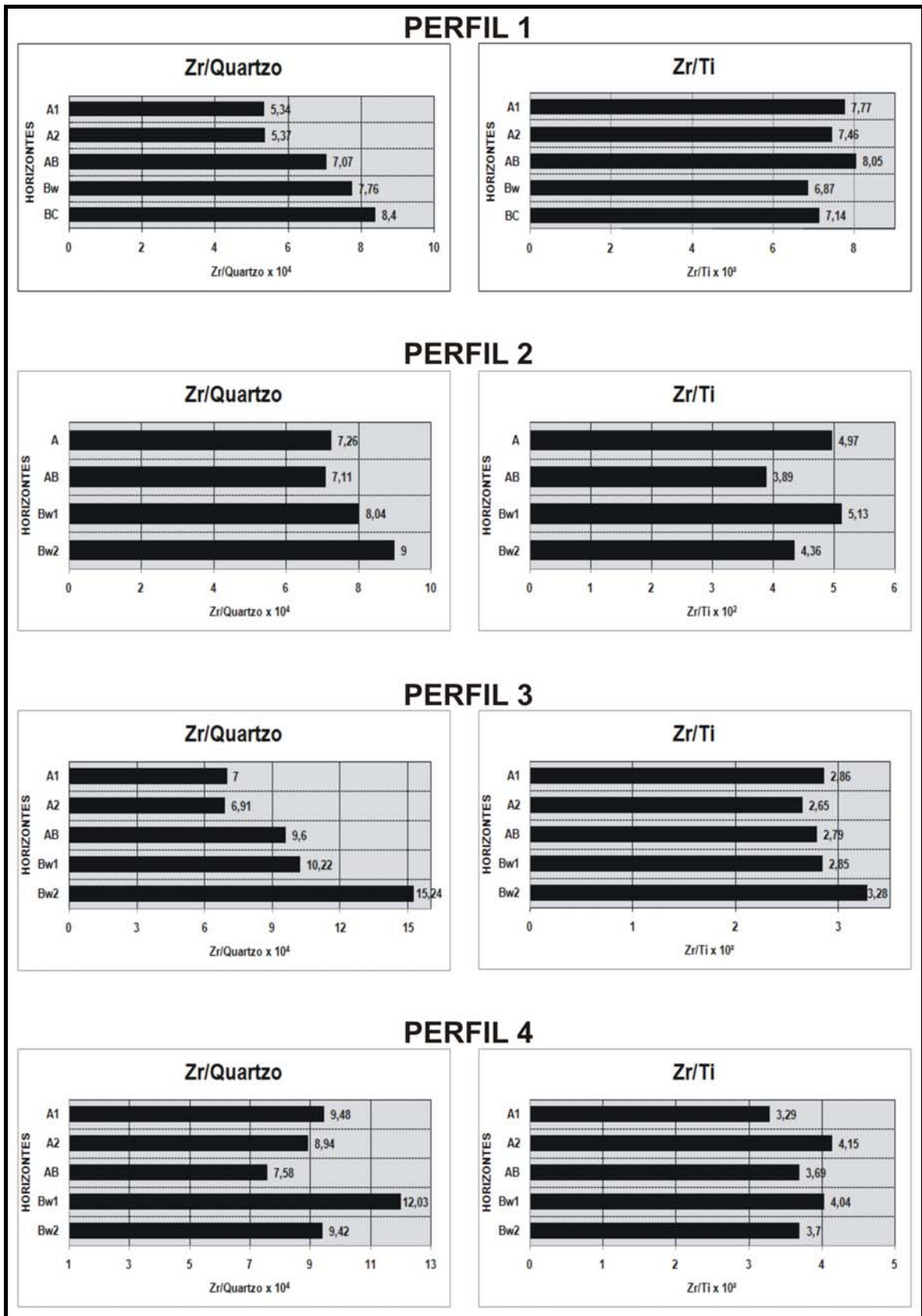


Figura 31: Gráficos das razões Zr/quartzo e Zr/Ti aplicadas nos quatro perfis de solo analisadas em topossequência neste trabalho.

Verifica-se que a razão Zr/quartzo apresenta um aumento constante entre os horizontes superiores e inferiores de três dos quatro perfis analisados, demonstrando uma correlação entre eles e levando a crer que não há contribuição de material externo ou evidência de alguma descontinuidade litológica. Os valores dessa razão apresentaram uma regularidade, demonstrando uma homogeneidade do manto de intemperismo da toposequência.

Ao longo do perfil 1, a maior discrepância encontrada nestes valores foi entre o horizonte A1 e o BC, diferindo entre si em 36,4%, enquanto que entre o horizonte Bw e BC essa diferença é somente de 7,6%. Já o perfil 3, obteve diferenças nos valores um pouco mais expressivas, observando que a diferença na razão Zr/quartzo entre o horizonte A2 e Bw2 foi de 54,6%, a maior encontrada na toposequência, mas cabendo ressaltar que o primeiro é um horizonte mais superficial e o outro mais subsuperficial. O perfil 2, junto com os dois anteriores, foi também o que obteve uma regularidade no valores desta razão, pois a maior diferença encontrada foi de 26,5% entre o horizonte AB e B, havendo valores bem mais baixos, como o encontrado entre os horizontes AB e A1 com somente 2,11%. O perfil 4 foi o único que não obteve uma regularidade em seus valores ao longo do perfil, mas não sendo suficiente para considerar a presença de material transportado e nem mesmo alguma descontinuidade litológica, pois a maior diferença de valor da razão Zr/quartzo foi encontrada entre o horizonte AB e Bw1, com 36,9% apenas.

Chapman e Horn (1966) e Oliveira e Jiménez-Rueda (1996) utilizaram a proposição de que Zr e Ti comumente exibem tendências similares e uniformes através de um perfil de solo. Diversos critérios têm sido propostos na literatura com vistas à identificação de descontinuidades que possam atestar a presença de materiais transportados utilizando a relação entre esses elementos. Chapman e Horn (1966) e Maynard (1992) propõem que se a relação Zr/Ti tiver um desvio maior que 100% a partir da rocha original, para materiais muito intemperizados, provavelmente há a presença de algum material alóctone. Já Touni, Eggleton e Taylor (2003) relatam que para sugerir sedimentação de material alóctone associada com um acréscimo de material de outras origens é preciso identificar mudança abrupta e aumento dos valores da razão Zr/Ti em direção ao topo do solo.

No entanto, Cruz (2006) identificou em uma vertente do Córrego do Quebra, situada também na Depressão de Gouveia e vizinha a sub bacia estudada neste trabalho, esses três critérios. Através das características das curvas de valores da razão Zr/Ti pôde afirmar que a cobertura superficial existente na vertente é composta por material alóctone. Ele percebeu uma tendência de acréscimo dos valores nos perfis superficiais,

juntamente com algumas mudanças abruptas e valores de desvio dessa razão maiores que 100% entre determinados horizontes de alguns perfis.

Os dados da relação Zr/Ti dos quatro perfis de solo estudados na topossequência neste trabalho, diferentemente do observado por Cruz (op. Cit.), apresentaram valores que levam a crer que o material que cobre toda topossequência é autóctone. Apesar dos valores não demonstrarem uma regularidade e assim não deixar claro uma tendência de variação entre a parte superior e inferior dos perfis, não foi verificada nenhuma mudança abrupta entre horizontes de nenhum perfil e todos os valores de desvio entre horizontes se apresentaram consideravelmente menores que 100% (Tabela 10 e Figura 32). No perfil 1 o maior valor de desvio foi encontrado entre os horizontes Bw e AB com 14,65%, no perfil 2 foi onde obteve o maior valor desvio da razão Zr/Ti da topossequência, com 24,1% entre os horizontes AB e Bw1, no perfil 3 foi entre os horizontes A1 e Bw1 com 19,2% e no perfil 4 foi entre os horizontes A1 e A2 com 20%.

Para Oliveira (2005), descontinuidade litológica são diferenças significativas na natureza litológica identificadas entre horizontes do solo, refletidas principalmente na composição granulométrica e na mineralogia, podendo acrescentar a composição química e características morfológicas. Alguns autores alertam para o fato de serem necessários vários parâmetros para discriminar com segurança a presença de descontinuidade litológica (Schaeztl, 1998).

Apesar dos dados proporcionados pela razão Zr/quartzo e Zr/Ti, assim como os de Ki e Kr e ΔpH , demonstrarem valores que não são capazes de afirmar a presença de alguma descontinuidade litológica no perfil 2, alguns dos dados morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos levam a outra afirmação. Com a cor mais avermelhada (2,5 YR), índices de óxido de ferro (ataque sulfúrico) e de argila marcadamente maiores que dos horizontes sobrejacentes e a identificação da hematita, levam a crer que o horizonte Bw2 do perfil 2 tenha uma maior influência da rocha metabásica em sua formação que os horizontes sobrejacentes, que são influenciados principalmente por xisto. Assim, considera-se que neste ponto da vertente haja uma descontinuidade litológica, mas não proporcionada pela sedimentação de material alóctone originado por outro tipo de rocha e sim por haver onde abriu esse perfil um contato litológico entre xisto e metabásica em subsuperfície (rever Figura 27, página 72).

Cabe ressaltar, que os valores comparativos entre os horizontes superiores e o Bw2 não são discrepantes, onde o contato litológico encontrado no perfil 2 não é abrupto. Com isso, entende-se que após processos pedogenéticos constantes (eluviação e iluviação), o horizonte Bw2 ficou marcado por uma mistura de material advindo de dois tipos rochosos, em que as suas características (cor, teor de ferro e argila) levam a entender que tenha maior influência da rocha metabásica em sua composição.

5.5 MICROMORFOLOGIA DOS SOLOS

Castro (2002) considera que a micromorfologia de solos é uma técnica de observação que, por si só, não responde a todos os problemas levantados numa pesquisa pedológica, tornando-se assim imprescindível a consideração dos resultados analíticos obtidos por outras técnicas, ou seja, é de grande importância que os resultados adquiridos por essa técnica sejam cruzados com os dados do levantamento de campo e os de laboratório. Para Resende et al. (1995), um estudo micromorfológico deve estar sempre associado ao levantamento do perfil do solo e da paisagem da qual faz parte.

Assim, após as descrições das características morfológicas (dados de campo) e dos dados de laboratório (análises físicas, químicas e mineralógicas), apresenta-se neste tópico as características micromorfológicas dos quatro perfis de solo identificados na topossequência (Tabela 11). O objetivo será demonstrar o estudo detalhado das microorganizações pedológicas, ou seja, dos constituintes dos agregados dos horizontes de solo e de suas relações, seu grau de preservação face às adições ou perdas, contribuindo para importantes deduções a respeito dos processos pedogenéticos e morfogenéticos envolvidos.

5.5.1 Proporção entre Esqueletos, Plasma e Poros

Como já verificados em todas as análises demonstradas anteriormente, todos os perfis, mesmo quando originado por material de origem diferente, possuem uma relativa semelhança entre suas características. Ao verificar a tabela 12, referente às proporções de esqueleto, plasma e poro, atribuídas visualmente pelo microscópio ótico, é possível perceber que em todos os quatro perfis de solo da topossequência há uma tendência da proporção do plasma aumentar em subsuperfície, denotando um adensamento na estrutura do solo.

Com relação ao esqueleto, diferentemente do plasma, foi verificado uma ligeira tendência a menor concentração nos horizontes inferiores nos perfis 3 e 4. Já os poros, tendem a diminuir proporcionalmente ao aumento do plasma nos horizontes inferiores em todos os perfis. Essas observações estão condizentes com os resultados das análises granulométricas, verificando um aumento no teor de argila à medida que se aprofunda nos perfis de solo, caracterizando um processo de movimentação vertical de material coloidal e processo intempérico mais intenso em subsuperfície, explicando o aumento do plasma e a diminuição dos poros.

Tabela 11: Características micromorfológicas das lâminas delgadas dos solos estudados em topossequência neste trabalho.

HORIZONTES		PEDALIDADE		TRAMA	Poros	FUNDO MATRICIAL Esqueletos	Plasma	FEIÇÕES PEDOLÓGICAS
Símbolo	Prof. (cm)	Desenvolvimento	Acomodação					
<u>PERFIL 1: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Alta Vertente)</u>								
A1	10 - 15	Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Pápula; e Agrotúbulos
A2	25 - 30	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	-----
AB	43 - 48	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedoporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	-----
Bw	85 - 90	Moderado	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Agrotúbulos
Bw/BC (Trans)	133 - 138	Fraco a Moderado	Não Acomodado	Pórfiro - enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos argilo-férricos; e Agrotúbulos
BC	170 - 175	Moderado	Não Acomodado	Pórfiro - enáulica	Pedoporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos argilo-férricos
<u>PERFIL 2: LATOSSOLO VERMELHO – AMARELO (Média/Alta Vertente)</u>								
A	24 - 29	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	
AB	55 - 60	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Agrotúbulos
Bw1	106 - 111	Moderado	Não Acomodado	Enáulica	Pedoporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	
Bw2	165 - 170	Moderado	Não Acomodado	Pórfiro – enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Agrotúbulos

PERFIL 3: LATOSSOLO VERMELHO (Média Vertente)

A1	13 - 18	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos
A2	31 - 36	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos
AB	50 - 55	Moderado	Não Acomodado	Enáulica	Pedoporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos; e Agrotúbulos
Bw1	83 - 88	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedoporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos; e Isotúbulos
Bw2	138 - 144	Moderado	Não Acomodado	Pórfiro – enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos; e Agrotúbulos

PERFIL 4: LATOSSOLO AMARELO (Baixa Vertente)

A1	14 - 21	Moderado a Forte	Não Acomodado	Enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos; e Agrotúbulos
A2	42 - 47	Moderado	Não Acomodado	Pórfiro – enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos; Excrementos e Agrotúbulos
AB	60 - 65	Moderado	Não Acomodado	Pórfiro – enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos; Excrementos; e Agrotúbulos
Bw1	98 - 103	Moderado	Não Acomodado	Pórfiro – enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos; e Agrotúbulos
Bw1(II)	136 - 141	Moderado	Não Acomodado	Pórfiro – enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos e argilo-férricos; Agrotúbulos e Isotúbulos
Bw2	172 - 177	Fraco a Moderado	Não Acomodado	Pórfiro – enáulica	Pedo e Bioporos	Quartzos, micas, feldspatos e fragmentos de xisto	Silassépica	Nódulos férricos e argilo-férricos; e Agrotúbulos

Tabela 12: Distribuição relativa do esqueleto, plasma e poro das lâminas delgadas dos horizontes dos quatro perfis de solos da toposequência estudada neste trabalho.

HORIZONTES		ESQUELETO	PLASMA	PORO
Símbolo	Prof. (cm)	%	%	%
<u>Perfil 1: Latossolo Vermelho – Amarelo (Alta Vertente)</u>				
A1	10 - 15	35	30	35
A2	25 - 30	35	30	35
AB	43 - 48	35	35	30
Bw	85 - 90	30	45	25
Bw/BC (Trans.)	133 - 138	35	45	20
BC	170 - 175	35	40	25
<u>Perfil 2: Latossolo Vermelho – Amarelo (Média/Alta Vertente)</u>				
A	24 - 29	30	35	35
AB	55 - 60	30	40	30
Bw1	106 - 111	30	35	35
Bw2	165 - 170	30	45	25
<u>Perfil 3: Latossolo Vermelho (Média Vertente)</u>				
A1	13 - 18	35	35	30
A2	31 - 36	35	35	30
AB	50 - 55	30	40	30
Bw1	83 - 88	30	35	35
Bw2	138 - 143	30	45	25
<u>Perfil 4: Latossolo Amarelo (Baixa Vertente)</u>				
A1	14 - 19	35	35	30
A2	42 - 47	35	35	30
AB	60 - 65	30	40	30
Bw1	98 - 103	30	45	25
Bw1(II)	136 - 141	30	45	25
Bw2	172 - 177	30	40	30

5.5.2 Pedalidade e Trama

Para Resende et al. (1995), o arranjo entre os grãos do esqueleto e o plasma formando unidades maiores, denomina-se *peds* (agregados) e se considerar os poros, denomina-se trama. Estes autores ainda afirmam que na análise dos *peds* é dada maior ênfase ao seu tamanho, forma e arranjo, ou seja, enfatiza-se a sua constituição física, denominada de pedalidade. De acordo com Castro (2002), a pedalidade é entendida a partir do grau de desenvolvimento da microestrutura e do seu grau de acomodação, aplicada somente a estruturas naturais.

Assim, o contraste nas proporções entre poros e plasma, identificadas verticalmente pelos perfis, é expresso também na pedalidade. Todos os horizontes de todos os perfis de solo são constituídos de material pédico, com graus de desenvolvimento da pedalidade variando de fraco a fraco/moderado nos horizontes inferiores, perpassando por moderado a moderado/forte nos horizontes intermediários e

moderado/forte a forte grau de desenvolvimento nos horizontes superficiais. Essas características ratificam um maior desenvolvimento da microestrutura no sentido da superfície dos perfis de solo, constatando que nos horizontes onde a pedalidade é mais desenvolvida há uma tendência a maior proporção de poros.

Quanto ao grau de acomodação, está diretamente relacionado com o grau de arredondamento dos agregados. Em todos os horizontes dos quatro perfis, os agregados foram classificados como arredondados a subarredondados, sendo assim classificados como não acomodados (BREWER, 1964 apud CASTRO, 2002).

Essa variação vertical entre plasma e poro também se expressa nas características da trama, podendo ser identificando dois tipos: enáulica; e pórfiro-enáulica. Essa classificação é baseada em Stoops e Jongerius (1975) apud Castro et. al. (2003), no qual o primeiro tipo é referente à material grosseiro e agregados de material fino distribuídos pelos espaços intersticiais sem preenchê-los completamente, marcado por empilhamento de microagregados (Figura 32 A) . O segundo é semelhante ao primeiro, diferenciando por constituir-se de microagregados menos desenvolvidos, havendo menor proporção de poros (Figura 32 B). Assim, ao analisar os quatro perfis, verificou-se, semelhantemente à pedalidade, uma tendência de se caracterizarem por pórfiro-enáulica nos horizontes inferiores e tornarem enáulica nos superiores.

5.5.3 Fundo Matricial

O fundo matricial corresponde ao material que se encontra no interior dos agregados elementares, constituindo-se de poros interagregados, esqueletos e plasma, no qual as suas características são descritas individualmente (CASTRO, 2002; RESENDE et. al., 1995; e FILIZOLA e GOMES, 2006). Essas características, semelhantemente a pedalidade e a trama, também são praticamente as mesmas em todos os horizontes dos quatro perfis da topossequência.

Os poros possíveis de serem vistos no microscópico ótico polarizante, possuem dimensões que variam de meso a macroporos (0,03 a 5 mm). Morfologicamente, baseando-se em Bullock et. al. (1985) apud Castro (2002), foram encontrados três tipos de poros: os formados por empilhamento entre agregados e esqueletos, classificados como intergranulares complexos e incluídos na classe genética dos pedoporos (Figura 32 C); os de forma mais arredondada a alongados, geralmente não intercomunicantes e denominados de cavidades (Figura 32 D), podendo ser tanto pedoporos como bioporos; e os poros do tipo canais, com seção alongada, circular ou arqueada, freqüentemente formadas por ação biológica, incluídos na classe dos bioporos (Figura 32 E). Muitas

vezes, foram verificados fragmentos de raízes associados aos poros do tipo cavidades e canais (Figura 32 F).

A análise das características dos esqueletos mostra que eles se apresentam moderadamente selecionados, pois 10 a 30% correspondem à distribuição de outras frações (FILIZOLA e GOMES, 2006). Mineralogicamente foram observados minerais de quartzo, muscovita, feldspatos e fragmentos de xistos em todas as lâminas delgadas analisadas.

Existem algumas variações nas características do quartzo, chamando a atenção para morfologia e morfoscopia. Todos variam em angular a subangular com face lisa ou trincada (Figura 32 G e H). Existem ainda os que se apresentam carcomidos por corrosão ou dissolução, formando pequenas cavidades em suas extremidades (cariados) (Figura 32 I), contribuindo para as afirmações de Toledo, Oliveira e Melfi (2000) de que o quartzo não é inalterável, pois, em condições de clima tropical muito agressivas, o intemperismo químico pode dissolvê-lo, demonstrando a alta intensidade dos processos intempéricos da região e o quanto os solos da topossequência são intemperizados. Muitos quartzos estão ferruginizados, apresentando deposição de óxidos e hidróxidos de ferro em sua superfície (Figura 32 I, J e L). É importante ressaltar que essas ferruginizações não se limitam somente ao esqueleto de quartzo, pois muitas vezes se estendem ao plasma não apresentando contato abrupto, revelando se tratar de um material autóctone (FIGUEIREDO et al., 2004).

Os feldspatos constituem um dos minerais mais comuns na superfície terrestre e por serem basicamente constituídos de silicatos duplos de alumina associados a elementos altamente solúveis como cálcio, potássio e sódio (GUERRA e GUERRA, 2003) são facilmente alteráveis quando em contato com a água. No entanto, apesar de uma proporção bem pequena, esse mineral ainda está presente no manto de intemperismo da topossequência. Ao observar as suas características nas lâminas delgadas através de luz polarizada, percebe-se um brilho desse mineral mais fosco que o do quartzo. Apresentam morfologias subangulares a subarredondadas, possuem clivagens e estão bastante carcomidos (Figura 32 M), demonstrando estarem sujeitos a um processo avançado de dissolução, ou seja, de alteração.

A muscovita se caracteriza por formar agregados fibrosos de escamas minúsculas, com um brilho sedoso (DANA, 1974) e colorido quando sujeita à luz polarizada com nícóis cruzados (Figura 32 N). Presentes em todas as lâminas delgadas, o grau de arredondamento das muscovitas e dos fragmentos de xistos (Figura 32 O) varia de subangular a subarredondado, estando sempre associadas ao plasma, revelando, também, uma característica autóctone do manto de intemperismo. Menezes (2006) ao analisar as formações superficiais em uma topossequência no Córrego do Quebra, na

Depressão de Gouveia, percebeu que os grãos de xisto e das muscovitas se encontravam dissociados do plasma, caracterizando-se assim esse material como alóctone.

Apesar da associação dos fragmentos de xisto e muscovita ao plasma e todas as outras análises revelarem um material originado *in situ*, ocorre a presença desse fragmento lítico e desse mineral nas lâminas delgadas de todos os horizontes do perfil 3 (Figura 32 N e O). Sendo este originado de rocha metabásica, que é constituída por outros tipos de minerais, não deveria apresentar muscovita em sua constituição (Almeida Abreu, 1989 e Knauer, 1990), o que faz considerar a ocorrência de movimentações e deposições de material pedológico superficialmente pela vertente.

Os processos morfogenéticos pluviais, que provocam o transporte desse material vertente abaixo, podem ser distinguidos em duas frentes de ação: a mecânica causada pelo impacto das gotas de chuva provocando a desagregação das partículas terrosas; e a ação do escoamento pluvial difuso, que desloca esse material desagregado a jusante, de forma lenta e suave, fazendo com que os processos pedogenéticos (eluviação e iluviação) ao longo do tempo incorporem esse material ao regolito, não sendo possível diferenciá-los nem mesmo por análises químicas e físicas, mas sendo possíveis de serem vistos pela micromorfologia, demonstrando a eficiência e importância deste método. Mas é importante considerar, que mesmo a evidência de uma possível movimentação lateral pela vertente, as baixas declividades e alta permeabilidade fazem com que a movimentação hídrica vertical predomine sobre a lateral, sendo atestado pela grande profundidade do manto de intemperismo.

Desse modo, é possível aferir a existência na topossequência de duas superfícies de planação, como proposto pela teoria da etchplanação (BÜDEL, 1982). A predominância de uma superfície de intenso intemperismo químico em subsuperfície, permitindo a formação de um espesso manto de intemperismo e outra em superfície marcada por processos mecânicos de escoamento pluvial. A ação superficial se daria, principalmente, no período chuvoso, caracterizado por um processo de erosão laminar que retira e desloca material já alterado por toda a vertente.

As estruturas plásmicas foram analisadas de acordo com Castro (2002), classificando-as por apresentarem orientação relativa, onde os cristais de plasma se organizam em domínios e demonstram uma transição ininterrupta (*continuum*). Por não apresentar separações plásmicas, obter o padrão de extinção pontuado e possuir domínios cintilantes, mas dificilmente identificáveis, foram classificadas como silassépicas, pertencente ao grupo das estruturas assépicas.

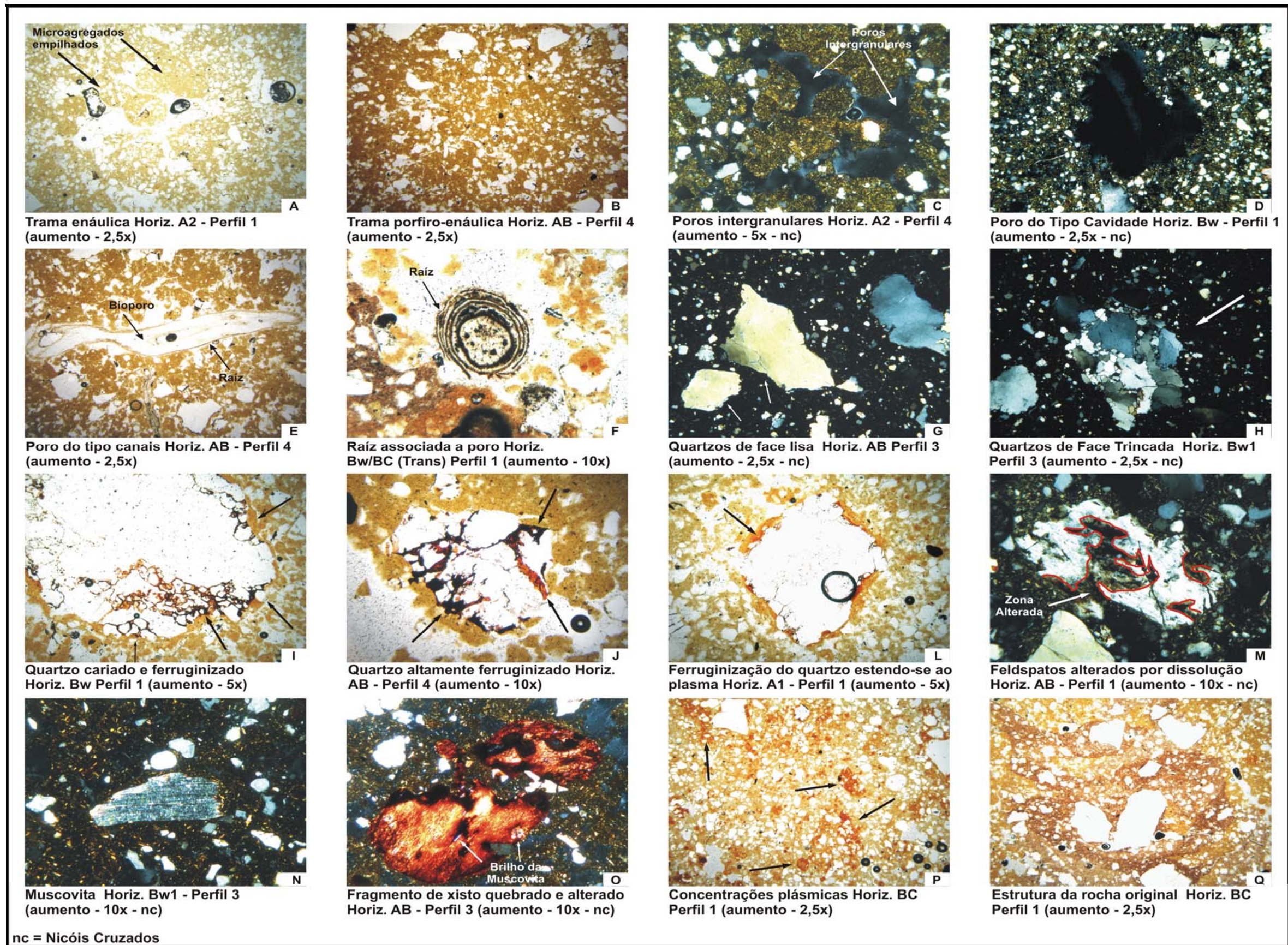


Figura 32: Fotos de algumas características micromorfológicas da pedalidade, trama e fundo matricial.

Foram verificadas algumas manchas vermelhas no plasma, principalmente nos horizontes inferiores de todos os perfis (Figura 32 P). De acordo com Menezes (2006), essas manchas são referentes a concentrações plásmicas formadas por deposição de argila advindas dos horizontes sobrejacentes. No perfil 1, observou-se, principalmente na lâmina referente a transição entre o horizonte Bw e o BC, intercalações de manchas vermelhas, marrons e amareladas no plasma, assemelhando-se a xistoides (Figura 32 Q). Isso levou a interpretar como preservação das estruturas originais do material de origem, que no caso deste perfil é o xisto. No que se refere à cor do plasma, em todos os horizontes dos quatro perfis, verificou-se as mesmas encontradas na descrição morfológica.

5.5.4 Feições Pedológicas

Feições pedológicas são unidades discretas reconhecíveis no solo que se distingue do material adjacente por diferenças na concentração de um ou mais componentes, como de uma fração granulométrica, matéria orgânica, cristais, componentes químicos ou da pedotrama (CASTRO, 2002; CASTRO et. al. (2003); e FILIZOLA e GOMES, 2006). De acordo com Brewer (1964) apud Castro (2002), as feições pedológicas podem ser herdadas da rocha original ou formadas por processos de deposição de material transportado, sendo classificados em: cutãs; subcutãs; pedotúbulos; glébulas; cristalárias; e excrementos. Algumas dessas feições foram identificadas entre os horizontes dos quatro perfis estudados na topossequência.

Pedotúbulos são feições de preenchimento e foram encontradas em todos os perfis, sendo que no perfil 3 foram encontradas em todos horizontes. De acordo com suas características constitutivas e arranjo interno, a maioria dos pedotúbulos encontrados foram classificados como agrotúbulos por constituir-se de esqueleto e plasma associados, formando agregados com distribuição relativa, em que seu preenchimento foi considerado como solto e contínuo (Figura 33 A). Na lâmina do horizonte Bw1 do perfil 3 e a do Bw1 (II) do perfil 4, além de agrotúbulos, também foram encontrados isotúbulos, caracterizados por constituir-se de grãos de esqueleto cimentados por plasma, sem formar agregados, marcados por possuírem um preenchimento denso (Figura 33 B).

A existência de pedotúbulos é sinal de uma grande atividade biológica nos solos, pois de acordo com Castro (2002), geralmente, eles são formados por animais do solo e por raízes, com posterior preenchimento por outros materiais. Para esta autora, especificamente os agrotúbulos, são formados pela fauna do solo. Como observado em

campo, foram encontrados em todos os perfis formigas e cupins, levando a crer que eles são os responsáveis pela sua formação.

Outra feição que denota a grande atividade biológica nesses solos, principalmente da fauna, é a existência de excrementos nos horizontes A2 e AB do perfil 4. Ainda de acordo com os critérios adotados pela autora supracitada, podem considerá-los como excrementos frescos, por estarem praticamente intactos, conservando a sua forma original e apresentando trama interna do tipo porfírica compactada (Figura 33 C).

As glébulas são feições pedológicas formadas por acumulações relativas de certos constituintes do plasma, que juntamente com os cutãs, são as mais importantes feições, por testemunhar processos pelos quais o material pedológico foi submetido (Castro, 2002). Processos como lixiviação e acumulação são fundamentais em sua formação, sendo imprescindíveis considerá-los. A classificação das glébulas foi feita baseando-se em Brewer (1964) apud Castro (2002), identificando dois tipos: nódulos e pápulas.

De acordo com Resende et al. (1995), nódulos são glébulas com organização interna indiferenciada, isto é, sem direções preferenciais, podendo ser composta de óxidos de ferro, de manganês, de calcita e etc.

Foram encontrados dois tipos de nódulos, os argilo-férricos constituídos de materiais análogos aos adjacentes e tendendo a apresentar um arranjo paralelo dos constituintes (lamelar). A trama interna distingue-se do fundo matricial externo apenas pela concentração de um determinado elemento, sendo provavelmente argila rica em ferro, apresentando um início de anisotropia quando submetida à luz polarizada, típica de concentração de argila (Figura 33 D e E). Isso se dá, porque os minerais de argila têm um padrão laminar, tendendo-se a orientar-se paralelamente, apresentando assim birrefringência.

A formação desses nódulos pode estar associada a oscilações do nível freático, pois foram encontrados somente nas lâminas referentes aos horizontes subsuperficiais, como na transição entre os horizontes Bw e BC (Bw/BC) e no horizonte BC do perfil 1 e nos horizontes Bw1 e Bw2 do perfil 4. A presença destes nódulos corrobora para a afirmação da ação dos fluxos subsuperficiais nos solos da topossequência, fazendo com que os processos pedogenéticos atuem de forma mais efetiva e profunda, decompondo os elementos químicos solúveis, acumulando argila e elementos pouco móveis (a exemplo o ferro) nos horizontes inferiores.

O outro tipo corresponde aos nódulos férricos, possuindo a trama interna indiferenciada e não apresentando orientação específica. A sua formação pode ser atribuída à concentração de óxidos e hidróxidos de ferro em fases climáticas de

dessecação, provocando a formação de nódulos encravados no fundo matricial, que diferentemente do anterior, apresenta isotropia óptica (Figura 33 F e G).

Esses nódulos foram encontrados em todos os horizontes do perfil 3 e 4, exatamente onde verificou-se os maiores teores de Fe_2O_3 entre os perfis da topossequência. A presença desse tipo de nódulo pode estar evidenciando a influência das variações climáticas na formação destes solos. A sazonalidade climática marca uma alternância entre condições mais e menos oxidantes, favorecendo sucessivas remobilizações do ferro que se concentra e forma nódulos ferruginosos.

Dentre as feições pedológicas identificadas nestes solos, a presença da pápula, denominada por Resende et al. (1995) como glébulas compostas predominantemente de minerais argilosos e com trama interna contínua ou lamelar, chama a atenção por estar presente somente no horizonte A1 do perfil 1. Isto, porque a sua origem está freqüentemente relacionada com o deslocamento de fragmentos de cutãs por processos de pedoturbação (CASTRO, 2002), levando a crer que, geralmente, a sua presença se dá nos horizontes inferiores, ou pelo menos nos horizontes inferiores de onde se encontram as cutãs.

Com efeito, Menezes (2006) verificou na bacia do Córrego do Quebra, vizinha à do Córrego dos Pereiras, a ocorrência de cutãs nos horizontes mais profundos dos perfis por ela estudado. Deste modo, a presença de uma pápula no horizonte mais superficial do perfil 1 da bacia do córrego dos Pereiras, situado em alta vertente, leva ao entendimento que provavelmente esse horizonte no passado se situava em subsuperfície, sofrendo processos de iluviação onde se acumulou material, inclusive essa própria feição pedológica.

Por ser formada a partir da concentração de argila, essa feição possui uma trama interna lamelar e anisotropia óptica quando submetida à luz polarizada com nicóis cruzados, estando aderida ao esqueleto (Figura 33 H e I). A sua presença pode ser interpretada como um remanescente de processos pretéritos, sendo incompatível com a posição atual do horizonte onde se encontra, colaborando para a constatação da existência de um processo morfogenético pluvial difuso que remobiliza material pela vertente. A região de interflúvio seria o ponto mais afetado, ocorrendo o afloramento de horizontes inferiores devido à retirada de material, que se desloca e se remobiliza a jusante.

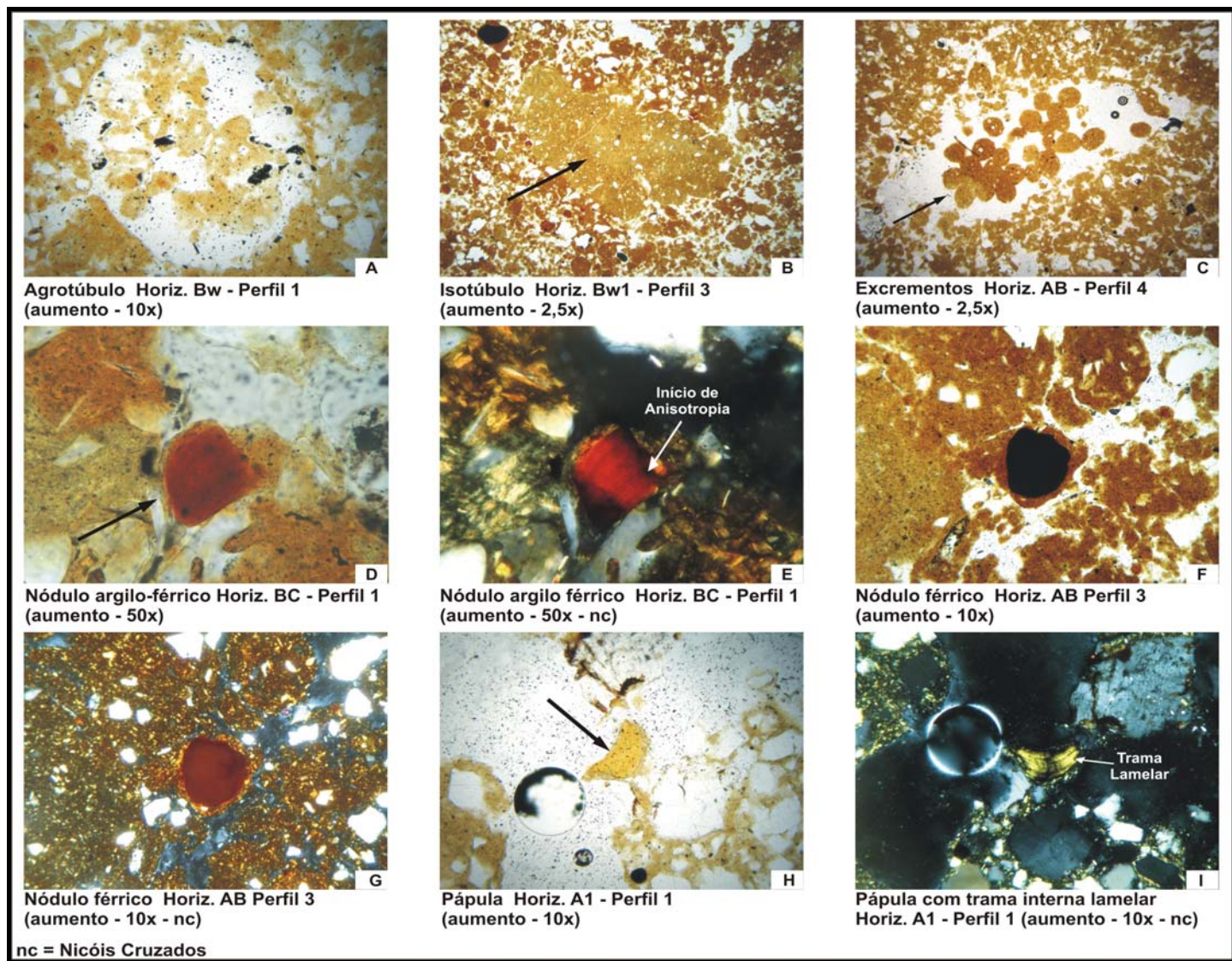


Figura 33: Caracterização micromorfológica das feições pedológicas.

5.6 EVOLUÇÃO PEDOGEOMORFOLÓGICA

A Depressão de Gouveia é considerada, do ponto de vista geomorfológico, como sendo formada pelo recuo das cabeceiras dos ribeirões da Areia e do Chiqueiro (retração lateral das encostas), obtendo por consequência o acúmulo de material detrítico na forma de rampas suaves (pedimentos) que se estendem em direção aos leitos fluviais (AUGUSTIN, 1995a e 1995b).

O piso da depressão estaria em grande parte recoberto por material detrítico (colúvio), sendo destacada a sua existência em vários trabalhos realizados nesta região, no que diz respeito a sua identificação, caracterização e gênese (SAADI e VALADÃO, 1987; SAADI, 1995; AUGUSTIN, 1995b; FERREIRA, 2002; CRUZ, 2006: e MENEZES 2006). Dentre esses trabalhos, a característica morfológica que mais chama a atenção e que indica a presença desse material transportado é a presença de linhas de pedras, marcando o contato entre o colúvio e elúvio.

Ferreira (2002), ao realizar o mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande, ao se referir à vertente estudada neste trabalho, aponta a existência de um material coluvial denominado por ele de C2b, composto por cascalhos heterométricos mal selecionados podendo estar associado a um colúvio amarelo, freqüentemente ocorrendo em toda extensão da vertente e sobrepondo unidades eluviais.

No entanto, a partir da caracterização morfológica, física, química e algumas feições micromorfológicas correspondentes aos quatro perfis de solo estudados nessa vertente, diferentemente de todos os autores supracitados, aponta o manto de intemperismo da topossequência como originado de material *in situ*, caracterizando-os como solos autóctones eluviais.

Além da ausência de qualquer concentração de fragmentos líticos, principalmente de quartzos, que pudessem ser classificados como linhas de pedras, as características morfológicas demonstram que as cores dos solos não apresentam nenhuma discrepância, variando verticalmente de forma gradual e transicional. O mesmo acontece com os teores de areia encontrados nas análises granulométricas, ocorrendo uma relação gradacional crescente nos perfis no sentido subsuperfície/superfície e uma relação inversa quando se refere ao teor de argila.

Quanto às análises químicas, os dados de ΔpH , K_i e K_r e $Zr/Quartzo$ também demonstram uma regularidade à medida que se aprofunda nos perfis, não apresentando nenhuma discrepância marcante de valores que possa indicar alguma interrupção no processo de formação destes solos. Através das análises micromorfológicas foi possível visualizar essa regularidade existente na composição desses materiais, demonstrando um adensamento plásmico gradual à medida que se aprofunda nos perfis, refletidos nas

características da pedalidade e da trama. A existência de quartzos ferruginizados colabora para a afirmação do manto de intemperismo da topossequência como autóctone, pois essas ferruginizações geralmente se estendem ao plasma, sendo um indicio de material *in situ* (FIGUEIREDO et al., 2004).

Todas as informações proporcionadas pelos dados físicos e geoquímicos também levam à interpretação de que a movimentação hídrica vertical na topossequência predomina sobre a lateral, atestada pela grande profundidade do manto de intemperismo. Assim, baseando-se em Tricart (1977), essa vertente pode estar em alto estado de equilíbrio, sendo caracterizada como um sistema em biostasia, com a sobreposição dos processos pedogenéticos (movimentação vertical) sobre os morfogenéticos (movimentação lateral). Os horizontes do solo se organizam de forma concordante com a superfície, não apresentando instabilidade pedológica marcante que pudesse caracterizar a existência de um “sistema de transformação”, onde uma cobertura inicial transformar-se-ia em outra diferente e avançando lateralmente ao longo da vertente (BOULET, 1988 e BOULET, CHAUVEL e LUCAS, 1990).

Como já verificados em alguns trabalhos realizados na Depressão de Gouveia (SALGADO, 2002; e CRUZ, 2006), a sazonalidade climática da região, a presença de Latossolos, homogeneidade do material nos quatro perfis de solo e a pedogênese predominando sobre a morfogênese, refletindo a grande atuação dos processos geoquímicos, evidenciam características fundamentais para aferição de que o relevo local e conseqüentemente o regional evolui a partir de um processo de etchplanação (BÜDEL, 1982). Dentro desse modelo de evolução do relevo, os aplainamentos são formados e evoluem graças a um mecanismo de dupla planação: a superfície de intemperismo basal (*leaching surface*) que se localiza em subsuperfície, onde atua a desnudação geoquímica; e a superfície exumada por lavagem (*washing surface*), correspondendo à superfície do modelado propriamente dita, onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial (THOMAS, 1994).

Os métodos laboratoriais utilizados nesta pesquisa comprovam que os processos ocorrentes nessa vertente são mais ativos em subsuperfície. Constata-se uma tendência de elevação dos teores de argila nos horizontes inferiores, onde os valores de ΔpH tendem a ser maiores e os de K_i e K_r menores, demonstrando que esses horizontes estão sofrendo maior processo de meteorização que os superiores. Essa tendência é refletida também na composição mineralógica, pois a gibbsita, mineral formado geralmente por lixiviação muito intensa, aumenta seus teores na porção inferior dos perfis.

Thomas (1994) afirma que para o modelo de etchplanação, o intemperismo químico age de forma intensa e constante durante todo o ano, havendo a retirada de

material do sistema intemperizado em solução na água subterrânea. Isso pôde ser verificado em Salgado (2002), quando ele afirma que os fluxos subsuperficiais na bacia do Córrego Rio Grande, onde está situada a vertente estudada neste trabalho, exportam das partes profundas do manto de intemperismo quantidade considerável dos íons de sílica (desnudação geoquímica). Colaborando com tal afirmativa, os dados de ataque sulfúrico apontam que os quatros perfis de solo estão sofrendo um processo avançado de dessilicatização (retirada de sílica do sistema), tendendo a se intensificar em subsuperfície, na qual os dados de química total e mineralogia demonstram menor concentração de sílica e conseqüentemente maiores de gibbsita nos horizontes inferiores.

Nos dados micromorfológicos, feições pedológicas, como os nódulos argilo-férricos, encontrados somente em horizontes inferiores, também evidenciam a movimentação hídrica em subsuperfície afetando as características do solo. A sua formação, provavelmente, é dada por oscilações do nível freático, comprovando que os processos pedogenéticos atuam profundamente no manto de intemperismo, decompondo os elementos químicos solúveis e acumulando argila e elementos pouco móveis (a exemplo o ferro), caracterizando por um processo pedogenético típico da latossolização.

Características identificadas nas análises micromorfológicas também demonstram a atuação de processos mecânicos de escoamento pluvial remobilizando material vertente abaixo, revelada pela presença de fragmentos de xisto e de muscovita nas lâminas delgadas de todos os horizontes do perfil 3 (média vertente). Isso, porque o solo desse perfil é originado de rocha metabásica e assim constituído, originalmente, por outros tipos de minerais, não constando a existência de muscovita (Almeida Abreu, 1989 e Knauer, 1990) ou fragmentos de xisto.

A existência da feição pedológica do tipo pápula, identificada por análise micromorfológica no horizonte A do perfil 1, leva a crer que a fonte principal do material remobilizado seja advinda da alta vertente. Isso, porque a origem dessa feição está freqüentemente relacionada aos horizontes subsuperficiais, sendo incompatível com a posição do horizonte onde se encontra atualmente, levando a crer que os processos mecânicos de escoamento pluvial afetam principalmente a região de interflúvio, promovendo a remobilização do material dos horizontes superficiais vertente abaixo, levando, conseqüentemente à exposição de horizontes inferiores.

De acordo com Christofolletti (1980) e com os dados apresentados, pode-se dizer que os processos morfogenéticos pluviais, que provocam o transporte desse material vertente abaixo, distinguem-se em duas frentes de ação: a mecânica causada pelo impacto das gotas de chuva provocando a desagregação das partículas terrosas; e a ação do escoamento pluvial difuso, que desloca esse material desagregado a jusante, de

forma lenta e suave, fazendo com que os processos pedogenéticos (eluviação e iluviação) ao longo do tempo incorporem esse material ao regolito, não sendo possível diferenciá-los nem mesmo por análises químicas e físicas, mas possíveis de serem vistos pela micromorfologia.

O comportamento na evolução dessa vertente implica em uma dinâmica nos processos de evolução de vertente semelhante ao modelo clássico proposto por Young (1972). Nesse modelo os materiais intemperizados produzidos na alta vertente tendem a se movimentarem em direção à jusante. Isto, como é visto na vertente estudada, produz uma seqüência com solos relativamente menos espessos e menos intemperizados na alta vertente e mais espessos e mais intemperizados na média e baixa vertente.

Desse modo, a principal contribuição da superfície de intemperismo basal aos aplainamentos reside na preparação de material para a ação dos processos mecânicos que ocorrem na superfície de lavagem. O intemperismo e a pedogênese são fatores muito ativos e intermediários entre o embasamento e a erosão superficial. O papel do intemperismo é de desagregação, sem afetar as características e as propriedades do relevo. A pedogênese, por sua vez, é o motor dos fenômenos de evolução do relevo, preparando os horizontes superficiais para a ação da erosão superficial e o conseqüente aplainamento do relevo (VITTE, 2001). Assim, “a pedogênese, ao menos em seus resultados globais, é, portanto um dos elementos da morfogênese. Ela modifica as características superficiais da litosfera e deste modo, influencia os mecanismos fundamentais da morfogênese” (TRICART, 1968, p. 6).

Porém, Ruellan (1987) afirma que na elaboração dos relevos, o papel dos mecanismos geoquímicos e pedogenéticos não se reduz à simples preparação de um material mais fácil de ser erodido, pois há também aplanamento dos relevos pelas transformações mineralógicas, por subtrações geoquímicas e por modificações da circulação da água no interior e no topo dos solos, ratificando a cobertura pedológica como um agente de elaboração das formas de relevo (MILLOT, 1983; RUELLAN, 1987; e QUEIROZ NETO, 2000).

Esses fatores apontam para a relação intrínseca entre a morfogênese e pedogênese, corroborando a importância da integração de conceitos e conhecimentos da Pedologia e Geomorfologia, levando à criação de uma nova expressão nos estudos em geociências, “pedogeomorfologia”, apoiada por alguns autores como Andrade et al. (1997) e Figueiredo et al. (2004).

Assim, de acordo com os dados apresentados e na tentativa de descrever a evolução pedogeomorfológica da Depressão de Gouveia, conciliando com os dados prestados por este trabalho e descrições oferecidas por outros autores, pode-se dizer que: No Plioceno se estabeleceu um soerguimento tectônico fazendo com que houvesse

uma reincisão da rede hidrográfica, refletindo nos cursos baixos e parte dos cursos médios das principais bacias hidrográficas que drenam a porção oriental do Brasil, originando a denominada superfície de aplainamento Velhas (KING, 1956), também chamada de Sul Americana II (VALADÃO, 1998), que se elaborou através da abertura de vales exatamente sobre a Superfície Sul Americana (KING, 1956).

Essa reincisão atingiu a Serra do Espinhaço (Superfície Sul Americana), promovendo uma nova organização do sistema de drenagem regional e ativando os processos de dissecação da paisagem, resultando na abertura da Depressão de Gouveia e no afloramento do embasamento cristalino, elaborando a Superfície Velhas, principalmente, sobre os xistos do Grupo Costa Sena (AUGUSTIN, 1995a).

Esse processo acabou acarretando a formação de um espesso manto de intemperismo (Latosolos), recobrando a Superfície Velhas e o embasamento cristalino (ROCHA, 2004). No entanto, no Quaternário foi verificada uma nova fase de incisão linear, dada através do entalhe de canais de pequena ordem (Ciclo Paraguaçu) (KING, 1956; e AUGUSTIN, 1995a) e provocando mudanças no nível de base regional. Isso fez com que ocorresse desequilíbrio na estrutura pedológica de algumas vertentes da Depressão de Gouveia, tornando-as instáveis e provocando um rejuvenescimento pedológico através da retirada de material superficial, dando origem a novas estruturas e configurando um sistema de transformação pedológica (BOULET, 1988). Parte desse material retirado acumulou em anfiteatros formados pelos próprios entalhes do Ciclo Paraguaçu, sofrendo pedogênese intensa e assim formando mais Latossolos espessos.

Menezes (2006) e Cruz (2006) verificaram que está havendo uma intensificação dos processos erosivos na paisagem, provocado por reajustamento da rede de drenagem, resultando em nova organização dos solos da vertente por eles estudada na bacia do córrego do Quebra, estando espacialmente distribuído em: Cambissolos na alta vertente, Latossolo na média, e Cambissolo seguido de Neossolo Regolítico na baixa vertente.

O Latossolo encontrado por eles caracteriza-se por se situar na parte mais côncava e profunda do anfiteatro e por existir linhas de pedras nos horizontes inferiores. Já os Latossolos identificados no quatro perfis estudados neste trabalho e os identificados por Rocha (2004) nas porções retilíneas a suavemente convexas das vertentes do Córrego do Quebra, diferentemente dos anteriores, apresentaram homogeneidade nos dados e ausência de linhas de pedra, demonstrando se tratar de material autóctone.

Deste modo, pode-se aferir que existem pelo menos dois ciclos de latossolização na Depressão de Gouveia. Um ciclo iniciado no Quaternário (Pleistoceno), no qual formou Latossolos a partir do material acumulado nos anfiteatros erosivos do Ciclo

Paraguaçu, marcados pela presença de linhas de pedra; e o outro ciclo correspondente a formação dos Latossolos mais antigos, como os encontrados neste trabalho, originados no Terciário Superior, caracterizando-se por serem autóctones e testemunhando um ciclo geoquímico de intemperismo da Superfície Velhas.

Isso corrobora a idéia de que a incisão linear provocada pelo Ciclo Paraguaçu na Depressão de Gouveia, ainda provocou pouca alteração na Superfície Velhas (AUGUSTIN, 1995a). No entanto, é importante ressaltar que alguns indícios levam a crer que a estrutura pedológica da região ainda está se ajustando a este encaixamento da rede de drenagem. Mesmo a vertente estudada neste trabalho, que em todas as análises demonstra estar em alto estado de equilíbrio, algumas características como a decaptação dos horizontes superiores da alta vertente e a presença de uma voçoroca, podem estar apontando indícios de uma incipiente instabilidade, no qual a estrutura pedológica começa a se ajustar as novas condições geomorfológicas regionais.

Se tais afirmativas estiverem corretas, provavelmente, no futuro esse manto de intemperismo se caracterizará por um sistema de transformação, onde a cobertura pedológica se transformará em outra diferente e avançará lateralmente ao longo da vertente.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da caracterização morfológica, física, química, mineralógica, micromorfológica e dados e interpretações fornecidos por outros autores sobre as características geológicas, geomorfológicas e pedológicas da Depressão de Gouveia, pode-se estabelecer as seguintes considerações:

- Dentre os quatro perfis identificados na topossequência, todos foram classificados como Latossolos, por serem considerados solos muito intemperizados, evoluídos e profundos, apresentando horizonte B latossólico (Bw) imediatamente abaixo do horizonte A. A principal característica identificada que diferencia os perfis na vertente é a cor, na qual foram encontrados Latossolos Vermelho-Amarelo (em dois perfis), Vermelho e Amarelo.
- As principais variações encontradas na cobertura pedológica da topossequência foram identificadas nos litopedodomínios. O perfil 3, originado de metabásica, foi considerado o solo mais intemperizado da topossequência, demonstrando ser bastante argiloso, com baixos valores da relação silte/argila e o mais alto valor de ΔpH . Os índices de K_i e K_r também foram os mais baixos, refletindo um solo constituído por alto teor de minerais secundários e óxidos, formados por processo avançado de meteorização. O perfil 1, originado de xisto, tem os mais baixos teores de argila, os mais altos de areia e todos os valores químicos e mineralógicos apontam este perfil de solo como o menos intemperizado da vertente.
- Os dados de ataque sulfúrico, através dos índices de K_i e K_r , demonstram que os horizontes superficiais do perfil 1 são caracterizados como cauliniticos e o seu horizonte Bw é gibbsítico. Já os perfis 2, 3 e 4 possuem valores de K_i e K_r que caracterizam todos seus horizontes como gibbsíticos. Essas afirmações podem ser confirmadas pelos dados mineralógicos, onde alguns horizontes do perfil 1 obteve em sua composição maior teor de caolinita em relação a gibbsita, enquanto os horizontes dos outros três perfis a jusante, com exceção do AB do perfil 3 e A2 do perfil 4, obtiveram teores de gibbsita consideravelmente maiores que os de caolinita.
- A simples presença da gibbsita indica que os solos da topossequência estão sofrendo um processo avançado de dessilicatização (OLIVEIRA e JIMÉNEZ-RUEDA, 1996). Além de ser verificado por algumas análises químicas, esse processo pode ser visualizado através da micromorfologia. Muitos quartzos se encontram altamente carcomidos e cariados por processos de dissolução, atestando a grande ação intempérica que esses solos estão sendo submetidos.

- A constatação de que esses solos estão sofrendo dessilicatização corrobora para as afirmativas de Salgado (2002), que identificou durante todo ano nos cursos d'água da região taxas de SiO₂ superiores aos teores de bases. Para ele, o alto teor de silício nos corpos d'água na Depressão de Gouveia é advindo do manto de intemperismo através do fluxo subsuperficial, colaborando para afirmar o alto grau de desenvolvimento do solo da região.
- Os dados de ataque sulfúrico demonstrando a tendência do processo de dessilicatização se intensificar em subsuperfície e a presença de nódulos argilo-férricos, formados por acúmulo de argila e elementos pouco móveis nos horizontes inferiores dos perfis 1 e 4, colaboram para a afirmação de que os processos pedogenéticos nesta vertente atuam profundamente, reflexo da movimentação hídrica subterrânea constante do lençol freático
- Todas as informações proporcionadas pelos dados físicos e geoquímicos levam à interpretação de que a movimentação hídrica vertical na topossequência predomina sobre a lateral, atestada pela grande profundidade do manto de intemperismo. Essa vertente encontra-se em estado de equilíbrio, em que os horizontes do solo estão organizados de forma concordante com a superfície, denotando que processos pedogenéticos sobrepõem os morfogenéticos (biostasia).
- Todas as características analisadas apontam o manto de intemperismo da topossequência como originado de material *in situ*: a ausência de linhas de pedra; a homogeneidade vertical na cor e textura de cada perfil de solo; dados de ΔpH, K_i e K_r e Zr/Quartzo; e a existência de quartzos com ferruginizações se estendo ao plasma (micromorfologia), demonstram uma regularidade à medida que se aprofunda nos perfis e não apresentam nenhuma discrepância marcante de valores que possa indicar alguma interrupção no processo de formação destes solos.
- Apesar de considerado *in situ*, características identificadas nas análises micromorfológicas também demonstram a atuação de processos mecânicos de escoamento pluvial remobilizando material já alterado vertente abaixo, revelada pela presença de fragmentos de xisto e de muscovita nas lâminas delgadas de todos os horizontes do perfil 3 (média vertente), originado de metabásica.
- A existência da feição pedológica do tipo pápula, identificada por análise micromorfológica no horizonte A do perfil 1, leva a crer que a fonte principal do material remobilizado seja advinda da alta vertente. Isso demonstra que os processos mecânicos de escoamento pluvial afetam principalmente a região de interflúvio, aflorando os

horizontes inferiores do solo e assim caracterizando este ponto da vertente por estar sofrendo um processo de rejuvenescimento pedológico.

- A ação do escoamento pluvial difuso, que desloca o material desagregado a jusante, se dá de forma lenta e suave, fazendo com que os processos pedogenéticos ao longo do tempo incorporem esse material ao regolito, não sendo possível diferenciá-los nem mesmo por análises químicas e físicas, mas possíveis de serem vistos pela micromorfologia, demonstrando a eficiência e importância desse método.
- As características e feições identificadas levam a entender que o processo de evolução pedogeomorfológica da topossequência evoluiu a partir dos moldes oferecidos pela teoria da etchplanação. A superfície de intemperismo basal é atestada pela grande atividade dos processos subsuperficiais desagregando material para a ação da superfície exumada de lavagem, que rebaixa o relevo através dos processos mecânicos de escoamento pluvial, remobilizando material vertente abaixo.
- Com base nos dados apresentados neste trabalho e Rocha (2004) em comparação aos trabalhos de Menezes (2006) e Cruz (2006), pode-se afirmar que existem pelo menos dois ciclos de latossolização na Depressão de Gouveia. Um ciclo iniciado no Quaternário (Pleistoceno), no qual formou Latossolos a partir do material acumulado nos anfiteatros erosivos do Ciclo Paraguaçu, marcados pela presença de linhas de pedra; e o outro ciclo correspondente a formação dos Latossolos mais antigos, como os encontrados neste trabalho, originados no Terciário Superior, caracterizando-se por ser autóctone e testemunhando um ciclo geoquímico de intemperismo da Superfície Velhas.
- A estrutura pedológica da região pode ainda estar se ajustando ao encaixamento da rede de drenagem provocado pelo Ciclo Paraguaçu. Mesmo a vertente estudada neste trabalho, que em todas as análises demonstrou estar em alto estado de equilíbrio, a decaptação dos horizontes superiores da alta vertente e a presença de uma voçoroca, podem ser indícios de uma incipiente instabilidade, no qual a estrutura pedológica começa a se ajustar as novas condições geomorfológicas regionais.

7. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

ÁDAMO, R. **Caracterização hidrológica da zona não-saturada do solo na Bacia do Ribeirão do Chiqueiro, Gouveia, MG serra do Espinhaço Meridional.** 125f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - IGC/UFMG, Belo Horizonte. 2001.

ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R. **The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.** Zbl. Geol. Paläont. Teil I (1/2) : 21-44. 1994.

ALMEIDA ABREU, P.A. **O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional Minas Gerais : o rifte, a bacia e o orógeno .** Geonomos 3(1) : p. 1-18. 1995.

ALMEIDA-ABREU, P. A ; FRAGA, L. M. S.; NEVES, S. de C. Geologia. In: SILVA A.C. et al (ed.). **Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes.** Belo Horizonte: O Lutador, 2005.

ALVARES V. V.H.; NOVAES, R. F.; BARROS, N. F.; CANTARUTTI, R. B.; LOPES, A.S. *Interpretação dos resultados das análises de solos.* In: RIBEIRO, A.C.; GUIMARAES, P.T.G.; ALVAREZ V., V.H. (Ed.). **Recomendação para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais:** 5. Aproximação. Viçosa: Comissão de Fertilidade do Solo do Estado de Minas Gerais, p. 25-32. 1999.

ANDRADE, H.; SCHAEFER, C. E. G. R.; DEMATTÊ, J. L. I.; ANDRADE, F. V. **Pedogeomorfologia e micropedologia de uma sequência latossolo - areia quartzosa hidromórfica sobre rochas cristalinas do estado do Amazonas.** Geonomos, 5(1): p. 55-66. 1997.

ARANHA, P. R. A . **Estudo das coberturas superficiais e sua dinâmica na região de Gouveia, Serra do Espinhaço, MG: Utilizando o radar de penetração no solo (GPR).** DGEO/UFOP, tese de doutorado, Ouro Preto, MG. 2002.

AUGUSTIN, C.H.R.R.. *Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG.* In: **Anais do 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais.** SBG-MG. Diamantina-MG. Bol. 13:3-4. 1995a.

AUGUSTIN, C.H.R.R. **Geoökologische Studien im Südlichen Espinhaço Gebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien Unter Besonderer Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung.** 147p. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade de Frankfurt, Frankfurt, Alemanha. 1995b.

AUGUSTIN, C.H.R.R.; WINDSOR, S. *Gulies as biodiversity corridors: a case study in Gouveia, Minas Gerais, Brazil.* In: **Regional Conference on Geomorphology - The Brazilian Geomorphological Union (UGB).** Abstracts. Rio de Janeiro-RJ. p.88. 1999.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e Origem da Paisagens Tropicais e Subtropicais.** Ed. UFSC. p. 110 – 125. 1994.

BOULET, R. *Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia.* In: MONIZ, A.C.; FURLANI, A.M.C.; FURLANI, P.; FREITAS, S.S. (coords.) **Responsabilidade social da ciência do solo: e os simpósios Microbiologia do solo: só simbioses? e A importância do conhecimento da cobertura pedológica: a análise estrutural..** Campinas: SBCS, p.79-90. 1988.

BOULET, R.; CHAUVEL, A. e LUCAS, Y. **Os sistemas de transformação em pedologia**. *Boletim de Geografia Teórica.*, 20(39). Rio Claro, p.45-63. 1990.

BOULET, R.; **Uma evolução recente da pedologia e suas implicações no conhecimento da gênese do relevo**. Anais do 3. ABEQUA-1992 pg 43. 1992.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. 7ª ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 878, p. 1989.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princeton: Princeton Univ. Press. 443, p. 1982.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991. 147p.

CASTRO, S.S. **Sistemas de transformação pedológica em Marília (SP): B latossólicos e B texturais**. São Paulo, Universidade de São Paulo. 274.p. (Tese de Doutorado). 1989.

CASTRO, S.S. **Micromorfologia de solos: Bases para descrição de lâminas delgadas**. UFG-IESA, UNICAMP-IG-DGEO, Goiânia/Campinas, 143 p. 2002.

CASTRO, S.S. de; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDALTORRADO, P. *Micromorfologia do solo: bases e aplicações*. In: CURTI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M. de; LOPES, A.S.; ALVAREZ VENEGAS, V.H. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.3, p.107-164. 2003.

CHAPMAN S. L.; HORN M. E. **Parent Material Uniformity and Origin of Silty Soils in Northwest Arkansas Based on Zirconium-Titanium Contents**. *Soil Sci Soc Am J* 1968 32: 265–271.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo:Edgard Blucher Ltda, 2a. ed. 188p. 1980.

CRUZ, L. O. M.: **Assinatura geoquímica de unidades coluviais na bacia do córrego do rio grande** Depressão de Gouveia/MG. 138 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - IGC-UFMG. Belo Horizonte. 2006.

DANA, I.D. (1974) **Manual de Mineralogia**, Livros Técnicos e Científicos Editora SA, Vol. 1 e 2, 655 p.

DARLYMPLE, J.; BLONG, R.J.; CONACHER, A.J. **A hypothetical nine unit land surface model**. *Zeitschrift Geomorph.*, 12:60-76, 1968.

DERBY, A. O. **The Serra do Espinhaço**. *Journal of Geology*,14: 374-401. 1906.

DINIZ, A. D. **Levantamento pedológico da porção norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro - Gouveia, MG, e a relação entre as classes de solos e a erosão**. 127f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - IGC/UFMG, Belo Horizonte. 2002.

DUSSIN, I. A.; CHAVES, M. L. de S. C.; UHLEIN, A.; ALVARENGA, C. J. de S. *Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina-MG*. In: **SIMP. GEOL. MINAS GERAIS**, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais... Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. 5, p. 276-290. 1985.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN,T.M. **Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica**. *GEONOMOS* 3(1): 19-26, B. Horizonte. 1995.

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

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solos**. 2 ed. rev. e atual. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 212p. 1997.

ESCHWEGE, W.L. v. **Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten**, Weimar, 44p. 1822.

ESPINDOLA, C. R. **Relações entre o desenvolvimento dos Solos e a Evolução da Paisagem**. Agrocência, v. 2, n. 1, p. 7-20, 1982.

FERREIRA, A. de O. **Mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande - Depressão de Gouveia (Serra do Espinhaço Meridional/MG)**. 138f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - IGC-UFMG. Belo Horizonte. 2002.

FIGUEIREDO, M. A. **Óxidos de ferro pedogênicos e sua influência na agregação de partículas de argila: estudo de caso nos solos da região de Gouveia – Serra do Espinha Meridional – MG**. 95f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - IGC-UFMG. Belo Horizonte. 1999.

FIGUEIREDO, M. do A.; VARAJÃO, A.F.D.C.; FABRIS, J.D.; LOUTFI, I.S.; CARVALHO, .P. **Alteração superficial e pedogeomorfologia no Sul do Complexo Bação - Quadrilátero Ferrífero (MG)**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.28, p.713-729, 2004.

FIGUEIREDO, A. C.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; ÁVILA, F. F.. **Distribuição Fitofisionômica e sua Correlação com o Relevo na Bacia do Córrego dos Pereiras, Município de Gouveia/MG-Brasil** In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 6 e 2, Belo Horizonte: UFMG, 2008.

FILIZOLA, H. F.; GOMES, A. F. **Introdução à Descrição Micromorfológica de Lâminas Delgadas de Solos** – Parte 1. Comunicado Técnico – EMBRAPA. 41. Jaguariúna, SP. 2006.

GOEDERT, W.J. **Solos dos Cerrados: Tecnologias e estratégias de manejo**. Editora Nobel, São Paulo / EMBRAPA-CPAC, Brasília, 422p. 1986.

GUERRA, A. T. e GUERRA, A. J. T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

HORTON, R.E. **Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology**. Bulletin of the Geological Society of America, v. 56, n. 1, p. 275-370, 1945.

INDA JUNIOR, A.V.; KÄMPF, N. **Variabilidade de goethita e hematita via dissolução redutiva em solos de região tropical e subtropical**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, v.29, p.851-866, 2005.

JACINTHO, E.C.; CAMAPUM de CARVALHO, J.; CARDOSO, F. B. F.; SANTOS, R.M.M.; GUIMARAES, R. C.; LIMA, M.C.G. . **Solos Tropicais e o Processo Erosivo**. In: Camapum de Carvalho, J.; Sales, M.M; Souza, N.M; Melo, M.T.S. (Org.). **Processos Erosivos no Centro-Oeste do Brasil**. Brasília: FINATEC, v. , p. 93-156. 2006.

- LOPES, A.S. **Solos sob cerrado: características, propriedades e manejo**. Piracicaba: Potafos, 1983.162p.
- KER, J.C. **Latossolos do Brasil**: uma revisão. *Geonomos*, 5:17-40, 1998.
- KING, L. **Geomorfologia do Brasil Oriental**. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, n. 1, p. 1-147, 1956.
- KNAUER, L. G.; GROSSI-SAD, J. H. *Geologia da Folha Presidente Kubitschek*. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. & SOARES-FILHO, B. S. (coord. e editores). **PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos)**. Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1901-2055. 1997.
- KNAUER, L.G. **Evolução geológica do Precambriano e daporção centro leste da Serra do Espinhaço Meridional emetalogênese associada**. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, 298p. Campinas. 1990.
- LEPSCH, I. F. **Formação e Conservação dos Solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 178p. 2002.
- LUZ, L.R.Q.P.; SANTOS, M.C.D.; MERMUT, A.R. **Pedogênese em uma toposseqüência do semi-árido**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.16, p.95-102, 1992.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G. & ALMEIDA ABREU, P.A. **Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional**. V Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 171-174, Belo Horizonte. 1989.
- MARINHO, G.V.; CASTRO, S.S. **Caracterização físico-hídrica e de suscetibilidade a voçorocamento dos solos da sub-bacia do córrego Queixada na alta bacia do rio Araguaia**. In: SBGFA, 10., Rio de Janeiro, 2003. Trabalhos completos. Rio de Janeiro, CD-ROM. 2003.
- MARSHALL, C. E.: **A petrographic method for the study of soil formation process**. -- *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 5, 100---108, 1940.
- MAYNARD J.B. **Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols**. *The Journal of Geology*. 100:279-289, 1992.
- MENEZES, M. L. N. **Caracterização micromorfológica das formações superficiais do Córrego do Quebra Depressão de Gouveia MG**. 103 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2006.
- MICHELON, C. R.: **Balanço químico em seis conjuntos solo-saprolito do Rio Grande do Sul**. 68 p.; Dissertação (Mestrado Agronomia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria – RS. 2006.
- MILLOT, G.. *Planation of Continents by Intertropical Weathering and Pedogenetic Processes*. In: MELFI, J. A., CARVALHO, A. (eds.) **Laterisation Processes**. São Paulo: IG-USP, p. 53- 63, 1983.
- MONIZ, A.C. *Decomposição de rochas e formação de minerais de argila*. In: MONIZ, A.C. (Org.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.305-323. 1972 a.

MONIZ, A.C. *Composição química e estrutura dos minerais de argila*. In: MONIZ, A.C. (Org.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.29-44. 1972 b.

MONIZ, A.C. *Mineralogia do solo*. In: MONIZ, A.C. (Org.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.391-407. 1972 c

MOREIRA, H. L.; OLIVEIRA, V. A. **Evolução e gênese de um plintossolo pétrico concrecionário êutrico argissólico no município de ouro verde de Goiás**. Rev. Bras. Ciênc. Solo [online]. vol.32, n.4, pp. 1683-1690. 2008.

NEVES, S. de C.; ALMEIDA-ABREU, P. A. ; FRAGA, Lúcio Mauro Soares;. *Clima*. In: SILVA A.C. et al (ed.). **Serra do Espinhaço Meridional: Paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005.

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

OLIVEIRA, V.A., (Coord.) **Manual técnico de pedologia**. 2. ed. Rio de Janeiro, IBGE, Coordenação de recursos Recursos naturais Naturais e estudos Estudos Ambientais, 300p. (Manuais técnicos Técnicos em Geociências, n.4). 2005.

OLIVEIRA, V. A.; JIMENEZ - RUEDA, J. R. **Avaliação comparativa do grau de intemperismo de latossolos de três compartimentos distintos do Planalto Central Goiano**. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, v. 58, n. 1, p. 111-120, 1996.

OLIVEIRA, D.; CASTRO, S.S.; DIAS FERREIRA, R.P. **Indicadores macro e micromorfológicos da circulação hídrica dos solos de uma topossequência em São Pedro (SP)**. Geosul, 14:482-487, 1998.

OLIVEIRA, J. R. A.; VILELA, L.; AYARZA, M. A.; **Adsorção de nitrato em solos de cerrado do distrito federal**. R. Pesq. Agrop. Bras. 35, 1199. 2000.

PATON, T.R. **The Formation of Soil Material**. (Second Impression). George Allen & Unwin, London. 1983.

QUEIROZ NETO, J.P. **Análise estrutural da cobertura pedológica no Brasil. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 21., Campinas. Anais. Campinas, CBCS, p. 415-430. 1988.**

QUEIROZ NETO, J. P. **Geomorfologia e Pedologia**. Revista Brasileira de Geomorfologia, V.1, nº1, p.59-67. 2000.

QUINTERO, L. F. O. **Diagnóstico ambiental da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro, município de Gouveia – MG: uma abordagem a partir da “Ecologia da Paisagem”**. 167f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – IGC/UFMG, Belo Horizonte. 2000.

RAIJ, V.B.; **Acidez e Calagem**. In: Anais do 2o Seminário sobre Corretivos da Acidez do Solo, Santa Maria, p. 74-100. 1989.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B.; CORRÊA, G.F. 1995. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 1ª.ed. Viçosa: NEPUT, 338p. 1995.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia, Ambiente e Planejamento**. São Paulo: Contexto, 2003.

ROCHA, L. C.: **Caracterização pedológica em duas vertentes na Bacia do Córrego do Quebra - Gouveia/MG**. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2004.

RUELLAN, A. **Contribuição das pesquisas em zona tropical ao desenvolvimento da ciência do solo**. CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 21., Campinas. Anais... Campinas: SBCS, p. 405-414. 1987.

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

SAADI, A. & VALADÃO, R.C. **Evolução Geomorfológica Quaternária da Região de Gouveia, Serra do Espinhaço**. In: Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. SBG-MG. Bol. SBG, Belo Horizonte-MG. p.434-448. 1987.

SALGADO, A.A.R.. **Desnudação Geoquímica e Evolução do Relevo no Espinhaço Meridional – MG**. Belo Horizonte: IGC/UFMG, 189 p. (Dissertação de Mestrado). 2002.

SALGADO, A.A.R. & VALADÃO, R.C. 2003. **Contribuição da Desnudação Geoquímica na Evolução da Erosão Diferencial no Espinhaço Meridional – MG**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 4, n. 2, p. 31-40. 2003.

SALGADO, A. A. R.: **Estudo da Evolução do Relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, Através da Quantificação dos Processos Erosivos se Denudacionais**. Tese (Doutorado em Geologia). DEGEO/UFOP. Ouro Preto – MG. 2006.

SALOMÃO, F. X. T.; ANTUNES, F. S. *Solos em pedologia*. In: OLIVEIRA, A.M.S; BRITO, S.N.A. (Editores). **Geologia de Engenharia**. 1 ed. São Paulo: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA de GEOLOGIA DE ENGENHARIA, p.87 – 99. 2001.

SALOMÃO, F.X.T. *Controle e prevenção de processos erosivos*. In: GUERRA, A.J.; GARRIDO, R.; SOARES, A., orgs. **Erosão e conservação de solos: conceitos, bases e aplicações**. Rio de Janeiro, Bertand Brasil, p.229-267. 1999.

SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5a ed. Viçosa. SBCS, 100p. 2005.

SCHAETZL, R. **Lithologic discontinuities in some soils on drumlins theory, detection, and application**. *Soil Sci.*,163:570-590, 1998.

SILVA, S. M.: **Compartimentação morfopedológica da Bacia do Ribeirão Chiqueiro, Gouveia - MG**; 114 p.; Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2004.

SUDOM, M.D. e St. ARNAUD, R. J. **Use of Quartz, Zirconium and Titanium as Weathering Indices in Pedogenic Studies**. *Can. J. Soil Sci.*, Ottwa, 51:385 – 396, 1971.

SUMMERFIELD M. A.. **Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms** Essex, Longman Scientific & Technical. P: 129-144, 163-203, 371-395, 457-478. 1991.

TAN, K. T. **Principles of soil chemistry**. New York, Marcel Dekker, Inc. 267p. 1982.

TAYLOR, G. & EGGLETON, R.A. 2001. **Regolith geology and geomorphology**. Chichester, England. John Wiley,. 375p. 2001.

- THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes.** Chichester, England. John Wiley, 460p. 1994.
- TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. *Intemperismo e formação do solo* In: TEIXEIRA, W. [et al]. **Decifrando a Terra.** São Paulo: Oficina de Textos, p. 140-166. 2000.
- TONUI, E.; EGGLETON, T.; TAYLOR, G. 2003. **Micromorphology and chemical weathering of a K-rich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia).** *Catena.* 53:181-207, 2003. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>. Acesso em: 19 fev. 2009.
- TRICART, J.. **As relações entre a morfogênese e a pedogênese.** *Notícia Geomorfológica*, 8. Campinas, p.5-18 (Trad. A. Christofolletti). 1968.
- TRICART, J. **Ecodinâmica,** Rio de Janeiro, IBGESUPREN, (Recursos Naturais e Meio Ambiente), 91 p. 1977.
- VALADÃO, R.C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais.** Salvador: IGEO/UFBA, 243p. (Tese de Doutorado). 1998.
- VELOSO, C.A.C., et al.. **Efeito de diferentes materiais no PH do solo.** In: SCIENTIA AGRICOLA, Piracicaba – SP, 49(1): 123 – 128, 1992.
- VERDADE, F.C. *Análise química total.* In: MONIZ, A.C., ed. **Elementos de pedologia.** São Paulo, Polígono, p.209 - 221. 1972.
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F.; CASTRO, S. S. *Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas.* In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P. da; CARDOSO, E. J. (Ed.) **Tópicos em Ciência do Solo.** Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.4, p.145-192, 2005.
- VIEIRA, L.S.; SANTOS, P.C.T.C. dos; VIEIRA, N.F. **Solos: propriedades, classificação e manejo.** Brasília: MEC/ABEAS, 154 p.. 1988.
- VITTE, A.C. **Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação no estudo das formas de relevo nas regiões tropicais úmidas.** *Terra Livre*, 16, parte I, p. 11-24. 2001.
- YOUNG, A. **Tropical soils and soil survey.** Cambridge: Cambridge University Press, 468p. 1976.

ANEXO I - Ficha de descrição de solos em campo.

FICHA DE DESCRIÇÃO DE SOLO	
INFORMAÇÕES GERAIS	
PROJETO:	_____
PERFIL Nº:	_____ DATA: _____
CLASSIFICAÇÃO:	_____
LOCALIZAÇÃO:	_____
FORMAÇÃO GEOLÓGICA:	_____
LITOLOGIA:	_____
SITUAÇÃO E DECLIVE:	_____
RELEVO:	_____
EROSÃO:	_____
DRENAGEM:	_____
VEGETAÇÃO:	_____
USO ATUAL:	_____

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA		
Horiz. _____	Espes. _____ (cm)	Cor: _____ (úmida) _____ (seca) Mosqueado: _____ Textura: _____ Estrutura: _____ Cerosidade: _____ Consistência: _____ Raízes: _____ Transição: _____
Horiz. _____	Espes. _____ (cm)	Cor: _____ (úmida) _____ (seca) Mosqueado: _____ Textura: _____ Estrutura: _____ Cerosidade: _____ Consistência: _____ Raízes: _____ Transição: _____

Horiz. _____ Espes. _____ Cor: _____ (úmida)
(cm) _____ (seca)
Mosqueado: _____
Textura: _____
Estrutura: _____
Cerosidade: _____
Consistência: _____
Raízes: _____ Transição: _____

Horiz. _____ Espes. _____ Cor: _____ (úmida)
(cm) _____ (seca)
Mosqueado: _____
Textura: _____
Estrutura: _____
Cerosidade: _____
Consistência: _____
Raízes: _____ Transição: _____

Horiz. _____ Espes. _____ Cor: _____ (úmida)
(cm) _____ (seca)
Mosqueado: _____
Textura: _____
Estrutura: _____
Cerosidade: _____
Consistência: _____
Raízes: _____ Transição: _____

Horiz. _____ Espes. _____ Cor: _____ (úmida)
(cm) _____ (seca)
Mosqueado: _____
Textura: _____
Estrutura: _____
Cerosidade: _____
Consistência: _____
Raízes: _____ Transição: _____

OBSERVAÇÕES: _____

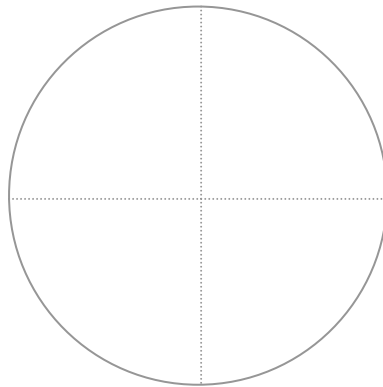
ANEXO II – Ficha de descrição micromorfológica de solos

Análise mínima da assembléia do fundo matricial e das feições pedológicas

Lâmina: _____

Origem: _____

Campo visual do microscópio – aumento de 2,5x (diâmetro = 5mm)
Desenho (diâmetro = 5cm)



Legenda



Escala: 1cm = 1mm

Componentes	Esqueleto	Plasma	Poros
%			

1. Assembléia

- Características gerais da lâmina:

- **Se material apédico:**

- Seleção: _____
- Dimensão: _____
- Distribuição de base: _____
- Distribuição referida: _____

- **Se material pédico:**

- Pedalidade:
- Grau de desenvolvimento (p. 60; p. 61 – Fig. 13): _____
- _____
- Grau de seleção (p. 46; p. 48 – Quadro 7): _____
- _____
- Classes e formas (p. 51; p. 52 – Fig. 9; p. 53 – Fig. 10):

Classe (Modif. de ZINGG, 1935 e BREWER, 1964)	Forma (Inspirado em BULLOCK <i>et al</i> , 1985)

- Grau de arredondamento (BULLOCK *et al*, 1985) (p. 54; p. 55 – Quadro 9): _____
- Trama/Distribuição relativa (ou estrutura de base) - (p. 56 e 57- Fig. 12; p. 63 – Quadro 12; p. 64): _____
- (Obs.: a trama deve ser observada com zoom, através da lente de aumento 10x)

2. Fundo Matricial

2.1. Poros (intra-agregados)

- Dimensão (p. 67; p. 68 – Quadro 13): _____
- Classif. morfológica (p. 68, 69 e 70 – Fig. 17): _____
- Classe de alisamento (p. 71 – Quadro 15): _____
- Distribuição (p.57 – Fig. 12): _____
- Orientação (p. 58): _____
- Gênese (p. 72 – Quadro 16): _____

2.2. Esqueleto (p. 73)

- Grau de seleção (p. 46; p. 48 – Quadro 7): _____
- Dimensão (escala textural) (p. 48 – Quadro 7): _____
- Frequência (p. 48 – Quadro 7): _____
- Mineralogia: _____

- Grau de arredondamento (BULLOCK *et al*, 1985) (p. 54; p. 55 – Quadro 9): _____
- Exoscopia (p. 73; p. 74 – Quadro 17): _____
- Orientação (p. 58 – Quadro 10): _____
- Distribuição de base (p. 56; p. 57 – fig. 12): _____
- Distribuição referida (p. 56; p. 57 – fig. 12): _____
- Distribuição relativa (p. 56; p. 57 – fig. 12): _____
- Org. funcional entre esqueleto e plasma (p. 75 – Quadro 18):

2.3. Plasma (fração argila)

- Cor do plasma: _____
- Orientação de base (p. 82 – Quadro 22): _____
 - Grau de orientação: _____
 - Natureza da orientação: _____
- Orientação relativa (a partir de BREWER, 1964; p.85): _____

(Obs.: a trama deve ser observada com zoom, através da lente de aumento 10x)

3. Feições Pedológicas (p.17 e 86)

- **Cutãs** (p.93):
 - distribuição geral: _____
 - forma geral do revestimento: _____
 - natureza dos constituintes: _____
 - contraste: _____
 - adesividade: _____
 - fábrica interna: _____
 - classificação morfológica: _____
 - genética: _____
- **Pápulas** (p.125):
 - morfologia externa: _____
 - individualização: _____

- fábrica interna: _____
- origem e evolução: _____
- **Pedotúbulos** (p.110):
 - forma externa (p.112): _____
 - dimensão: _____
 - fábrica interna (Q.23-p.91/Fig.33-p.112): _____

 - densidade de fábrica (Fig.32-p.110): _____
 - individualização (p.112): _____
 - origem (p.113): _____
- **Feições de Depleção** (perda) (p.88/Fig.22-p.89): _____

- **Glébulas** (p.115):
 - forma externa (Qd. 28/p.116): _____
 - trama interna (p.118): _____
 - identificação mineralógica (p.118): _____
 - tipo (Fig.36/p.119): _____