

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

ANA LÚCIA LAGES DE SOUZA RAMOS

**CARACTERÍSTICAS MICROMORFOLÓGICAS DE
LATOSSOLOS VERMELHOS E VERMELHO-AMARELOS DA
PORÇÃO NORTE DA BACIA DO CÓRREGO DO RIO
GRANDE, EM GOUVEIA (MG).**

Minas Gerais - Brasil

Julho de 2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Ana Lúcia Lages de Souza Ramos

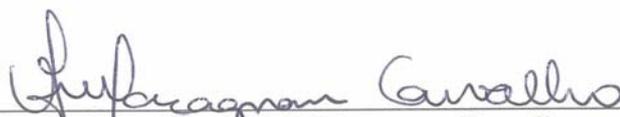
**CARACTERÍSTICAS MICROMORFOLÓGICAS DE LATOSSOLOS
VERMELHOS E VERMELHO-AMARELOS DA PORÇÃO NORTE DA
BACIA DO CÓRREGO DO RIO GRANDE, EM GOUVEIA (MG).**

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

Área de concentração: Geografia e Análise Ambiental
Orientadora: Prof^a Dr^a Vilma Lúcia Macagnan Carvalho

Belo Horizonte
Departamento de Geografia – IGC/UFMG
2008

Dissertação defendida e aprovada, em 31 de julho de 2008, pela Banca Examinadora constituída pelos professores:


Profª. Dra. Vilma Lúcia Macagnan Carvalho


Profª. Dra. Cristiane Valéria de Oliveira


Profª. Dra. Selma Simões de Castro

Ao meu pai,
com o afeto que gostaria de ainda poder lhe
dedicar.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, agradeço ao Professor Oswaldo Bueno Amorim Filho, mestre inesquecível, pela confiança em mim depositada e por indicar-me o trajeto a seguir.

À Professora Vilma Lúcia Macagnan Carvalho, por ter-me aceito como sua orientanda, pela paciência, pelas críticas construtivas e pela orientação técnica e científica.

À Professora Cristiane Valéria de Oliveira, por receber-me na primeira disciplina isolada por mim cursada no IGC, pelo apoio prestado desde o início, pela sugestão e orientação quanto aos estudos realizados e por integrar a banca na defesa deste trabalho.

Ao Professor Roberto Célio Valadão, pela atenção, disponibilidade, pelas sugestões de trabalho e por acreditar que eu pudesse desenvolver esta pesquisa.

À Professora Selma Simões de Castro, por participar da banca na defesa desta dissertação, por sua essencial cooperação na identificação dos componentes micromorfológicos e pelas sugestões teóricas.

Aos Professores Paulo Aranha e André Salgado pela colaboração no desenvolvimento deste estudo.

À Nivia e ao Ricardo do Laboratório de Sedimentologia, pela disponibilidade e colaboração na realização das análises dos solos.

À Vitória Pedersoli, pelo carinho, amizade e torcida para que eu realizasse este curso de Mestrado.

Aos colegas Leonardo Paim, Luiz Otávio Martins Cruz, Maria Luiza Navarro de Menezes e Leonardo Cristian Rocha, por colaborarem no desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Breno Ribeiro Marrent, pela dedicação e desvelo na elaboração das figuras integrantes da dissertação.

Aos Professores Antônio Carlos Pedrosa e Antônio Gilberto da Costa, por disponibilizarem o Laboratório de Rochas Ornamentais do CPMTC para as tomadas de fotomicrografias das lâminas delgadas.

Ao Hélio e ao Fernando, pela receptividade, atenção e colaboração durante a utilização do Laboratório do CPMTC.

Aos amigos Cinara e Marcos, pela companhia, apoio e literal força no trabalho de campo em Gouveia. Ao Edinho, pelo encaminhamento das fotomicrografias por meio digital. À Cristina, pelo estímulo. À Madalena Amorim, pela solidariedade.

À minha tia Maria Eugênia, pelas traduções realizadas, fundamentais no estudo realizado e à elaboração deste trabalho.

A meu pai, pela orientação, pela torcida, pelas doces palavras de estímulo, por sua presença constante. À minha mãe, por sua dedicação, por todas as assistências prestadas durante este percurso. Aos meus irmãos Paulinho e Marcos, pela solicitude e apoios técnico e logístico.

Finalmente, ao Gladstone, pelo companheirismo, pela dedicação, por seu envolvimento e cooperação na execução deste trabalho, pela paciência, por seu amor. Aos meus filhos, pela compreensão nos momentos em que não pude lhes dedicar a atenção que precisavam e, sobretudo, por serem quem são. E a Deus, por tudo.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	14
CAPÍTULO I	
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
1.1. Solo: conceitos e classes.....	19
1.1.1. <i>Formações superficiais.....</i>	24
1.1.2. <i>Classificação de solos.....</i>	26
1.2. Latossolos.....	28
1.2.1. <i>Conceito e características.....</i>	28
1.2.2. <i>Gênese e evolução.....</i>	31
1.2.3. <i>Latossolos Vermelhos.....</i>	33
1.2.4. <i>Latossolos Vermelho-Amarelos.....</i>	34
1.3. Micromorfologia de solos.....	34
1.3.1. <i>Princípios, objetivos e aplicações da micromorfologia.....</i>	37
1.3.2. <i>Conceitos básicos em micromorfologia.....</i>	39
CAPÍTULO II	
CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	44
2.1. Localização.....	44
2.2. A bacia do córrego do Rio Grande: caracterização geral.....	46
2.3. Geologia.....	48
2.4. Geomorfologia.....	52
2.5. Cobertura pedológica.....	56
2.6. Cobertura vegetal e Uso do solo.....	57
2.7. Formações superficiais.....	58
2.8. Clima.....	61
CAPÍTULO III	
PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	63
CAPÍTULO IV	
CARACTERIZAÇÃO MACRO E MICROMORFOLÓGICA E ANALÍTICA DOS PERFIS DE SOLOS.....	69

4.1.	Características morfológicas e físicas dos perfis de solos.....	69
4.1.1	<i>Perfil 1 – LATOSSOLO VERMELHO.....</i>	72
4.1.2.	<i>Perfil 2 – LATOSSOLO VERMELHO.....</i>	74
4.1.3.	<i>Perfil 3 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico..</i>	76
4.1.4.	<i>Perfil 4 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO.....</i>	78
4.2.	Síntese das análises químicas dos horizontes Bw por perfil de solo.....	80
4.3.	Caracterização micromorfológica.....	82
4.3.1.	<i>Perfil 1 – LATOSSOLO VERMELHO.....</i>	82
4.3.2.	<i>Perfil 2 – LATOSSOLO VERMELHO.....</i>	91
4.3.3.	<i>Perfil 3 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico..</i>	99
4.3.4.	<i>Perfil 4 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO.....</i>	106
4.4.	Análise comparativa das características micromorfológicas dos perfis.....	117
	CAPÍTULO V – CONCLUSÕES.....	122
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	126
	ANEXOS.....	131

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	- Localização do município de Gouveia (MG), municípios limítrofes e bacia do córrego do Rio Grande.....	45
Figura 2	- Bacia do córrego do Rio Grande – Área de Estudo: perfis de solo estudados e voçorocas relacionadas.....	47
Figura 3	- Mapa Geológico da Região de Gouveia.....	49
Figura 4	- Geologia da bacia do córrego do Rio Grande.....	50
Figura 5	- Compartimentos Altimétricos da bacia do córrego do Rio Grande.....	55
Figura 6	- Classes de solos e processos erosivos em porção da bacia do córrego do Rio Grande.....	57
Figura 7	- Formações superficiais da bacia do córrego do Rio Grande.....	59
Figura 8	- Bacia do córrego do Rio Grande – Localização dos perfis de solos estudados.....	64
Figura 9	- Perfil 1 – Latossolo Vermelho (margem esquerda do córrego do Rio Grande).....	72
Figura 10	- Perfil 2 – Latossolo Vermelho (margem esquerda do córrego do Rio Grande).....	75
Figura 11	- Perfil 3 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico (margem direita do córrego do Quebra).....	77
Figura 12	- Perfil 4 – Latossolo Vermelho-Amarelo (terraço na margem esquerda do córrego dos Pereiras).....	79
	- Fotomicrografias – Perfil 1.....	86
	- Fotomicrografias – Minerais Opacos no Sub-horizonte BW ₂	89
	- Fotomicrografias – Perfil 2.....	95
	- Fotomicrografias – Perfil 3.....	103
	- Fotomicrografias – Perfil 4.....	112

LISTA DE TABELAS E QUADROS

Tabela 1 -	Síntese das características morfológicas e físicas dos perfis de solos da área de estudo.....	70
Tabela 2 -	Análises químicas das amostras dos horizontes Bw.....	81
Quadro 1 -	Caracterização micromorfológica do Perfil 1.....	83
Quadro 2	Caracterização micromorfológica do Perfil 2.....	92
Quadro 3	Caracterização micromorfológica do Perfil 3.....	100
Quadro 4	Caracterização micromorfológica do Perfil 4.....	107

RESUMO

A Depressão de Gouveia, localizada na porção central de Minas Gerais, se caracteriza pela complexidade em sua dinâmica ambiental, especialmente relacionada aos aspectos geológicos, geomorfológicos e pedológicos. Esta peculiaridade tem motivado a realização de diversos estudos nessa região já há bastante tempo. Mais recentemente, porém, as pesquisas realizadas no local têm empregado a técnica da micromorfologia de solos, considerada fundamental para a discussão quanto à gênese das formações superficiais investigadas, no que diz respeito à natureza alóctone ou autóctone dos materiais que as compõem. É neste contexto, portanto, que se insere este trabalho, que tem como objetivo principal realizar a caracterização micromorfológica de Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos existentes na bacia do córrego do Rio Grande, no município de Gouveia, e, com isso, contribuir para elucidar questões ainda não fechadas acerca da dinâmica pedogenética da região. Assim sendo, a micromorfologia de solos representa a técnica principal empregada nesta pesquisa, embora tenha sido associada a outras técnicas fundamentais no estudo pedológico. Para tanto, a metodologia utilizada para se atingir os objetivos deste trabalho envolveu, primeiramente, uma revisão bibliográfica e levantamento de dados cartográficos. Posteriormente, foram realizados trabalhos de campo para descrição morfológica de quatro perfis de solos e coleta de amostras de solos deformadas e indeformadas. As amostras deformadas foram coletadas em todos os horizontes dos perfis, para a realização de análises físicas e químicas, e as indeformadas para as análises micromorfológicas. As análises físicas consistiram da determinação granulométrica. Já as análises químicas envolveram a quantificação em porcentagem de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , com objetivo de se calcular as relações moleculares K_i e K_r . Para as análises micromorfológicas foram confeccionadas 26 lâminas delgadas e uma seção polida, visando à identificação dos constituintes dos solos com uso de microscópio ótico polarizante, por meio do qual se realizou a tomada de fotomicrografias. Com os dados obtidos, foram efetuadas análises pormenorizadas de cada perfil de solo, sendo dada ênfase à análise micromorfológica. Assim sendo, o que mais se destacou quanto aos aspectos micromorfológicos foi a semelhança evidente entre as características dos perfis

1 e 2, bem como entre as dos perfis 3 e 4. Nos perfis 1 e 2, classificados como Latossolos Vermelhos, observou-se, de maneira geral, os seguintes aspectos: plasma marrom escuro, relacionado à influência das rochas metabásicas; predominância de grãos de quartzo angulares e subangulares; litorrelíquias de xisto com dimensões representativas; fragmentos líticos opacos, provavelmente de gabro; minerais opacos, também relacionados às metabásicas; e trama predominantemente enáulica. Quanto aos perfis 3 e 4, Latossolos Vermelho-Amarelos, os atributos que mais se destacaram foram: expressiva presença de sericita no plasma; cor brunada bastante clara; trama predominantemente porfírica; litorrelíquias de xisto em estágio de intemperismo incipiente, nos horizontes superficiais bastante alterados; grãos de quartzo arredondados; e de xistos dissociados do plasma. Associando-se as evidências micromorfológicas aos dados das demais análises, foram, por conseguinte, suscitadas as hipóteses de que os solos relativos aos perfis 1 e 2 têm gênese autóctone, e de que os relacionados aos perfis 3 e 4 são alóctones.

Palavras-chave: micromorfologia de solos, Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo, solo autóctone, solo alóctone.

ABSTRACT

The Gouveia Depression, located in the central portion of Minas Gerais, is characterized by the complexity of its environmental dynamics, especially in relation to its geologic, geomorphologic and pedologic aspects. Such peculiarity has been motivating for a long time the production of several studies in said region. More recently, however, researches thereabout conducted have been employing the soil micromorphology technique, which is regarded as being fundamental to the argument concerning the genesis of the examined superficial formations in respect to the allochthonous or autochthonous nature of the materials whereby they are formed. It is in this context, therefore, that the present study is inserted, of which the foremost objective is executing the micromorphologic characterization of the existing Red and Red-Yellow Oxisols in the Rio Grande rivulet basin, at the municipal district of Gouveia, thereby contributing to elucidate not yet solved questions pertaining to the pedogenetic dynamics in the region. Wherefore, soil micromorphology represents the principal technique employed in this research, albeit it has been used in association with other procedures fundamental to any pedologic study. Accordingly, the methodology applied in attaining the objectives of this work involved, primarily, a bibliographic review and a gathering of cartographic data. Subsequently, fieldwork was performed in order to obtain a morphologic description of four soil profiles and to collect deformed and non-deformed soil samples. The deformed samples were amassed from all horizons of the profiles for the execution of physical and chemical analyses, and the non-deformed for micromorphologic analyses. The physical analyses consisted in granulometric determination. The chemical analyses, on the other hand, involved quantification in percentages of SiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3 as a means for calculating the K_i and K_r molecular relations. For the micromorphologic analyses, 26 thin slides and one polished section, sighting at the identification of the components of the soils by the usage of an optical polarizing microscope, whereby the photomicrographies were taken. With the obtained data further and more detailed analyses for each soil profile were made, assigning emphasis to the micromorphologic analysis. Thence, what has become more salient as to what concerns the micromorphologic aspects is the evident similarity between the characteristics of profiles 1 and

2, as well as that between profiles 3 and 4. In profiles 1 and 2, classified as Red Oxisols, the following aspects were generally observed: dark brown plasma, related to the influence of the metabasic rocks; predominance of angular and subangular grains of quartz; lithorelics of schist of significant dimensions; opaque lithic fragments, probably of gabbro; opaque minerals, also related to the metabasic rocks; and predominantly enaulic texture. As for profiles 3 and 4, the Red-Yellow Oxisols, the more salient attributes were: manifest presence of sericite in the plasma; very light brownish color; predominantly porphyritic texture; lithorelics of schist in incipient weathering state in the more altered superficial horizons; rounded grains of quartz; and the presence of schist dissociated from the plasma. Associating such micromorphologic evidence with the data from the other analyses, the hypotheses that the soils pertaining to profiles 1 and 2 have an autochthonous genesis and the ones respecting profiles 3 and 4 an allochthonous one were raised.

Keywords: soil micromorphology, Red Oxisol, Red-Yellow Oxisol, autochthonous soil, allochthonous soil.

A micromorfologia de solos representa uma técnica de observação morfológica em escala micrométrica que estuda as estruturas pedológicas em seu ambiente natural, modificado ou não. Tendo como objetivo o estudo das microorganizações dos solos, contribui para importantes deduções a respeito dos processos pedológicos envolvidos.

Segundo Castro (2002), dentre uma infinidade de outras possibilidades, a micromorfologia de solos permite caracterizar as organizações pedológicas visando à diferenciação e classificação de horizontes ou perfis de solo, avaliar seus estágios de evolução e grau de equilíbrio, sobretudo face ao uso e manejo de que são alvo. De acordo com Resende *et al.* (2002), uma das vantagens dessa técnica está relacionada ao fato de se trabalhar com amostras de solos em sua estrutura natural indeformada. Entretanto, ressaltam os autores que um estudo micromorfológico deve estar sempre associado ao exame do perfil do solo e da paisagem na qual este se encontra.

Também conhecida como micropedologia, esta técnica foi utilizada em trabalhos recentes, como os de Rocha (2004) e Menezes (2006), realizados na região da Depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional, na porção central do Estado de Minas Gerais, onde se encontra a área de estudo deste trabalho, localizada a montante da bacia de drenagem do córrego do Rio Grande, no município de Gouveia.

Rocha (2004), ao realizar a caracterização pedológica em duas vertentes na bacia do córrego do Quebra, que faz parte da bacia do córrego do Rio Grande, considerou a micromorfologia como determinante para relacionar o material pedológico com a rocha de origem. Em uma das toposseqüências estudadas pelo autor, localizada na margem direita do córrego do Quebra, foram investigados três perfis de solo cujas características, dentre elas a semelhança mineralógica e a homogeneidade do material analisado, levaram-no a considerar que as formações superficiais ali ocorrentes são de origem autóctone.

Menezes (2006) caracterizou micromorfológicamente as formações superficiais encontradas ao longo de uma voçoroca na vertente da margem direita do mesmo córrego, com intuito de contribuir com a discussão sobre a gênese do material pedológico investigado, no que diz respeito à aloctonia e autoctonia. Seu estudo se deveu à existência de outros trabalhos na região e que envolvem essa questão, como os de Saadi e Valadão (1987), Saadi (1995), Ferreira (2002), Cruz *et al.* (2004) e Cruz (2006).

De acordo com Saadi e Valadão (1987), o relevo da Depressão de Gouveia resulta de vários eventos desnudacionais, que culminaram em uma diversidade de depósitos Quaternários e pré-Quaternários. Dentre estes depósitos, destacam-se as formações coluviais que recobrem as vertentes da região, cujo contato com o elúvio é marcado pela ocorrência de linhas de pedra (Cruz, 2006).

Em seu trabalho, Cruz (2006) realizou análises físicas e químicas de amostras coletadas em sete perfis de solo na região da bacia do córrego do Rio Grande, objetivando caracterizar essas formações coluviais e contribuir com as interpretações sobre a gênese e a evolução desses materiais. A partir das evidências morfológicas, granulométricas e químicas, o autor inferiu que os materiais componentes da cobertura pedológica sobrepostas às linhas de pedra são alóctones.

Ao empregar a metodologia da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica em seu estudo, Menezes (2006) realizou a análise da organização das características das formações superficiais investigadas, as quais considerou como de origem coluvial, conforme haviam indicado Saadi e Valadão (1987), Saadi (1995), Ferreira (2002), Cruz *et al.* (2004) e Cruz (2006).

A partir da abordagem micromorfológica, Menezes (2006) identificou dois aspectos que atribuiu como indícios de coluvionamento: presença de litorrelíquias de xistos dissociadas da fração argila do solo (plasma); e de quartzos arredondados e de tamanhos variados, de origem eólica, integrantes de outra formação litológica localizada a oeste da área de estudo delimitada pela autora.

Quanto às constatações de que os solos da Depressão de Gouveia teriam se desenvolvido sobre colúvios, conforme os estudos realizados, Cruz (2006) chama a atenção, no entanto, para o fato de que pesquisa recente teria demonstrado que alguns solos também presentes nessa região haviam se desenvolvido sobre materiais autóctones, revendo, com isso, as hipóteses antes formuladas.

Ao fazer considerações sobre a evolução pedológico-geomorfológica da Depressão Gouveia, Rocha (2004) confirmou a complexidade que envolve os processos ali ocorrentes e a necessidade de se realizar investigações mais aprofundadas na região, o que, para ele, indicaria novos rumos para o conhecimento do desenvolvimento pedológico e da dinâmica local.

Assim sendo, é nesse contexto que se insere este trabalho, que tem como objetivo geral realizar a caracterização micromorfológica de Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos ocorrentes na bacia do córrego do Rio Grande e, com isso, contribuir para a elucidação quanto à gênese dos solos da região, no que concerne à natureza autóctone ou alóctone dos materiais que os compõem.

Portanto, a micromorfologia de solos representa a técnica principal empregada nesta pesquisa, embora tenha sido associada a outras técnicas fundamentais no estudo pedológico, imprescindíveis à concretização da investigação pretendida.

Quanto aos solos estabelecidos para o estudo, há que se dizer que, na Depressão de Gouveia, ocorrem Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos nas áreas de relevo suave ondulado e ondulado, em vertentes de baixa declividade. Bastante profundos e muito intemperizados, os Latossolos Vermelhos, encontrados tanto na alta como na média e baixa vertente, estão associados à presença de rochas metabásicas, enquanto que os Latossolos Vermelho-Amarelos ocorrem associados às rochas graníticas do Complexo Gouveia (DINIZ, 2002).

Para a realização deste trabalho, foram definidos quatro perfis de solos como pontos de amostragem, com o propósito de se comparar as suas características micromorfológicas, sendo dois classificados como Latossolos Vermelhos, um como Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico e outro como Latossolo Vermelho-Amarelo. Os Latossolos Vermelhos envolvem os perfis definidos como 1 e 2; o Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico corresponde ao perfil 3, o único que cuja denominação inclui até o 4º nível categórico, respeitando-se a classificação previamente realizada por Cruz (2006) e Menezes (2006); e o Latossolo Vermelho-Amarelo ao perfil 4. Desses, apenas o perfil 1 teve a sua classificação pedológica realizada neste trabalho, uma vez que os demais já haviam sido devidamente classificados por Cruz (2006) e Menezes (2006).

Dentre esses perfis, Cruz (2006) realizou a caracterização geoquímica dos perfis 2, 3 e 4. Menezes (2006), através da técnica da micromorfologia, caracterizou o perfil 3. Dessa forma, a escolha dos perfis objetiva a comparação micromorfológica com os dados já existentes. Além disso, as análises granulométricas e químicas dos referidos perfis também já foram realizadas pelos autores, as quais serão consideradas neste trabalho.

Em vista da mencionada complexidade que envolve os processos ocorrentes na Depressão de Gouveia, relacionados aos aspectos geológicos, geomorfológicos e pedológicos, pretende-se, com este estudo, auxiliar no esclarecimento de questões ainda não fechadas acerca da dinâmica pedogenética da região. Para tanto, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- (i) identificar possíveis diferenças no padrão micromorfológico dos solos investigados;
- (ii) relacionar essas possíveis diferenças à autoctonia ou aloctonia desses solos;
- (iii) confrontar os resultados com os dados obtidos por Rocha (2004), Cruz (2006) e Menezes (2006).

Ao reconhecer que o solo resultava de uma complexa interação de inúmeros fatores genéticos, atuantes em determinado período de tempo sobre o material de origem, o cientista russo Dokuchaiev lançou, nos anos de 1880, as bases da Pedologia, ou Ciência do Solo, como também é denominada.

Conforme Resende *et al* (2002), há vantagens em aprender sempre mais a respeito do solo, uma vez que ele ocupa uma posição peculiar ligada às várias esferas que afetam a vida humana, constituindo o substrato principal da produção de alimentos e uma das principais fontes de nutrientes e sedimentos para os rios, lagos e mares.

Afora esses aspectos, considerando-se que o estágio de desenvolvimento do solo é um indicador de variações na dinâmica geomorfológica ao longo do tempo, o estudo dos solos contribui, portanto, para o entendimento da evolução da paisagem. Além disso, os solos representam um importante balizador dos impactos ambientais. Assim sendo, além de fundamentais para a identificação e mapeamento de solos, para fins de uso e ocupação de qualquer natureza, os estudos pedológicos são de suma importância para os estudos ambientais, com o objetivo de se evitar a degradação da qualidade ambiental e/ou mitigar impactos ocorridos no meio ambiente.

Nesse contexto, a micromorfologia de solos, ou micropedologia, traz grande contribuição para os estudos pedológicos. Conforme Castro (2002), dentre uma infinidade de outras possibilidades, a micromorfologia de solos permite caracterizar as organizações pedológicas visando à diferenciação e classificação de horizontes ou perfis de solo, avaliar seus estágios de evolução e grau de equilíbrio, sobretudo face ao uso e manejo neles empregados. É aplicada na Pedologia para a definição da gênese, morfologia e classificação; comportamento e funcionamento (física e geoquímica do solo); uso, manejo e conservação; e paleopedologia.

Entretanto, conforme pondera Delvigne (1981), uma pesquisa micromorfológica deve ser associada ao conjunto de dados obtidos no campo, na escala do horizonte, do perfil e da paisagem. Concepção esta corroborada por Castro (2002), ao afirmar que, por se tratar de uma técnica de observação que, por si só, não responde a todas as questões levantadas numa pesquisa pedológica, necessita dos resultados analíticos obtidos pelo emprego de outras técnicas. Assim, associada ao estudo das características macromorfológicas, físicas e químicas dos solos investigados, a micromorfologia se constitui como a técnica principal da metodologia utilizada neste trabalho.

Diante dessas considerações, torna-se fundamental o entendimento do que significa solo, dos conceitos a ele associados e das classes de solo identificadas neste estudo, bem como do que representa a técnica principal nele empregada, a micromorfologia de solos, temas estes pormenorizados a seguir.

1.1. Solo: conceitos e classes

Segundo a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA (2006), solo é uma coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais do planeta, e que contém matéria viva.

Ruellan (1988) considera solo como a cobertura pedológica constituída por sólidos minerais e orgânicos, líquidos e gases, por seres vivos e inertes, sendo um meio organizado ou estruturado. Para este autor, trata-se de um meio dinâmico, em perpétua evolução ou transformação, onde há transportes permanentes ou intermitentes de matérias sólidas, líquidas, gasosas e biológicas.

De acordo com Reichardt citado por Pérez (1999), o solo encontra-se na interface entre litosfera, biosfera e atmosfera, e resulta da interação recíproca dos elementos componentes dessas esferas, durante um período de tempo que pode envolver milhões de anos.

Para o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas - IBGE, dentre as diversas definições de solo, a que melhor se adapta ao levantamento pedológico é a do *Soil Taxonomy* (1975) e do *Soil Survey Manual* (1984), descrita a seguir:

Solo é a coletividade de indivíduos naturais na superfície da Terra, eventualmente modificado ou mesmo construído pelo homem, contendo matéria orgânica viva e servindo ou sendo capaz de servir à sustentação de plantas ao ar livre. Em sua parte superior, limita-se com o ar atmosférico ou águas rasas. Lateralmente, limita-se gradualmente com rocha consolidada ou parcialmente desintegrada, água profunda ou gelo. O limite inferior é, talvez, o mais difícil de definir. Mas, o que é reconhecido como solo deve excluir o material que mostre pouco efeito das interações de clima, organismos, material originário e relevo, através do tempo. (IBGE, 2007. p. 31).

Segundo Moniz (1996), a Pedologia considera o solo em formação e em evolução sob o efeito de fatores bioclimáticos, que intervêm sobre a alterita, provocando redistribuição, reestruturação e organização em horizontes. De acordo com Boulet *et al.* (1990), nas condições observadas com mais frequência, os horizontes se sucedem verticalmente, numa série que compreende uma ou diversas seqüências de organizações elementares, derivando umas das outras.

Em relação à alterita, Delvigne (1981) a designa como os horizontes profundos formados pela alteração dos materiais parentais e rochas subjacentes e chama a atenção para o fato de que esta pode ser classificada como isalterita ou alloterita. De acordo com Delvigne (1981), a isalterita compreende os níveis de alteração onde são conservadas mais ou menos perfeitamente as estruturas originais do material parental ou horizonte C, como também é denominado, sendo que a primeira etapa de transformação das rochas corresponde à pseudomorfose dos minerais primários em agregados de minerais secundários e/ou volumes porosos, cujo processo é nomeado como alteração isovolumétrica. Quanto ao termo alloterita, o autor o conceitua como o conjunto alterado cujas estruturas originais herdadas da rocha-mãe não são mais distinguíveis a olho nu.

O termo solo, quando empregado em sistemas taxonômicos, se refere a todas as partes do perfil do solo, presentes acima do material de origem, que correspondem a camadas e horizontes genéticos (IBGE, 2007). O perfil do solo é a unidade básica de estudo do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, apresentando três dimensões e perfazendo um volume mínimo, denominado *pedon*, que possibilite estudar a variabilidade dos atributos, propriedades e características ou camadas do solo (EMBRAPA, 2006).

De acordo com Lemos e Santos (2002), o perfil do solo representa o conjunto de todos os horizontes genéticos e/ou camadas, mais ou menos paralelos à superfície do terreno, acrescidos do material mineral subjacente pouco ou nada transformado e do manto superficial de resíduos orgânicos que influenciam a gênese e o comportamento do solo. Quanto aos horizontes, estes resultam da atuação dos processos pedogenéticos, sendo geneticamente relacionados entre si e indicadores de modificações dominantes a partir do material de origem. Já as camadas são partes de perfil do solo pouco ou nada afetadas pelos processos pedogenéticos.

Dois conceitos, no entanto, norteiam o estudo sistemático dos solos: o conceito de *pedon*, resultante de processos verticais relacionados com o perfil do solo, mantido até hoje em todo o mundo e enfatizado acima; e o conceito de *polipedon*, resultante de processos laterais relacionados com as variações espaciais do solo na topografia. O segundo conceito, mais recente, surgiu a partir de Milne, que utilizou o termo *catena*, seguido por Bocquier e Boulet que aperfeiçoaram a idéia de diferenciação lateral da cobertura pedológica (PÉREZ, 1999).

No contexto verticalista, na formação do solo são consideradas, essencialmente, as transformações verticais, isto é, a rocha mãe originando horizontes sucessivos desde a base até o topo. Entretanto, nas regiões intertropicais, os processos pedogenéticos são mais intensos e a cobertura pedológica pode alcançar profundidades muito superiores às das regiões setentrionais, onde se iniciaram as pesquisas pedológicas. Além desse aspecto, a associação de variações climáticas, típicas das regiões intertropicais, com as variações topográficas resulta numa grande variedade

de tipos de solos, por vezes verificada em áreas reduzidas, sem que necessariamente mude o substrato rochoso.

Em função disso, pesquisadores começaram a se preocupar com as variações laterais dos solos e com as relações entre eles. Tal preocupação iniciou com surgimento do conceito de catena estabelecido por Milne, segundo o qual os perfis verticais de solos que se sucedem em uma vertente são interligados e apresentam relações genéticas entre si, sendo que os principais fatores responsáveis por essa sucessão de solos são os processos erosivos comandados pela topografia (PÉREZ, 1999).

Na década de 1960, o conceito de catena foi enriquecido pela noção de *pedon*, introduzida pelo *Soil Survey Staff*, passando o solo a ser então entendido como um corpo tridimensional que ocupa um volume no espaço. Em 1971, ambas as noções, a de catena e a de *pedon*, foram aperfeiçoadas por Bocquier, que demonstrou ser a cobertura pedológica um sistema complexo que se insere na paisagem de forma estruturada e relacionada com a sua evolução (QUEIROZ NETO, 1988).

Com o trabalho desenvolvido no Tchad, país da África central, Bocquier revelou que a diferenciação lateral da cobertura pedológica podia depender dos próprios mecanismos pedológicos e que estes podiam, até mesmo, comandar a evolução do modelado (PÉREZ, 1999). Em função dos estudos realizados por Milne, Bocquier, Chauvel, Delvigne e Boulet, afirma-se que, a partir dos trabalhos por eles desenvolvidos, se constituiu a base para uma evolução recente da Pedologia. Boulet, Chauvel e suas equipes contribuíram bastante com as técnicas para levantamento e estudo microscópico dos solos em toposseqüência, e Ruellan muito contribuiu para a difusão dessas técnicas no Brasil, na África e no sudeste asiático.

Além desses pesquisadores, no Brasil, autores como Queiroz Neto *et al.* (1981), Lucas *et al.* (1984), Fernandes Barros (1985), Nicola e Boulet (1987), Castro e Curmi (1987), Nahon *et al.* (1989), entre outros de relevância, mostraram que a noção de verticalidade é uma visão incompleta no estudo do

solo, uma vez que as variações laterais não são estudadas de forma detalhada (PÉREZ, 1999).

Assim sendo, o perfil de solo era considerado apenas como um nível de observação e não como um nível de organização. A partir desta concepção, desenvolveu-se um novo enfoque conhecido como Análise Estrutural da Cobertura Pedológica que, segundo Moniz (1996), é, em muito, superior à abordagem tradicional do perfil vertical.

Além dessas considerações, existem ainda outros conceitos relacionados aos estudos pedológicos, tais como: *solum*, solo autóctone, solo alóctone e solo transportado, conforme definidos pelo IBGE (2007):

- *Solum*: corresponde à parte superior e, pressupostamente, mais intemperizada do perfil de solo, compreendendo somente os horizontes A e B.
- Solo autóctone: solo desenvolvido de material de origem proveniente das rochas subjacentes.
- Solo alóctone: solo desenvolvido de material de origem não proveniente das rochas subjacentes, podendo ter natureza distinta ou compatível com estas.
- Solo transportado: solo formado a partir de depósitos não consolidados do tipo colúvio, tálus, cones de dejeção, etc.

No que diz respeito a solos alóctones, considera-se que a sua natureza é de difícil percepção no campo quando se trata de solos de constituição semelhante à das rochas subjacentes. Neste caso, as linhas de pedra (*stone lines*) de formato arredondado ou subarredondado (seixos) são, geralmente, indícios de descontinuidade entre os solos e as rochas locais, entretanto, não é uma regra geral, visto que ocorrem, em função de outros condicionantes, linhas de pedras angulosas em perfis de solo (IBGE, 2007).

Thomas (1994) alega ser impreciso o termo formação alóctone, ao considerar que pode se referir tanto ao material quanto ao processo de formação. No entanto, o autor ressalta a sua importância, uma vez que as formações alóctones recobrem grande parte das regiões úmidas, podendo apresentar espessuras consideráveis, sobretudo nas áreas de menor declividade.

Outro termo relacionado aos estudos pedogenéticos é o de formação superficial, abaixo particularizado.

1.1.1. Formações superficiais

As formações superficiais, para a grande maioria dos autores, compreendem os materiais que recobrem as vertentes, sendo, tanto a sua espessura quanto a sua natureza litológica, variáveis. Trata-se do manto de intemperismo que recobre a rocha sã ou substrato, sendo, em geral, fracamente ou não consolidadas e comumente designadas como regolito. Também são denominadas como perfil de intemperismo, manto de intemperismo ou de alteração. Podem ser de natureza autóctone (eluvial) ou alóctone.

Os perfis de solo desenvolvidos sobre o substrato rochoso, do qual resultam seus componentes materiais, estão associados às formações superficiais autóctones. Já as formações superficiais alóctones compreendem materiais intemperizados que recobrem o substrato geológico sem, no entanto, resultar de sua alteração, sendo, comumente, denominados de colúvios.

Delvigne (1981) denomina de recobrimentos alóctones os materiais coluvionares que recobrem o embasamento rochoso. Segundo este autor, esses materiais que repousam sem transição sobre a rocha são sede de diferenciação pedológica se o movimento de coluvionamento não for muito rápido, uma vez que permitem uma umedificação semi-permanente ou permanente da superfície rochosa subjacente, que pode, assim, começar um novo ciclo de alteração.

Para Bigarella *et al.* (1994), as formações coluviais resultam do deslocamento do elúvio na vertente e limitam-se àquelas em que houve ocorrência de movimento de massa. Todavia, há autores que associam a formação de colúvios à ação do escoamento superficial. Campy e Macaire (1989), por exemplo, relacionam os depósitos coluviais com as forças gravitacionais e afirmam que a maior parte desses depósitos decorre do transporte, tanto por movimentos de massa como por escoamento superficial.

Em relação à disposição desses depósitos, Thomas (1994) considera que se encontram, geralmente, associados a formas específicas das vertentes, mas podem estar localizados de maneira indistinta em função da natureza difusa do fluxo de água e dos movimentos de massa.

Conforme Campy e Macaire (1989), os materiais coluviais acumulam-se nas concavidades das vertentes, sendo que suaves ondulações e ressaltos do relevo são suficientes para essa acumulação. Segundo estes autores, o material coluvial pode aparecer distribuído em qualquer nível da vertente, mas, geralmente, é observado nas porções inferior e média, sendo menos espesso nas porções superiores.

As formações superficiais, na acepção de Campy e Macaire (1989), são de origem autóctone quando resultantes da degradação física e química do substrato que as sustentam, sendo denominados de alteritos autóctones ou para-autóctones; ou de natureza alóctone ou discordante, quando originadas de processos geológicos sedimentares ou vulcânicos.

Segundo Queiroz Neto (2001), as formações alóctones podem ter sido remanejadas e retrabalhadas na vertente e não apresentar relação com o substrato geológico. De acordo com este autor, podem ser testemunhos de processos morfogenéticos e pedogenéticos aliados à evolução e à dinâmica da superfície terrestre.

Em conformidade com a maior parte dos autores, os materiais da cobertura superficial que se encontram dispostos sobre linhas de pedra são de origem alóctone. Dentre eles, Bigarella *et al.* (1994) salientam que, em geral, o colúvio encontra-se assentado sobre o elúvio, estando, freqüentemente, separado deste ou de outras seqüências coluviais por um horizonte de seixos representativo de um paleopavimento detrítico.

Ferreira (2002), ao mapear as coberturas superficiais na bacia do córrego do Rio Grande, afirma que é nesse contexto que se configuram as espessas coberturas observadas nesta bacia. Cruz (2006), em trabalho desenvolvido na mesma região, também considerou como de origem coluvial os materiais que

compõem a cobertura pedológica sobreposta às linhas de pedra, observadas nas bordas das voçorocas onde se encontram localizados os perfis de solo por ele investigados.

Todavia, apesar de ser a concepção da maioria dos autores, conforme mencionado anteriormente, deve-se reafirmar que não se trata de uma regra geral, pois, em função de outros condicionantes, é comum observar linhas de pedras angulosas em perfis de solo.

Rocha (2004), por exemplo, em seu estudo de toposseqüências na bacia do córrego do Quebra, associou a ocorrência de linhas de pedra localizadas muito próximas à superfície à desintegração de veios de quartzo, com posterior transporte e deposição do material que as recobriu. O autor inferiu que os depósitos coluviais, antes existentes, teriam sido removidos e, a partir de análises físicas, químicas e micromorfológicas e do emprego da técnica do GPR, considerou parte do material por ele estudado como sendo de provável origem *in situ*.

Diante das considerações expostas, há que se ressaltar, portanto, que o conhecimento das características das formações superficiais é um item importante no registro das descrições dos solos, uma vez que deve ser informada a natureza do material a partir do qual o solo se originou. Dessa forma, da mesma maneira que se deve fazer constar na ficha de descrição morfológica a situação, a vegetação, a litologia, dentre outros aspectos, deve-se informar, sempre que possível, se há influência de material autóctone ou alóctone. Trata-se de considerações relevantes que, somadas à classificação do solo estudado, favorecem o entendimento da sua constituição.

1.1.2. Classificação de solos

No que diz respeito à classificação de solos, é fundamental a descrição morfológica de perfis de solos, registrando-se suas características por meio do estudo e do exame do solo em seu ambiente e condições naturais. Conforme Lemos e Santos (2002), as descrições completas dos solos devem incluir a

identificação dos horizontes ou camadas que compõem o perfil e a caracterização morfológica de cada um.

De acordo com estes autores, as características mais importantes a observar em cada horizonte são: (i) cor; (ii) textura; (iii) estrutura; (iv) porosidade; (v) cerosidade; (vi) consistência; (vii) cimentação; (viii) nódulos e concreções minerais; (ix) conteúdo de carbonatos; e (x) eflorescências.

Dentre os aspectos citados, a cor representa o de mais fácil percepção ao se analisar um solo, sendo uma das principais características na sua identificação e diferenciação. Segundo Resende *et al.* (2002), os agentes mais determinantes na coloração do solo são a matéria orgânica e os compostos de Fe. Para se estabelecer a cor do solo utiliza-se a escala Munsell¹, comparando-se as amostras obtidas com as cores apresentadas nesse manual, as quais são especificadas por matiz, valor e croma.

A textura representa a proporção relativa, por tamanho, das partículas que constituem o solo, compreendendo as frações argila, silte e areia. Quando essas partículas se encontram agrupadas formam agregados (partículas maiores) e dão ao solo a sua estrutura, que pode variar entre os seguintes tipos: grânulos, grumos, blocos, prismas, colunas e lâminas. Em geral, os Latossolos apresentam estrutura granular.

De acordo com Resende *et al* (2002), a coesão (atração das partículas entre si) e a adesão (atração das partículas por outro corpo), sob diferentes condições de umidade, propiciam determinada consistência ao solo. Ao se descrever um perfil de solo, procura-se determinar a sua consistência em três estados de umidade: seco, úmido e molhado.

Também a transição entre os horizontes representa uma característica importante a ser observada na descrição de um perfil de solo, podendo ser: abrupta, clara, gradual ou difusa. Segundo Lemos e Santos (2002), os Latossolos têm seqüência de horizontes A, B e C com pouca diferenciação

¹ Munsell soil color charts (manual de cores para solos).

entre eles, sendo as transições normalmente difusas ou graduais. Apresentam, portanto, aspecto extremamente homogêneo.

Além dos aspectos mencionados para a caracterização em campo, são primordiais as análises físicas e químicas realizadas em laboratório, bem como a observação dos atributos diagnósticos estabelecidos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, desenvolvido pela EMBRAPA (2006).

A classificação pedológica vigente no país consiste numa evolução do antigo sistema americano, sendo que os conceitos centrais do antigo sistema americano formam a base da atual classificação brasileira que sofreu, no entanto, alterações (EMBRAPA, 2006). Tais alterações, segundo o IBGE (2007), decorrem de modificações de conceitos, criação de classes de solos novas, desmembramento de algumas classes originais e formalização do reconhecimento de subclasses de natureza transicional ou intermediárias.

A partir dessas mudanças, no atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, os Latossolos foram subdivididos, quanto ao segundo nível categórico, em quatro classes ou subordens: Latossolos Brunos, Latossolos Amarelos, Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelho-Amarelos, sendo as duas últimas, conforme já mencionado, objeto de estudo deste trabalho.

Na Depressão de Gouveia, ocorrem Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos nas áreas de relevo suave ondulado e ondulado, em vertentes de baixa declividade. Os Latossolos Vermelhos estão associados a diques e soleiras de rochas metabásicas, sendo encontrados tanto na alta como na média e baixa vertente. Já os Latossolos Vermelho-Amarelos são encontrados associados às rochas graníticas do Complexo Gouveia (DINIZ, 2002). Em vista disso, são abordadas a seguir, a classe Latossolo e as subordens Latossolos Vermelho e Vermelho-Amarelo.

1.2. Latossolos

1.2.1. *Conceito e características*

O termo "Latosol", proposto pelo pedólogo americano Charles E. Kellog, deriva de laterita e "solum", ambos de origem latina e que significam, na ordem citada, tijolo ou material fortemente endurecido e solo (KER, 1997). Segundo este autor, os Latossolos guardam certa correspondência com os Oxisols, Sols Ferralitiques e Ferralsols dos sistemas americano, francês e da FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*)², respectivamente.

A introdução desse termo como classe de solo objetivou agrupar solos mais intemperizados das regiões tropicais, até então denominados "laterite" e "lateritic soils". Segundo Ker (1997), o conceito inicial de Latossolo, proposto por Kellog, contemplava solos cujas características encontravam-se fortemente relacionadas à intemperização e à lixiviação intensas, ambas responsáveis pelas baixas atividades das argilas; capacidade de troca de cátions; relações moleculares sílica/alumínio ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 1,7 = \text{Ki}$) e sílica/óxidos de ferro e de alumínio [$\text{SiO}_2 \times 1,7 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,64) = \text{Kr}$].

A capacidade de troca de cátions (CTC) refere-se à atividade da fração argila (valor T), calculada por $T \times 100 / \% \text{ argila}$, sendo que uma atividade alta (Ta) designa valor igual ou superior a 27 cmolc/Kg de argila e uma atividade baixa (Tb), a valor inferior ao anterior; a relação Ki corresponde ao coeficiente de intemperismo, sendo que, para ser considerado um Latossolo, o Ki dever ser menor ou igual a 2,2; e a relação Kr é empregada para distinguir solos caulíníticos ($\text{Kr} > 0,75$) de solos oxídicos ($\text{Kr} \leq 0,75$) (EMBRAPA, 2006).

Além dos aspectos citados, Ker (1997) descreve os Latossolos como solos muito profundos, de coloração relativamente homogênea com matizes avermelhadas e/ou amareladas, com distribuição mais ou menos uniforme de argila ao longo do perfil, de elevada estabilidade de agregados e com baixo conteúdo de silte em relação à argila.

No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, da EMBRAPA (2006), os Latossolos são conceituados como solos constituídos por material mineral, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de

² Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação.

horizonte diagnóstico superficial, exceto o H hístico, dentro de 200 cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm, caso o horizonte A apresente mais que 150 cm de espessura. Além desse conceito, são mencionados os seguintes aspectos:

- são solos em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo, salvo minerais pouco alteráveis;
- são solos normalmente muito profundos, sendo a espessura do *solum* raramente inferior a um metro;
- têm seqüência de horizontes A, B, C, com pouca diferenciação de horizontes, e transições usualmente difusas ou graduais;
- em distinção às cores mais escuras do A, o horizonte B tem aparência mais viva, com cores variando desde amarelas ou mesmo bruno-acinzentadas até vermelho-escuro-acinzentadas, nos matizes 2,5YR a 10YR, dependendo da natureza, forma e quantidade dos constituintes (geralmente dos óxidos e hidróxidos de ferro), segundo condicionamento de regime hídrico e drenagem do solo, dos teores de ferro na rocha de origem e se a hematita é herdada dele ou não;
- são, em geral, solos fortemente ácidos, com baixa saturação por bases, Distróficos ou Álicos;
- são típicos das regiões equatoriais e tropicais, mas podem ocorrer, também, em zonas subtropicais;
- são originados a partir das mais variadas espécies de rochas, sob condições de clima e tipos de vegetação os mais diversos.

No que concerne a horizonte B latossólico, a EMBRAPA (2006) o define como um horizonte mineral subsuperficial, cujos constituintes evidenciam avançado estágio de intemperização, explícita pela alteração quase completa dos minerais primários menos resistentes ao intemperismo e/ou de minerais de argila 2:1, seguida de intensa dessilicificação, lixiviação de bases e concentração residual de sesquióxidos, argila do tipo 1:1 e minerais resistentes ao intemperismo.

Para que se configure como horizonte B latossólico, a EMBRAPA (2006) estabelece alguns requisitos, sendo que dentre eles encontram-se os citados a seguir:

- deve apresentar espessura mínima de 50 cm, textura franco-arenosa ou mais fina e baixos teores de silte; relação silte/argila menor que 0,7 nos solos de textura média e inferior a 0,6 nos de textura argilosa, na maioria dos sub-horizontes do B até a profundidade de 200 cm, ou 300 cm, se o horizonte A exceder a 150 cm de espessura;
- a capacidade de troca de cátions é menor do que 17 cmol_c/Kg de argila, sem correção para carbono;
- a relação molecular SiO₂/Al₂O₃ (Ki) é igual ou inferior a 2,2;
- diferenciação muito pouco nítida entre os seus sub-horizontes, com transição, de maneira geral, difusa;
- estrutura forte muito pequena a pequena granular (microestrutura), ou blocos subangulares fracos ou moderados;
- grande estabilidade dos agregados;
- menos de 4% de minerais primários alteráveis (menos resistentes ao intemperismo) ou 6% no caso de muscovita, determinados na fração areia e recalculados em relação à fração terra fina;
- a cerosidade, quando presente, é pouca ou fraca.

1.2.2. Gênese e evolução

O processo de formação dessa classe de solos é denominado latolização ou latossolização e consiste, basicamente, na remoção de sílica e de bases do perfil, após a atuação dos processos de degradação sobre os minerais constituintes (RESENDE *et al.*, 2002).

Tratando-se de solos muito desenvolvidos, infere-se que tenham sido submetidos às mais diversas condições climáticas ao longo de sua evolução, o que lhes confere uma homogeneização das características químicas, morfológicas e mineralógicas, sendo, por isso, considerados de mineralogia relativamente simples (KER, 1997).

De acordo com o autor supracitado, os Latossolos apresentam as seguintes características:

- na sua fração grosseira (silte e areia), uma predominância de quartzo, com menor quantidade de muscovita e poucos feldspatos potássicos quando derivados de rochas ácidas;
- quando derivados de rochas básicas, com destaque para o basalto no Brasil, prevalecem a magnetita e a ilmenita;
- na fração argila, as quantidades de caulinita, gibbsita, goethita e hematita são variadas, em virtude, principalmente, do tipo de material de origem, da intensidade do intemperismo e da drenagem do sistema;
- os Latossolos são tipicamente caracterizados pela predominância da caulinita e de óxidos de ferro e de alumínio.

A atuação dos processos de intemperismo ao longo do tempo promove, no sistema, a liberação de ferro, alumínio, sílica e íons diversos, como Ca, Mg, Na e K, provenientes de minerais primários, sendo que os quatro últimos são mais facilmente lixiviados. A sílica, embora de menor solubilidade, também tende a sair do sistema e todo o alumínio liberado tende a precipitar-se como gibbsita, desde que o potencial de sílica do meio seja baixo (KER, 1997).

Rochas mais ricas em ferro têm apresentado quantidades maiores de gibbsita em relação a outros materiais de origem (MONIZ, 1967; RESENDE, 1976). Alguns fatores corroboram a possibilidade descrita pelos autores citados acima, tais como: tipos de rochas que possuem elevados teores de ferro apresentam baixos teores de sílica, favorecendo, assim, a formação da gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$), um hidróxido de alumínio; e a absorção da sílica pelos óxidos de ferro livre, o que diminui a sua capacidade de se combinar com o alumínio para formar a caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5\text{OH}$), silicato básico de alumínio (RESENDE, 1976; BRANCO, 1982).

Segundo Ker (1997), os óxidos, hidróxidos e oxi-hidróxidos de ferro encontram-se entre os principais componentes da fração argila dos Latossolos. A hematita (Fe_2O_3), óxido de Fe responsável pelos matizes vermelhos (5R / 5YR), e a goethita (FeOOH), hidróxido de Fe responsável pelos matizes amarelos (2,5Y / 7,5YR), representam a maior parte dos minerais de ferro

presentes na fração argila dessa classe de solos (RESENDE, 1976; BRANCO, 1982).

A hematita, no entanto, é menos estável que a goethita e pode não ocorrer nos solos mais amarelados. Porém a goethita pode estar presente nos solos bastante avermelhados, em vista do acentuado poder de pigmentação da hematita (RESENDE, 1976).

Outro óxido de ferro bastante comum nos Latossolos brasileiros, desenvolvido a partir de rochas máficas, é a maghemita (Fe_2O_3 – dimorfo da hematita); afora esse mineral, também ocorre em abundância nos Latossolos brasileiros a caulinita, que se origina tanto da alteração de vários minerais primários, como feldspatos e micas, assim como dos secundários (KER, 1997; BRANCO, 1982).

Além dos minerais citados, Galvão *et al.* (2007) fazem menção à ocorrência da ilmenita e da magnetita, minerais opacos que, como a maghemita, são também comuns em Latossolos formados de rochas ricas em ferro. Nesses solos, a maghemita é encontrada na fração argila e, na fração areia, a magnetita e a ilmenita, ambas referidas por Delvigne (1981) como minerais pouco alteráveis.

1.2.3. Latossolos Vermelhos

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, da EMBRAPA (2006), Latossolos Vermelhos correspondem a solos com matiz 2,5YR, conforme a escala Munsell, ou mais vermelho na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B, inclusive BA; quanto ao terceiro nível categórico, podem ser classificados como Perférricos, Aluminoférricos, Acriférricos, Ácricos, Distroférricos, Distróficos, Eutroférricos e Eutróficos

Desenvolvem-se a partir de uma grande diversidade de materiais de origem, como arenitos, calcários, gnaisses e mesmo de materiais retrabalhados e pré-intemperizados referentes à cobertura detrito-laterítica, entre outros materiais (KER, 1997). Segundo este autor, apresentam, em razão disso, variações quanto à fertilidade e à textura, que vai de franco arenosa a muito argilosa,

constituindo-se, pois, em uma classe relativamente heterogênea nesses aspectos.

De forma dominante, tendem a ocupar áreas de topografia plana ou suavemente ondulada e constituem-se, juntamente com os Latossolos Vermelho-Amarelos, uma das principais classes de solos utilizadas com agricultura tecnificada (KER, 1997).

1.2.4. Latossolos Vermelho-Amarelos

Os Latossolos Vermelho-Amarelos compreendem solos, segundo a escala Munsell, com matiz 5YR ou mais vermelhos que 7,5YR e mais amarelos que 2,5YR na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B, inclusive BA; e, quanto ao terceiro nível categórico, podem ser classificados como Alumínicos, Acriférricos, Ácricos, Distroférricos, Distróficos e Eutróficos (EMBRAPA, 2006).

Gomes *et al.* (2004), ao estudarem Latossolos do bioma Cerrado, associaram a presença de Latossolos Vermelho-Amarelo e Amarelo à ocorrência de um pedoambiente mais úmido, necessário à formação da goethita, responsável pela coloração amarelada desses solos.

São muito variáveis quanto à fertilidade natural, sendo, predominantemente, distróficos e álicos e, mais raramente, eutróficos, sobretudo na região semi-árida brasileira; apresentam textura com 15% até mais de 80% de argila; e ocorrem em áreas que variam de relevo plano a montanhoso (KER, 1997).

1.3. Micromorfologia de solos

Conforme mencionado anteriormente, o objetivo principal deste trabalho é a caracterização micromorfológica de quatro perfis de solos investigados na porção norte da bacia do córrego do Rio Grande, em Gouveia, Minas Gerais. Portanto, a micromorfologia de solos representa a técnica principal empregada neste trabalho, embora tenha sido associada a outras técnicas fundamentais no estudo pedológico, imprescindíveis, portanto, à concretização da investigação pretendida.

Trabalhos recentes realizados na região da Depressão de Gouveia também envolveram estudos micromorfológicos. Rocha (2004), empregando a técnica da micromorfologia no estudo de toposseqüências, considerou que as características verificadas nos perfis investigados, como semelhança mineralógica e homogeneidade do material analisado, eram indicativas da autoctonia das formações superficiais. Na concepção do autor, a micromorfologia foi fundamental para estabelecer a relação do material pedológico com a rocha de origem.

No intuito de contribuir com a discussão acerca da gênese dos solos na região, no que tange à aloctonia e à autoctonia, Menezes (2006) empregou a micromorfologia na caracterização das formações superficiais existentes ao longo de uma voçoroca na vertente da margem direita do córrego do Quebra. Utilizando a metodologia da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica em seu estudo, concluiu que as formações superficiais investigadas são de origem coluvial, corroborando, assim, as concepções de Saadi e Valadão (1987), Saadi (1995), Ferreira (2002), Cruz *et al.* (2004) e Cruz (2006).

Para Menezes (2006), tal conclusão se deveu aos aspectos micromorfológicos por ela observados, considerados pela autora como indicativos de coluvionamento, tais como: a presença de litorreliíquias em estágio de intemperismo incipiente e ainda conservando características da rocha nos horizontes superficiais, formados por materiais em avançado estágio de alteração; a ocorrência de xistos dissociados do plasma; e de quartzos com diferentes graus de arredondamento, de origem eólica, da Formação Galho do Miguel, presentes em todos os horizontes e perfis analisados.

Assim sendo, em vista da importância do papel da micromorfologia para a definição da origem das formações superficiais, conforme demonstrado nos trabalhos de Rocha (2004) e Menezes (2006) e por ser a técnica principal utilizada no estudo dos solos investigados neste trabalho, torna-se essencial um maior esclarecimento sobre o que vem a ser a micromorfologia de solos, objetivo que se pretende atingir a seguir.

Neste sentido, a micromorfologia dos solos compreende a observação de lâminas delgadas nos estudos pedológicos, técnica pioneiramente empregada por Kubiena e posteriormente adotada por Brewer, e que passou a ser cada vez mais difundida a partir da década de 1970, no Brasil e no mundo (CASTRO, 2002). Desde então, vários trabalhos contribuíram para impulsionar essa técnica. Dentre seus autores, Castro (2002) e Resende *et al.* (2002) destacam: Bocquier, Boulet, Fedoroff, Leprum, Fitzpatrick, Bullock e Stoops.

Segundo Castro (2002), no Brasil merece destaque Perecin, que contribuiu significativamente para o desenvolvimento e difusão da micromorfologia no país durante os anos 70. A autora também salienta a importante contribuição de Chauvel e Delvigne que, ao virem para o Brasil na década de 1989, favoreceram o conhecimento da técnica por meio de cursos e publicações em português. Em 1988, Delvigne publicou o *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*, contendo ampla coleção de fotomicrografias, contribuindo consideravelmente para a compreensão das estruturas visíveis nessa escala de observação, de solos e materiais aparentados, sobretudo tropicais (CASTRO, 1999).

A partir de então, outros pesquisadores brasileiros passaram a desenvolver e fazer uso da micromorfologia no estudo dos solos. Lima *et al.* (1985), patrocinados pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, publicaram, em português, a Terminologia de Micromorfologia do Solo. Castro (1999) publicou, em 1987, um guia prático para a descrição de lâminas delgadas, em forma de apostila, através da qual compilou os principais conceitos e critérios de identificação de estruturas. Este guia se encontra já na 3ª versão, datada de 2008, disponibilizada, assim como a 2ª versão, no formato digital.

Durante o XIII Congresso Latino-Americano de Ciências do Solo, ocorrido em 1996, em Águas de Lindóia, São Paulo, Castro organizou uma mesa redonda com fins de avaliação do uso da técnica e apresentou um trabalho no qual ressalta as contribuições significativas na utilização da micromorfologia em estudos de gênese, comportamento e funcionamento de solos no Brasil, bem como suas aplicações (CASTRO, 2002).

1.3.1. Princípios, objetivos e aplicações da micromorfologia

A micromorfologia ou micropedologia pode ser definida como uma técnica que estuda as microestruturas dos solos em seu ambiente natural, modificado ou não. De acordo com Castro (2002), a análise microscópica do solo corresponde a uma técnica de observação morfológica em escala micrométrica, que tem como objetivo o estudo das microorganizações pedológicas, ou microestruturas. Segundo a autora, a micromorfologia de solos contempla o estudo detalhado dos constituintes dos agregados dos horizontes de solo e de suas relações, seu grau de preservação face às adições ou perdas ocorridas durante o intemperismo e pedogênese, contribuindo para importantes deduções a respeito dos processos pedológicos envolvidos.

Sob o ponto de vista da pedologia, micromorfologia refere-se ao estudo da organização do solo em escala microscópica, através de seções finas (aproximadamente 25 μm de espessura), com auxílio do microscópio ótico polarizante (RESENDE *et al.*, 2002). Conforme estes autores, uma das vantagens desta técnica está relacionada ao fato de se trabalhar com amostras de solos em sua estrutura natural indeformada, tendo como limite de resolução aumentos que vão de 10 até 100 vezes, podendo chegar a mais se necessário. Entretanto, ressaltam os autores que um estudo micromorfológico deve estar sempre associado ao exame do perfil do solo e da paisagem na qual este se encontra.

O detalhe, a importância e a interpretação de aspectos observados microscopicamente muitas vezes se perdem, a não ser que essas características sejam observadas no contexto do solo como um corpo natural na paisagem (WILDING e FLACH, 1985). Segundo estes autores, a escala de observações deverá cobrir o *continuum* do solo e incluir o conhecimento da região fisiográfica, fatores de formação do solo, a ambientação cenográfica e geomórfica, as características dos horizontes, os atributos do subsolo e a variabilidade espacial. Assim sendo, para se compreender realmente o comportamento e a gênese dos solos é necessário entender as propriedades específicas do local.

Bullock (1986) salienta que a utilização da micromorfologia deve ser auxiliada por observações de campo e outras técnicas laboratoriais de análise do material pedológico (físicas, químicas e mineralógicas), de maneira a caracterizar as propriedades morfológicas dos solos e a ação dos diferentes processos de formação e alterações físicas. Segundo Pérez (1999), trata-se de uma ferramenta fundamental de investigação, uma vez que complementa os métodos clássicos globais e é completada pelas técnicas de análises pontuais. Para Wilding e Flach (1985), a micropedologia dá suporte a outros métodos morfológicos, físicos, químicos, mineralógicos e biológicos para elucidação dos processos pedogenéticos e propriedades dos solos.

Esta técnica permite a reconstituição da história das coberturas pedológicas e das paisagens, através da reconstituição das evoluções morfológicas e mineralógicas dos materiais e itinerários geoquímicos dos elementos presentes (PÉREZ, 1999). Originalmente, o objetivo da micromorfologia foi o de ampliar o entendimento acerca da pedogênese em uma micro-escala. Mais recentemente, existe uma tendência em relacionar as microestruturas a considerações aplicadas aos solos, tais como: sua força, falhas na estrutura, medição quantitativa da estrutura e sua porosidade, dentre outros aspectos (WILDING e FLACH, 1985).

Segundo Castro (1999), os objetivos da análise microscópica estão relacionados ao diagnóstico e ao prognóstico do comportamento e funcionamento dos materiais pedológicos, que podem ser alcançados através de: (i) identificação dos constituintes presentes na fração sólida; (ii) identificação dos arranjos ou modos de organização desses constituintes, inclusive dos poros; (iii) observação da hierarquia entre as organizações, seguida da dedução sobre sua cronologia relativa; e (iv) dedução dos mecanismos e processos genéticos ou atuais.

A autora salienta, contudo, que a dedução de mecanismos e processos genético-evolutivos atuantes, passados e/ou atuais, se faz através do estabelecimento das prováveis filiações estruturais bióticas e/ou abióticas, dedutíveis a partir do campo e das lâminas, com auxílio das caracterizações

geoquímico-mineralógicas, dentre outras, considerando-se, sempre, os diagnósticos atuais.

De acordo com Nahon (2003), o estudo microscópico da organização do solo revela a direção da evolução e as alterações de ordem genética e histórica entre seus constituintes minerais e como os processos geoquímicos podem ser visualizados. Representa uma ferramenta para esclarecer a direção dos processos atualmente ativos ou que estiveram em atividade no passado (WILDING e FLACH, 1985).

De forma geral, a análise microscópica de solos e materiais aparentados se aplica a diversas áreas, tais como: Geologia de Engenharia e Geotecnia; Arqueologia; Geomorfologia; Agronomia; nos estudos do Quaternário; nos estudos de Geoquímica da Superfície, dentre outras (CASTRO, 1999).

No caso dos Latossolos, a micromorfologia traz um grande auxílio tanto para a sua classificação quanto para o estudo da sua gênese, embora houvesse relativamente poucos estudos enfocando esses solos até o final da década e 1980 (STOOPS e BUOL, 1985). Em relação ao estudo dessa classe de solos, Ladeira (1995) salienta que a micromorfologia tem colaborado não só nos estudos da pedogênese, mas, também, nos de física de solo, especialmente adensamento, bem como na caracterização de microagregados, típicos dessa classe.

1.3.2. Conceitos básicos em micromorfologia

A pedogênese altera a posição e o tamanho dos constituintes do solo, dando-lhes uma nova organização e acarretando configurações variadas. Nesse processo, contribuem os produtos e as alterações provocadas pelas atividades da pedofauna. Além disso, a natureza mineralógica, principalmente a do plasma, influencia propriedades muito importantes no estudo da micromorfologia do solo (RESENDE *et al.*, 2002).

Segundo Brewer (1976) citado por Castro (1999), as unidades de organização microscópica são: (i) agregado elementar ou pede; (ii) feições pedológicas,

que correspondem a revestimentos ou cerosidades, nodulações, cristalizações e preenchimentos; e (iii) fundo matricial, composto por uma associação de esqueleto, plasma e poros.

Agregado elementar é uma unidade reconhecível de solo, que consiste num aglomerado de partículas que se separa das unidades vizinhas por superfícies de menor resistência, como os poros. Em seu interior, ocorre uma organização dos constituintes denominada de estrutura de base, resultante da distribuição relativa dos constituintes (CASTRO, 1999; 2002).

Quando o material pedológico apresenta agregados é denominado de pédico e quando não apresenta é chamado de apédico. Os agregados elementares ou primários são considerados a unidade básica da análise microscópica do solo, sendo que seu conjunto forma a assembléia, que se constitui de plasma, esqueleto e poros, cujo arranjo forma as estruturas de base. Estas correspondem aos tipos de distribuição relativa entre plasma, esqueleto e poros dentro dos agregados elementares que caracterizam as microestruturas (CASTRO, 1999).

Quanto ao plasma, Castro (2002) corrobora a idéia generalizada de que é o material composto, em geral, por partículas menores que 2 μm , granulometricamente classificadas como fração argila, podendo conter minerais argilosos, matéria orgânica, sais, óxidos, hidróxidos, etc. Segundo Resende *et al.* (2002), plasma compreende todo material de tamanho coloidal (cerca de 10^{-6} a 10^{-9} m), mineral ou orgânico, relativamente solúvel e que não se encontra contido em grãos de esqueleto.

No que diz respeito a Latossolos, a sua morfologia é conhecida por apresentar a maior parte do plasma do horizonte B contido em agregados granulares pequenos a muito pequenos, os microagregados, de diâmetro $\leq 100\mu\text{m}$. Na micromorfologia, essa morfologia se reflete em uma trama grânica/granóidica e em uma microestrutura granular/micropédica, no entanto, variações de comportamento são comuns, dependendo, principalmente, da mineralogia da fração argila e da textura dos solos (STOOPS e BUOL, 1985; VIDAL-TORRADO e LEPSCH, 1993; VIDAL-TORRADO *et al.*, 1999).

Gomes *et al.* (2004) ao realizarem um estudo de Latossolos no bioma Cerrado, concluíram que os solos argilosos e muito argilosos apresentaram grande dominância das microestruturas granulares (microagregados discretos) e granulares adensadas (microagregados coalescidos), que, conforme mencionado, correspondem às tramas grânica e granódica descritas para esta classe de solos.

Segundo Oades e Waters (1991), citados por Gomes *et al.* (2004), os microagregados de solos tropicais intemperizados são muito resistentes e tiveram papel de destaque na formulação da hipótese da hierarquia da agregação dos solos. De acordo com Gomes *et al.* (2004), recentemente outros pesquisadores levantaram dados e estabeleceram novas hipóteses para explicar a maior resistência e durabilidade desses microagregados, quando comparados aos de solos menos intemperizados. Resistência esta justificada pela dificuldade de refletirem o teor de argila em pegajosidade na textura avaliada pelo tato, sobretudo em Latossolos argilosos e muito argilosos, uma vez que a sensação é de silte ou areia, o que leva muitos autores a denominarem de pseudo-silte e pseudo-areia.

Em relação ao esqueleto, este apresenta composição de materiais referentes às frações silte e areia, originalmente presentes no material de origem e mais resistentes à ação do intemperismo. Compreende os minerais primários e os fragmentos orgânicos duros, de tamanho superior ao coloidal, sendo que a sua associação com o plasma e os poros forma o fundo matricial (LIMA *et al.*, 1985; RESENDE *et al.*, 2002; CASTRO, 1999).

Já os poros são orifícios ou aberturas desprovidos de materiais sólidos que atuam de diversas formas, sendo capazes de reter líquidos (soluções) e/ou permitir a sua percolação, bem como a passagem de gases, animais, raízes, etc. (CASTRO, 2002).

Para Resende *et al.* (2002), os poros apresentam tamanhos diferenciados (micro, meso e macroporos) e se manifestam de formas distintas, tais como:

- fendas: poros muito longos em relação à abertura;

- cavidades: poros tão longos quanto largos, apresentando as formas mais variadas;
- vesículas: poros isolados, de forma circular;
- poros de empilhamento: resultam de organizações de estruturas granulares, como grãos de esqueleto, agregados, etc.

No entanto, conforme ressalta Castro (1999), em função da resolução do microscópio ótico, a porosidade possível de se visualizar nas lâminas delgadas é chamada de macroporosidade, superior a 30 micra de diâmetro.

Em relação às feições pedológicas, Resende *et al.*(2002) corroboram a aceção de Brewer (1976), ao compreenderem-nas como unidades morfológicas reconhecíveis, que se distinguem do fundo matricial pelas diferenças de concentração do plasma, de orientação, de arranjo e de origem dos constituintes, sendo consideradas como principais as mencionadas a seguir:

- cutãs: termo geral utilizado para designar uma acumulação ou uma diferenciação textural ou de produtos solúveis, cobrindo paredes de poros ou a superfície de grãos de esqueletos ou de agregados; conforme sua origem, podem ser classificados como de iluviação, difusão, tensão e complexos;
- concreções: corpos que ocorrem no interior do fundo matricial, denominados de glébulas, com estrutura geralmente concêntrica de acumulação ou crescimento em torno de um ponto, linha ou plano;
- nódulos: são glébulas com organização interna indiferenciada, de óxidos de ferro, de manganês, de calcita, etc., sendo que neles pode ser reconhecida a estrutura de materiais herdados da rocha de origem mais ou menos alterada (litorrelíquias), de depósitos superficiais (sedirrelíquias) e de estruturas pedológicas pretéritas (pedorrelíquias);
- pedotúbulos: material de solo (grãos de esqueleto apenas ou em associação com plasma) que apresenta forma externa tubular, podendo ocorrer de forma isolada ou em ramificações;
- pápulas: são glébulas compostas, com predomínio de minerais argilosos e trama interna contínua ou lamelar, e transições externas nítidas (mais comumente elipsoidais alongadas e um tanto arredondadas).

Quanto às litorrelíquias, Delvigne (1981) as define como fragmentos de rochas ou de minerais primários alteráveis que podem ser encontrados de forma isolada nos perfis de solo. Segundo o autor, podem ainda ser de origem coluvial, aluvial ou eólica (alóctones), ou simplesmente ter persistido mais tempo na seqüência normal de alteração (autóctones), se seu tamanho e sua composição o permitirem.

As feições pedológicas podem ser autógenas, resultantes da própria pedogênese, ou alogênicas, correspondentes a inclusões de litorrelíquias, de solos e de sedimentos preexistentes incorporados (CASTRO, 1999). Segundo a autora, podem ser consideradas: (i) concentrações plásmicas, por precipitação química (nódulos e concreções), por revestimentos (cutãs de acumulação por ação mecânica ou química ou, ainda, por difusão); (ii) separações plásmicas; e (iii) relíquias, herdadas da rocha, sedimento, de outro solo ou fósseis.

Complementando os tipos de feições mencionadas acima por Resende *et al.* (2002), Castro (2002), baseada em Brewer (1976), cita mais duas:

- cristalárias, que resultam das cristalizações ocorridas dentro dos poros e cujos compostos sofreram migrações em solução, sendo que sua formação ocorre tipicamente em solos submetidos a estiagens prolongadas;
- excrementos, que correspondem a deposições fecais de animais que desenvolvem sua atividade no solo.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo são apresentados alguns aspectos relacionados à localização da área investigada, seguidos de considerações gerais sobre as características ambientais, no que diz respeito à hidrografia, geologia, geomorfologia, cobertura pedológica, vegetação, uso do solo, formações superficiais e clima.

2.1. Localização

A área de estudo está localizada na Depressão de Gouveia, a montante da bacia de drenagem do córrego do Rio Grande, no município de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional, na porção central do Estado de Minas Gerais (Fig. 1).

O município de Gouveia faz parte da Micro-região Mineradora de Diamantina e da Macro-região do Alto Jequitinhonha, sendo sua sede localizada entre as coordenadas 43° 44' 30" oeste e 18° 27' 17" sul, a cerca de 250 Km a norte de Belo Horizonte. O acesso ao município, a partir da capital mineira, realiza-se através da BR-040 até Paraopeba, pela BR-135 de Paraopeba a Curvelo e pela BR-259 de Curvelo a Gouveia.

Limítrofes a Gouveia, encontram-se os municípios a seguir localizados: ao norte, Diamantina; a leste, Datas; a sudeste, Conceição do Mato Dentro; ao sul, Santana de Pirapama; a sudoeste, Presidente Juscelino; e a oeste, Monjolos.

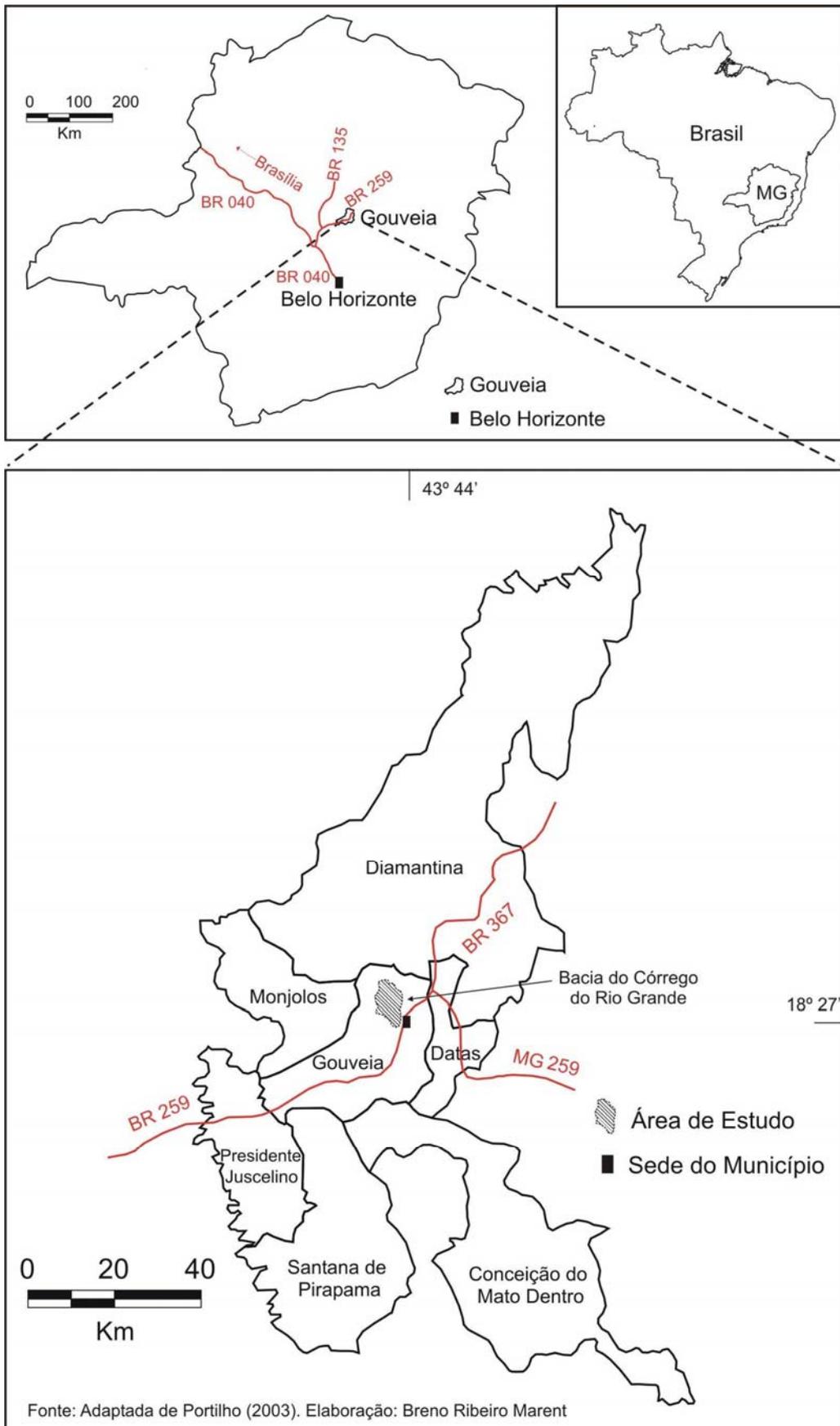


Figura 1 – Localização do município de Gouveia (MG), municípios limítrofes e bacia do córrego do Rio Grande

2.2. A bacia do córrego do Rio Grande: caracterização geral

Conforme mencionado anteriormente, definiu-se como área de estudo a porção norte da bacia do córrego do Rio Grande, localizada a N/NW da Depressão de Gouveia, a sete Km do município de Gouveia (Fig. 2).

Esta bacia representa uma sub-bacia do ribeirão Chiqueiro que, por sua vez, deságua no ribeirão Areia, principal afluente do rio Paraúna, nível de base local. O rio Paraúna é tributário do rio das Velhas, afluente do rio São Francisco. Já a bacia do córrego do Rio Grande envolve, dentre outras, as microbacias dos córregos do Quebra e dos Pereiras, locais onde, além do próprio córrego do Rio Grande, encontram-se os perfis de solos estudados (Fig. 2).

De acordo com Salgado (2002), o córrego do Rio Grande, que pela classificação de Horton possui hierarquia 4 (quatro), nasce com o nome de córrego da Gameleira e tem, como tributários principais, os córregos da Paciência, do Quebra e dos Pereiras.

Os cursos fluviais da bacia possuem maior energia nas escarpas entre a Serra do Espinhaço e a Depressão de Gouveia (SALGADO, 2002). Segundo este autor, acima dessas escarpas as águas dos canais fluviais apresentam maior cristalinidade e drenam leitos predominantemente rochosos, mudando essa configuração após penetrarem no Embasamento, quando perdem energia e passam a drenar um leito mais arenoso.

A bacia apresenta numerosas voçorocas, dentre as quais três foram selecionadas para o estudo dos solos, conforme Fig. 2. É notável a direção preferencial das voçorocas (NE – SW) e, secundariamente, ortogonal (NW – SE). Os perfis 1, 2 e 3 estão nas voçorocas de direção ortogonal e o 4 na principal (NE – SW).

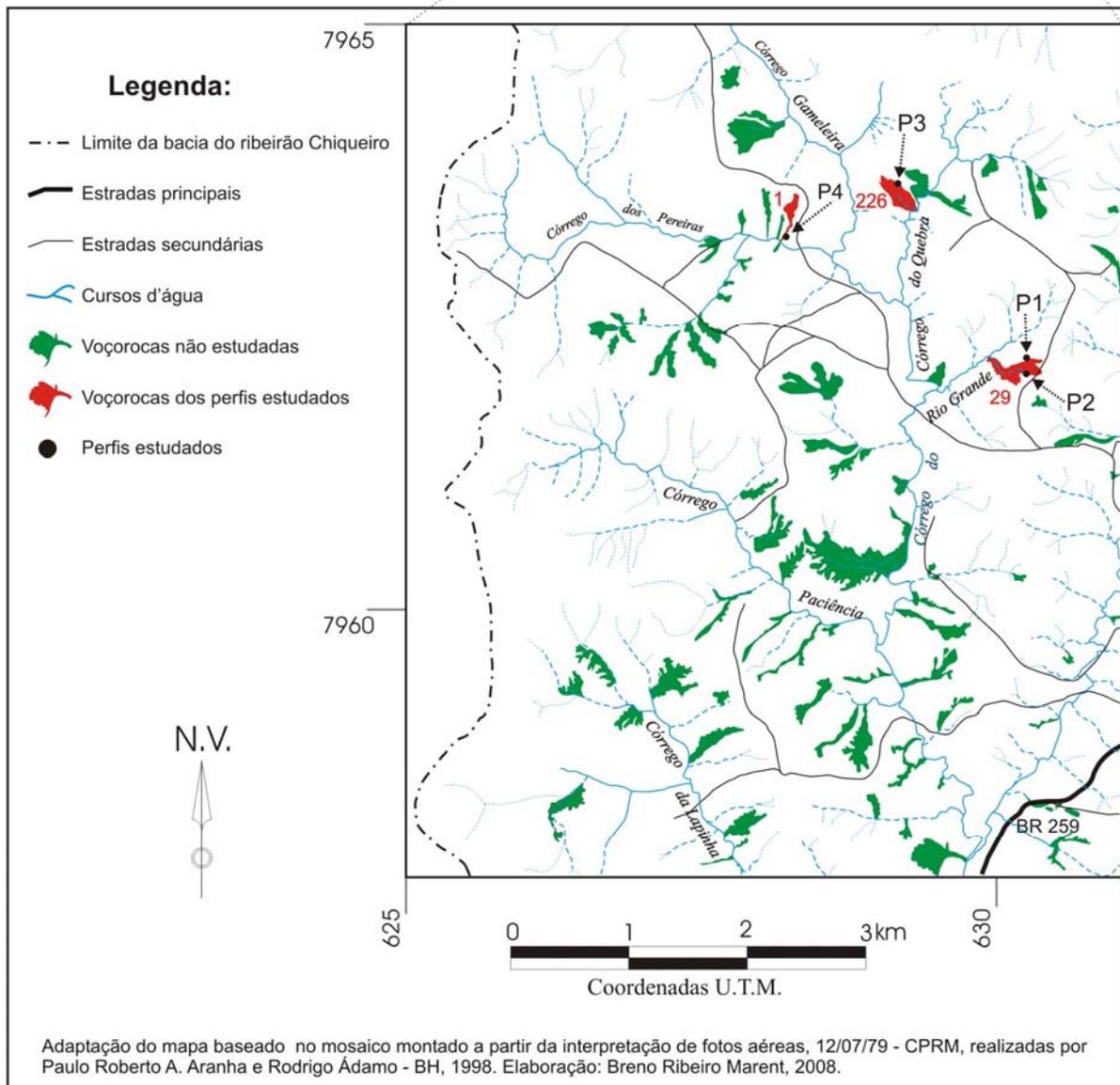
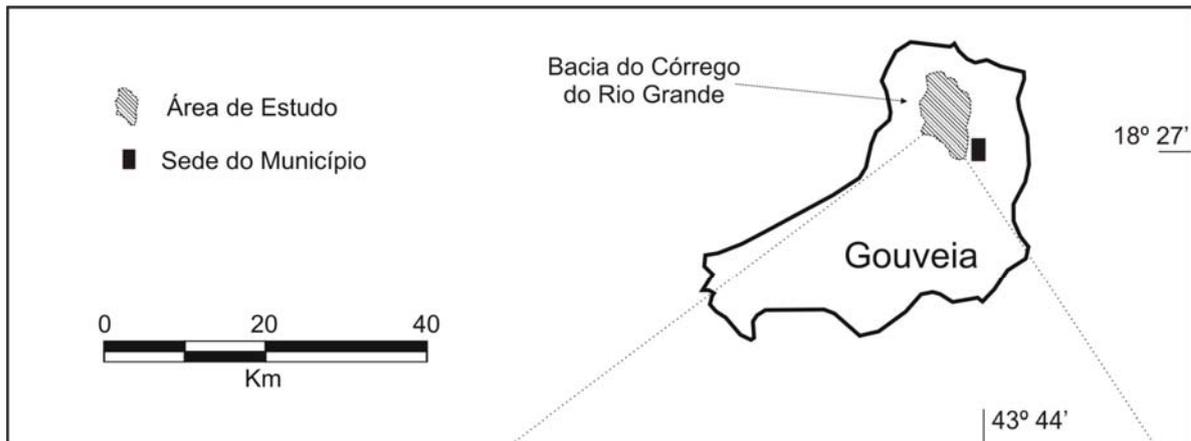


Figura 2 - Bacia do córrego do Rio Grande – Área de Estudo: perfis de solo estudados e voçorocas relacionadas

2.3. Geologia

Estendendo-se desde a porção central do Estado de Minas Gerais até o norte do Estado da Bahia, com um comprimento aproximado de 1.200 Km, a Serra do Espinhaço representa uma importante unidade geológica constituída, basicamente, por rochas epiclásticas do Supergrupo Espinhaço (ARANHA, 2002).

O domínio da Serra do Espinhaço Meridional, onde está inserida a Depressão de Gouveia, representa uma faixa orogênica do Pré-Cambriano, que se estende desde a Faixa Araçuaí, a nordeste, até o Quadrilátero Ferrífero, ao sul, e tem uma extensão aproximada de 300 Km, no sentido N-S, e de 100 Km, no sentido E-W (ARANHA, 2002; AUGUSTIN; ARANHA, 2006)

De acordo com Almeida-Abreu (1995), a estratigrafia da Serra do Espinhaço Meridional apresenta três conjuntos tectono-estratigráficos maiores: o Complexo Basal, ou Complexo Gouveia, como também é denominado, e os Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço (Fig. 3).

O Complexo Basal ocupa parte da faixa mediana-central da Serra do Espinhaço, onde é representado, predominantemente, por rochas gnáissicas-migmatíticas (Granitóides de Gouveia), nas quais aparecem ocasionalmente manchas de rochas graníticas (ARANHA, 2002). É recoberto por uma seqüência denominada Supergrupo Rio Paraúna, representada na região, principalmente, pelo Grupo Costa Sena, sendo esta unidade composta, essencialmente, por quartzo-xistos, quartzo-mica-xistos e clorita-quartzo-xisto (ALMEIDA-ABREU, 1989).

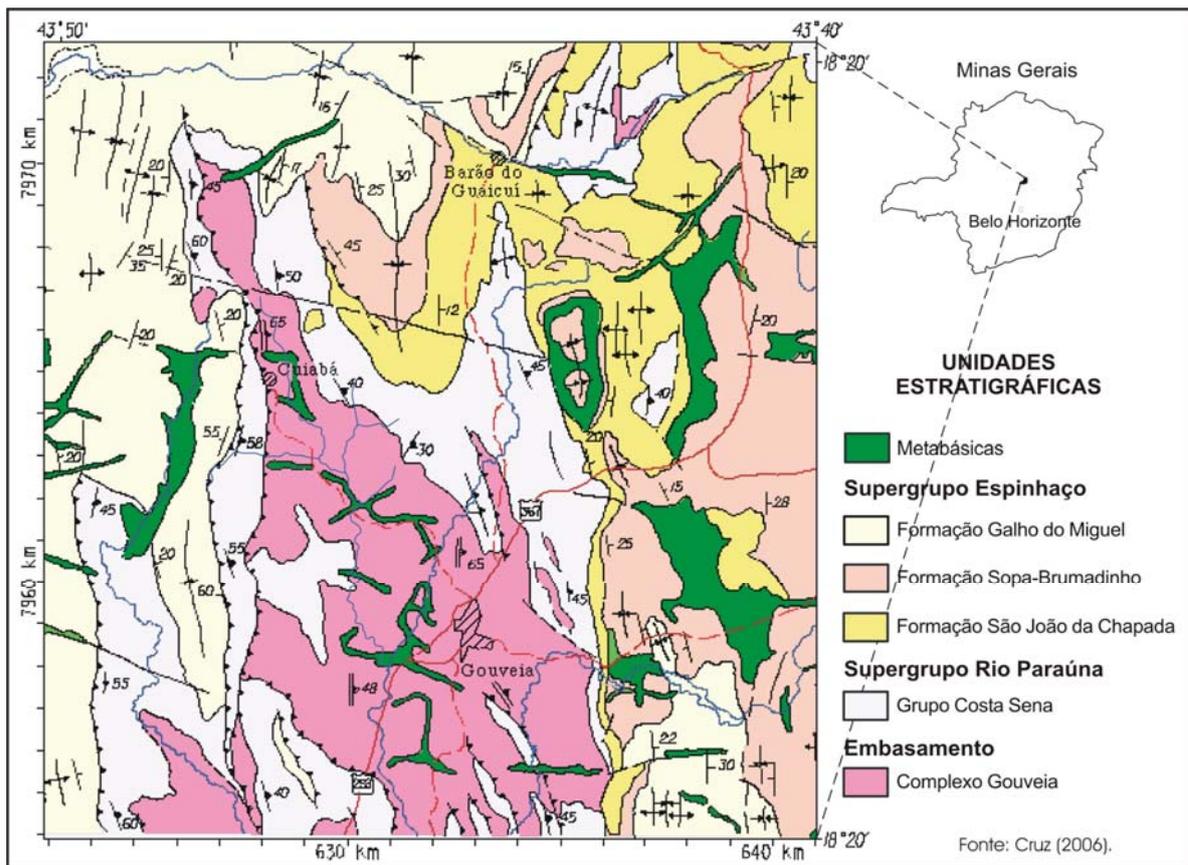


Figura 3 – Mapa Geológico da Região de Gouveia (Adaptado de COMIG, 1997)

De acordo com Almeida-Abreu (1989), as rochas do Supergrupo Espinhaço que afloram na região de Gouveia são representadas por três formações:

- (i) Formação São João da Chapada: compreende, principalmente, quartzitos e filitos hematíticos.
- (ii) Formação Sopa-Brumadinho: representada por pelitos, filitos, filitos quartzosos, meta-conglomerados-brechas, xistos verdes e vulcânicas básicas.
- (iii) Formação Galho do Miguel: caracterizada pela ocorrência de quartzitos puros, finos e maduros.

Conforme a Figura 4, a bacia do córrego do Rio Grande possui suas nascentes junto às rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Costa Sena. No entanto, a maior parte da bacia encontra-se sobre as litologias do Complexo Gouveia, onde se verifica uma associação de rochas graníticas de idade arqueana além da ocorrência de manchas de metabásicas intrusivas, na forma de diques e soleiras, de idade do Proterozóico Superior.

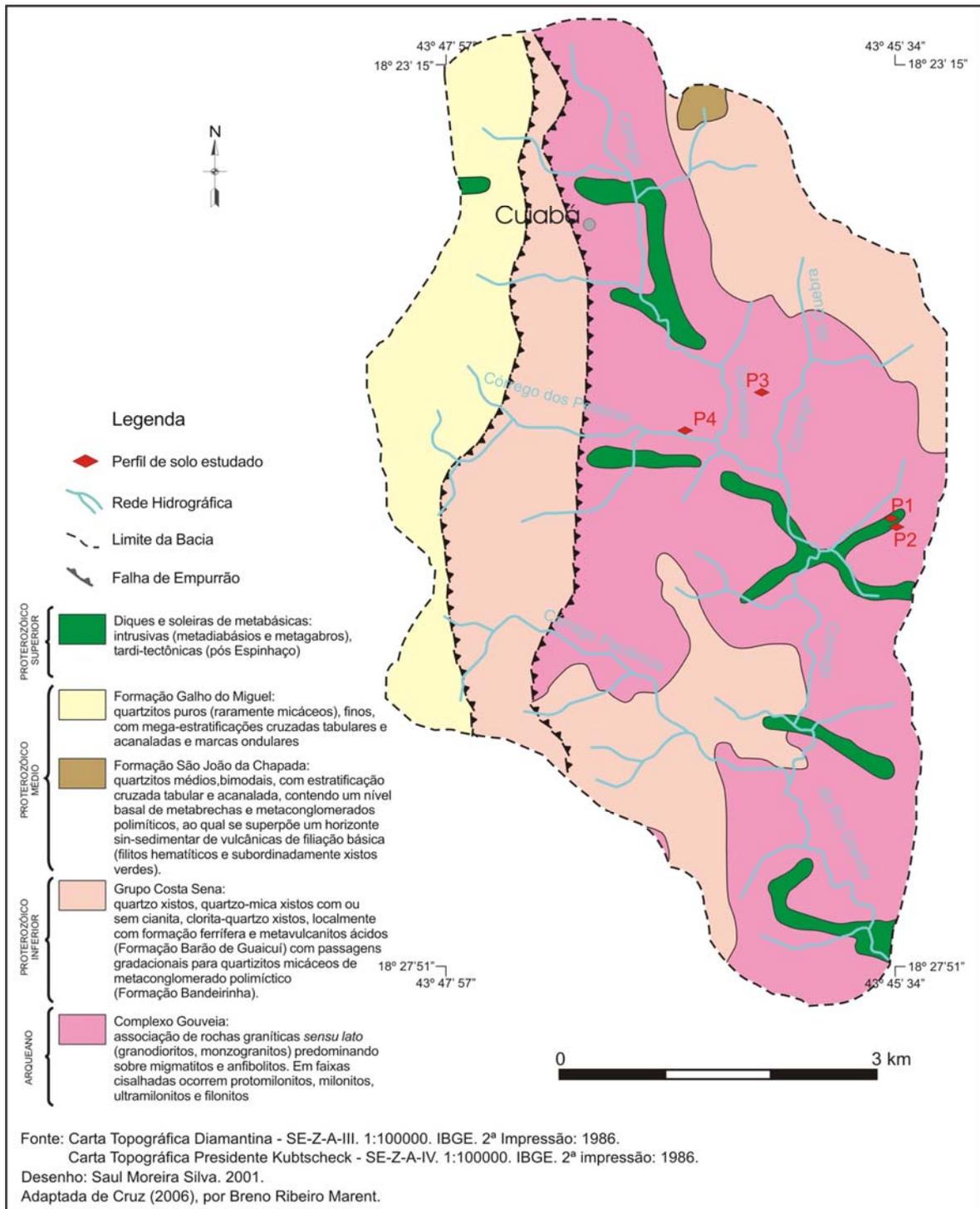


Figura 4 – Geologia da bacia do córrego do Rio Grande

Na borda oeste da bacia encontram-se as litologias da Formação Galho do Miguel, caracterizada por quartzitos puros e finos, com mega-estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e marcas ondulares. Essas características estão associadas à origem eólica, sendo comum encontrar grãos de quartzo arredondados, assim preservados devido ao baixo grau de metamorfismo.

Circundando as litologias do Complexo Gouveia, verificam-se as litologias do Grupo Costa Sena, compostas por quartzo-xistos, quartzo-mica xistos e clorita-quartzito xistos, localmente com formações ferríferas e metavulcanitos ácidos, de idade do Proterozóico inferior. E ao norte, em área bem diminuta em relação à bacia, encontram-se litologias da Formação São João da Chapada.

Uma vez que, dos quatro perfis de solo investigados, dois se encontram em áreas de diques de rochas intrusivas, considera-se importante um maior esclarecimento quanto a esse tipo de rochas. Neste sentido, as rochas intrusivas são formadas pela consolidação do magma, gerado em profundidade, no interior da crosta. Dentre essas, encontram-se os gabros e os diabásios que, na área onde se localizam os perfis 1 e 2, conforme Figura 4, ocorrem em diques, denominados de corpos intrusivos menores. Os gabros são rochas granulares constituídas, essencialmente, por plagioclásio e minerais ferromagnesianos, sendo que estes prevalecem sobre aquele. Ocorrem, usualmente, na cor cinza escuro ou negro com tonalidade esverdeada. Quanto aos diabásios, trata-se de rochas eruptivas intrusivas básicas, de coloração preta ou esverdeada, composta por plagioclásios e piroxênios. O termo diabásio se aplica às variedades mais finas de gabro, de granulação muito fina (GUERRA, 1966; SGARBI, 2007).

Considerando-se, ainda, que os quatro perfis estão situados em área dominada pelo Complexo Gouveia, onde prevalecem rochas graníticas como os granodioritos e os monzogranitos, cabe também esclarecer que, da mesma forma que as anteriores, trata-se de rochas intrusivas constituídas, essencialmente, por quartzo e feldspato potássico. Geralmente, também apresentam plagioclásio e mica, que pode ser biotita e/ou muscovita. Se a proporção de plagioclásio for grande, passa-se a um monzogranito, ou, se este dominar sobre o ortoclásio, a um granodiorito ou tonalito. Nos granitos mais grossos podem ser distinguidos, dentre outros, grãos de magnetita, negros e de brilho metálico (SGARBI, 2007). Em relação à magnetita, deve-se ressaltar que se trata de um dos minerais mais amplamente distribuídos, podendo ocorrer tanto em rochas ígneas, caso dos granitos, conforme mencionado acima, bem como em rochas produzidas por metamorfismo de contato e em

xistos cristalinos. Apesar de ser resistente ao intemperismo pode se alterar para pseudomorfos, que consistem de óxido de ferro e são chamados de martita (FERNANDES, 2007).

2.4. Geomorfologia

A Depressão de Gouveia apresenta cerca de 300 metros de profundidade, encontrando-se encravada em um assoalho granítico seguindo uma direção N-S e bordejada por escarpas xistosas e quartzíticas sub-verticais, cujos topos limitam uma grande superfície tabular, elaborada nas seqüências do Supergrupo Espinhaço (SAADI; VALADÃO, 1987).

As rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Costa Sena, sobretudo os quartzitos, formaram uma estrutura rígida sobre a qual se desenvolveram escarpas íngremes. Nas áreas mais rebaixadas, onde a escavação alcançou as rochas do embasamento cristalino, o relevo é caracterizado pela presença de colinas policonvexas, em geral alongadas. Os vales são preenchidos por depósitos espessos de sedimentos aluviais, sobre os quais a atual rede de drenagem entalha e alcança o substrato rochoso (ABREU *et al.*, 2002).

Saadi e Valadão (1987) e Augustin (1995) identificaram quatro grandes unidades morfoestruturais na Depressão de Gouveia, sendo que a primeira unidade, correspondente às cotas entre 1.300 a 1.450 , ocupa cerca de 9% do território mapeado e é formada, basicamente, por rochas da Formação São João da Chapada, constituída por rochas quartzíticas com composições que variam de 70% a 90% de quartzo e de 25% a 30% de sericita (ALMEIDA-ABREU, 1989). Na região centro-oeste do município, parte desse domínio está sobre rochas da Formação Galho do Miguel. Saadi e Valadão (1987) descrevem que as colinas e cristas monoclinais com altitude média de 1.400 m representam relevos residuais modelados a partir da dissecação, controlada tectonicamente, de antigas superfícies.

A segunda unidade, de 1.200 a 1.300 m, perfaz, aproximadamente, 25 % da superfície mapeada e tem seu principal substrato rochoso composto por ortoquartzitos finos e diaclasados da Formação Galho do Miguel, os quais

possibilitaram o desenvolvimento de um sistema eficiente de juntas e fraturas. Conforme Saadi e Valadão (1987), esta unidade compreende uma superfície tabular dissecada ao longo dos lineamentos tectônicos, que trunca rochas seqüências dos Supergrupos Paraúna e Espinhaço.

As altitudes que variam de 1.000 a 1.200 m correspondem à terceira unidade morfoestrutural, que representa, aproximadamente, 59% da superfície mapeada. Esse compartimento foi elaborado sobre os xistos do Grupo Costa Sena, pertencente ao Supergrupo Paraúna. Saadi e Valadão (1987) descrevem que nas cotas entre 1.000 e 1.100 m ocorrem colinas e interflúvios moldados em xistos e granitos.

Na quarta unidade morfoestrutural, abaixo de 1.000 m de altitude, predomina o granito milonitizado, e corresponde ao nível Pliocênico/Holocênico, caracterizado por entalhe eficaz da rede de drenagem de ordens menores, o que permitiu o recuo das cabeceiras. Nesta unidade, o relevo é caracterizado pela ocorrência de anfiteatros e alvéolos de deposição suscetíveis ao voçorocamento. Segundo Saadi e Valadão (1987), os fundos de vales apresentam alvéolos entre trechos estreitos e planícies extensas formadas, no Quaternário Superior, por várias seqüências aluviais nos cursos médios e planícies atuais nos cursos inferiores, apesar da tendência regional ao encaixamento dos talwegues no assoalho granítico.

De acordo com Aranha (2002), as variações cíclicas parecem ter recorrido na área após o Pleistoceno Superior, marcando fases sucessivas de entalhe de canais de pequena ordem e seu entupimento por material coluvial. Conforme o autor, as fases de incisão linear tendem a recorrer nas mesmas porções da vertente, levando à manutenção de remanescentes de superfícies mais antigas nos interflúvios.

A fase atual é marcada por outra retomada erosiva induzida pela ação antrópica, na qual se associam a erosão linear concentrada (voçorocamento), predominando, em especial, nas antigas áreas de instabilidade, e a erosão em lençol, atuando no restante da vertente (ARANHA, 2002).

Quanto às características do piso da Depressão de Gouveia, Saadi (1995) propõe uma evolução geomorfológica em uma seqüência cronológica de eventos que ocorrem durante o Pleistoceno, conforme discriminados a seguir:

- (i) Dissecação fluvial (Pleistoceno Inferior), estabelecendo desde já o traçado da rede hidrográfica atual e deixando uma cascalheira de quartzo em altura média de dez metros;
- (ii) Dissecação fluvial (Final do Pleistoceno Médio), aprofundando a calha por mais de nove metros, testemunhada por uma seqüência ordenada de seixos e areias (espessura = 1 m), assentada na altura de um metro;
- (iii) Entulhamento dos vales com, aproximadamente, três metros de areias com lentes de cascalho e argilas orgânicas, perfazendo gradualmente uma planície meândrica (Pleistoceno Inferior);
- (iv) Afogamento e regularização da morfologia por um primeiro evento coluvial, hoje representado por areias e siltes vermelhos, sobrepostos a uma linha de pedra delgada, composta por fragmentos de quartzo, revelando a ocorrência de uma fraca dissecação em V da paisagem anterior;
- (v) Após uma fraca dissecação por "vales em berço", desenhada por uma segunda linha de pedra, espalhou-se uma segunda cobertura coluvial areno-siltosa amarela;
- (vi) Com essa segunda fase de coluvionamento, o entulhamento total dos vales já abertos no Pleistoceno Inferior, deve ter realçado o nível de base em aproximadamente, dez metros;
- (vii) Finalmente, a passagem Pleistoceno Superior-Holoceno foi marcada por uma reabertura completa dos vales, acrescida de um entalhe suplementar da calha de um metro e acompanhada pelo recrudescimento dos processos de voçorocamento que atingem toda depressão;
- (viii) As planícies de inundação holocênicas são ocupadas por seqüências ordenadas de cascalhos, por areias e, às vezes, por argilas orgânicas, enquanto as calhas continuam seu aprofundamento no assoalho rochoso.

De acordo com Salgado (2002), a bacia do córrego do Rio Grande apresenta, de modo geral, morfologia muito semelhante à encontrada na Depressão de Gouveia, onde predomina uma área deprimida em relação ao seu entorno, separada deste por escarpas quartzíticas, conforme se pode verificar através da Figura 5.

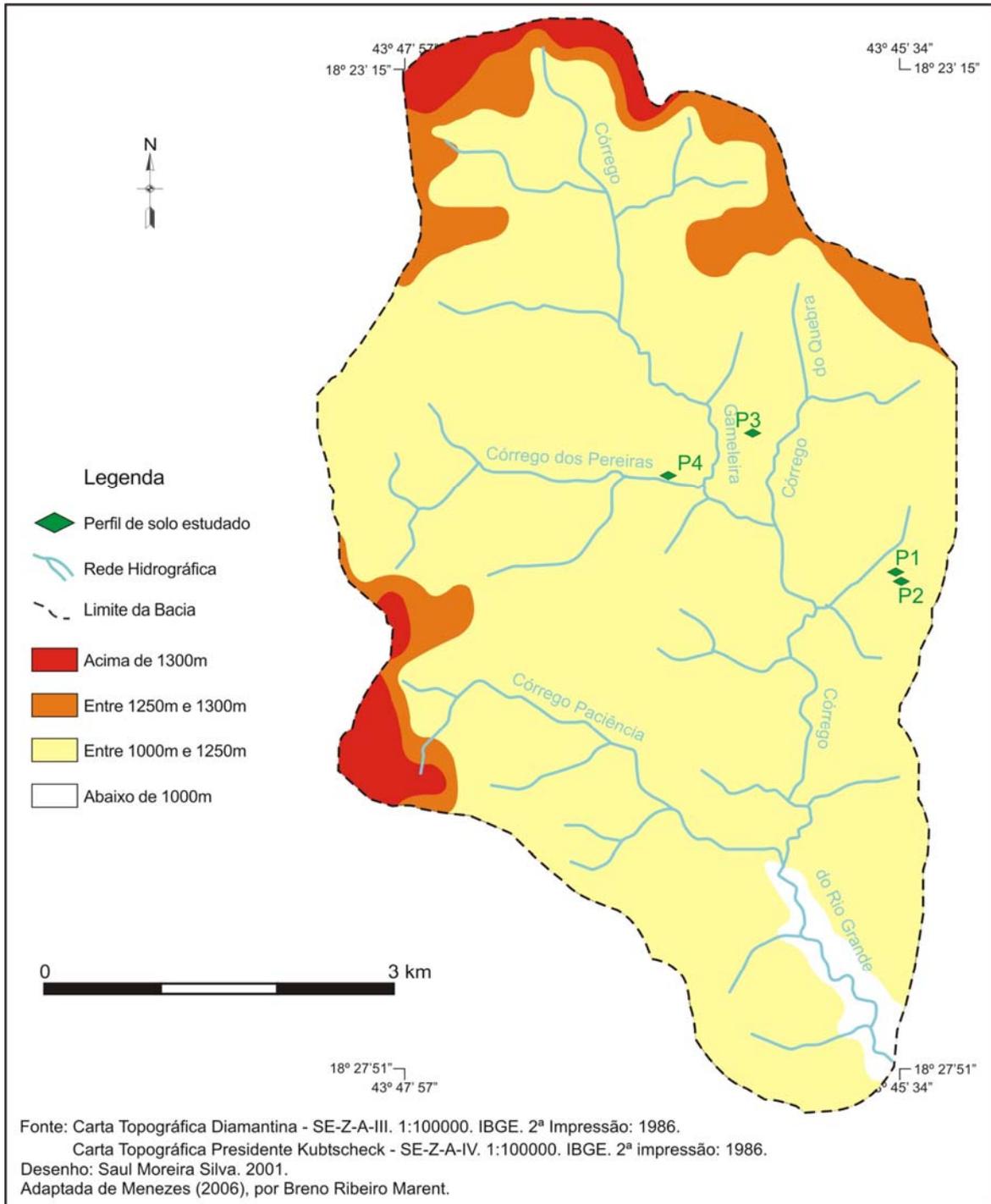


Figura 5 - Compartimentos Altimétricos da bacia do córrego do Rio Grande

No entorno, acima das escarpas, ocorre uma superfície aplainada pontilhada de relevos residuais e na área deprimida predominam as colinas convexas e policonvexas, de forma alongada, ricas em voçorocas e outras formas oriundas de processos erosivos acelerados. As escarpas demarcam a área de contato entre as litologias do Supergrupo Espinhaço com as do Complexo Gouveia e correspondem às áreas da bacia onde a declividade é mais acentuada. Já a área deprimida, moldada sobre o substrato do Complexo Gouveia, apresenta declividade extremamente baixa (SALGADO, 2002).

2.5. Cobertura pedológica

Ao realizar o levantamento pedológico da porção norte da Bacia do Ribeirão Chiqueiro, Diniz (2002) efetuou um estudo bastante detalhado dos solos da região, relacionando as classes de solo com processos erosivos, identificadas na Figura 6. Segundo o autor, ocorrem cinco classes de solos na região, sendo:

- (i) Os LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS relacionados, principalmente, às rochas graníticas e às superfícies de baixa declividade em vertentes extensas e uniformes, sob relevo convexo-retilíneo;
- (ii) Os LATOSSOLOS VERMELHOS relacionados às rochas metabásicas como material parental, e associados ao relevo suave ondulado em vertentes convexo-retilíneas extensas e ao relevo ondulado em vertentes convexo-convexas;
- (iii) Os CAMBISSOLOS relacionados, principalmente, ao relevo ondulado e forte ondulado, com declividade em torno de 12°, em áreas com granito;
- (iv) Os 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;
- (v) E, ainda, os NEOSSOLOS FLÚVICOS associados às regiões de terraços onde o material parental originado de sedimentos retarda a evolução do solo.

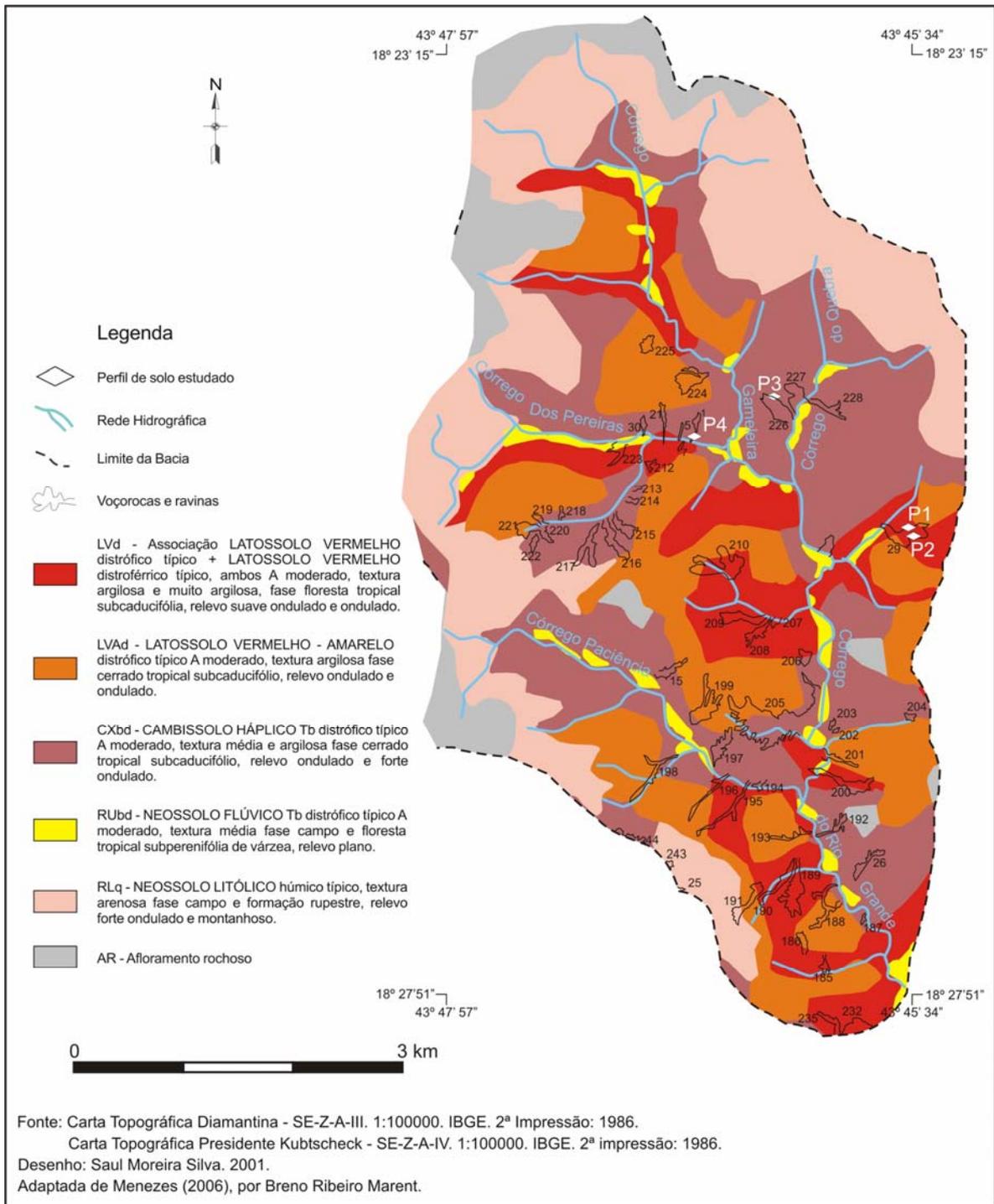


Figura 6 – Classes de solos e processos erosivos em porção da bacia do córrego do Rio Grande

2.6. Cobertura vegetal e Uso do solo

As variedades quanto aos aspectos geológico, geomorfológico e pedológico, associadas às características climáticas, refletem na ocorrência de uma

diversidade vegetacional, embora haja predomínio de vegetação típica do Cerrado, com graus diferenciados de degradação.

Segundo Quintero (2000), na região são encontrados: (i) campos rupestres com predomínio de extrato gramíneo; (ii) campos de altitude, com gramíneas, estratos arbustivos e arbóreos; (iii) formações de cerrados desenvolvidos sobre litologias do embasamento e sobre metabásicas; e (iv) matas de galeria nos fundos de vale.

Diniz (2002) associou os tipos de vegetação com os tipos de solo. Conforme o autor, junto aos Latossolos Vermelhos encontra-se a floresta subcaducifólia, atualmente degradada pela atividade antrópica; a vegetação do Cerrado, com estratos e composições florísticas variados, ocupa as áreas de Latossolos Vermelho-Amarelos; junto aos Cambissolos, onde antes ocorria a vegetação Cerrado, predomina, atualmente, a vegetação de campo sujo utilizado para pastagens; na classe dos Neossolos Litólicos encontra-se uma vegetação de gramínea e arbustos dispersos, representando formações associadas aos campos rupestre e de altitude; e os Neossolos Flúvicos, em decorrência da maior fertilidade, propiciaram a formação de matas de galerias, atualmente substituídas pela plantação de gramíneas para a pastagem.

Os solos são utilizados, principalmente, para a pecuária extensiva de bovinos e a agricultura de pequeno porte, verificada, em geral, nas áreas de terraço e de várzea, e também nas baixas porções das vertentes.

2.7. Formações superficiais

Ao realizar um mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande, Ferreira (2002) definiu quatro unidades aluviais (Terraços fluviais T_0 , T_1 , T_2 e uma planície de inundação - PI), duas unidades coluviais, sendo uma com duas fácies (Unidade coluvial vermelha - C_1 e Unidade coluvial amarela, C_{2a} e C_{2b}), além de uma unidade eluvial indiferenciada e afloramentos rochosos (Fig. 7)

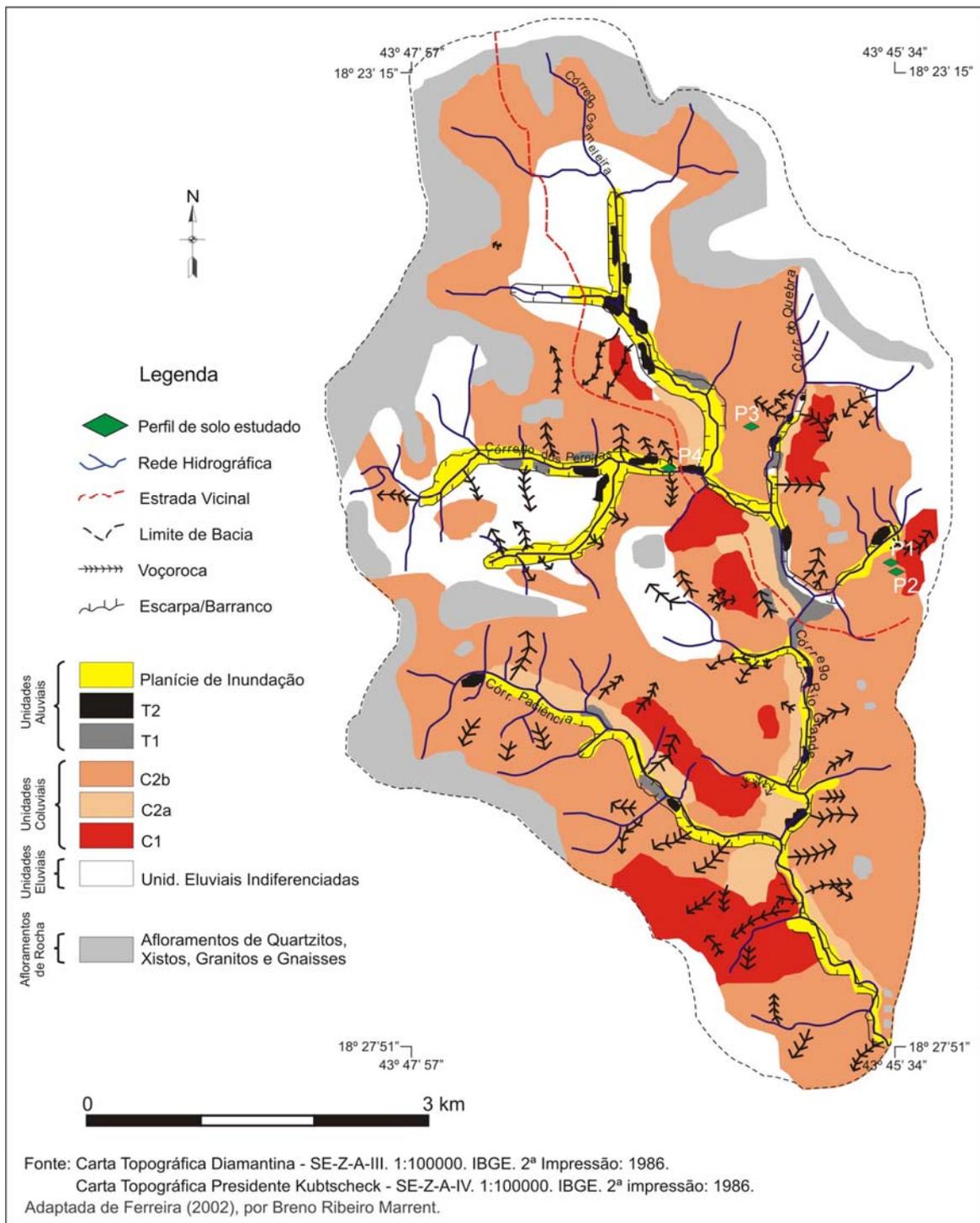


Figura 7 – Formações superficiais da bacia do córrego do Rio Grande

Em relação às unidades coluviais, Ferreira (2002) as caracteriza conforme discriminado a seguir:

- (i) Unidade coluvial C_1 : ocupa, geralmente, a média e a alta vertente sobre o embasamento cristalino, sendo rara sua presença na baixa vertente; sua espessura é variável, sendo mais espessa na média vertente e menos espessa na porção média/alta; é argilo-arenosa, de coloração

vermelha, freqüentemente com presença de quartzos, e a camada superior apresenta forte pedogênese; apresenta linhas de pedras que atingem até 30cm de espessura, com predominância de quartzo.

- (ii) Unidade coluvial C_{2a}: ocupa, geralmente, a média e a baixa vertente, no contato com unidades aluviais, e é composta por material areno-argiloso de coloração amarelada, apresentando pedogênese pouco evoluída na camada superior e linhas de pedras com espessura de 10 a 20cm. O autor sugere que essa unidade é mais recente que a unidade C₁, visto que a unidade C₂ parece ter sido originada do retrabalhamento na unidade C₁, bem como dos quartzitos que bordejam a depressão, proporcionando o transporte e a deposição do material areno-argiloso nas reentrâncias do relevo.
- (iii) Unidade coluvial C_{2b}: composta, geralmente por cascalhos heterométricos mal selecionados, é denominada de fácies detrítica; caracteriza-se por ocorrer, tanto na alta quanto na média e baixa vertente, sobrepondo, freqüentemente, unidades eluviais, associadas, principalmente, a áreas cortadas por veios de quartzo ou a áreas próximas aos afloramentos rochosos; é, às vezes, encontrada com espessura de cerca de 0,80m, relacionada ao colúvio amarelo; a grande quantidade de veios de quartzo presente na vertente é responsável pelo material detrítico que compõe essa fácies.

Em seu estudo na vertente da margem direita do córrego do Quebra, Rocha (2004) concluiu que os Latossolos ocorrentes na porção alta se desenvolveram a partir de material *in situ*. Para tanto, o autor considerou que as linhas de pedra verificadas no local são produtos de retrabalhamentos na própria vertente e decorrentes do escoamento superficial, o que o levou a indicar que os solos encontrados na porção convexa da vertente são de origem autóctone.

Conforme Rocha (2004), nas vertentes curtas, encontram-se cascalheiras recobrimdo toda a vertente, com saprolito na parte inferior e Latossolos preservados nos interflúvios. Nas vertentes longas, o autor identifica um manto de intemperismo mais espesso nas porções alta e média, recobrimdo as cascalheiras, sendo que estas somente apareceriam na baixa porção, onde a erosão remontante retirou o material; e nas vertentes curtas essa erosão se

aproxima do interflúvio. Assim sendo, na concepção deste autor, haveria material coluvionar nas áreas de maior concavidade e paleodepressões e formações *in situ* nas maiores convexidades.

Cruz (2006), ao investigar unidades coluviais na bacia do córrego do Rio Grande, tendo como fundamento a análise geoquímica, considerou que as características e a distribuição espacial dos solos por ele estudados sugerem que os processos de deposição pretéritos ocorreram sobre uma paleosuperfície composta de elementos convexos e côncavos. Conforme menciona em seu trabalho, tais depósitos foram submetidos a processos pedomorfodinâmicos responsáveis por nova pedogênese nos perfis de solos e remoção de parte da cobertura pedológica da vertente, resultando na reconfiguração dos solos e, conseqüentemente, da vertente.

Segundo Cruz (2006), através da relação dos solos desenvolvidos sobre material coluvial presente na concavidade da vertente e a gênese *in situ* do material na porção convexa, constatada por Rocha (2004), pode-se estabelecer que, possivelmente, porções convexas também foram cobertas por materiais alóctones, os quais foram posteriormente removidos pela erosão.

Conforme já citado, Menezes (2006), a partir da análise micromorfológica de formações superficiais na bacia do córrego do Quebra, interpretou-as como de origem coluvial, assim como Ferreira (2002) e Cruz (2006).

Entretanto, Rocha (2004), ao abordar sobre a complexidade dos processos pedológico-geomorfológicos que caracterizam a Depressão de Gouveia, reforçou a necessidade de se realizar maiores investigações na região, o que, na sua acepção, contribuiria para novos conhecimentos acerca da dinâmica local.

2.8. Clima

Considerando-se a série climatológica de 1976 a 2005, de acordo com a classificação de Thornthwaite, o clima de Gouveia é definido como $B_2B'_2W_{2a}'$,

que corresponde a úmido, mesotérmico, com grande déficit de água no inverno.

Na classificação de Köppen, o clima é definido como Cwb mesotérmico, caracterizado pela ocorrência de verões brandos e úmidos e invernos secos. Conforme Augustin (1995) citada por Augustin e Aranha (2006), o clima da região de Gouveia é o tropical sub-úmido, com média anual de precipitação em torno de 1.500mm, concentrados entre os meses de outubro a março, período com as temperaturas médias mais elevadas, em torno de 21°C; já o inverno é frio e seco, com médias anuais de 18°C, estendendo-se de abril a setembro.

De acordo com Salgado (2002), é possível demarcar diferenças climáticas locais: uma porção mais quente e úmida no interior da depressão, e outra porção levemente mais fria e seca no entorno. Segundo o autor, a existência dessa diferenciação pode ser compreendida em função da diferença altimétrica, pois ambos os compartimentos são separados pelas escarpas quartzíticas, que alcançam, normalmente, uma altura superior a 100 metros.

PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Com o propósito de caracterizar micromorfológicamente Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos, intuindo estabelecer uma relação entre os padrões micromorfológicos verificados e a gênese dos materiais que compõem esses solos, quanto à aloctonia ou autoctonia, definiu-se como área de investigação a porção norte da bacia do córrego do Rio Grande, onde tais solos ocorrem e concentra significativo número de trabalhos já realizados na Depressão de Gouveia.

A determinação da área de estudo se deu a partir de levantamento de campo realizado na região, para fins de reconhecimento de voçorocas que apresentassem indícios da ocorrência das classes de solos mencionadas e definição dos locais para descrição dos perfis de solos, bem como para coleta e análise de amostras. Essa determinação da área de estudo foi também orientada por estudos realizados anteriormente na região, os quais indicam os locais de ocorrência dos diferentes tipos de litologias e das classes de solos, como os de Almeida-Abreu (1989), COMIG (1997) e Diniz (2002).

O objetivo ao se identificar as voçorocas com as características pretendidas está relacionado à acentuada profundidade dos Latossolos encontrados na região e à intenção de descrever os perfis até o horizonte C, considerando-se, evidentemente, a possibilidade para tal. Em vista disso, a abertura de trincheiras para se alcançar esse propósito foi considerada inexecutável, dada a profundidade requerida.

Assim sendo, atendidas as exigências quanto às classes definidas, os quatro perfis de solo determinados para estudo se encontram relacionados a três voçorocas da região, sendo uma em vertente na margem esquerda do córrego do Rio Grande, onde se encontram os perfis 1 e 2; outra em vertente na margem direita do córrego do Quebra, onde está situado o perfil 3; e a terceira, em vertente na margem esquerda do Córrego dos Pereiras, onde se localiza o perfil 4 (Fig. 8).

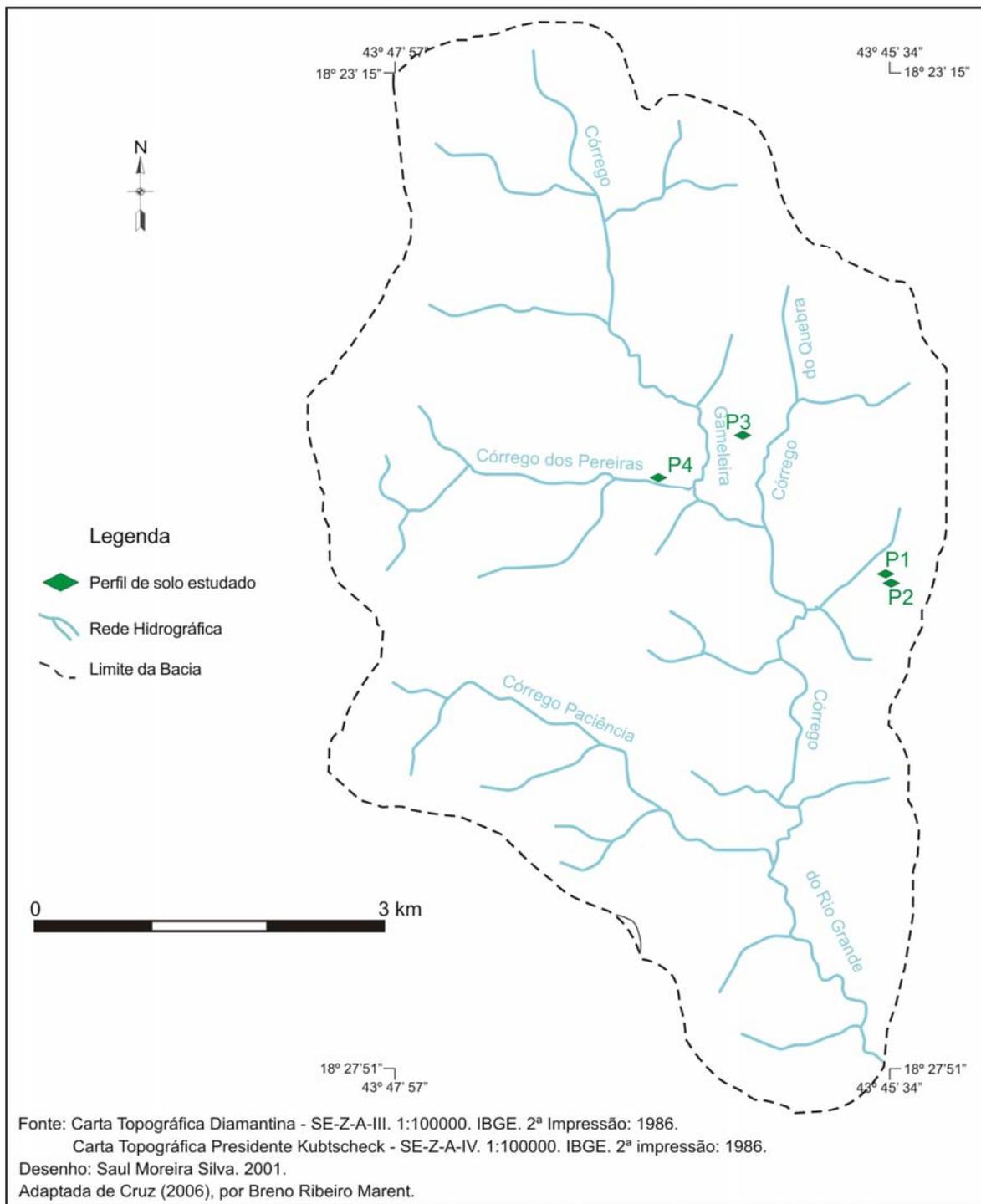


Figura 8 – Bacia do córrego do Rio Grande – Localização dos perfis de solos estudados

Na vertente na margem esquerda do córrego do Rio Grande ocorrem rochas graníticas e gnáissicas, típicas do Complexo Basal, e metabásicas originadas de diques e/ou *sills* (Almeida-Abreu, 1989; COMIG, 1997). Essas litologias são observadas através das bordas da voçoroca relativa aos perfis 1 e 2. Nas bordas da porção superior dessa voçoroca é possível observar a ocorrência de

afloramento rochoso de metabásicas em sua base, bem como uma coloração avermelhada característica de solos relacionados a essa litologia, conforme indicado por Diniz (2002). Tais aspectos foram determinantes para a definição do local para descrição do perfil 1.

Todavia, à medida que se desloca da porção superior para a média da voçoroca, observa-se a ocorrência de um contato entre as duas litologias mencionadas, sendo que as rochas metabásicas ocorrem sobre rochas graníticas, o que motivou a escolha do local do perfil 2.

Os perfis 2, 3 e 4 situam-se nas bordas das voçorocas, enquanto que o perfil 1 foi descrito em uma trincheira localizada a cerca de 2 metros da voçoroca a ele relacionada. Isto se deve ao fato de que a borda da voçoroca não oferecia segurança para a análise e coleta das amostras necessárias, em virtude da ocorrência de solapamentos no local.

Com vistas a atingir os objetivos pretendidos, os procedimentos metodológicos adotados envolveram uma revisão bibliográfica e o levantamento de dados cartográficos, além dos já citados, bem como a realização de trabalhos de campo para descrição morfológica dos perfis e coleta de amostras deformadas e indeformadas. As amostras deformadas foram coletadas para as análises físicas e químicas, enquanto que as indeformadas objetivaram as análises micromorfológicas.

Os perfis de solos foram descritos em conformidade com a metodologia de Lemos e Santos (2002), caracterizando-se morfológicamente cada um deles quanto à cor, textura, estrutura, porosidade e consistência. Para as análises físicas e químicas coletou-se amostras de todos os horizontes de cada perfil de solo.

As análises físicas foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia do Instituto de Geociências da UFMG, e consistiram da determinação granulométrica objetivando-se identificar as características texturais do material coletado e integrá-las às análises químicas.

A separação granulométrica da fração terra fina (<2mm) foi realizada segundo o método da pipeta, adaptado da EMBRAPA (1997), separando-se as frações areia grossa, areia fina, silte e argila.

As análises químicas foram feitas no Setor de Laboratórios da Embrapa Milho e Sorgo, de Sete Lagoas, Minas Gerais. Essas análises envolveram a quantificação em porcentagem de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , com objetivo de se calcular a relação molecular sílica/alumínio e, através dela, se estabelecer o coeficiente de intemperismo (K_i), assim como de se efetuar o cálculo da relação sílica/óxidos de alumínio e de ferro, para se estabelecer o K_r , empregada para distinguir solos cauliniticos de solos oxídicos. O coeficiente K_i foi calculado através da equação $\text{SiO}_2 \times 1,7 / \text{Al}_2\text{O}_3$; e o K_r foi estabelecido a partir da equação $\text{SiO}_2 \times 1,7 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,64)$.

Para fins de realização das análises micromorfológicas, foram coletadas 26 amostras de solos dos perfis 1, 2 e 4, uma vez que o perfil 3 já teve a sua caracterização micromorfológica realizada por Menezes (2006). As coletas se realizaram em caixas de Kubiena de tamanho 10 x 5 cm e 4 cm de altura e, após um período de secagem de aproximadamente 45 dias, foram impregnadas de acordo com a metodologia compilada por Castro (2002).

Após esse período, foram confeccionadas, pelo Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa/UFMG, 26 lâminas delgadas similares às petrográficas, com espessura aproximada de 30μ , além de uma seção polida do material coletado no sub-horizonte Bw_2 do perfil 1. Essas lâminas foram utilizadas na identificação dos componentes do fundo matricial, como plasma, esqueleto, poros e feições pedológicas, na determinação das características da pedalidade e na definição da distribuição relativa e da estrutura plásmica, além de outros constituintes. A seção polida foi confeccionada com intuito de se identificar os minerais opacos observados nas lâminas delgadas.

A descrição micromorfológica realizou-se com base na apostila Micromorfologia – Bases para Descrição de Lâminas Delgadas, elaborada por Castro (2002), empregando-se a terminologia de Stoops & Jongerius para as estruturas de base (distribuição relativa entre plasma, esqueleto e poros); de

Brewer (1964) para a análise do esqueleto e da porosidade, dando-se sempre especial atenção às transições verticais e laterais entre os horizontes; e de Bullock *et al.* (1985), para a pedalidade, no que diz respeito ao grau de desenvolvimento e à forma dos agregados, assim como as formas típicas e o grau de arredondamento do esqueleto.

Apesar de já terem sido descritas e analisadas por Menezes (2006), as lâminas relativas ao perfil 3, num total de 5, foram re-analisadas para que se obtivesse uma melhor compreensão de suas características.

Assim, na descrição micromorfológica foram considerados os critérios gerais propostos por Castro (2002), como:

- (i) Ordenação das lâminas por perfil e por horizontes e sub-horizontes.
- (ii) Observação, com o uso de microscópio ótico polarizante, realizado, inicialmente, sob baixo aumento, seguido de aumentos progressivamente maiores, sob luz natural e polarizada, em especial para as estruturas plásmicas e feições pedológicas.
- (iii) Seleção de campos representativos das organizações presentes.
- (iv) Construção de quadros sínteses, de modo a caracterizar a evolução lateral dos arranjos (estruturas).
- (v) Tomada de fotomicrografias.
- (vi) Correlação das organizações observadas com as de campo (macromorfológicas dos perfis) e com os demais dados analíticos.
- (vii) Quantificação dos componentes (plasma, poros e esqueleto) obtida por estimativa visual.

Com os dados obtidos, foram realizadas análises pormenorizadas de cada perfil de solo, envolvendo os aspectos morfológicos, físicos, químicos e micromorfológicos. A partir dessas análises, realizou-se uma comparação entre os perfis, sendo dada ênfase à análise micromorfológica, com vistas a atingir o objetivo principal deste trabalho. Os dados resultantes das análises realizadas foram, então, tabulados, integrando as Tabelas 1 e 2 e os Quadros 1, 2, 3 e 4. A Tabela 1 apresenta a síntese das características morfológicas e físicas dos perfis de solos; a Tabela 2, as características químicas dos

horizontes Bw; e cada um dos Quadros, a síntese da caracterização micromorfológica do respectivo perfil de solo.

CARACTERIZAÇÃO MACRO E MICROMORFOLÓGICA E ANALÍTICA DOS PERFIS DE SOLO

Este capítulo discorre sobre os resultados macro e micromorfológicos e analíticos relativos aos quatro perfis de solo investigados, visando à obtenção de uma avaliação diagnóstica de cada um e da comparação entre eles. Para tanto, são apresentados os quatro perfis de solo, com suas respectivas localizações na área de estudo e descrições morfológicas e físicas. Em seguida, são interpretadas as análises químicas dos materiais amostrados.

A caracterização de cada perfil envolve, ainda, as análises micromorfológicas realizadas a partir das lâminas delgadas e da seção polida. Após a caracterização de cada perfil, são apresentadas as fotomicrografias tomadas das respectivas lâminas. As fotomicrografias relativas à seção polida, que identificam os minerais opacos observados no sub-horizonte Bw₂ do perfil 1, encontram-se dispostas imediatamente após as demais fotomicrografias deste perfil.

4.1. Características morfológicas e físicas dos perfis de solos

A Tabela 1 apresenta os aspectos morfológicos e físicos observados, os quais são comentados detalhada e individualmente por perfil. As descrições morfológicas de cada perfil encontram-se pormenorizadas nos Anexos.

Tabela 1 - Síntese das características morfológicas e físicas dos perfis de solos da área de estudo

Horiz.	Prof. (cm)	Cor úmida	Análise Granulométrica (dag Kg-1)				Silte/Argila	Classe textural	Consistência			Transição
			Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			Seca	Úmida	Molhada	
Perfil 1 - LATOSSOLO VERMELHO												
A	0 - 15	5YR 4/6	8,7	29,1	20,9	41,3	0,5	ag	Ld	Mf	Pl, Lp	Gr, Pl
Bw ₁	15 - 60	2,5YR 4/8	5,5	23,8	19,8	50,9	0,4	ag	Ld	Mf	Lpl, Lp	Gr, Pl
Bw ₂	60 - 100	2,5YR 4/8	5,5	20,4	20,6	53,5	0,4	ag	M	Mf	Lpl, P	Gr, Pl
Bw ₃	100 - 120+	2,5YR 5/8	7,3	17,8	28,5	46,4	0,6	ag	Ld	Mf	Lpl, Lp	▪
Perfil 2 - LATOSSOLO VERMELHO												
A	0 - 12	5YR 4/6	8,5	23,2	27,0	41,3	0,7	ag	D	Mf	Pl, Lp	Gr, Pl
AB	12 - 27	2,5YR 4/6	7,7	24,4	23,4	44,5	0,5	ag	Ld	Mf	Lpl, Lp	Di, Pl
Bw ₁	27 - 48	2,5YR 4/6	6,5	16,0	29,5	48,0	0,6	ag	M	Mf	Lpl, Lp	Di, Pl
Bw ₂	48 - 74	2,5YR 4/8	6,8	16,5	27,4	49,2	0,6	ag c/ casc	M	Mf	Lpl, P	Di, Pl
Bw ₃	74 - 143	2,5YR 4/8	9,5	20,6	30,8	39,2	0,8	fag	M	Mf	Pl, Mp	Gr, Pl
			10,2	21,0	34,2	34,6	1,0	fag	M	Mf	Pl, Mp	Gr, Pl
C ₁	143 - 159	2,5YR 4/8	11,3	22,9	40,6	25,2	1,6	f	Ld	Mf	Lpl, Lp	Gr, Pl
C ₂	159 - 197	5YR 5/8	11,8	25,4	49,9	12,9	3,9	f	Ld	Mf	Lpl, Lp	Cl, Pl
Cr	197 - 250+	10YR 5/6	12,6	26,7	47,3	13,5	3,5	f	M	Fi	Npl, Lp	▪

continua

Perfil 3 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

A	0 - 26	10YR 5/8	19,8	33,7	19,5	27,1	0,7	faga	Ld	Fi	Lpl, Lp	Gr, On
			16,4	27,9	24,0	31,7	0,8	faga	Ld	Fi	Lpl, Lp	Gr, On
Bw ₁	26 - 100	7,5YR 5/8	13,8	26,7	24,5	35,1	0,7	fag	Ld	F	Lpl, Lp	Gr, PI
			15,3	27,2	21,3	36,2	0,6	fag	Ld	F	Lpl, Lp	Gr, PI
			15,3	25,1	23,4	36,2	0,6	fag	Ld	F	Lpl, Lp	Ab, PI
Bw ₂	100 - 325	5YR 5/8	14,7	22,2	22,3	40,8	0,5	fag	Ld	F	Lpl, Lp	Ab, PI
			15,7	23,0	24,1	37,2	0,6	fag	Ld	F	Lpl, Lp	Ab, PI
			14,1	22,7	27,2	36,0	0,8	fag	Ld	F	Lpl, Lp	Ab, PI
LP	325 - 350	5YR 5/8	13,1	24,3	33,2	29,4	1,1	fag casc	▪	▪	▪	Ab, PI
Cr	350 - 400+	7,5YR 6/8	12,5	24,4	46,5	16,6	2,8	f	Ld	Mf	PI, Lp	▪
			13,5	25,7	45,6	15,2	3,0	f	Ld	Mf	PI, Lp	▪

Perfil 4 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO

A	0 - 20	10YR 4/4	13,9	23,1	23,1	39,9	0,6	fag	Ld	Fi	Lpl, Lp	Gr, PI
AB	20 - 40	7,5YR 5/8	11,4	20,5	22,0	46,1	0,5	ag	Ld	Fi	PI, Lp	Di, PI
Bw ₁	40 - 100	5YR 5/8	13,7	19,4	20,8	46,1	0,5	ag	Ld	Mf	PI, Lp	Di, PI
			15,3	19,8	17,8	47,2	0,4	ag	D	F	Lpl, Lp	Di, PI
Bw ₂	100 - 360	2,5YR 4/8	17,8	22,9	20,0	39,4	0,5	ag	D	F	Lpl, Lp	Di, PI
			14,8	18,6	20,7	45,9	0,5	ag	D	F	Lpl, Lp	Di, PI
Bw ₃	360 - 410	2,5YR 4/8	13,1	18,7	21,2	47,0	0,5	ag	Ld	Mf	Lpl, Lp	Di, PI
Bw ₄	410 - 445	5YR 5/8	12,5	16,0	22,3	49,2	0,5	ag	D	Fi	Lpl, Lp	Gr, PI
Bw ₅	445 - 498	5YR 5/8	8,4	16,8	24,4	50,4	0,5	ag	Ld	Fi	Lpl, Lp	Cl, PI
Bw ₆	498 - 628	5YR 5/8	18,5	34,3	25,5	21,7	1,2	faga	▪	▪	▪	Cl, PI
2C ₁	628 - 661	▪	32,8	31,2	20,5	15,5	1,3	fa c/ casc	▪	▪	▪	Cl, PI
3C ₂	661 - 679	▪	36,6	25,5	17,4	20,6	0,8	fa casc	▪	▪	▪	Cl, PI
4C ₃	679 - 699	▪	29,3	31,6	19,1	20,0	1,0	fa	▪	▪	▪	▪
5C ₄	699 - 879	▪										

(1) **Textura:** (faga-franco argilo arenosa; fag-franco argilosa; f-franca; fs-franco siltosa; ag-argila; fa-franco arenosa; c/casc-com cascalho; casc-cascalhento; mcasc-muito cascalhento). (2) **Consistência:** seca (Ld-ligeiramente dura; M-macia; D-dura) úmida (F-friável; Fi-firme; Mf-muito friável) molhada (PI-Plástica; Mpl-muito plástica; Lpl - ligeiramente plástica; Npl-não plástica; Lp-ligeiramente pegajosa; Mp-Muito pegajosa; P-pegajosa). (3) **Transição** (Ab-abrupta; Cl-clara; Gr-gradual; Di-difusa; PI-plana; On-ondulada; De-descontínua). As estruturas dos solos encontram-se especificadas no Anexo A.

Fonte dos Perfis 2, 3 e 4: Cruz (2006)

4.1.1. Perfil 1 – LATOSSOLO VERMELHO

Este perfil encontra-se localizado em vertente na margem esquerda do córrego do Rio Grande, caracterizada pela configuração convexo-retilínea e por apresentar uma declividade pouco acentuada. No que diz respeito à litologia, são encontradas, nessa vertente, rochas graníticas e gnáissicas típicas do Complexo Basal, bem como metabásicas originadas de diques e/ou *sills* (Almeida-Abreu, 1989; COMIG, 1997). Essas rochas são evidenciadas através das bordas da voçoroca definida para o estudo deste perfil.

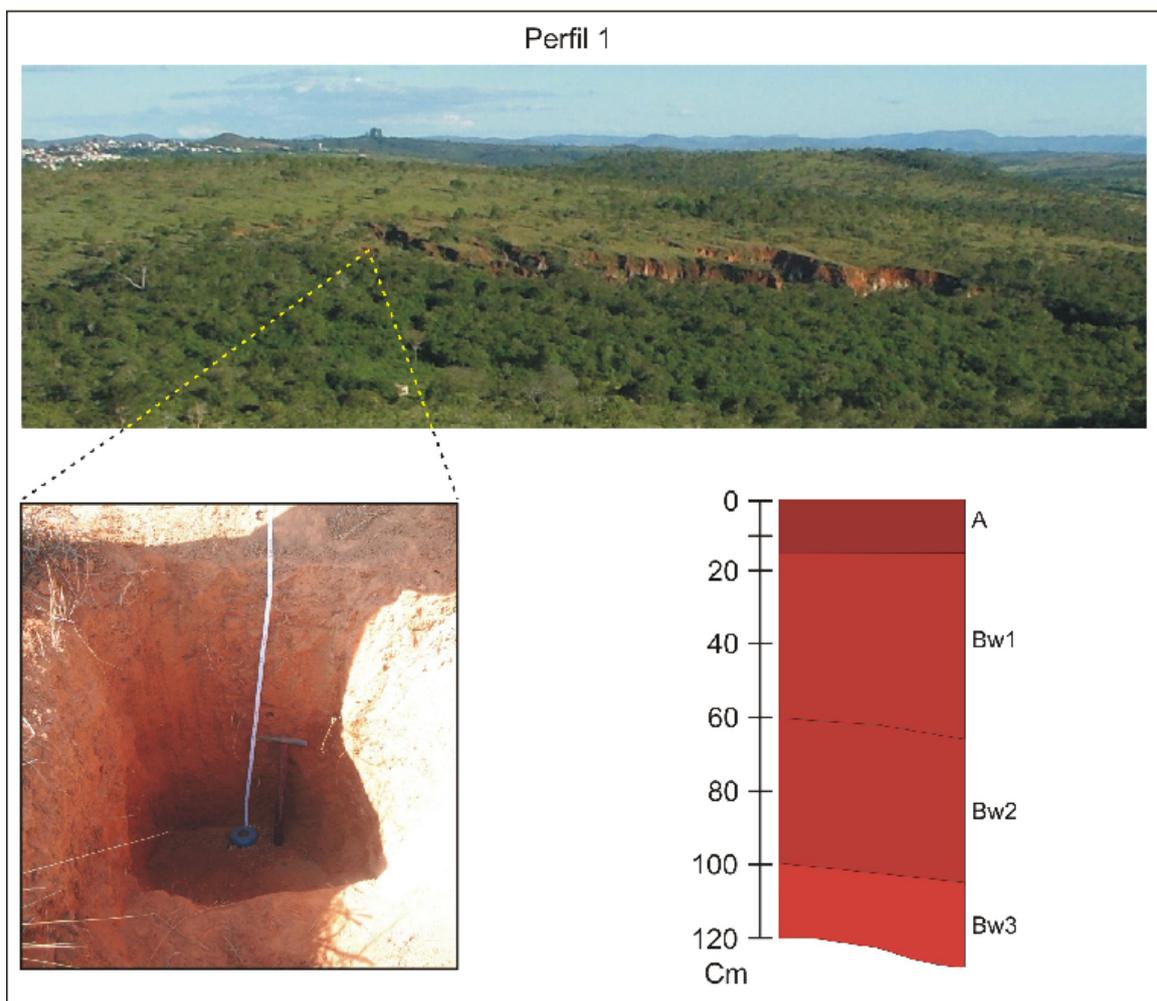


Figura 9 – Perfil 1 – Latossolo Vermelho (margem esquerda do córrego do Rio Grande)

Conforme constatação em campo, nas bordas da porção superior da voçoroca é possível observar a ocorrência de afloramento rochoso de metabásicas em sua base, bem como a coloração avermelhada associada a essa litologia.

Todavia, à medida que se desloca da porção superior para a média da voçoroca, verifica-se a ocorrência de um contato entre as duas litologias mencionadas, sendo que as rochas metabásicas ocorrem sobre rochas graníticas. Também se nota a prevalência das rochas graníticas a partir da porção mediana da voçoroca em direção ao canal fluvial, uma vez que as rochas metabásicas, gradativamente, deixam de ocorrer.

Afora esses aspectos, observou-se, na borda da voçoroca próxima ao perfil, a ocorrência de fragmentos de quartzo de dimensões representativas e de formato angular, bem como a presença de um veio de quartzo que aflorava em sentido diagonal à superfície, semelhante ao identificado por Rocha (2004) com a análise por Georadar (GPR). Este fato sugere que a linha de pedra verificada no local resulta da desintegração do veio de quartzo e que a cobertura pedológica existente possa ser de origem autóctone.

Conforme demonstra a Figura 9, o perfil foi analisado até a profundidade de 1,20 m e compreende quatro horizontes classificados como A, Bw₁, Bw₂ e Bw₃, sendo as profundidades de cada horizonte, respectivamente, as seguintes: 0 a 15 cm; 15 a 60 cm; 60 a 100 cm; e 100 a 120 cm.

No que concerne à morfologia, o perfil 1 apresenta, predominantemente, a cor vermelho-escuro (2,5YR 4/8 e 5/8), descrita para o horizonte Bw. Quanto à granulometria, observou-se que a proporção da fração argila é bastante significativa em todos os horizontes, destacando-se comparativamente aos demais constituintes. Constatou-se, ainda, que há uma diminuição na fração areia em direção à base do perfil e que, em relação ao teor de silte, este apresenta basicamente a mesma proporção nos horizontes A, Bw₁ e Bw₂, sendo um pouco mais representativo no Bw₃.

Dentre os requisitos para se classificar como Latossolo, há que se dizer que o perfil 1 apresentou aproximadamente 100 cm de espessura total dos sub-horizontes Bw, valores inferiores a 0,6 na relação silte/argila nos sub-horizontes Bw₁ e Bw₂ e classe textural identificada como argilosa.

4.1.2. Perfil 2 – LATOSSOLO VERMELHO

O perfil 2 foi descrito em uma ramificação da mesma voçoroca associada ao perfil 1, onde, conforme já exposto, ocorre uma variação litológica caracterizada pela presença de rochas metabásicas sobre granito-gnáissicas. No local, apesar do solo ser bastante vermelho e apresentar fragmentos de metabásicas, na base da voçoroca são encontradas rochas granitóides mais claras.

Inicialmente, inferiu-se que se tratava de um colúvio, oriundo do retrabalhamento das metabásicas sobre os granitóides. Todavia, com uma descrição morfológica mais acurada, a partir da qual foram identificados fragmentos de metabásicas de dimensões consideráveis, verificou-se que, na realidade, a transição do horizonte C1 para o C2 compreende um possível contato litológico entre as metabásicas, que originaram os horizontes superiores, com os granitóides que deram origem aos horizontes inferiores. A partir dessas constatações, considerou-se a hipótese de que, no local, a formação superficial também seja autóctone.

Conforme a Figura 10, o perfil 2, com cerca de 2,50 metros, apresenta o horizonte Bw, dividido em três sub-horizontes, com uma espessura aproximada de 110 cm.

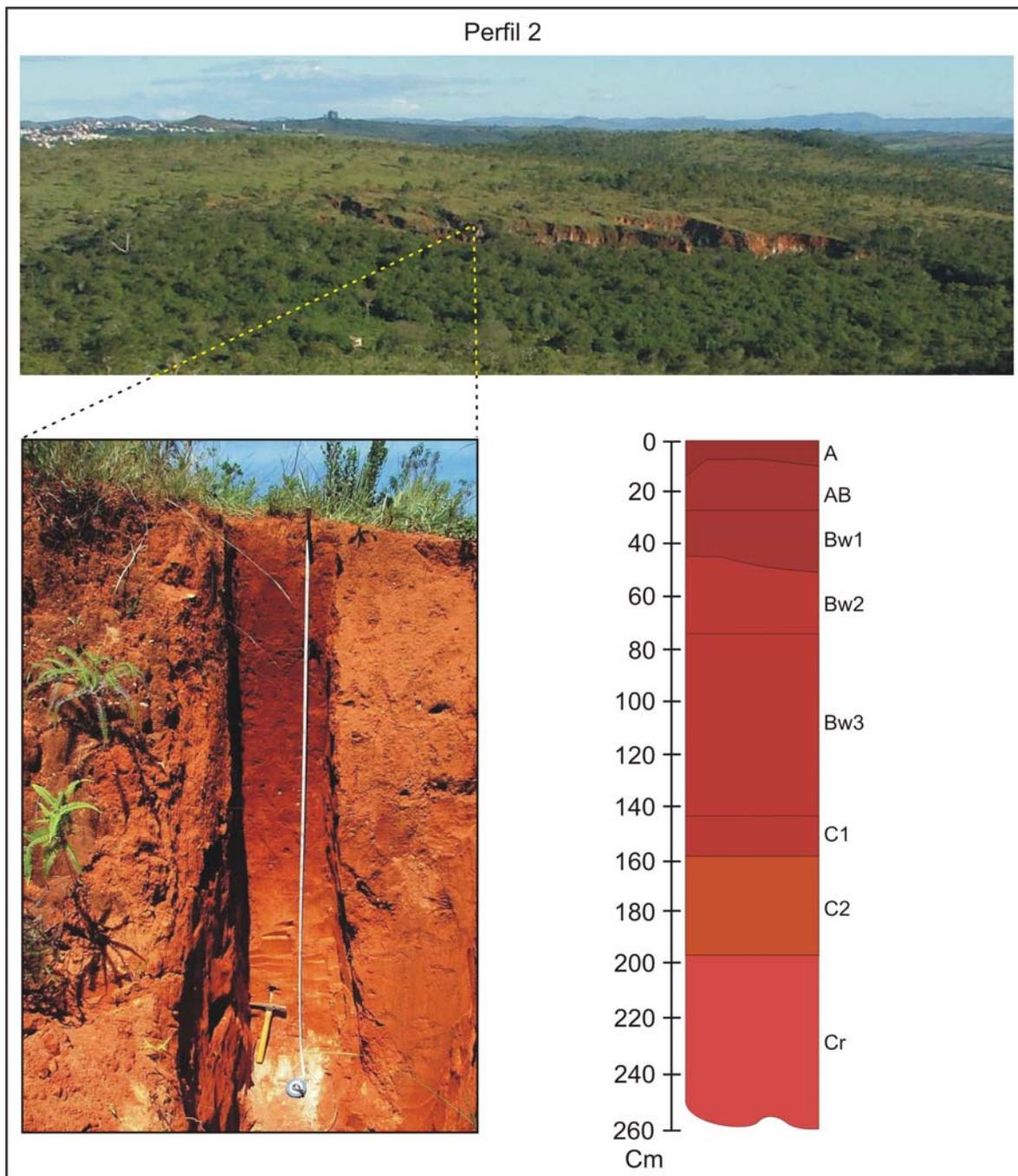


Figura 10 – Perfil 2 – Latossolo Vermelho (margem esquerda do córrego do Rio Grande)

De acordo com a descrição de campo, este perfil caracteriza-se pela predominância da cor vermelho-escuro (2,5YR 4/6 e 2,5YR 4/8), presente desde o horizonte transicional AB até o sub-horizonte C1, classificação esta que comprova a observação inicial quanto à cor do solo, conforme mencionado anteriormente, e que vem corroborar a hipótese de que o solo possa ter sido originado de rochas metabásicas.

Nos sub-horizontes Bw foi observada a ocorrência de pequenos fragmentos de quartzo dispersos, apresentando uma maior concentração no Bw₂, embora não se configure como uma linha de pedra. Segundo Cruz (2006), o horizonte Cr apresenta estruturas da rocha preservadas, aparentando semelhança com as características típicas de uma matriz granítica.

Conforme se pode observar na Tabela 1, o perfil 2 apresenta: (i) textura argilosa do horizonte A ao Bw₂; franco-argilosa no Bw₃; e franca nos horizontes subjacentes. No que diz respeito à relação silte/argila, que deve ser inferior a 0,6 nos solos de textura argilosa na maior parte do horizonte B, deve-se salientar que os sub-horizontes Bw₁ e Bw₂ apresentaram o valor de 0,6 para esta relação, portanto no limite para atender essa exigência.

4.1.3. Perfil 3 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

O perfil 3 localiza-se em uma vertente na margem direita do córrego do Quebra, cuja morfologia é, em geral, convexa. Entretanto, em determinado ponto desenvolve-se um anfiteatro, em concavidade onde ocorre uma voçoroca na borda da qual realizou-se a sua descrição (Fig. 11).

Este perfil faz parte da toposseqüência estudada por Menezes (2006) e se caracteriza por ser bastante profundo e por apresentar, na transição do horizonte Bw₂ para o C, uma linha de pedra. A análise realizada por Menezes (2006) e Cruz (2006) indica origem coluvial para os horizontes A e Bw. Cruz (2006), ao investigar os solos de perfis localizados em ramificações de uma voçoroca na mesma vertente estudada por Menezes (2006), observou a presença de material rochoso em todos os horizontes, mesmo que em menor concentração nos horizontes superficiais. A partir dessa constatação, o autor inferiu que o material mais fino foi previamente intemperizado e mobilizado mecanicamente, misturando-se ao material mais resistente das zonas de cisalhamento e veios de quartzo.

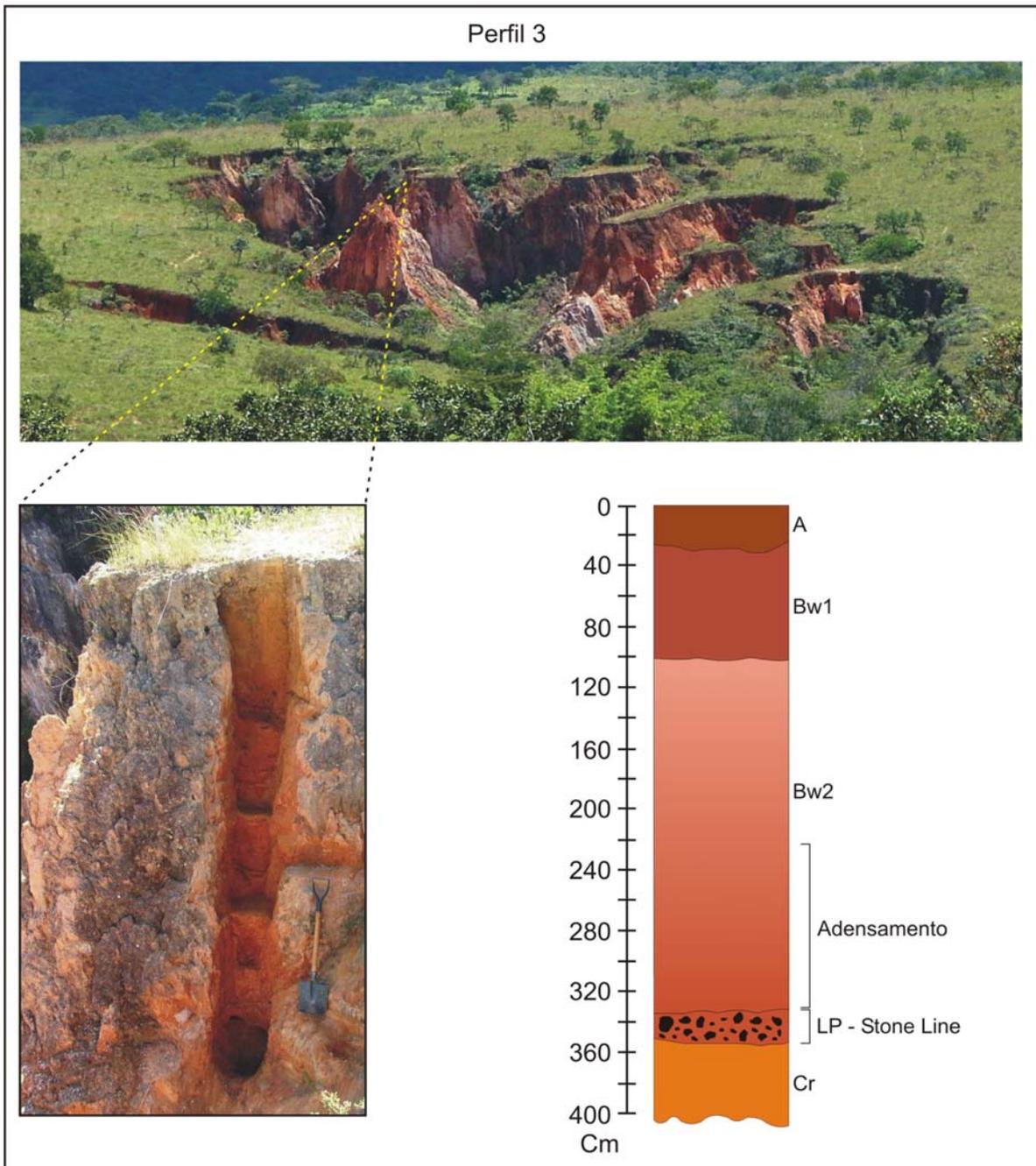


Figura 11 – Perfil 3 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico (margem direita do córrego do Quebra).

Em relação à profundidade, a análise do perfil compreendeu 4 metros do topo até a sua base, os quais envolvem quatro horizontes e uma linha de pedra subjacente ao horizonte Bw₂, localizada a 3,25 m da superfície e com 25 cm de espessura, sendo que os sub-horizontes Bw têm uma espessura, ao todo, de cerca de 300 cm. Esses sub-horizontes apresentam cores que variam entre bruno-forte (a 7,5YR 5/8 no Bw₁) a vermelho-amarelado (5YR 5/8 no Bw₂). Quanto ao Bw₁, a sua cor brunada pode estar relacionada à maior

concentração de goethita em relação à hematita, fato atribuído por Resende *et al.* (2002) à ocorrência de maior umidade e à ação anti-hematítica da matéria orgânica nos horizontes mais superficiais.

Quanto à granulometria, observa-se, em direção à base do perfil, a ocorrência de um aumento da fração silte e de uma diminuição no teor de argila, sendo esta mais representativa nos sub-horizontes Bw. Em relação ao teor de areia, este não apresenta variação significativa do horizonte Bw ao Cr, sendo maior nos horizontes A e AB. No que diz respeito à relação silte/argila nos sub-horizontes Bw, esta variou entre 0,5 a 0,8, na espessura aproximada de 300 cm, mencionada acima. Entretanto, prevaleceu o valor de 0,6 em uma espessura de cerca de 180 cm, sendo que, na maior parte do perfil a textura é franco-argilosa. Ainda quanto à relação silte/argila, Menezes (2006) chama a atenção para o fato de que ocorre um aumento em seu valor em profundidade, especialmente no horizonte C. Esta característica, tratada pela autora como discordância textural, levou-a a inferir que a pedogênese ocorrera sobre material transportado.

4.1.4. Perfil 4 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO

O perfil 4 (Figura 12) localiza-se sobre um terraço aluvial, na ramificação de uma voçoroca situada na margem esquerda do córrego dos Pereiras. Trata-se de um solo extremamente profundo, com material muito intemperizado, que chega a ocultar indícios de coluvionamento. Apresenta horizonte B típico de Latossolo, sobre um horizonte C cuja litologia é do Embasamento. No entanto, este material encontra-se sobre uma cascalheira fluvial.

Diante dessas constatações, questiona-se como um material transportado manteve-se, aparentemente, preservado. Este aspecto suscita a hipótese de que somente a ocorrência de um fenômeno de acentuada energia poderia transportar um "pacote" já pedogeneizado e tão espesso, incluindo o elúvio. Conforme as características descritas acima, esse material teria se deslocado sobre o alúvio, alterando o percurso do rio. Presume-se, com isso, que tal fenômeno esteja relacionado à Neotectônica. Tal suposição se deve ao fato de que, no local, são observados registros evidentes de falhas, como os diversos

planos estriados encontrados nas bordas da voçoroca, e que esta, por sua vez, tenha se originado a partir de uma linha de fraqueza.

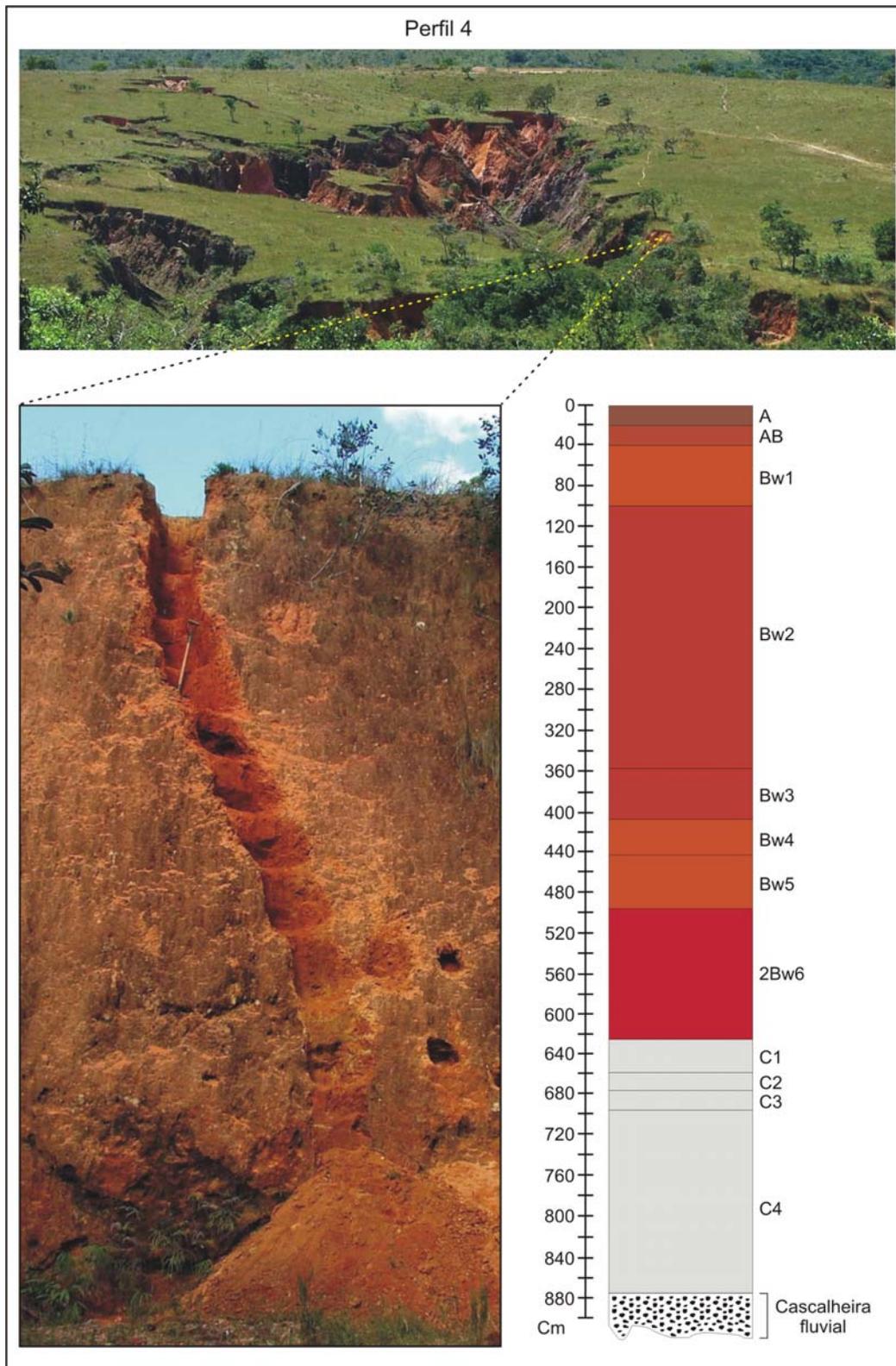


Figura 12 – Perfil 4 – Latossolo Vermelho-Amarelo (terraço na margem esquerda do córrego dos Pereiras)

Em relação às características morfológicas, o perfil 4 caracteriza-se por sua grande profundidade, tendo sido analisados 879 cm do topo a sua base, sendo que o horizonte Bw foi subdividido em seis sub-horizontes. Quanto à classificação como Vermelho-Amarelo, a cor predominante (5YR 5/8) nos primeiros 100 cm do horizonte Bw atendeu o requisito para tal. No que diz respeito às frações granulométricas, na relação entre os constituintes presentes, destaca-se a ocorrência de maior teor de argila no horizonte AB e sub-horizontes Bw em relação aos demais constituintes, e de uma maior concentração de areia nos sub-horizontes C. Quanto à relação silte/argila, esta se apresenta inferior a 0,6 em todos os sub-horizontes Bw, cuja espessura aproximada é de 590 cm.

4.2. Síntese das análises químicas dos horizontes Bw por perfil de solo

Conforme citado anteriormente, dentre os parâmetros que indicam tratar-se de um Latossolo encontra-se a relação molecular sílica/alumínio (K_i), estabelecida através dos valores apurados a partir do horizonte Bw (latossólico), e que deve ser $\leq 2,2$, o que indica a ocorrência de solo bastante intemperizado, com perda de sílica e maior presença de óxido de Alumínio. De acordo com isso, todos os resultados encontrados nas relações K_i dos sub-horizontes Bw analisados atendem um dos critérios que permitem classificar os solos dos perfis investigados como Latossolos, conforme demonstrado na Tabela 2.

Outra relação molecular empregada na caracterização de Latossolos é a relação sílica/óxidos de ferro e de alumínio ($\text{SiO}_2 \times 1,7 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,64) = K_r$), empregada para distinguir solos caulíníticos ($K_r > 0,75$) de solos oxídicos ($K_r \leq 0,75$). Em relação aos quatro perfis, o 1 e o 2, correspondentes aos Latossolos Vermelhos, derivados de rochas metabásicas, foram os que apresentaram menores valores de K_r , resultante da pouca disponibilidade do material de origem em componentes contendo sílica e da maior presença de óxidos de Al e de Fe. Quanto aos óxidos de Fe, pode-se inferir que a maior concentração desses componentes nos perfis 1 e 2 se deve ao material parental. No caso desses perfis, os percentuais de Fe_2O_3 encontrados nos sub-horizontes Bw indicam tratar-se de solos mesoférricos, enquanto que os solos

analisados dos perfis 3 e 4 são considerados hipoférricos, conforme EMBRAPA (2006).

Em relação aos perfis 3 e 4, os resultados da relação Kr demonstram tratar-se de solos caulíníticos. Tal fato pode ser atribuído ao material de origem desses solos, relacionado ao substrato rochoso formado por granito-gnaisses do embasamento, cuja mineralogia caracteriza-se pela presença de mica e feldspato. Esses minerais, no processo de intemperização, transformam-se em caulinita.

Tabela 2 - Análises químicas das amostras dos horizontes Bw

Horizonte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ki	Kr
	_____ % _____				
Perfil 1 – Latossolo Vermelho					
Bw₁	11,8	21,2	9,3	0,9	0,7
Bw₂	12,8	21,4	9,6	1,0	0,8
Perfil 2 – Latossolo Vermelho					
Bw₁	13,8	20,1	13,1	1,7	0,8
Bw₂	12,8	20,9	13,3	1,0	0,7
Perfil 3 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico					
Bw₁	12,0	13,8	4,40	1,5	1,2
Bw₂	16,0	12,3	4,80	2,2	1,8
Perfil 4 – Latossolo Vermelho-Amarelo					
Bw₁	15,8	18,6	5,5	1,4	1,2
Bw₂ (Superior)	15,6	17,8	5,1	1,5	1,3

4.3. Caracterização micromorfológica

Os perfis de solo são caracterizados micromorfológicamente de forma pormenorizada nos subitens abaixo, os quais apresentam, inicialmente, um quadro que expõe, de forma sintética, as informações pertinentes a cada perfil, obtidas por meio da análise microscópica das lâminas delgadas confeccionadas a partir do material pedológico coletado. Conforme mencionado na introdução do capítulo, são também exibidas, ao final de cada subitem, as fotomicrografias do respectivo perfil de solo.

4.3.1. Perfil 1 – LATOSSOLO VERMELHO

Em relação aos aspectos gerais do fundo matricial, no que concerne à distribuição relativa dos constituintes básicos (esqueleto, plasma e poros) observa-se a ocorrência de maior proporção de esqueleto no horizonte A em relação aos horizontes subjacentes. Já o teor de plasma não apresenta uma variação significativa entre o horizonte A e os sub-horizontes Bw. Também não é significativa a diferença na quantidade de poros nos sub-horizontes Bw, sendo, no entanto, menor no horizonte A. Quanto à morfologia, prevalecem metaporos e ortoporos, nas formas de cavidades, canais e, secundariamente, fissuras (Fotomicrografia 4).

Quadro 1 - Síntese da caracterização micromorfológica do Perfil 1 - Latossolo Vermelho

Lâmina (Horiz.)	Componentes (em %)			Pedalidade	Fundo Matricial			Feições Pedológicas	Outros constituintes/ Observações
	Esqueleto	Plasma	Poros		Esqueleto	Plasma	Poros		
A	35	40	25	Moderado a fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; presença de xisto e de mica. Esqueleto quartzoso mal selecionado, angular e subangular. <u>Exoscopia</u> : cariados; quartzos ferruginizados.	Distribuição relativa: enáulica, com zonas porfíricas. Cor: marrom escuro. Estrutura: silassépica e massépica	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e fissuras.	Pedotúbulos discretos, do tipo agrotúbulo. Nódulo típico de Fe.	Muitas raízes; grãos de quartzo com fissuras, alguns ferruginizados. Xisto com grãos de quartzo em meio a uma matriz enáulica (microagregada). Presença de minerais primários (magnetita) e litorrelíquias. Porosidade intergranular predominantemente forte.
Bw ₁	25	35	40	Fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. <u>Exoscopia</u> : cariados; quartzos ferruginizados.	Distribuição relativa: enáulica, com zonas porfíricas. Cor: marrom escuro (material mais fino) a brunada (fragmentos). Estrutura: massépica	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e fissuras.	Pedotúbulos do tipo agrotúbulo e um isotúbulo. Nódulo de Fe típico.	Raízes; muita porosidade; microagregados. Grão de quartzo (areia grossa) com cariações, ferruginizado, sofrendo epigenia por Fe. Presença de litorrelíquias.
Bw ₂	25	40	35	Fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; presença de xisto e de mica. Esqueleto cimentado (silte). <u>Exoscopia</u> : cariado; quartzos ferruginizados.	Distribuição relativa: porfiro-enáulica. Cor: marrom escuro. Estrutura: massépica e bimassépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, câmaras e fissuras.	Pedotúbulos do tipo agrotúbulo; glébulas (amigdaloidal e de trama concêntrica).	Raízes; microagregados. Grãos de quartzo craquelados e um cariado com ferruginização. Litorrelíquias (ilmenita e rara magnetita martitizada). Porosidade de fendas.
Bw ₃	25	45	30	Fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. <u>Exoscopia</u> : cariados; quartzos ferruginizados.	Distribuição relativa: porfiro-enáulica. Cor: marrom escuro. Estrutura: massépica e bimassépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, câmaras e fissuras.	Pedotúbulos. Nódulos típicos de Fe.	Grãos de quartzo com fissuras e ferruginização; grão de quartzo com intrusão de mica. Presença de litorrelíquias de xisto.

Quanto às características do esqueleto, verifica-se uma predominância de grãos de quartzo de dimensões variadas em todos os horizontes, em sua maioria angulares e subangulares, com faces lisas e irregulares, cariados, craquelados, sendo alguns ferruginizados, conforme mostram as Fotomicrografias 1, 2 e 3. Ocorrem, ainda, fragmentos líticos opacos, provavelmente de gabro, rocha ígnea básica, assim como de xisto, rocha metamórfica foliada.

Observa-se a ocorrência de minerais opacos em quase todo o perfil, em estágios distintos de alteração (Fotomicrografia 6), sendo alguns mais preservados e outros com córtex de alteração, com resquícios do mineral originário em seu interior, identificados como: magnetita, um óxido de Fe (Fe_3O_4); ilmenita, um óxido de Fe e titânio de fórmula FeTiO_3 (Fotomicrografias 10, 11 e 12); martita, um pseudomorfo de hematita sobre magnetita (Fotomicrografia 15); e de magnetita em evolução para martita, denominada de magnetita martitizada (Fotomicrografias 13 e 14). Entretanto, há um predomínio da ilmenita.

No que diz respeito à magnetita, trata-se de um dos minerais mais amplamente distribuídos, que ocorrem em rochas ígneas de todos os tipos, geralmente como grãos pequenos, e tem como característica a sua grande resistência ao intemperismo. A ilmenita é também bastante distribuída como componente acessório nas rochas ígneas, geralmente acompanhando a magnetita, sendo muito comum a sua ocorrência em gabros (FERNANDES, 2007). Como o Perfil 1 localiza-se em área de intrusões em forma de diques de rochas metabásicas, entre as quais metagabros, a presença desses óxidos nas lâminas se justifica.

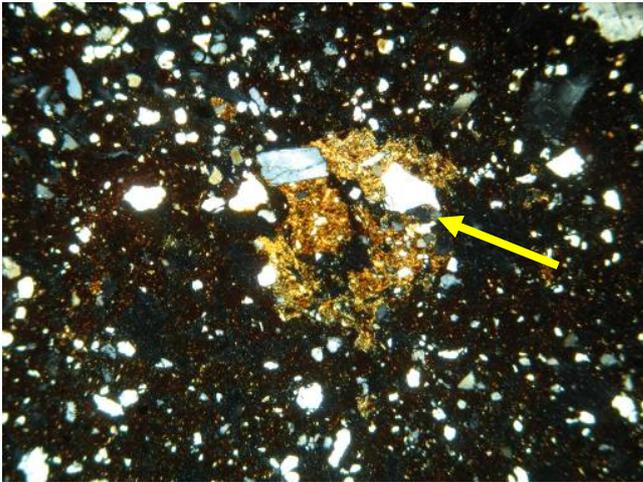
Segundo Galvão *et al.* (2007), assim como o quartzo, a goethita, a hematita, a caulinita e a gibssita, os minerais opacos, como os citados acima, compõem a mineralogia de solos resultantes de processo de intemperismo intenso. Conforme mencionado, os minerais opacos identificados estão associados às rochas verificadas no local do perfil investigado, o que permite inferir que o solo analisado seja de origem autóctone.

Além dos minerais citados, verifica-se a presença de litorrelíquias que, segundo Delvigne (1981), compreendem fragmentos de rochas ou de minerais primários alteráveis isolados, que podem ser encontrados tanto nas porções mais superficiais dos perfis quanto no interior dos horizontes pedológicos. Entre as litorrelíquias observadas, as de xisto são muito freqüentes, além de se caracterizarem pelo tamanho que as destacam no fundo matricial (Fotomicrografias 8 e 9).

Quanto ao plasma, este apresenta as seguintes características: cor marrom escuro em todo o perfil; distribuição relativa enáulica com zonas porfíricas no horizonte A até a porção superior do Bw, e porfiro-enáulica até o Bw₃, indicando a formação de agregados (Fotomicrografias 1 e 7); e estrutura predominantemente massépica e bimassépica. Quanto à pedalidade, predomina um grau de desenvolvimento fortemente desenvolvido. Os agregados são encontrados nas formas de grumos e glóbulos em todos os horizontes, havendo ocorrência mais acentuada de microagregados no horizonte Bw (Fotomicrografia 4).

Em relação a feições pedológicas, ocorrem pedotúbulos e nódulos de Fe típicos, tanto no horizonte A quanto no Bw (Fotomicrografias 4 e 5). Observa-se, ainda, a presença de glébulas de forma amigdaloidal e de trama concêntrica no horizonte Bw, assim como de ferranes (derivados de mobilização de Fe) e hematãs (cutãs de hematita) no horizonte Bw₃ (Fotomicrografias 8 e 9).

Fotomicrografias – Perfil 1

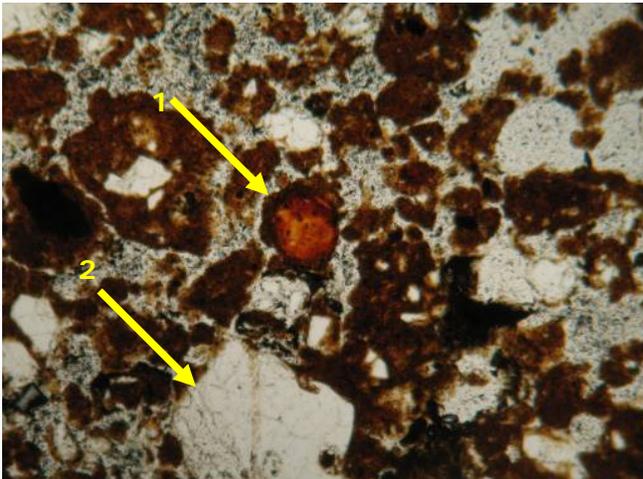


Fotomicrografia 1

Horizonte A
Aumento de 25 x – Nicóis cruzados

Destaque para xisto com grãos de quartzo em meio a uma matriz enaúlica (microagregada) contendo esqueleto quartzoso mal selecionado, angular e subangular, e porosidade intergranular predominantemente forte.

0,60mm



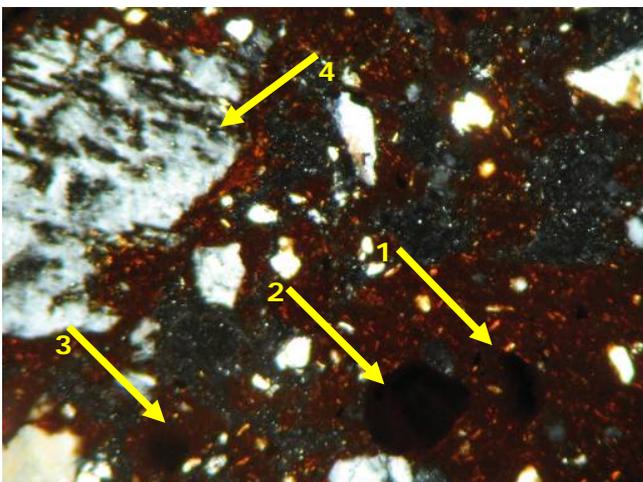
Fotomicrografia 2

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Luz natural

Matriz enaúlica (microagregada) similar à Fotomicrografia 1

Destaque para:
(1) Litorrelíquia e
(2) Grão de quartzo (areia grossa) com cariações e ferruginização

0,17mm

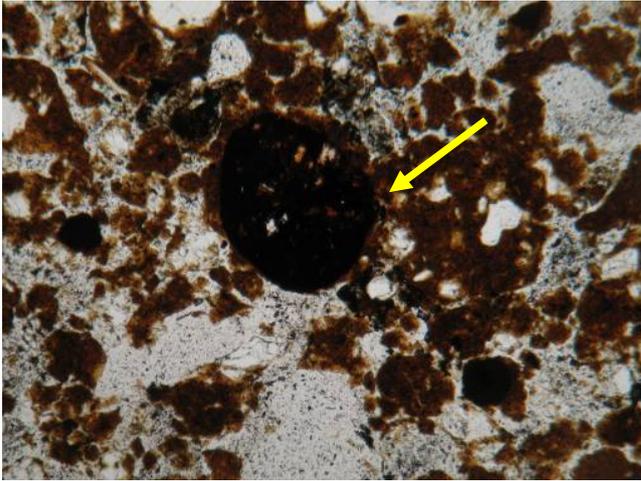


Fotomicrografia 3

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Apresenta detalhes do esqueleto, contendo:
(1, 2 e 3) Minerais opacos (óxidos de Fe) e
(4) Grão de quartzo ferruginizado (sofrendo epigenia por Fe)

0,17mm



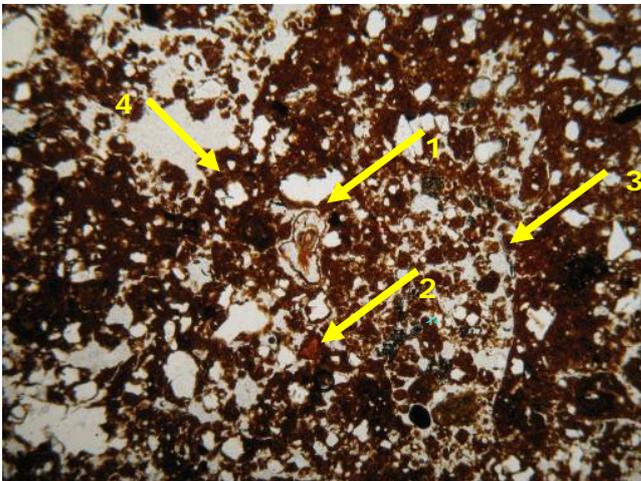
Fotomicrografia 4

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Luz natural

Destaque para nódulo de Fe típico.

Presença de microagregados; plasma na cor marrom escuro; poros em cavidades, câmaras e, secundariamente, fissuras.

0,17mm



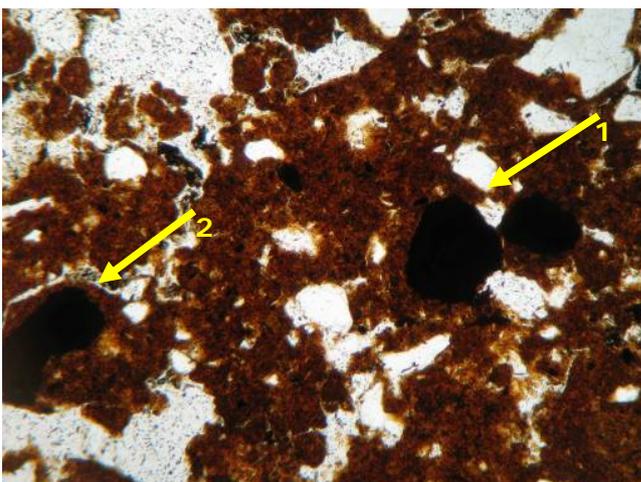
Fotomicrografia 5

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 25 x – Luz natural

Destaque para:

- (1) Raiz no interior de um pedotúbulo
- (2) Litorrelíquia
- (3 e 4) Pedotúbulos com paredes adensadas, provavelmente associado, inicialmente, a canais de fauna

0,60mm



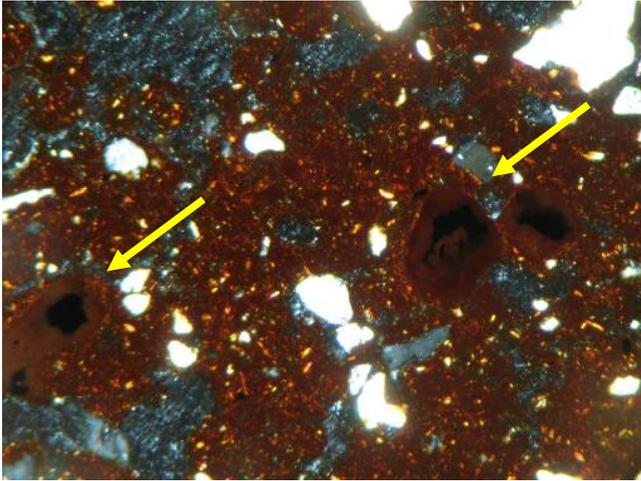
Fotomicrografia 6

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 100 x – Luz natural

Em meio a uma matriz pórfiro-enáulica, ocorrem:

- (1 e 2) Minerais opacos em processo de alteração (óxidos)

0,17mm



Fotomicrografia 7

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Mesmo campo visual da Fotomicrografia 6, com destaque para interior mais preservado dos minerais opacos (tons mais escuros); distribuição relativa pórfiro-enáulica (agregados se formando) e porosidade de fendas, policôncavas e cavitárias. Predomínio de esqueleto cimentado (silte)

0,17mm

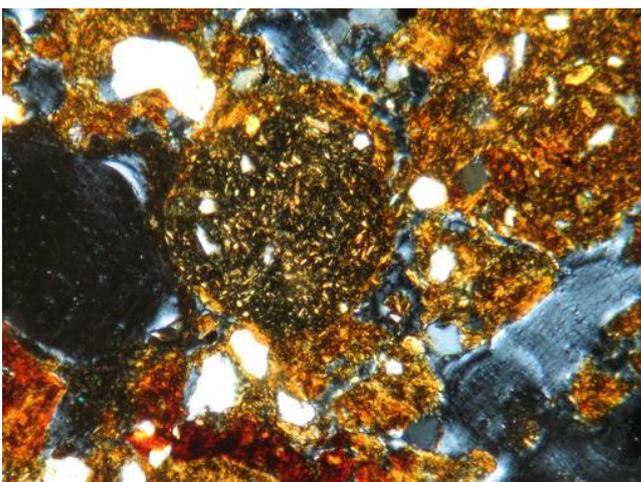


Fotomicrografia 8

Horizonte BC
Aumento de 100 x – Luz natural

Destaque para:
(1) Litorrelíquia de xisto arredondada e
(2) Ferranes (mobilização de Fe) no
entorno do esqueleto

0,17mm



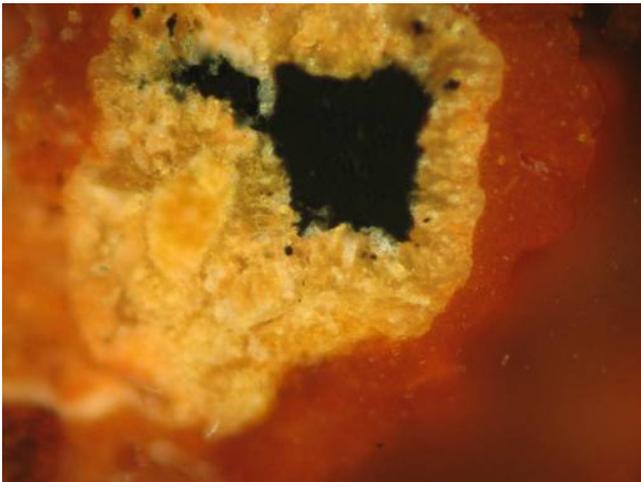
Fotomicrografia 9

Horizonte BC
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Mesmo campo visual da Fotomicrografia 8, com destaque para a litorrelíquia de xisto e para os ferranes, classificados como hematãs (cutãs de hematita)

0,17mm

Fotomicrografias – Minerais Opacos no Sub-horizonte Bw₂



Fotomicrografia 10

Aumento de 500 x – Luz refletida com nicóis cruzados

Ilmenita

Sem escala

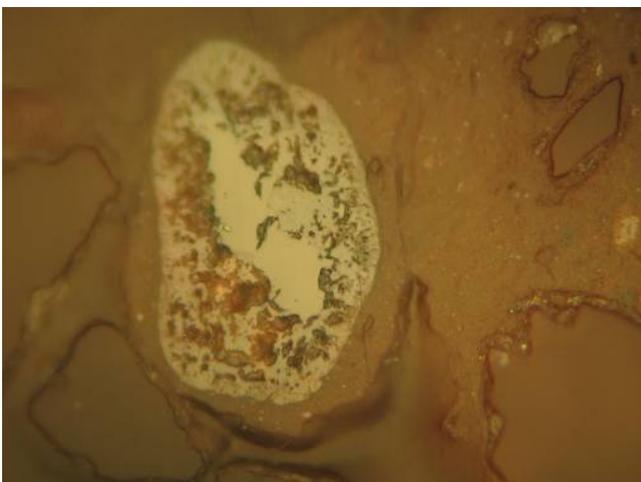


Fotomicrografia 11

Aumento de 500 x – Luz refletida com nicóis cruzados

Ilmenita

Sem escala



Fotomicrografia 12

Aumento de 500 x – Luz refletida

Ilmenita

Sem escala

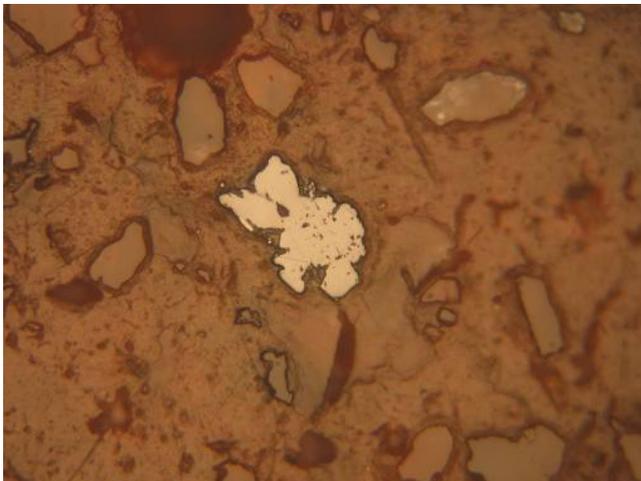


Fotomicrografia 13

Aumento de 500 x – Luz refletida com nicóis cruzados

Magnetita martitizada

Sem escala

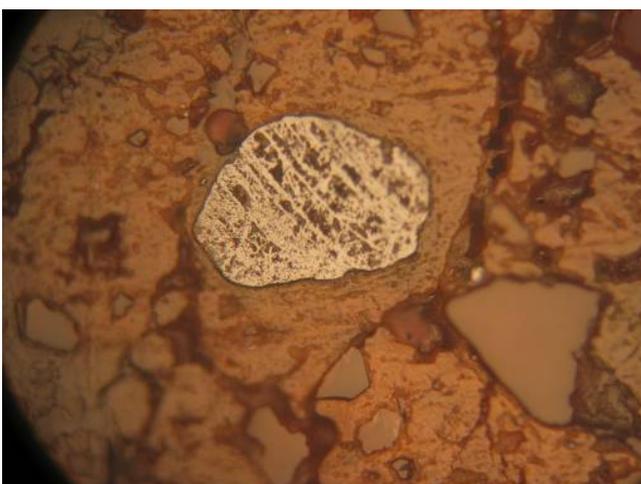


Fotomicrografia 14

Aumento de 100 x – Luz refletida

Magnetita martitizada (mesmo mineral da Fotomicrografia 13; apresenta hábito de magnetita; agregados de cristais)

0,17mm



Fotomicrografia 15

Aumento de 200 x – Luz refletida

Martita

Sem escala

4.3.2. Perfil 2 – LATOSSOLO VERMELHO

Conforme demonstra o Quadro 2, o fundo matricial caracteriza-se, de forma geral, por apresentar um aumento gradativo no teor de esqueleto dos horizontes superficiais até o horizonte C, sendo que até a transição do sub-horizonte Bw_2 para o Bw_3 apresenta uma proporção de 25% em relação aos demais constituintes, de 30% no Bw_3 e de 35% no C_2 . O plasma apresenta maior quantidade nos sub-horizontes Bw_1 e Bw_2 , representada por 40% de área ocupada por este constituinte em relação aos demais. Quanto à porosidade, esta diminui em direção à base do perfil, sendo mais significativa nos horizontes superficiais. Deve-se salientar que, da base do horizonte Bw até o horizonte C, a proporção entre os elementos constituintes é praticamente a mesma.

Quanto ao esqueleto, há prevalência de grãos de quartzo de dimensões variadas em todo o perfil, em sua maioria angulares e subangulares, sendo muitos diminutos (fração silte), e apresentam-se cariados, fragmentados e alguns ferruginizados (Fotomicrografia 19). São observados, ainda, fragmentos líticos opacos, provavelmente de gabro; litorrelíquias de xisto de grandes dimensões (Fotomicrografias 16 e 18); além de sericita (variedade de muscovita, de hábito acicular) distribuída no plasma. Esta última, de acordo com Delvigne (1981), mantém-se bastante tempo intacta nos níveis de alteração, onde os demais minerais primários foram já transformados em minerais secundários. Neste perfil também foram identificados os minerais opacos observados no perfil 1 (ilmenita, martita e magnetita martitizada) e, da mesma forma, em diferentes estágios de alteração.

Quadro 2 - Síntese da caracterização micromorfológica do Perfil 2 - Latossolo Vermelho

Lâmina (Horiz.)	Componentes (em %)			Pedalidade	Fundo Matricial			Feições Pedológicas	Outros constituintes/ Observações
	Esqueleto	Plasma	Poros		Esqueleto	Plasma	Poros		
A	25	35	40	Fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo. Presença de xisto e de mica. <u>Exoscopia</u> cariados; quartzos ferruginizados.	Distribuição relativa: enáulica. Cor: marrom escuro. Estrutura: silassépica.	Metaporos ortoporos. Predominância de cavidades; canais e fissuras.	Pedotúbulos. Nódulo típico de Fe.	Raízes; grãos de quartzo com ferruginização.
AB	25	25	50	Moderado fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; presença de xisto e de mica. <u>Exoscopia</u> cariados e alguns fragmentados.	Distribuição relativa: enáulica e localmente porfírica. Cor: marrom escuro. Estrutura: silassépica.	Metaporos ortoporos. Predominância de cavidades e algumas fissuras.	Pedotúbulos coalescentes.	Raízes; domínios (zonas) mais claros. Litorrelíquias de xisto. Bastante porosidade. Grãos de quartzo craquelados.
Bw₁	25	40	35	Moderado fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. <u>Exoscopia</u> : cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: enáulica e localmente porfírica. Cor: marrom, com algumas zonas em marrom escuro. Estrutura: argilassépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades e fissuras	Nódulos típicos de Fe.	Muita porosidade; agregados pequenos e microagregados. Grãos de quartzo craquelados e outros com fissuras, sendo um corroído. Presença de litorrelíquias de xisto. Xisto com perda de Fe.
Bw₂	25	40	35	Fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. <u>Exoscopia</u> : cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica aberta, tendendo a enáulica. Cor: marrom escuro. Estrutura: silassépica - massépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais, câmaras e fissuras.	Pedotúbulos. Poro com separação e plásmica.	Raízes; muita porosidade; microagregados. Grãos craquelados de quartzo e de mica. Litorrelíquias.
Bw₂Bw₃	25	35	40	Fortemente desenvolvido; grumos glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos. <u>Exoscopia</u> cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica, evoluindo para enáulica. Cor: marrom escuro. Estrutura: massépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades e fissuras	■	Muita porosidade, mais do que nos horizontes subjacentes. Microagregados. Grãos de quartzo craquelados e diminutos. Litorrelíquias.

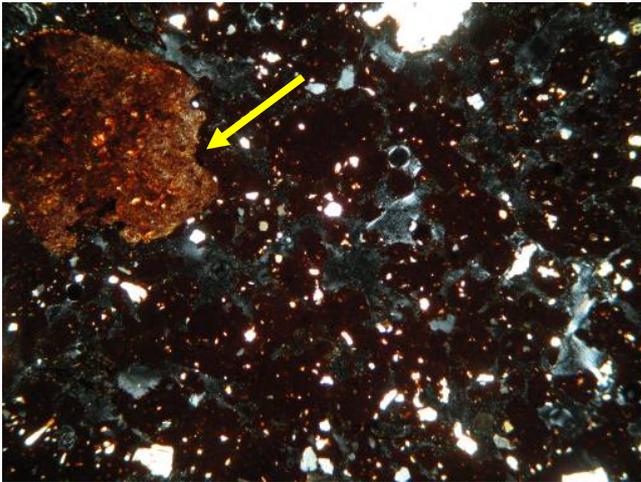
continua

Lâmina (Horiz.)	Componentes (em %)			Pedalidade	Fundo Matricial			Feições Pedológicas	Outros constituintes/ Observações
	Esqueleto	Plasma	Poros		Esqueleto	Plasma	Poros		
Bw ₃	30	35	35	Moderadamente desenvolvido; grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; presença de xisto e de mica. <u>Exoscopia</u> : cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfiro-enáulica. Cor: marrom escuro a brunada. Estrutura: massépica	Metaporos ortoporos. Cavidades e algumas fissuras.	Pedotúbulos. Nódulo de Fe típico.	Muita porosidade; microagregados; grãos de quartzo com fissuras; micas craqueladas. Sericita distribuída no plasma.
Bw ₃ C ₁	35	30	35	Fraco a moderadamente desenvolvido; grumos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e mica. <u>Exoscopia</u> : cariados.	Distribuição relativa: porfírica aberta. Cor: marrom. Estrutura: bimassépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades e fissuras.	Pedotúbulos. Nódulos típicos de Fe.	Muita porosidade. Fragmentos de xisto em processo avançado de intemperismo. Plasma com fragmentos diminutos.
C ₂	35	35	30	Fraco a moderadamente desenvolvido; grumos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos. <u>Exoscopia</u> : cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica Cor: marrom bem escuro a preto; pontualmente brunada. Estrutura: massépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e fissuras.	Halos gleburares. Nódulos típicos de Fe.	Raízes. Grãos de quartzo craquelados e com fissuras; fragmento de xisto em processo avançado de intemperismo. Sericita distribuída no plasma. Zonas de depleção de Fe.
Cr	40	30	30	■	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos e de mica. <u>Exoscopia</u> : cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica. Cor: marrom escuro (material mais fino) a brunada (fragmentos). Estrutura: maciça.	Ortoporos Cavidades, canais e fissuras.	Halos gleburares (nódulos incompletos, pouco evoluídos). Ferranes de grãos (hematãs)	Muita porosidade. Grãos de quartzo craquelados. Sericita distribuída no plasma. Aparência geral de alteroplasma.

O plasma apresenta-se, predominantemente, na cor marrom escuro. Caracteriza-se pela distribuição relativa porfiro-enáulica nos horizontes superficiais (Fotomicrografia 16) até o sub-horizonte Bw_1 , porfírica tendendo a enáulica no sub-horizonte Bw_2 e na transição deste para o Bw_3 (Fotomicrografias 20 e 21), e predominantemente porfírica nos demais sub-horizontes Bw até o horizonte C (Fotomicrografias 22 e 23). Já a estrutura varia entre argilassépica (Fotomicrografia 19), massépica (Fotomicrografia 25) e tendendo a bimassépica (Fotomicrografia 23), dependendo dos horizontes e sub-horizontes, sendo maciça no Cr. Quanto ao grau da pedalidade, este é, em geral, classificado como moderado a fortemente desenvolvido, ocorrendo nas formas de grumos e glóbulos. Também se observa a presença de pequenos microagregados no horizonte Bw, típicos de solos argilosos, como é o caso deste perfil. Em relação ao poros, predominam meta e ortoporos, encontrados nas formas de cavidades, canais e, secundariamente, fissuras.

Quanto às feições pedológicas, ocorrem pedotúbulos e nódulos típicos de Fe nos horizontes superficiais, no Bw e no C (Fotomicrografias 17, 22 e 24); e halos glebulares e ferranes de grãos no Cr, indicativos de mobilidade do Fe (Fotomicrografia 26). Em relação a outros constituintes, são encontradas raízes nos horizontes superficiais além de litorrelíquias de xistos. São observadas, ainda, zonas de depleção causadas por mobilização de Fe no horizonte C (Fotomicrografia 24) e aparência geral de alteroplasma no Cr (Fotomicrografia 26).

Fotomicrografias – Perfil 2

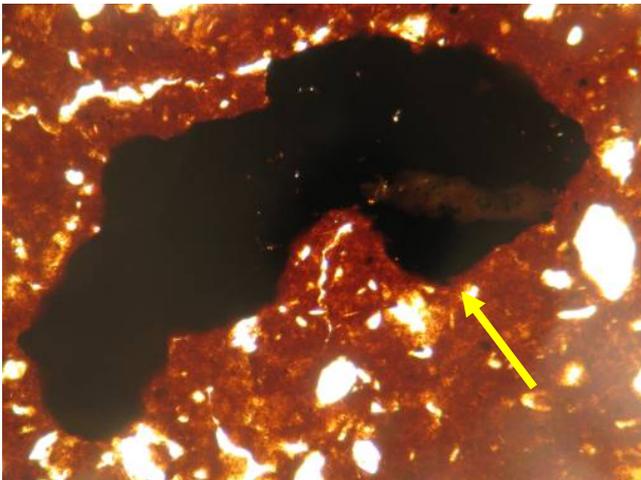


Fotomicrografia 16

Horizonte AB
Aumento de 25 x – Nicóis cruzados

Destaque para litorrelíquia de xisto em meio a uma matriz microagregada enáulica e porfírica

0,60mm

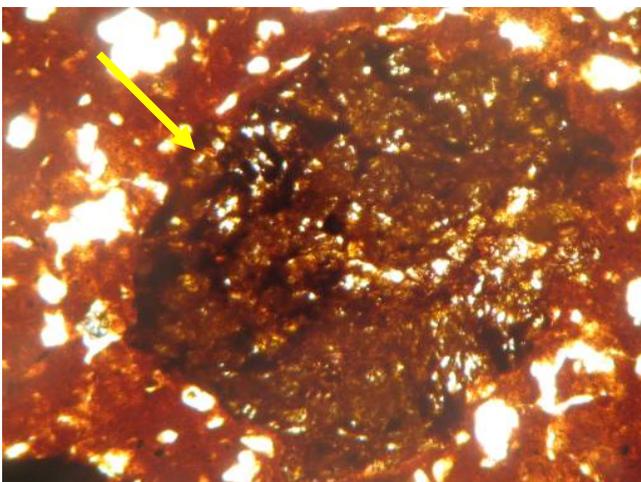


Fotomicrografia 17

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Luz natural

Destaque para o nódulo de Fe em meio à matriz porfírica com algumas fissuras

0,17mm

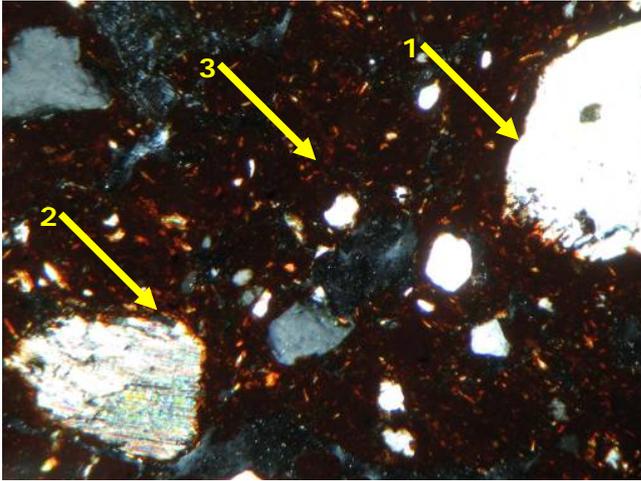


Fotomicrografia 18

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Luz natural

Destaque para xisto com perda de Fe

0,17mm



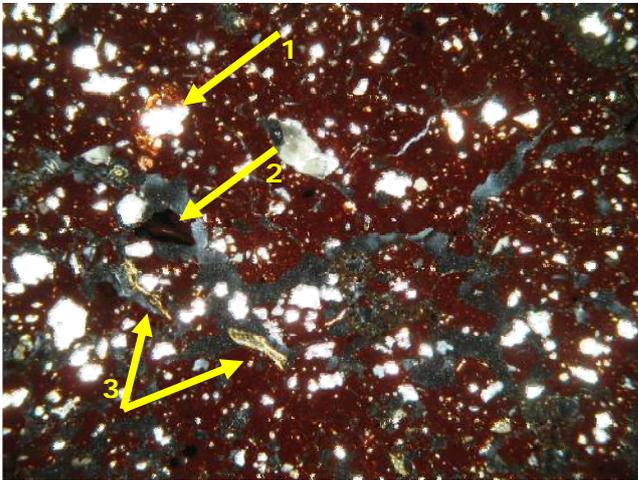
Fotomicrografia 19

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Luz polarizada

Destaque para:

- (1) Grão de quartzo com cariações e ferruginização
- (2) Xisto com cariações
- (3) Estrutura plásmica argilassépica (domínios de argila orientada)

0,17mm



Fotomicrografia 20

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 25 x – Nicóis cruzados

Destaque para:

- (1) Plasma orientado ao redor de um esqueleto
- (2) Litorrelíquia
- (3) Raízes

Zona superior porfírica fissurada, separada da inferior, enáulica, por uma fenda; sugere uma evolução da primeira para a segunda (as fissuras da zona inferior evoluíram para pequenas cavidades policôncavas que separam os agregados (enáulica)).

0,60mm



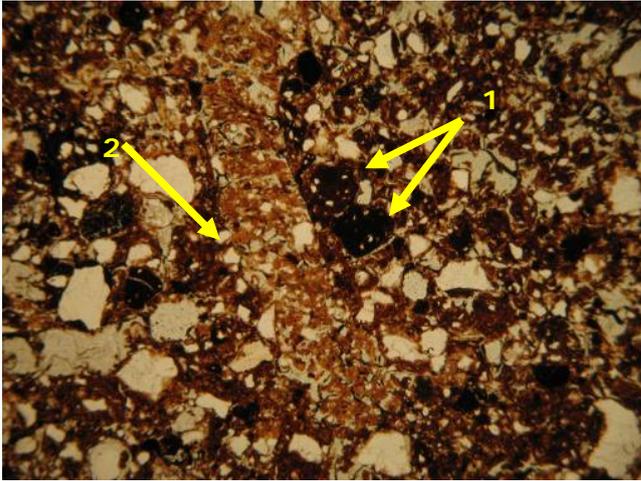
Fotomicrografia 21

Sub-horizonte Bw₃
Aumento de 25 x – Nicóis cruzados

São observados:

- (1) Distribuição relativa porfiro-enáulica e
- (2) Mineral opaco em processo de alteração (óxido), devido à presença de córtex

0,60mm

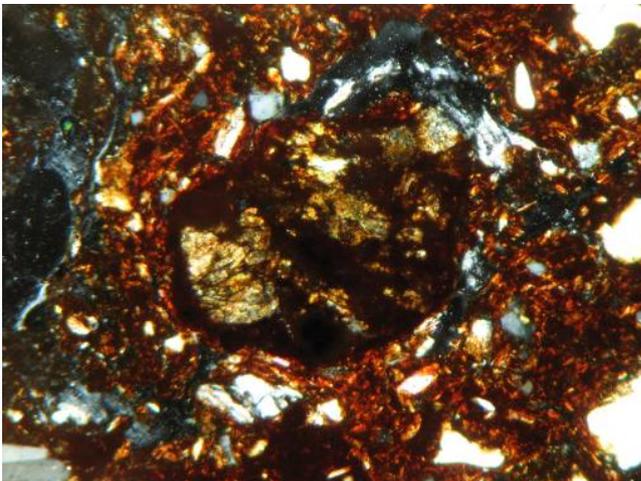


Fotomicrografia 22

Transição Bw_3C_1
Aumento de 25 x - Luz natural

Destaque para:
(1) Nódulos típicos de Fe, com fundo matricial indiferenciado
(2) Pedotúbulo, na forma de canal, cujo preenchimento é relativamente contínuo, de plasma vermelho constituindo trama porfírica (esqueleto muito fino)

0,60mm

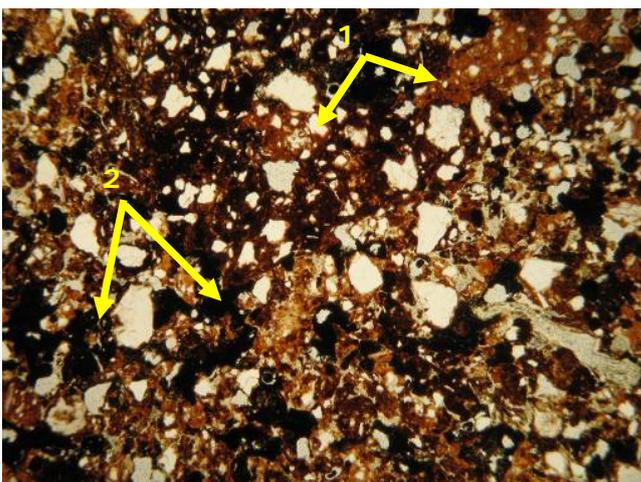


Fotomicrografia 23

Transição Bw_3C_1
Aumento de 100 x - Nicóis cruzados

Distribuição relativa porfírica; estrutura com tendência bimassépica, envolvendo nódulo típico de Fe com plasma isóptico

0,17mm

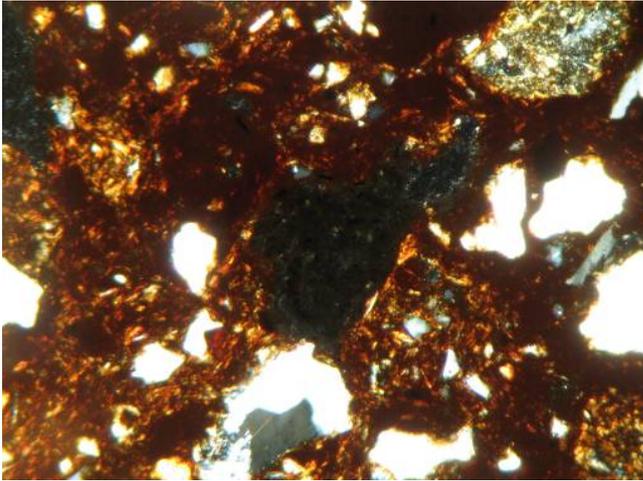


Fotomicrografia 24

Sub-horizonte C_2
Aumento de 25 x - Luz natural

São observados:
(1) Zonas de depleção de Fe
(2) Nódulos de Fe

0,60mm

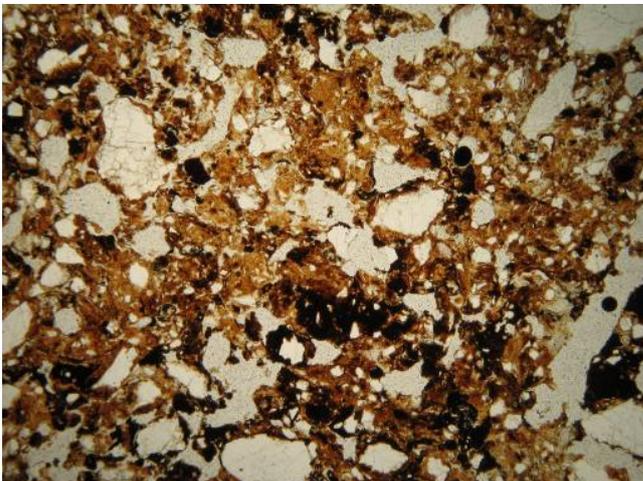


Fotomicrografia 25

Sub-horizonte C₂
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Distribuição relativa porfírica; estrutura masséfica

0,17mm



Fotomicrografia 26

Horizonte Cr
Aumento de 25 x – Luz natural

Presença de halos glebulares (nódulos em desenvolvimento) e ferranes de grãos; aparência geral de alteroplasma; poros em cavidades e canais

0,17mm

4.3.3. Perfil 3 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico

De maneira geral, como se pode observar no Quadro 3, na constituição do fundo matricial constata-se que no sub-horizonte Bw_1 e na transição deste para o Bw_2 não há distinção significativa entre a proporção de esqueleto, plasma e poros. Entretanto, no sub-horizonte Bw_2 há um aumento na quantidade do plasma, correspondente a 45% em relação aos demais constituintes, o que pode justificar a ocorrência de um adensamento verificado nesta porção do perfil (Fotomicrografia 33). Todavia, há que se considerar que este aspecto pode estar relacionado à estrutura original derivada da rocha ou do material de origem. Quanto à proporção de esqueleto, esta é representada por 30% em relação aos demais constituintes, em todas as lâminas correspondentes aos sub-horizontes Bw. Por outro lado, há uma diminuição na porosidade na direção do topo à base do Bw, justificada pelo aumento no teor do plasma.

Quadro 3 - Síntese da caracterização micromorfológica do Perfil 3 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico

Lâmina (Horiz.)	Componentes (em %)			Pedalidade	Fundo Matricial			Feições Pedológicas	Outros constituintes/ Observações
	Esqueleto	Plasma	Poros		Esqueleto	Plasma	Poros		
Bw ₁	30	35	35	Fortemente desenvolvido (predominantemente); blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Esqueleto grosseiro, angular e subangular. Exoscopia: cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica com zonas enáulicas. Cor: brunada (clara). Estrutura: omnissépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, câmaras e fissuras.	■	Muita porosidade. Grãos de quartzo com fissuras, ferruginização e alguns craquelados; xisto com fissuras e perda de Fe. Sericita no plasma.
Bw ₁ Bw ₂	30	35	35	Moderadamente desenvolvido; blocos e grumos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Esqueleto mal selecionado. Exoscopia: cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica com zonas enáulicas. Cor: brunada (clara). Estrutura: omnissépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e fissuras.	■	Muita porosidade. Grãos de quartzo com fissuras, alguns craquelados e com acúmulo de Fe. Minúsculos fragmentos líticos opacos.
Bw ₂ (Topo)	30	45	25	Moderado a fortemente desenvolvido: blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica. Cor: brunada Estrutura: tendendo a massépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e fissuras.	Pedotúbulos discretos com tipo de preenchimento solto contínuo. Cutã não laminada.	Grãos de quartzo craquelados, com fissuras e porosidades e outros de face lisa e subarredondados; presença de xisto de maior dimensão; sericita distribuída no plasma.
Bw ₂ (Base)	30	45	25	Moderado a fortemente desenvolvido: blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e ferruginizados.	Distribuição relativa: porfírica Cor: brunada Estrutura: massépica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e fissuras.	Pedotúbulos. Cutã não laminada.	Ocorrência de grão de quartzo com fissuras e ferruginização; fragmento de xisto de dimensão expressiva, craquelado, além de outros fragmentos menores.
Cr	■	■	■	■	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e fragmentados.	Cor: brunada Estrutura: maciça	Ortoporos Cavidades, canais e fissuras.	Cutãs de iluviação laminadas.	Grãos de quartzo craquelados e com fissuras; fragmento de xisto com perda de Fe.

Em relação ao esqueleto, este se caracteriza por se apresentar mal selecionado em todas as lâminas (Fotomicrografia 33). Outro aspecto observado refere-se à predominância de grãos de quartzo de dimensões variadas, sendo muitos craquelados e outros com porosidades, cariações e ferruginizações, bem como com diferentes graus de arredondamento (Fotomicrografias 28, 30, 31 e 32). Embora sejam encontrados grãos de quartzo arredondados e subarredondados, prevalecem os de forma angular e subangular (Fotomicrografia 27). Conforme Menezes (2006), a presença de quartzos com diferentes graus de arredondamento é um indício de transporte de material, uma vez que são encontrados neste formato nas escarpas que bordejam a Depressão de Gouveia, sendo que na área de estudo estão associados com a Formação Galho do Miguel.

Além desses, ocorrem, em proporção pouco significativa, fragmentos líticos opacos, semelhantes aos observados nos perfis 1 e 2, assim como fragmentos de xisto mais presentes na base do perfil, sendo que em alguns se observa a ocorrência de perda de Fe. Há que se ressaltar, ainda, que ocorre acentuada presença de sericita distribuída no plasma, cuja quantidade é mais expressiva do que a verificada nos perfis 1 e 2.

Em relação aos xistos, Menezes (2006) constatou que estes se encontram em diferentes estágios de alteração, sendo que alguns apresentam sua estrutura preservada, tanto nos horizontes superficiais quanto nos de maior evolução pedológica. Esse aspecto foi considerado pela autora como indício de processo de coluvionamento, corroborado pela ocorrência de quartzos e xistos dissociados do plasma. Afora isso, a autora considera que a presença de nódulos litorreliquiais e a ocorrência de ferruginizações esqueletais interrompidas, por ela observadas nos horizontes A e Bw, também evidenciam a condição coluvial do material.

Quanto ao plasma, caracteriza-se pela cor brunada em todo o perfil, sendo mais clara no sub-horizonte Bw₁ (Fotomicrografia 27) e na transição deste para o Bw₂. A distribuição relativa é porfírica com zonas enáulicas no sub-horizonte Bw₁ (Fotomicrografia 27) e na transição deste para o Bw₂ e apenas porfírica no horizonte Bw₂. Onde ocorrem agregados mais desenvolvidos e

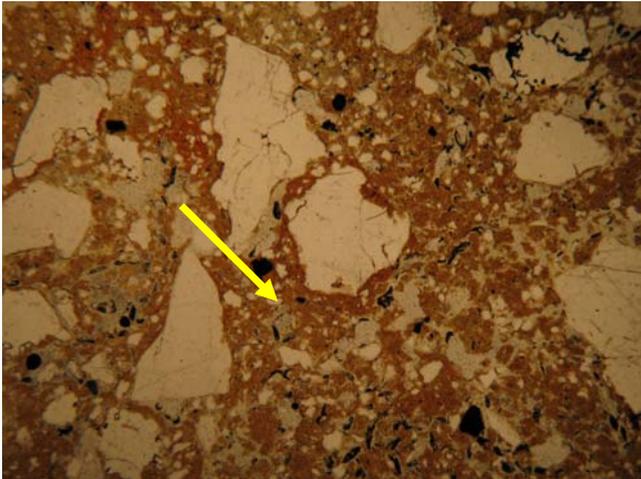
individualizados, as zonas são consideradas como enáulicas, características observadas principalmente nos sub-horizontes Bw. As estruturas variam omnissépica (Fotomicrografia 30) a massépica nos sub-horizontes Bw.

Em relação à pedalidade, esta se caracteriza por apresentar, em geral, um grau moderado a fortemente desenvolvido e agregados nas formas de blocos, grumos e glóbulos. No que diz respeito à porosidade, é bem acentuada nos horizontes superficiais, ocorrendo meta e ortoporos em todos os horizontes (Fotomicrografia 28), à exceção do Cr, onde há presença apenas de ortoporos. Quanto à morfologia, são encontrados, predominantemente, cavidades, canais e fissuras.

Em relação às feições pedológicas, são observados pedotúbulos; cutãs não laminadas (segundo classificação de Bullock *et al.*, 1985) no horizonte Bw₂ (Fotomicrografia 32); e cutãs de iluviação (segundo Brewer, 1964) no Cr, sendo estas últimas associadas a acumulações plásmicas, conseqüentes da migração e posterior deposição de argila junto às paredes dos poros (Fotomicrografia 34).

Fotomicrografias – Perfil 3

Fonte: adaptado de Menezes (2006)

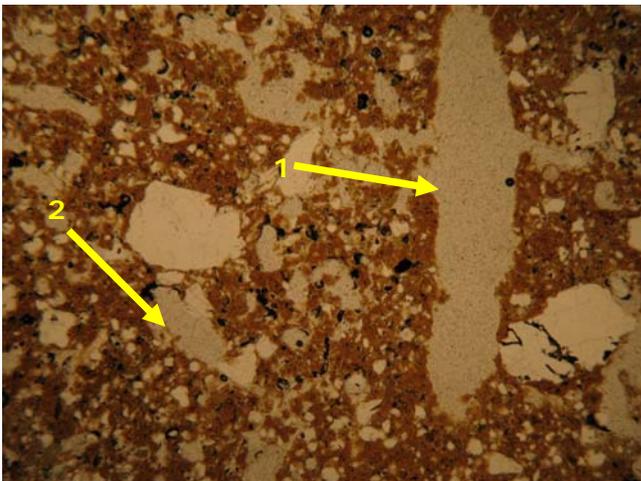


Fotomicrografia 27

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 25 x – Luz natural

Destaque para: plasma na cor brunada;
matriz porfiro-enáulica: e esqueleto
grosseiro, angular e subangular

0,60mm

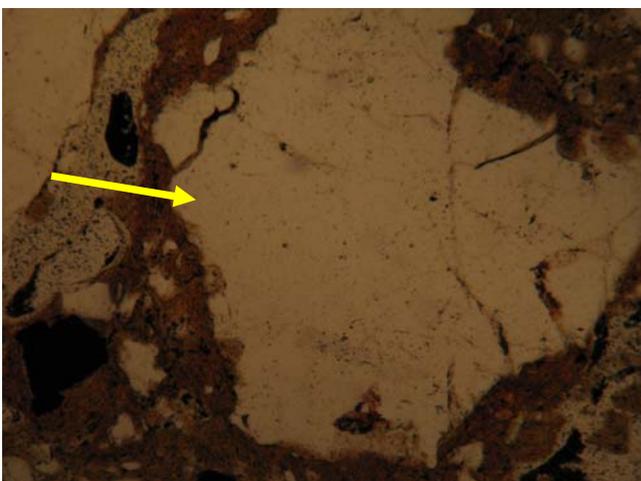


Fotomicrografia 28

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 25 x – Luz natural

Destaque para a porosidade:
(1) Poro em canal
(2) Ortoporo cavitário

0,60mm

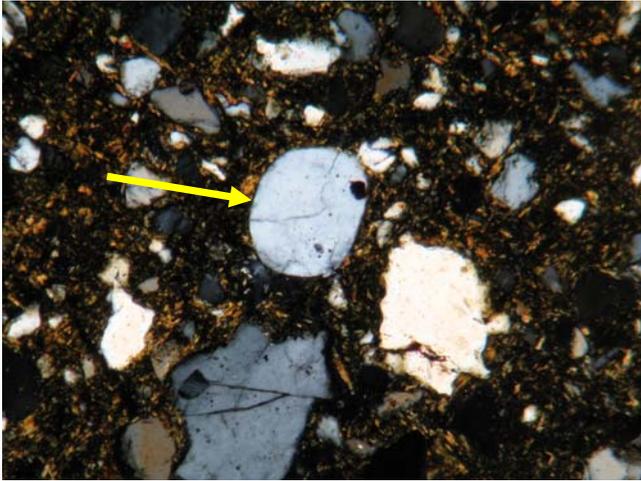


Fotomicrografia 29

Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Luz natural

Destaque para grão de quartzo com
fissuras e ferruginização nas bordas
cariadas

0,17mm

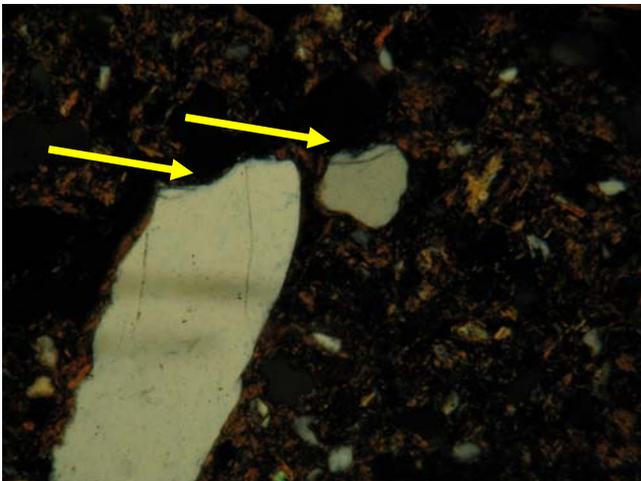


Fotomicrografia 30

Transição Bw₁ Bw₂
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para: grão de quartzo arredondado em matriz porfírica com estrutura plásmica omni-séptica; além da ocorrência de esqueleto mal selecionado

0,17mm

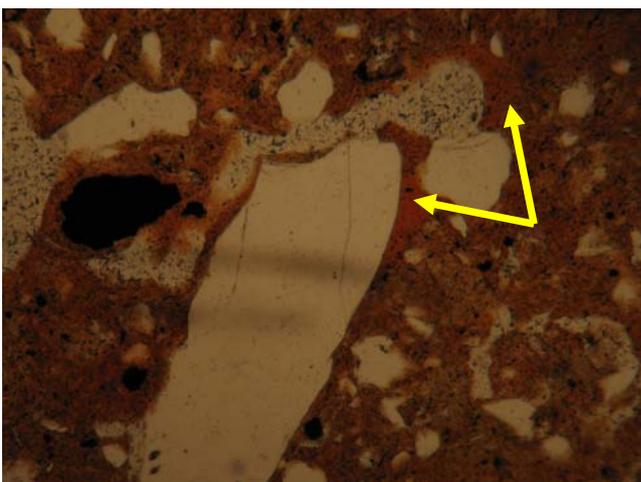


Fotomicrografia 31

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para grãos de quartzo de face lisa e subarredondados e para estrutura plásmica tendendo a masséptica

0,17mm

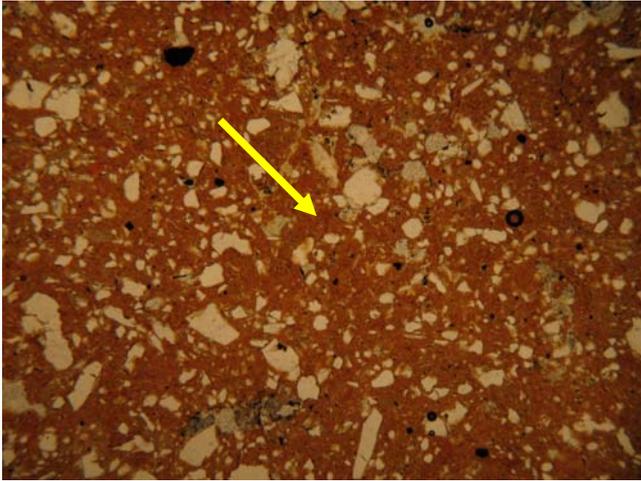


Fotomicrografia 32

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 100 x – Luz natural

Mesmo campo da fotomicrografia anterior, com destaque para cutã não laminada, provavelmente de transformação ou depleção do Fe

0,17mm

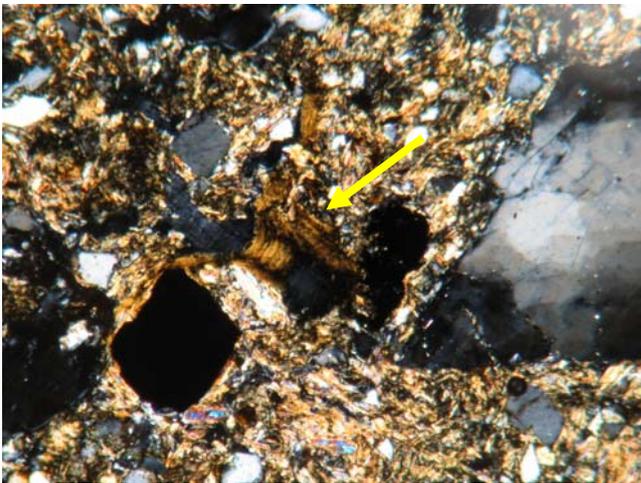


Fotomicrografia 33

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 25 x – Luz natural

Destaque para: maior teor de plasma em relação aos horizontes sobrejacentes, em função da diminuição da porosidade; distribuição relativa porfírica; esqueleto mal selecionado, com formas angulares e subangulares

0,60mm



Fotomicrografia 34

Horizonte Cr
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para cutãs de iluviação laminadas

0,17mm

4.3.4. Perfil 4 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO

Conforme o Quadro 4, quanto ao fundo matricial, observa-se, em seus aspectos gerais, um aumento na quantidade de esqueleto em direção à base do perfil, especialmente no horizonte C, cuja proporção, comparativamente aos demais constituintes, é bastante expressiva. A área ocupada pelo esqueleto na maior parte do horizonte Bw é de 30% e no horizonte C de 55%. O teor de plasma é bem significativo em todo o horizonte Bw, ocupando uma área de 45% na maioria dos respectivos sub-horizontes. Em contrapartida, a porosidade reduz em relação aos horizontes superficiais, onde é bem significativa, ocupando uma área de 45%. No que concerne à morfologia, os poros observados são classificados como meta e ortoporos, sendo mais encontrados nas formas de cavidades e canais, e, secundariamente, nas formas de câmaras e fissuras. No horizonte C, ocorrem meta e ortoporos em cavidades, bem como litoporos (reliquias).

Quadro 4 - Síntese da caracterização micromorfológica do Perfil 4 - Latossolo Vermelho-Amarelo

Lâmina (Horiz.)	Componentes (em %)			Pedalidade	Fundo Matricial			Feições Pedológicas	Outros constituintes/ Observações
	Esqueleto	Plasma	Poros		Esqueleto	Plasma	Poros		
A	25	30	45	Moderadamente desenvolvido; blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica aberta a enáulica. Cor: brunada (clara) Estrutura: bимассéпica, quase latisséпica.	Metaporos e ortoporos. Cavidades, canais, câmaras e fissuras.	Pedotúbulos.	Raízes; muita porosidade. Grãos de quartzo com fissuras; xisto com perda de Fe. Sericita distribuída no plasma.
AB	25	30	45	Moderadamente desenvolvido; blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e fragmentados, alguns com ferruginização.	Distribuição relativa: enáulica com setores porfíricos. Cor: brunada Estrutura: bимассéпica.	Metaporos e ortoporos. Cavidades, canais, câmaras e fissuras.	Pedotúbulos. Nódulo típico de Fe.	Raízes; muita porosidade; microagregados. Quartzo com fissuras e com ferruginização nas bordas; fragmentos de xisto com transformação do Fe.
Bw₁	30	45	25	Moderadamente desenvolvido; blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Esqueleto mal selecionado (angulares e subangulares). Exoscopia: cariados e fragmentados, alguns com ferruginização.	Distribuição relativa: predominantemente porfírica aberta, com zonas enáulicas. Cor: brunada Estrutura: silasséпica.	Metaporos e ortoporos. Cavidades, câmaras e fissuras.	Pedotúbulos.	Raízes. Grãos de quartzo com fissuras e ferruginização; fragmentos de xisto com perda de Fe. Sericita distribuída no plasma.

continua

Lâmina (Horiz.)	Componentes (em %)			Pedalidade	Fundo Matricial			Feições Pedológicas	Outros constituintes/ Observações
	Esqueleto	Plasma	Poros		Esqueleto	Plasma	Poros		
Bw ₂	30	40	30	Moderado a fracamente desenvolvido; blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e mica. Esqueleto mal selecionado. Exoscopia: cariados, fragmentados e ferruginizados.	Distribuição relativa: porfírica. Cor: brunada Estrutura: masséptica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais, câmaras e fissuras.	Nódulo típico de Fe.	Muita porosidade. Grãos de quartzo com acúmulo de Fe no entorno e internamente (ferruginização). Sericita distribuída no plasma.
Bw ₂ (2)	30	45	25	Moderado a fracamente desenvolvido; blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e alguns fragmentados e ferruginizados.	Distribuição relativa: porfírica. Cor: brunada Estrutura: masséptica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e	Nódulo típico de Fe.	Grãos de quartzo craquelados, com fissuras e cariações com acúmulo de Fe na borda. Sericita distribuída no plasma.
Bw ₃	30	45	25	Moderado a fracamente desenvolvido; blocos, grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e alguns fragmentados e ferruginizados.	Distribuição relativa: porfírica (com macro poros cavitários). Cor: brunada Estrutura: masséptica.	Metaporos ortoporos. Cavidades e predominância de fissuras.	Pedotúbulos.	Grãos de quartzo craquelados em processo de alteração, outros cariados e com fissuras; xisto sofrendo epigenia por Fe; sericita distribuída no plasma. Presença de magnetita.
Bw ₄	30	45	25	Fracamente desenvolvido; grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e alguns fragmentados e ferruginizados.	Distribuição relativa: porfírica. Cor: brunada, com zonas em tom ferrugem (mobilização ou oxidação do Fe). Estrutura: bimasséptica e, localmente, esqueléséptica.	Metaporos ortoporos. Cavidades, canais e fissuras.	Pedotúbulos discretos, densos incompletos e soltos contínuos.	Grãos de quartzo craquelados e com porosidades e fissuras; quartzo com acúmulo de Fe nas bordas e fissuras; fragmento de xisto com perda de Fe; sericita distribuída no plasma; litorrelíquias e minerais primários.

continua

Lâmina (Horiz.)	Componentes (em %)			Pedalidade	Fundo Matricial			Feições Pedológicas	Outros constituintes/ Observações
	Esqueleto	Plasma	Poros		Esqueleto	Plasma	Poros		
Bw ₅	30	45	25	Fracamente desenvolvido; grumos e glóbulos.	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e alguns fragmentados.	Distribuição relativa: porfírica, tendendo a enáulica. Cor: brunada Estrutura: argilassépica.	Metaporos e ortoporos. Cavidades, câmaras e fissuras.	Pedotúbulos discretos; densos incompletos; um na forma de câmaras intercomunicadas por canais, com ramificação dendrítica.	Grãos de quartzo com fissuras e porosidade. Sericita distribuída no plasma. Zonas com presença de Fe.
Bw ₆	35	40	25	Fracamente desenvolvido (são observáveis fissuras).	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e poucos fragmentados; alguns ferruginizados.	Distribuição relativa: porfírica, tendendo a enáulica. Cor: marrom (avermelhada) a marrom escura. Estrutura: argilassépica.	Metaporos e ortoporos. Cavidades e fissuras.	Nódulo típico cimentando grãos de esqueleto fino a muito fino.	Grãos de quartzo craquelados e com fissuras; fragmento de xisto de maior dimensão, com perda de Fe; minerais em cor ferrugem com diferentes graus de intemperismo, do opaco até o totalmente intemperizado. Litorreliíquias de xisto. Mineral primário ferruginizado. Zonas despigmentadas do plasma (depleção do Fe).
C ₁	55	25	20	■	Predominância de grãos de quartzo; fragmentos líticos opacos; xisto e de mica. Exoscopia: cariados e alguns fragmentados e ferruginizados.	Cor: brunada (mais clara que nos horizontes subjacentes) Estrutura: maciça	Ortoporos, do tipo litoporos (reliíquias). Cavidades (orto e metaporos).	Halos glebulares.	Grãos de quartzo craquelados e com fissuras, alguns cariados e com ferruginização; grãos de quartzo de dimensões maiores. Sericita distribuída no plasma. Minerais primários ferruginizados.

Há predominância de grãos de quartzo de dimensões variadas em todos os horizontes, encontrados nas formas angulares, subangulares e subarredondados, em sua maioria cariados e fragmentados, sendo alguns ferruginizados (Fotomicrografias 38 e 39). Em relação aos grãos de quartzo, observou-se, na porção superior do horizonte Bw, que alguns se encontram dissociados do plasma, aspecto esse que, analogamente ao constatado por Menezes (2006), pode ser considerado como indício de coluvionamento. Afora esses, ocorrem fragmentos líticos opacos e de xisto, além de expressiva quantidade de sericita distribuída no plasma praticamente em todo o perfil, à exceção do sub-horizonte Bw₆ (Fotomicrografia 40). Quanto aos xistos observados, alguns manifestam ocorrência de perda ou de transformação do Fe (Fotomicrografias 35, 36 e 41).

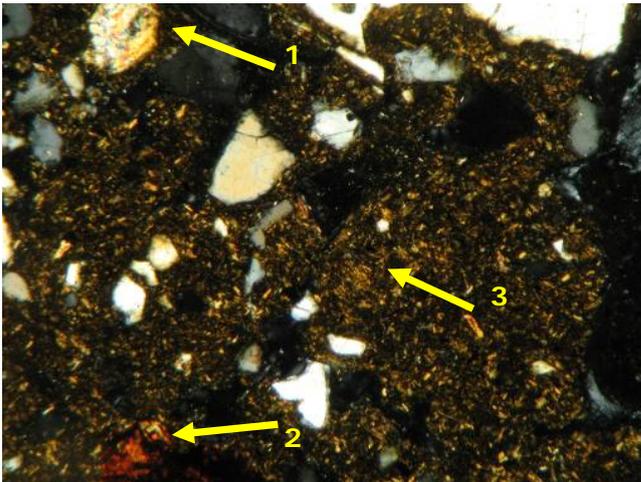
O plasma apresenta a cor brunada em quase todo o perfil, sendo mais clara no horizonte C (Fotomicrografia 47). O sub-horizonte Bw₆ destaca-se por ter uma cor marrom avermelhada, que destoa bastante dos demais horizontes, além de apresentar zonas despigmentadas, provavelmente por depleção do Fe (Fotomicrografias 44 e 45). A distribuição relativa é, na maior parte do perfil, classificada como porfírica (Fotomicrografias 35, 38 e 39) sendo que no horizonte A e nos sub-horizontes Bw₅ e Bw₆ também é porfírica, mas tendendo a enáulica (Fotomicrografia 43). Quanto à estrutura, esta varia conforme o horizonte, sendo encontradas tramas classificadas como massépica (mais dominante), bmassépica, latissépica e argilassépica (Fotomicrografias 35, 39, 41, 42, 43 e 46). Em algumas lâminas são verificadas a presença de zonas com mobilização ou oxidação de Fe e a ocorrência de despigmentação no plasma, provavelmente por depleção do Fe (Fotomicrografias 42 e 45).

No tocante à pedalidade, esta apresenta um grau de desenvolvimento classificado como moderado a fracamente desenvolvido na maior parte do perfil, até o sub-horizonte Bw₃, sendo fracamente desenvolvido do sub-horizonte Bw₄ ao Bw₆. Quanto à forma dos agregados, são observados blocos, grumos e glóbulos.

Além desses aspectos, são ainda encontradas feições pedológicas como pedotúbulos, nódulos típicos (Fotomicrografias 37, 40 e 44) e, no horizonte C,

halos globulares (Fotomicrografia 47). Quanto a outros constituintes, são encontrados minerais primários como magnetita e xisto e, destes, alguns ferruginizados (Fotomicrografias 41 e 42).

Fotomicrografias – Perfil 4



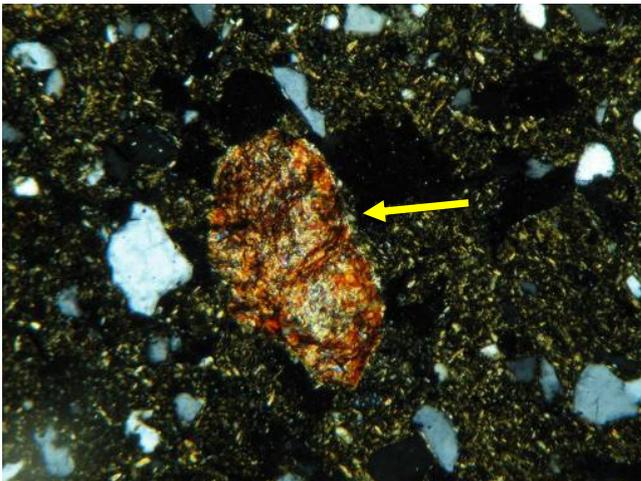
Fotomicrografia 35

Horizonte A
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para:

- (1) Xisto
- (2) Xisto com perda de Fe
- (3) Distribuição relativa porfírica com tendência à microagregação; estrutura bimassépica, quase latissépica

0,17mm

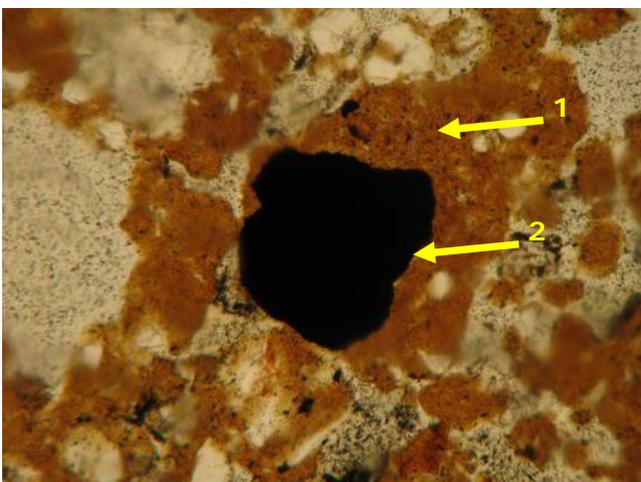


Fotomicrografia 36

Horizonte AB
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para xisto com transformação do Fe

0,17mm



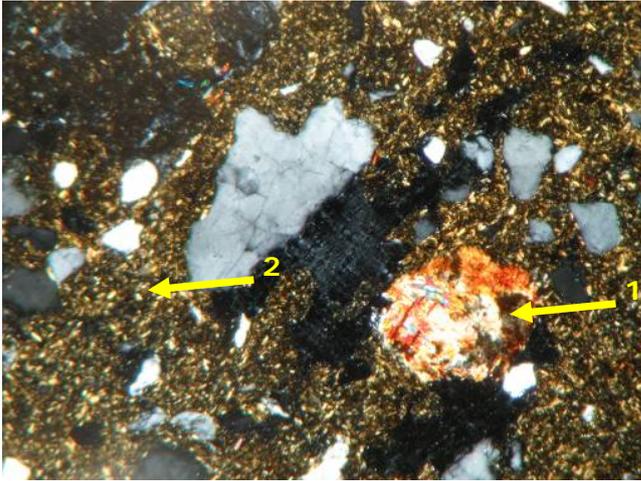
Fotomicrografia 37

Horizonte AB
Aumento de 100 x – Luz natural

Destaque para:

- (1) Cor brunada do plasma e
- (2) Nódulo de Fe em matriz enaúlica dominante, ainda com setores porfíricos e porosidade interagregados

0,17mm



Fotomicrografia 38

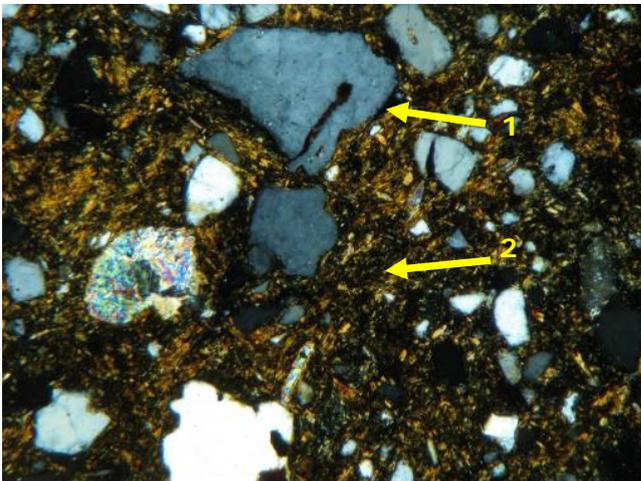
Sub-horizonte Bw₁
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para:

- (1) Xisto e
- (2) Distribuição relativa porfírica;
estrutura silassépica

Ocorrência de esqueleto mal selecionado, predominantemente de quartzo, nas formas angulares e subangulares.

0,17mm



Fotomicrografia 39

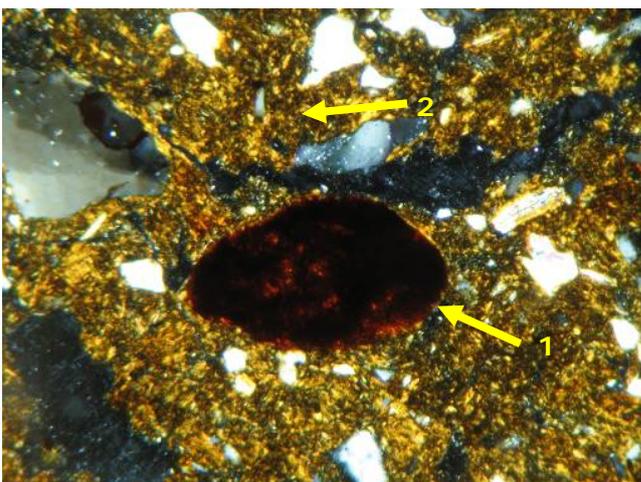
Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para:

- (1) Grão de quartzo grosseiro com
fissura e cariações
- (2) Distribuição relativa porfírica;
estrutura massépica

Ocorrência de esqueleto mal selecionado, angular, subangular e subarredondado

0,17mm



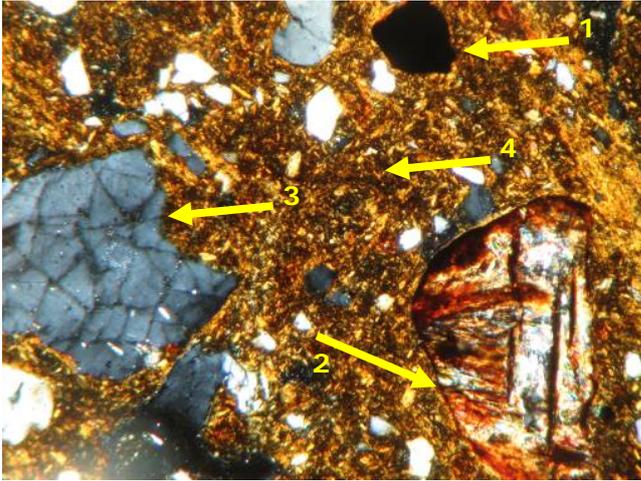
Fotomicrografia 40

Sub-horizonte Bw₂
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para:

- (1) Nódulo típico de Fe
- (2) Presença de sericita no plasma

0,17mm



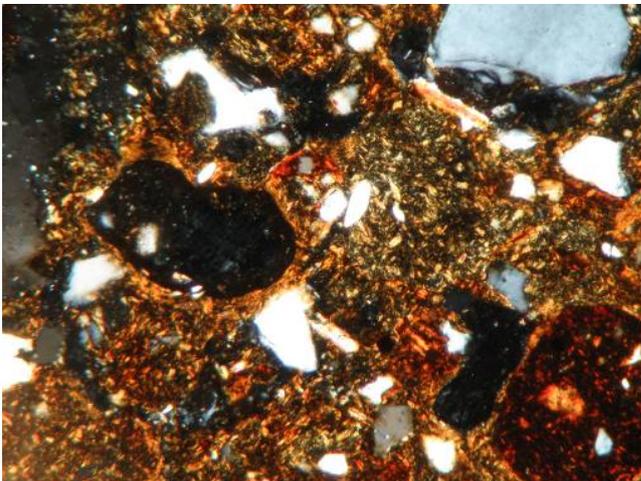
Fotomicrografia 41

Sub-horizonte Bw₃
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Destaque para:

- (1) Magnetita
- (2) Xisto sofrendo epigenia por Fe
- (3) Grão de quartzo craquelado
- (4) Estrutura massépica

0,17mm



Fotomicrografia 42

Sub-horizonte Bw₄
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

Plasma com zonas em tom ferrugem (por mobilização ou oxidação do Fe) e com presença acentuada de sericita; estrutura bimassépica e, localmente, esquelsépica.

0,17mm



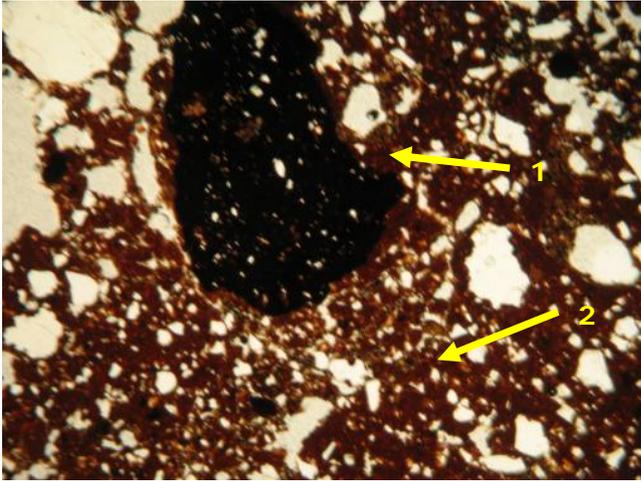
Fotomicrografia 43

Sub-horizonte Bw₅
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

São observadas:

- (1) Distribuição relativa porfírica evoluindo para enáulica; estrutura argilassépica e
- (2) Zonas com presença de Fe

0,17mm



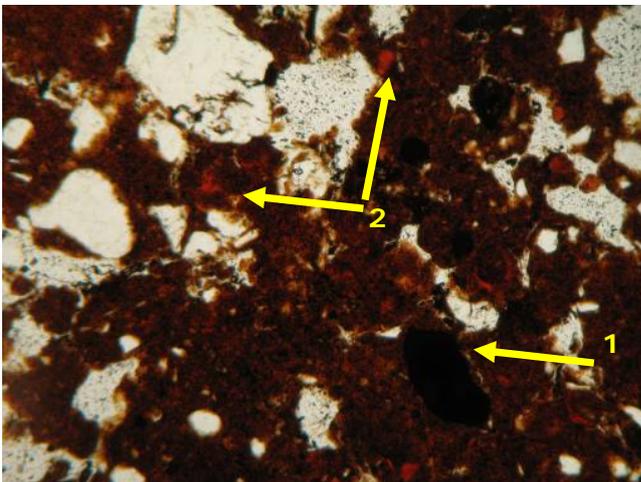
Fotomicrografia 44

Sub-horizonte Bw₆
Aumento de 25 x – Luz natural

Destaque para:

- (1) Nódulo típico cimentando grãos de esqueleto fino a muito fino
- (2) Plasma na cor marrom escuro (distinta dos demais horizontes)

0,60mm



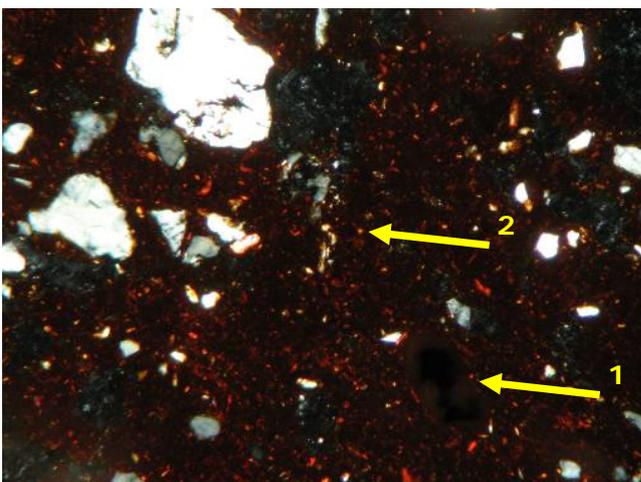
Fotomicrografia 45

Sub-horizonte Bw₆
Aumento de 100 x – Luz natural

Destaque para:

- (1) Mineral opaco em processo de alteração (óxido)
- (2) Zonas despigmentadas do plasma, provavelmente devido à depleção de Fe

0,17mm



Fotomicrografia 46

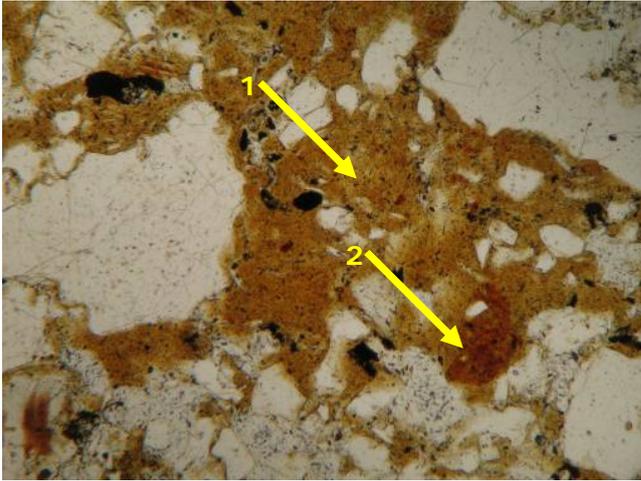
Sub-horizonte Bw₆
Aumento de 100 x – Nicóis cruzados

(Mesma imagem da Fotomicrografia 45)

São observados:

- (1) Mineral opaco em processo de alteração, com destaque para seu interior mais preservado (em tom mais escuro)
- (2) Distribuição relativa porfírica tendendo a enáulica e estrutura argilassépica (domínios de argila orientada)

0,17mm



Fotomicrografia 47

Horizonte C

Aumento de 100 x - Luz natural

São observados:

- (1) Plasma na cor brunada clara e
- (2) Halo glebular (concentração plásmica)

┌───┐
0,17mm

4.4. Análise comparativa entre as características micromorfológicas dos perfis

No que diz respeito ao aspecto quantitativo do fundo matricial dos quatro perfis, constata-se quanto ao esqueleto que, tanto o perfil 1 quanto o perfil 2 apresentam, no horizonte Bw, menores teores desse constituinte em relação à quantidade de plasma e de poros. Em relação ao plasma, observa-se um aumento na sua concentração nos sub-horizontes Bw₂ de todos os perfis investigados, sendo essa concentração mais significativa relativamente aos demais constituintes nos perfis 3 e 4, principalmente se comparada à quantidade de poros, que diminui bastante em direção à base. No perfil 3, não há distinção significativa entre os teores de esqueleto, plasma e poros no sub-horizonte Bw₁ e na transição deste para o Bw₂; entretanto, no sub-horizonte Bw₂, o aumento significativo no total do plasma pode ser indicativo de adensamento ou estar relacionado à estrutura original derivada da rocha ou do material de origem. Já no perfil 4, observa-se um aumento gradativo na quantidade de esqueleto em direção à base, sendo bastante expressiva no horizonte C; nos demais horizontes a quantidade deste constituinte só é inferior à do plasma, que é bem representativa em todo o horizonte Bw. Em contrapartida, a porosidade diminui significativamente em direção à base deste perfil, sobretudo em relação aos horizontes superficiais.

Em todos os horizontes dos perfis há uma predominância de grãos de quartzo de dimensões variadas, com faces lisas e irregulares, cariados, craquelados (metamorfizados) e alguns ferruginizados. Ocorrem, ainda, grãos de quartzo com fissuras em todos os perfis, embora sejam mais observados nos perfis 3 e 4, nos quais são encontrados alguns dissociados do plasma. Nos perfis 1 e 2 estes constituintes predominam em relação aos demais, ocorrendo nas formas angulares e subangulares, o que pode indicar que, caso tenham sido transportados, não são oriundos de locais distantes. Nos perfis 3 e 4, ocorrem com diferentes graus de arredondamento: angulares, subangulares, arredondados e subarredondados. Aspecto, conforme mencionado, considerado por Menezes (2006) como indicativo de coluvionamento.

Também é observada em todos os perfis a ocorrência de fragmentos líticos opacos, provavelmente de gabro, uma vez que se trata de rocha granular comumente encontrada em metabásicas, sendo que nos perfis 1 e 2 estão mais presentes do que nos demais. Além desses, verifica-se a presença de xisto em todos os perfis, alguns manifestando perda de Fe e, no perfil 3, em diferentes estágios de alteração.

Constata-se, ainda, a ocorrência de sericita em todos os perfis, distribuída de forma aleatória no plasma, cuja quantidade é bastante acentuada nos perfis 3 e 4. Também se verificou a presença de minerais opacos nos perfis 1 e 2 e no sub-horizonte Bw_6 do perfil 4, sendo alguns mais preservados e outros com córtex de alteração e resquícios do mineral originário em seu interior, identificados como ilmenita, martita e magnetita martitizada.

Os minerais opacos observados nas lâminas dos perfis 1 e 2 podem ser atribuídos à ocorrência de gabros e diabásios, comuns em rochas metabásicas. Em relação à magnetita, a sua presença, mesmo que em alteração, pode estar relacionada ao fato de que também é encontrada na forma de grãos em rochas graníticas, presentes no Complexo Gouveia. Trata-se de um mineral resistente ao intemperismo, que pode, apesar disso, se alterar para martita.

Afora esses, são observadas litorrelíquias nos quatro perfis de solos, consideradas por Delvigne (1981) como fragmentos de rochas ou de minerais primários alteráveis, que podem ser tanto de origem coluvial, aluvial ou eólica (alóctones) ou, simplesmente, ter persistido mais tempo na seqüência normal de alteração (autóctones). Dentre as litorrelíquias, ocorrem aquelas na coloração ferrugem. Este fato é explicado por Gomes *et al.* (2004) em relação a ambientes mais úmidos, como os atribuídos à formação de Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos. Segundo os autores, trata-se de mobilização de Fe^{2+} para sítios mais bem oxigenados, correspondentes a nódulos avermelhados, onde se precipitaria na forma de ilmenita.

Em relação à cor do plasma, os perfis 1 e 2 se caracterizam pela cor marrom escuro e os demais perfis, pela cor brunada. Entretanto, o sub-horizonte Bw_6 do perfil 4 se destaca dos demais horizontes deste perfil por ter uma cor

marrom (observada pela lâmina), que se assemelha às dos perfis 1 e 2, além de apresentar características muito parecidas às desses dois, inclusive a ocorrência dos óxidos citados.

Quanto aos poros, verifica-se em todos os perfis a ocorrência de meta e ortoporos, predominantemente nas formas de cavidades, canais e fissuras. Esses sistemas fissurais se desenvolvem, conforme Delvigne (1981), graças aos movimentos internos dos solos e alteritas nas vertentes, bem como em função da penetração de raízes e sob a ação de animais cavadores. Tais sistemas facilitam a circulação das águas superficiais, promovendo o transporte de íons liberados, sobretudo os mais solúveis (Na, K, Ca) que percorrem distâncias mais longas, enquanto que os íons menos móveis (Fe, Al, Ti) percorrem distâncias muito curtas, na escala da lâmina delgada. Daí serem mais evidentes em solos mais evoluídos, como os Latossolos, além do fato de que podem se fixar, transformando-se em óxidos e hidróxidos.

Com relação à pedalidade, prevalece um grau de desenvolvimento moderado a fortemente desenvolvido nos perfis 1, 2 e 3, sendo que o perfil 4 apresenta, predominantemente, um grau de desenvolvimento moderado a fracamente desenvolvido. Quanto aos agregados, nos perfis 1 e 2 são encontrados nas formas de grumos e glóbulos, e nos demais perfis, nas formas de blocos, grumos e glóbulos. Deve-se ressaltar que tanto no perfil 1 quanto no 2, especialmente no horizonte Bw, foram encontrados microagregados, típicos de solos argilosos, como é o caso desses perfis, e que correspondem, segundo Gomes *et al.* (2004), às tramas grânica e granóidica descritas para Latossolos.

No que tange à distribuição relativa, os perfis 1 e 2 se caracterizam por apresentar uma trama predominantemente enáulica nos horizontes superficiais até parte do horizonte Bw. Já nos perfis 3 e 4 há prevalência de uma trama porfírica e, secundariamente, porfírica com algumas zonas enáulicas. No que diz respeito à estrutura plásmica, há variações em todos os horizontes de todos os perfis. Contudo, predominam as constituições massépica e bimassépica, um indicativo de solos muito evoluídos.

Em relação a feições pedológicas, em todos os perfis são observados pedotúbulos, sendo alguns identificados como agrotúbulos provenientes de atividade biológica, uma vez que apresentam a parede externa com plasma adensado e trama interna preenchida por microagregados. Nos perfis 1 e 2, ocorrem nódulos típicos de Fe nos horizontes A e Bw, e nos perfis 3 e 4, nódulos litorreliquiais e nódulos típicos. Também se observou em todos os perfis a ocorrência de mobilização de Fe, oriundo de minerais primários, como xisto, que culminou na formação de ferranes nos perfis 1 e 2 e de halos glebulares nos perfis 2 e 4. Quanto a cutãs, são observadas hematãs no horizonte C do perfil 1 e, no perfil 3, ocorrem cutãs não laminadas no sub-horizonte Bw₂ e cutãs de iluviação no Cr, provavelmente ligadas à variação da circulação hídrica provocada pela presença de *stone lines*.

Ante o exposto, o que mais notadamente se destacou foi a semelhança entre as características dos perfis 1 e 2, assim como entre as dos perfis 3 e 4, embora, neste último, tenha que se ressaltar o aspecto similar verificado entre o material que constitui o seu sub-horizonte Bw₆ e os materiais dos perfis 1 e 2. Tal semelhança é refletida, sobretudo, pelas características do plasma, especialmente quanto à cor, distribuição relativa e estrutura, além da presença de minerais opacos em estágios distintos de alteração.

No que diz respeito ao perfil 3, os atributos que mais se destacaram ao se analisar as lâminas delgadas dos respectivos materiais amostrados foram: a expressiva presença de sericita distribuída no plasma; uma cor brunada bastante clara; bem como a ocorrência de uma trama bastante distinta dos perfis 1 e 2, caracterizada por apresentar estrias complexas e emaranhadas, dispostas em várias direções. Tais aspectos podem ser atribuídos ao fato de que a origem do material que compõe este perfil é considerada como coluvial, concepção corroborada pela presença de grãos de quartzo mal selecionados, com diferentes graus de arredondamento; de xistos em diferentes estágios de alteração, encontrados dissociados do plasma; e de nódulos litorreliquiais e ferruginizações esqueléticas. Essas características associadas podem ser consideradas como indicativas de transporte de material.

Ao se comparar os perfis 3 e 4, constata-se que, conforme mencionado, apresentam características bem parecidas, como: a cor brunada; a distribuição relativa predominantemente porfírica; trama com estrias em direções variadas; mobilização de Fe; minerais primários ferruginizados; grãos de xistos dissociados do plasma; grãos de quartzo com diferentes graus de arredondamento; e presença representativa de sericita distribuída no plasma. Dessa forma, o perfil 4 apresenta atributos que, associados, são tidos como indícios de coluvionamento, assim como considerado para o perfil 3.

A classe dos Latossolos compreende solos muito evoluídos em função de seu avançado estágio de intemperização, decorrente de acentuadas transformações no material que os compõem, as quais concorrem para uma homogeneização de suas características químicas, morfológicas e mineralógicas. São, com isso, considerados de mineralogia relativamente simples, visto que em decorrência dessas transformações restam minerais pouco alteráveis.

Micromorfológicamente, se caracterizam por apresentar tramas porfírica, porfírica aberta e enáulica, sendo esta última indicativa de maior evolução, em virtude da individualização dos agregados, muitas vezes observados na forma de microagregados no horizonte Bw.

Em relação aos quatro perfis de solos investigados neste trabalho, os dados apurados a partir das suas descrições morfológicas, assim como das análises físicas, químicas e micromorfológicas realizadas atenderam aos critérios definidos para classificá-los como Latossolos. Nesses perfis, foram observados aspectos que os distinguem quanto à composição e à gênese.

Os perfis 1 e 2, classificados como Latossolos Vermelhos, estão associados à presença de rochas metabásicas, o que lhes confere uma coloração avermelhada. Entretanto, o perfil 2 apresenta, na transição do horizonte C₁ para o C₂, um possível contato litológico entre as rochas metabásicas e rochas granitóides que ocorrem em sua base, as quais deram origem aos horizontes inferiores. Nesses perfis, as análises químicas demonstraram que ambos apresentam uma grande concentração de óxidos de Fe, o que permite inferir que este fato esteja relacionado ao material parental, no caso, às metabásicas. Conforme EMBRAPA (2006), os percentuais de Fe₂O₃ encontrados nos sub-horizontes Bw indicaram tratar-se de solos mesoférricos.

Na borda da voçoroca onde foram analisados esses perfis, foi observada a ocorrência de uma linha de pedra. Todavia, notou-se, também, a presença de

grãos de quartzo angulares e de dimensões representativas, assim como o afloramento de um veio de quartzo em sentido diagonal à superfície, de maneira similar ao identificado por Rocha (2004) com o uso de Georadar (GPR). Essas características levaram a deduzir, assim como o referido autor, que a linha de pedra ali verificada seria resultante da desintegração do veio de quartzo e que os grãos de quartzo teriam sido carreados e posteriormente depositados. Em função disso e a partir das constatações citadas acima, considerou-se a hipótese de que, no local, a cobertura pedológica seja de origem autóctone, diversamente de concepções que relacionam a existência de linhas de pedra com a origem alóctone da formação superficial.

Já os perfis 3 e 4, Latossolos Vermelho-Amarelos, se caracterizam por serem, além de muito profundos, constituídos por materiais coluvionares, sendo que o perfil 4 se encontra localizado sobre um terraço aluvial. Em relação a este perfil, deve-se ressaltar, ainda, que apresenta um horizonte B típico de Latossolo sobre um horizonte C, cuja litologia é do Embasamento Cristalino. Todavia, é composto por um material que, embora seja transportado, encontra-se bastante preservado e situado sobre uma cascalheira fluvial. Em vista desses aspectos, foi levantada a hipótese de que somente um fenômeno de acentuada energia poderia transportar tal material, incluindo o elúvio, presumindo-se, com isso, que esse fenômeno está relacionado à Neotectônica. Tal suposição se deve ao fato de que, no local, são observados registros evidentes de falhas, como os diversos planos estriados encontrados nas bordas da voçoroca na qual se encontra o perfil e que esta, por sua vez, tenha se originado a partir de uma linha de fraqueza.

Em relação às análises químicas realizadas, os solos dos perfis 3 e 4 foram, conforme EMBRAPA (2006), considerados hipoférricos, em função dos teores de Fe_2O_3 encontrados nos sub-horizontes Bw. Além disso, os resultados da relação molecular Kr demonstraram tratar-se de solos cauliníticos, o que pode ser atribuído à presença de mica e de feldspato típicos do substrato rochoso do Embasamento, minerais que, no processo de intemperização se transformam em caulinita.

No que diz respeito aos aspectos micromorfológicos, o que mais se destacou foi a semelhança evidente entre as características dos perfis 1 e 2, assim como entre as dos perfis 3 e 4. Todavia, deve-se ressaltar o aspecto similar verificado entre o material que constitui o sub-horizonte Bw_6 do perfil 4 e os materiais que constituem os perfis 1 e 2. Tal semelhança é refletida, sobretudo, pelas características do plasma, especialmente quanto à cor, distribuição relativa e estrutura, além da presença de minerais opacos em estágios distintos de alteração.

De maneira geral, observou-se, nas lâminas delgadas relativas aos perfis 1 e 2, os seguintes aspectos: ocorrência de um plasma de cor marrom escuro, relacionado à influência das metabásicas; presença predominante de grãos de quartzo de formato angular e subangular; de litorrelíquias de xisto, com dimensões de destaque; ocorrência de fragmentos líticos opacos, provavelmente de gabro, comum em rochas metabásicas; e de minerais parentais também relacionados às metabásicas, de tonalidade opaca, identificados como magnetita (óxido de Fe), ilmenita (óxido de Fe e Ti), martita (pseudomorfo de hematita sobre magnetita) e de magnetita martitizada. Dentre esses, percebeu-se o predomínio da ilmenita, cuja ocorrência é muito comum em gabros e, geralmente, acompanha a magnetita, amplamente encontrada em rochas ígneas.

Quanto às litorrelíquias verificadas nesses perfis, deve-se enfatizar as dimensões e composições que as caracterizam, visto que, na acepção de Delvigne (1981), tais especificidades são indicativas de que tenham persistido mais tempo na seqüência normal de alteração da cobertura pedológica, sendo, por isso, consideradas pelo autor como autóctones. Assim sendo, as características micromorfológicas expostas em relação aos perfis 1 e 2 reforçam a hipótese de que os materiais que os compõem sejam de origem autóctone, sobretudo ao se considerar a sua relação com a litologia local. Além dos aspectos citados, verificou-se, também, a ocorrência de distribuição relativa predominantemente enáulica, com presença de microagregados no horizonte Bw , comuns em solos argilosos como os desses perfis, e que correspondem às tramas grânica e granóidica descritas para Latossolos.

Em relação aos perfis 3 e 4, os atributos que mais se destacaram ao se analisar as lâminas delgadas dos respectivos materiais amostrados foram: a expressiva presença de sericita distribuída no plasma; uma cor brunada bastante clara; bem como a ocorrência de uma trama predominantemente porfírica, caracterizada por apresentar estrias complexas e emaranhadas dispostas em várias direções, bastante distinta dos perfis 1 e 2. Tais aspectos podem ser atribuídos ao fato de que a origem do material que compõe esses perfis foi considerada como coluvial, concepção corroborada pela presença de litorrelíquias de xisto em estágio de intemperismo incipiente, preservando características da rocha nos horizontes superficiais, constituídos por materiais em estágio avançado de alteração; grãos de quartzo arredondados, de tamanhos variados, de origem eólica da Formação Galho do Miguel; nódulos litorrelíquias e ferruginizações esqueletais; assim como de minerais, especialmente xistos, dissociados do plasma. Peculiaridades essas, observadas por Cruz (2006) e Menezes (2006), que, associadas, são indicativas de transporte de material, conforme apontaram esses autores.

Assim sendo, os Latossolos Vermelho-Amarelo Distrófico típico e Vermelho-Amarelo que correspondem, respectivamente, aos perfis 3 e 4, são compostos por materiais de origem deposicional. Quanto aos Latossolos Vermelhos, relativos aos perfis 1 e 2, as evidências micromorfológicas indicam que ambos têm gênese autóctone, hipótese suscitada previamente quando da descrição morfológica em campo e ratificada pelas demais análises realizadas nesta pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, A.M. *et al.* Dinâmica da paisagem fluvial da Bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia – Espinhaço Meridional/MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. 2002, João Pessoa. **Anais...** A geologia e o homem. João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002. p. 689.

ALMEIDA-ABREU, P. A. **Geologia das quadrículas Onça e Cuiabá (Gouveia – MG), Região Mediana Central da Serra do Espinhaço Meridional.** 1989. Dissertação (Mestrado) - DEGEO/UFRJ, Rio de Janeiro.

ALMEIDA-ABREU, P. A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rift, Bacia e o Orógeno. **Geonomos – Revista de Geociências**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1. p. 1-18, 1995.

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).** 2002. 305 p. Tese (Doutorado) - DEGEO/UFOP, Ouro Preto.

AUGUSTIN, C. H. R. R. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8, 1995, Diamantina. **Anais...** Diamantina: SBG/MG, 1995. p. 3-4.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. A ocorrência de voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. **Geonomos. Revista de Geociências**, Belo Horizonte, v. XIV, n. 1 e 2, p. 75-86, dez. 2006.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Florianópolis: Ed. UFSC, 1994. 425 p.

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

BRANCO, P. M. **Dicionário de mineralogia.** 2. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade, UFRGS, 1982.

BULLOCK, P. The changing face of soil micromorphology. In: STOOPS, G. & ESWARAN, H. **Soil Micromorphology.** Nova York: Van Nostrand Reinhold Company, 1986. p. 21-38.

CAMPY, M.; MACAIRE, J. J. **Géologie des formations superficielles: géodynamique – fácies – utilisation.** Paris: Masson, 1989. 433 p. p. 90-123.

CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos aplicada ao diagnóstico de erosão. In: GUERRA *et al.* (Org.). **Erosão e conservação dos solos.** Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 1999. p. 127-163.

CASTRO, S. S. de. **Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgadas**. Apostila. Goiânia/Campinas: UFG/UNICAMP/FUNAPE, 2002. 143 p.

COMIG - COMPANHIA MINERADORA DO ESTADO DE MINAS GERAIS. **Projeto Espinhaço, Mapas Geológicos, Folhas Diamantina e Presidente Kubitschek**. Belo Horizonte: COMIG, 1997. Escala 1:100.000. CD-ROM.

CRUZ, L. O. M.; RAMOS, A. L. L. S.; PORTUGAL, M.; MELO, N. R. V.; MAGALHÃES, J. C.; VALADÃO, R. C. Caracterização e gênese das formações superficiais em duas vertentes da bacia do Córrego do Quebra (Depressão de Gouveia/MG). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E ENCONTRO SUL-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2004, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: UGB/UFSM/UFRS, 2004.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura geoquímica de unidades coluviais na Bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia/MG**. 2006. 138 p. Dissertação (Mestrado em Geografia e Análise Ambiental) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

DELVIGNE, J. E. **Curso de micromorfologia das alterações minerais**. Apostila. São Paulo: USP/Instituto de Geociências, 1981. 149 p.

DINIZ, A. D. **Levantamento pedológico da porção norte da bacia do Ribeirão Chiqueiro – Gouveia, MG, e a relação entre as classes de solos e a erosão**. 2002. 13 p. Dissertação (Mestrado em Geografia e Análise Ambiental) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p.

ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Survey Division. Soil Conservacion Service. Soil Survey Staff. **Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys**. Washington, 1975. 754 p. (USDA. Agriculturehandbook, 436).

ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. **Soil survey manual**. Washington, 1984. Cap.1. (Agriculture handbook, 430).

FERNANDES, M. L. S. Minerais formadores de rochas. In: SGARBI, G. N. C. (Org.). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2007. p. 55-164.

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

GALVÃO, L. S. *et al.* Estudo das relações entre tipos de solos, alteração, mineralogia e topografia por sensoriamento remoto hiperespectral. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13, 2007, **Anais...** Florianópolis: 2007. p. 6453-6460.

GOMES, J. B. V. *et al.* Mineralogia, morfologia e análise microscópica de solos do bioma Cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 28, p. 679 – 694, 2004.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1966. 411 p.

IBGE. **Manual técnico de pedologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. Disponível em <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 16 de março de 2008.

KER, J. C. **Latossolos do Brasil: uma revisão**. Belo Horizonte: CPMTC/IGC/UFMG, n. 5, p. 17-40. 1997.

LADEIRA, F. S. B. **Estudo micromorfológico de um Latossolo roxo no município de Guairá – SP**. 1995. 135 p. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, São Paulo.

LEMOS, R. C. de; SANTOS, R. D. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2002. 83 p.

LIMA, P. C.; CURI, N.; LEPSCH, I. F. Terminologia de micromorfologia do solo. **Boletim Informativo SBCS**, Campinas, v. 10, p. 33-43, 1985.

MENEZES, M. L. **Caracterização micromorfológica das formações superficiais da bacia do Córrego do Quebra, Depressão de Gouveia, MG**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geografia e Análise Ambiental). Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

MONIZ, A. C. **Quantitative mineralogical analyses of brazilian soils derived from basic rocks and slate**. 1967. 74 p. (Tese M.S.) - University of Wisconsin, Madison.

MONIZ, A. C. Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 20, p. 349 – 362, 1996.

Munsell Color Company. **Munsell soil color charts**. Baltimore: 1946. 22 p.

NAHON, D. **Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels**. C. R. Geoscience 335 (2003). p. 1109 – 1119. Disponível em: www.sciencedirect.com. Acesso em: fev. 2008.

PÉREZ, D. H. **Gênese, transformação e evolução de sistemas pedológicos em Conceição do Araguaia – Pará: relações com a morfologia da vertente.** 1999. Dissertação (Mestrado em Geografia e Organização do Espaço) – UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.

PONTIFÍCIA UNIVERSIDADE CATÓLICA DE MINAS GERAIS. Pró-Reitoria de Graduação. **Padrão PUC Minas de normalização: normas da ABNT para apresentação de trabalhos científicos, teses, dissertações e monografias.** Belo Horizonte, 2008. disponível em: <[HTTP://www.pucminas.br/biblioteca](http://www.pucminas.br/biblioteca)>. Acesso em: 28 mai. 2008.

PORTILHO, S. **Perda de solo por escoamento superficial e os padrões de infiltração e percolação da água no solo, microbacia do córrego do Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, MG.** 2003. Dissertação (Mestrado em Geografia e Análise Ambiental) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

QUEIROZ NETO, J. P. Análise estrutural da cobertura pedológica no Brasil. In: Moniz, A. C. (Coord.). **A responsabilidade social da ciência do solo.** Campinas: SBCS, 1988. p. 415 – 429.

QUEIROZ NETO, J. P. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico.** São Paulo, v.22, n. 1/2, p. 65-78, 2001.

QUINTERO, L. F. O. **Diagnóstico ambiental da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro, município de Gouveia – MG: uma abordagem a partir da “Ecologia da Paisagem”.** 2000. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

RESENDE *et al.*. **Base: para distinção de ambientes.** 4 ed. Viçosa: NEPUT, 2002. 338 p.

RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil.** 1976. 237 p. Tese (Ph.D.) - Purdue University, West Lafayette.

ROCHA, L. C. **Caracterização pedológica em duas vertentes na bacia do Córrego do Quebra – Gouveia/MG.** 2004. 103 p. Dissertação (Mestrado em Geografia e Análise Ambiental) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

RUELLAN, A. Pedologia e desenvolvimento: a ciência do solo ao serviço do desenvolvimento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 21, 1988, Campinas. **A responsabilidade social da ciência do solo.** Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988. p. 69-74.

SAADI, A.; VALADÃO R. C. Evolução geomorfológica quaternária da Região de Gouveia, Serra do Espinhaço – MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, 1987, **Anais...** Belo Horizonte: 1987. p.434-448.

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

SALGADO, A. A. R. **Desnudação geoquímica e evolução do relevo no Espinhaço Meridional – MG**. 2002. 189 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.

SGARBI, P. B. de A. Rochas magmáticas. In: SGARBI, G. N. C. (Org.). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2007. p. 165-271.

STOOPS, G. J.; BUOL, S.W. Micromorphology of oxisols. In: **Soil micromorphology and soil classification**. Soil Science Society of America, Madison, p. 105-117, 1985.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, 1994, 460 p. p. 125-190.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS. Instituto de Geociências. Colegiado de Pós-Graduação. **Normas para versão final das dissertações e teses**. Belo Horizonte: 2006. Disponível em: <www.igc.ufmg.br/pos:geografia>. Acesso em: 29 jan. 2008.

VIDAL-TORRADO P.; LEPSSH, L. F. Morfogênese dos solos de uma toposseqüência com transição B latossólico/B textural sobre migmatitos em Mococa (SP). **Revista Brasileira de Ciência dos Solos**, 17, p. 109-119. 1993.

VIDAL-TORRADO *et al.* Pedogênese em uma seqüência Latossolo Podzólico na borda de um platô na Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Ciência dos Solos**, 23, p. 909-921. 1999.

WILDING, L. P.; FLACH, K. W. Micropedology and soil taxonomy. In: **Soil micromorphology and soil classification**. Soil Science Society of America, Madison, p. 1-15, 1985.

Fichas de descrição dos perfis de solos**PERFIL Nº 1**

DATA: 01/09/2007

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO

LOCALIZAÇÃO: vertente na margem esquerda do Córrego do Rio Grande.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Embasamento Cristalino – Complexo Gouveia.

LITOLOGIA: rochas intrusivas – diques e soleiras de metabásicas.

RELEVO: suave ondulado.

EROSÃO: próximo a borda de voçoroca.

DRENAGEM: acentuadamente drenado.

VEGETAÇÃO: Campo Sujo.

USO ATUAL: pastagem.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA:

Horizonte: A	Espessura (cm): 0 - 15 Cor: 5YR 4/6 (Vermelho-amarelado) Textura: argilosa. Estrutura: fraca média pequena granular que se desfaz em forte muito pequena granular. Consistência: ligeiramente dura; muito friável; plástica; ligeiramente pegajosa. Raízes: muitas e finas Transição: gradual e plana.
Horizonte: Bw ₁	Espessura(cm): 15 – 60 Cor: 2,5 YR 4/8 (Vermelho-escuro) Textura: argilosa. Estrutura: fraca grandes a pequenos blocos subangulares que se desfaz em forte pequena a muito pequena granular. Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

Raízes: muitas e finas.
Transição: gradual e plana.

Horizonte: BW₂ Espessura (cm): 60 – 100
Cor: 2,5YR 4/8 (Vermelho-escuro)
Textura: argilosa.
Estrutura: fraca médios a pequenos blocos subangulares que se desfaz em forte pequena a muito pequena granular.
Consistência: macia; muito friável; ligeiramente plástica; pegajosa.
Raízes: poucas e finas.
Transição: gradual e plana.

Horizonte: BW₃ Espessura (cm): 100 - 120
Cor: 2,5 YR 5/8 (Vermelho)
Textura: argilosa.
Estrutura: moderada grande a pequenos blocos angulares e subangulares.
Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.
Raízes: poucas finas.

PERFIL Nº 2

DATA: 03/04/2005

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO

LOCALIZAÇÃO: vertente na margem esquerda do Córrego do Rio Grande.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Embasamento Cristalino – Complexo Gouveia.

LITOLOGIA: metabásicas e granitos milonitizados

SITUAÇÃO: média-baixa vertente.

RELEVO: suave ondulado

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO: Cerrado – Campo Sujo.

USO ATUAL: pastagem.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA:

- Horizonte: A Espessura(cm): 0 - 12
Cor: 5YR 4/6 (Vermelho-amarelado)
Textura: argilosa.
Estrutura: fraca média pequena granular que se desfaz em forte muito pequena granular.
Consistência: dura; muito friável; plástica; ligeiramente pegajosa.
Raízes: poucas e finas.
Transição: gradual e plana.
- Horizonte: AB Espessura (cm): 12 - 27
Cor: 2,5YR 4/6 (Vermelho-escuro)
Textura: argilosa.
Estrutura: fraca grandes médios blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular.
Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.
Raízes: poucas e finas.
Transição: difusa e plana.
- Horizonte: Bw₁ Espessura (cm): 27 - 48
Cor: 2,5YR 4/6 (Vermelho-escuro)
Textura: argilosa.
Estrutura: fraca grandes pequenos blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular.
Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; pegajosa.
Raízes: raras e finas.
- Horizonte: Bw₂ Espessura (cm): 48 - 74
Cor: 2,5YR 4/8 (Vermelho-escuro)
Textura: argilosa com cascalho.

Estrutura: fraca médios pequenos blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular.

Consistência: macia; muito friável; ligeiramente plástica; pegajosa.

Raízes: raras e finas.

Transição: difusa e plana.

Horizonte: Bw₃

Espessura (cm): 74 - 143

Cor: 2,5YR 4/8 (Vermelho-escuro)

Textura: franco-argilosa.

Estrutura: fraca grandes e médios blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular.

Consistência: macia; muito friável; plástica; muito pegajosa.

Raízes: raras e finas.

Transição: gradual e plana.

Horizonte: C₁

Espessura (cm): 143 - 159

Cor: 2,5YR 4/8 (Vermelho-escuro)

Textura: franca.

Estrutura: moderada grandes pequenos blocos angulares e subangulares.

Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

Transição: gradual e plana.

Horizonte: C₂

Espessura(cm): 159 - 197

Cor: 5YR 5/8 (Vermelho-amarelado)

Textura: franca.

Estrutura: maciça.

Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

Transição: clara e plana.

Horizonte: Cr

Espessura (cm): 197 – 250+

Cor: 10 R 5/6 (Vermelho)

Textura: franca.

Estrutura: maciça.

Consistência: macia; firme; não plástica; ligeiramente pegajosa.

Obs.: do topo do horizonte B2 até a superfície são encontradas pequenas manchas pretas. Nos horizontes B são encontrados cascalhos, mas a quantidade diminui em direção ao topo.

PERFIL Nº 3

DATA: 01/04/2005.

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO

LOCALIZAÇÃO: vertente na margem direita do Córrego do Quebra.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Embasamento Cristalino – Complexo Gouveia.

LITOLOGIA: granitos milonitizados e xistos.

SITUAÇÃO: terço médio

RELEVO: suave ondulado

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar.

DRENAGEM: bem drenado.

VEGETAÇÃO: Cerrado - Campo Sujo.

Uso atual: pastagem.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA:

Horizonte: A

Espessura (cm): 0 - 26

Cor: 10YR – 6/8 (Bruno-amarelado)

Textura: franco-argilo-arenosa

Estrutura: moderada médios blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular.

Consistência: ligeiramente duro; firme; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

Raízes: Muitas e finas.

Transição: gradual e ondulada.

- Horizonte: Bw₁ Espessura (cm): 26 - 100
Cor: 7,5YR 5/8 (Bruno-forte)
Textura: franco-argilosa.
Estrutura: moderada grandes blocos angulares que se desfaz em forte muito pequena granular.
Consistência: ligeiramente dura; firme; plástica e ligeiramente pegajosa.
Raízes: poucas e finas.
Transição: gradual e plana.
- Horizonte: Bw₂ Espessura (cm): 100 - 325
Cor: 5 YR 5/8 (Vermelho-amarelado)
Textura: franco-argilosa.
Estrutura: moderada a forte grandes blocos angulares que se desfaz em forte muito pequena granular.
Consistência: macia; muito friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.
Transição: gradual.
- Horizonte Linha de Pedra Espessura (cm): 325 – 350
Cor: 5 YR 5/8 (Vermelho-amarelado)
Textura: franco-argilosa cascalhenta.
Transição: abrupta e plana
- Horizonte: C Espessura (cm): 350 - 400+
Cor: 7,5YR 6/8 (Amarelo-avermelhado)
Textura: franca.
Estrutura: maciça
Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

PERFIL N° 4

DATA: 01/04/2005.

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO

LOCALIZAÇÃO: vertente na margem esquerda do Córrego dos Pereiras, junto à estrada para Cuiabá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Embasamento Cristalino – Complexo Gouveia

LITOLOGIA: granitos milonitizados-gnaisses e xistos

SITUAÇÃO E DECLIVE: terço inferior.

RELEVO: suave ondulado.

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar

VEGETAÇÃO: Cerrado - Campo Sujo.

USO ATUAL: pastagem.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA:

Horizonte: A	Espessura (cm): 0 - 20 Cor: 10YR 4/4 (Bruno-amarelado-escuro) Textura: franco-argilosa. Estrutura: moderada grandes médios blocos subangulares, que se desfaz em forte muito pequena granular. Consistência: ligeiramente dura; firme; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa. Raízes: muitas e finas. Transição: gradual e plana.
Horizonte: AB	Espessura (cm): 20 - 40 Cor: 7,5YR 5/8 (Bruno-forte) Textura: argilosa Estrutura: moderada grandes médios blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular. Consistência: ligeiramente dura; firme; plástica; ligeiramente pegajosa. Raízes: poucas e finas. Transição: difusa e plana
Horizonte: Bw ₁	Espessura (cm): 40 - 100 Cor: 5YR 5/8 (Vermelho-amarelado) Textura: argilosa.

Estrutura: fraca grandes médios blocos subangulares que se desfazem em forte muito pequena granular.

Consistência: ligeiramente dura; muito friável; plástica; ligeiramente pegajosa.

Raízes: poucas e finas.

Transição: difusa e plana.

Horizonte: BW₂

Espessura (cm): 100 - 360

Cor: 2,5YR 4/8 (Vermelho-escuro)

Textura: argilosa

Estrutura: fraca grandes médios pequenos blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular.

Consistência: dura; friável; ligeiramente pegajosa.

Raízes: raras e finas.

Horizonte: BW₃

Espessura (cm): 360 - 410

Cor: 2,5YR 4/8 (Vermelho-escuro)

Textura: argilosa.

Estrutura: moderada grandes médios blocos angulares e subangulares.

Consistência: dura; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

Transição: difusa e plana.

Horizonte: BW₄

Espessura (cm): 410 - 445

Cor: 5YR 5/8 (Vermelho-amarelado)

Textura: argilosa.

Estrutura: fraca grandes blocos angulares e subangulares.

Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

Transição: gradual e plana.

Horizonte: BW₅

Espessura (cm): 445 - 498

Cor: 5YR 5/8 (Vermelho-amarelado)

Textura: argilosa
Estrutura: fraca grandes blocos angulares e subangulares.
Consistência: dura; firme; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.
Transição: gradual e plana.

Horizonte: BW₆ Espessura (cm): 498 - 628
Cor: 5YR 5/8 (Vermelho-amarelado)
Textura: argilosa.
Estrutura: moderada a forte blocos médios pequenos subangulares.
Consistência: ligeiramente dura; firme; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.
Transição: clara e plana.

Horizonte 2C₁ Espessura (cm): 628 - 661
Cor: amarelada
Textura: franco-arenosa.

Horizonte 3C₂ Espessura (cm): 661 - 679
Cor: vermelho-amarelada.
Textura: franco-arenosa com cascalho.

Horizonte 4C₃ Espessura (cm): 679 - 699
Cor: avermelhada com manchas amarelas.
Textura: franco-arenosa cascalhenta.

Horizonte 5C₄ Espessura (cm): 699 - 879
Cor: avermelhada com manchas amarelas.
Textura: franco-arenosa.

Horizonte: Cascalheira fluvial Espessura: 879 – 930+

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)