

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPIRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM PRODUÇÃO VEGETAL

**Morfometria e Atributos Físicos do Solo da
Microbacia do Córrego Jaqueira – Alegre, ES**

HUGO ROLDI GUARIZ

**ALEGRE
ESPÍRITO SANTO – BRASIL
AGOSTO – 2008**

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPIRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM PRODUÇÃO VEGETAL

Morfometria e Atributos Físicos do Solo da Microbacia do Córrego Jaqueira – Alegre, ES

HUGO ROLDI GUARIZ

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Espírito Santo, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação, para obtenção do título de Mestre em Produção Vegetal.

Orientador: Prof. Dr. José Eduardo Macedo Pezzopane

Co-orientadores: Prof. Dr. Roberto Avelino Cecilio

Dr. Sidney Sara Zanetti

**ALEGRE
ESPÍRITO SANTO – BRASIL
AGOSTO – 2008**

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

915m Guariz, Hugo Roldi, 1983-
Morfometria e atributos físicos do solo da microbacia do
Córrego Jaqueira – Alegre, ES / Hugo Roldi Guariz. – 2008.
153 f. : il.

Orientador: José Eduardo Macedo Pezzopane.
Co-Orientadores: Roberto Avelino Cecílio ; Sidney Sára
Zanetti.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Espírito
Santo, Centro de Ciências Agrárias.

1. Hidrologia. 2. Solos - Qualidade. 3. Bacias hidrográficas. 4.
Recursos hídricos - Desenvolvimento. I. Pezzopane, José Eduardo
Macedo. II. Cecílio, Roberto Avelino. III. Zanetti, Sidney Sára. IV.
Universidade Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências
Agrárias. V. Título.

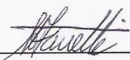
CDU: 63

MORFOMETRIA E ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO DA MICROBACIA DO CÓRREGO DA JAQUEIRA - ALEGRE, ES

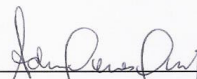
HUGO ROLDI GUARIZ

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Espírito Santo, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal, para obtenção do título de Mestre em Produção Vegetal.

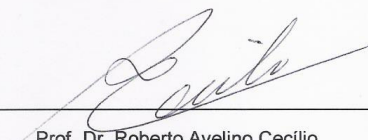
Aprovada: 18 de agosto de 2008.



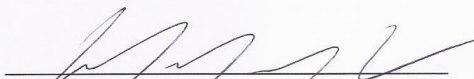
Dr. Sidney Sára Zanetti
Instituto de Defesa Agropecuária e Florestal do ES-IDAF
(Co-orientador)



Prof. Dr. Aderbal Gomes da Silva
Universidade Federal do Espírito Santo



Prof. Dr. Roberto Avelino Cecílio
Universidade Federal do Espírito Santo
(Co-orientador)



Prof. Dr. José Eduardo Macedo Pezzopane
Universidade Federal do Espírito Santo
(Orientador)

Dedicatória

Mãe!

Palavras, eu não acho.
Nenhum poema diz
o que é que eu realmente penso.
Poeta algum
jamais verbalizou minha experiência.
Ser teu filho é uma aventura única.
E eu simplesmente
não consigo traduzi-la em palavras.

Mas teu coração entende.
É quando fico sem jeito,
engasgo e me atropelo,
e te mando um cartão e algumas flores.

É quando o beijo sai desengonçado,
o abraço, meio mais ou menos,
e o olhar envergonhado,
porque amo e não sei como dizer.

É bem nessa hora que eu já disse tudo...
Ser teu filho é uma aventura intraduzível.
Simplesmente, é bom demais, mãe.

Te amo do meu jeito imperfeito,
mas te amo muito.

Dedico todo meu esforço em memória de minha mãe, Maria Nazaret Roldi Guariz, obrigado por estar me ajudando junto a Deus-Pai em todos os momentos de minha vida. Ofereço a você com todo amor a realização deste sonho.

AGRADECIMENTOS

A Deus Pai todo poderoso, por toda a proteção e pelas oportunidades oferecidas.

A toda a minha família, pelo apoio e compreensão. Especialmente ao meu pai, Nelson José Guariz e ao meu irmão Francisco Roldi Guariz, Tia Gisa, Tia Fátima, Tia Lili, Tia Magda e Vó Ana.

Agradeço aos meus grandes amigos Maycon Patrício de Hollanda (tiozim) e Huezer Viganô Sperandio (calderão), Igor Oliveira, José Eduardo Rosa Scárdua e Renan Carvalho de Jesus, pela ajuda nos trabalhos laboratoriais e de campo e por toda amizade e confiança;

Ao meu grande amigo Wesley Augusto Campanharo (monge), pela grande ajuda e companheirismo em todos os momentos do meu estudo. Tenho certeza que firmamos uma amizade que irá perdurar.

Aos meus amigos de Mestrado, em especial Fábio S. Castro, Fabíola Lacerda, Priscila Andrade da Silva, Karla Pedra, Fernando Stocco, Lucélio P. Lovatti; foi muito bom obter mais esta conquista com a companhia de vocês.

Ao professor Roberto Avelino Cecílio, pela ajuda e dedicação em todos os momentos do meu trabalho. Obrigado por me ajudar a superar tantas dificuldades.

Ao professor José Eduardo Macedo Pezzopane pela oportunidade de concretizar meu mestrado. Obrigado professor pela confiança transmitida.

Ao meus amigos Isaías Bregonci e Maria Christina Dardengo pela ajuda na conclusão da dissertação.

Ao proprietário do Sítio Jaqueira, Newton Barboza Campos, por ter cedido a área para a realização das pesquisas.

Aos meus grandes e valiosos amigos Marcelo Henrique Savoldi Picoli e Renata Raquel Boschetti pelo apoio e otimismo que transmitiram a mim para a realização deste estudo.

Aos funcionários do Lafarsol, Alexandro e Luís pela ajuda nas rotinas laboratoriais.

A Fundação de Apoio à Ciência & Tecnologia do Espírito Santo (FAPES) e ao Fundo Estadual de Ciência e Tecnologia do Espírito Santo (FUNCITEC) pelo financiamento do projeto de pesquisa.

Ao programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal da Universidade federal do Espírito Santo, na figura de seus coordenadores e secretariado.

Agradeço a todos que colaboraram com a conclusão desta pesquisa, principalmente aqueles que de alguma forma estiveram presentes tornando possível o impossível.

BIOGRAFIA

HUGO ROLDI GUARIZ, filho de Nelson José Guariz e Maria Nazaret Roldi Guariz, nasceu no dia 07 de abril de 1983 na cidade de Santa Teresa, Estado do Espírito Santo.

Concluiu o segundo grau na escola de 1º e 2º graus Presidente Castelo Branco, na cidade de Colatina, estado do Espírito Santo.

Ingressou no Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES / Alegre – ES em 2001), graduando-se Engenheiro Florestal no mês de fevereiro do ano de 2006.

Em março de 2006 iniciou o curso em nível de mestrado do Programa de Pós Graduação na área de concentração em Produção Vegetal no Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES / Alegre – ES), submetendo a defesa em agosto de 2008.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE EQUAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS.....	xii
LISTA DE FIGURAS.....	xiv
LISTA DE SÍMBOLOS	xvii
RESUMO	xx
ABSTRACT	xxi
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1 Caracterização morfométrica de bacias hidrográficas	3
2.1.1 Área de drenagem.....	4
2.1.2 Forma.....	4
2.1.2.1 Coeficiente de compacidade (K_c).....	5
2.1.2.2 Fator de forma (K_f).....	6
2.1.2.3 Razão de alongação (R_e).....	7
2.1.2.4 Índice de circularidade ou relação de circularidade (I_c).....	8
2.1.2.5 Índice entre o comprimento e a área da bacia (I_{CO}).....	9
2.1.3 Densidade de drenagem (D_d).....	9
2.1.4 Densidade hidrográfica (D_h).....	11
2.1.5 Extensão média do escoamento superficial (I)	12

2.1.6	Sinuosidade do curso d'água (SIN) e índice de sinuosidade (Is)	12
2.1.7	Declividade de álveo ou declividade do canal	14
2.1.8	Altitude e declividade da bacia	16
2.1.9	Curva Hipsométrica	16
2.1.10	Retângulo equivalente e índice de alongamento.....	17
2.1.11	Índice de rugosidade (HD).....	18
2.1.12	Coeficiente de rugosidade (CR)	19
2.1.13	Razão de relevo (Rr)	20
2.1.14	Razão de relevo relativo (Rrl).....	21
2.1.15	Coeficiente de manutenção (C_m).....	21
2.1.16	Fator topográfico	22
2.1.17	Textura topográfica (Tt)	22
2.1.18	Razão de textura (T).....	23
2.1.19	Coeficiente de torrencialidade (Ct)	23
2.1.20	Coeficiente de massividade (tg_a) e coeficiente orográfico (Co).....	24
2.2	Propriedades Físicas do solo	25
2.2.1	Textura, classe textural e análise granulométrica	26
2.2.2	Densidade do solo ou densidade aparente (Ds).....	27
2.2.3	Densidade de partículas (Dp).....	29
2.2.4	Porosidade	30
2.2.5	Argila dispersa em água (ADA)	31
2.2.6	Grau de floculação (GF)	32
2.2.7	Curva de retenção de água no solo.....	33
2.2.8	Resistência à penetração (RP).....	33
2.2.9	Infiltração de água no solo	35

2.2.10	Teor de matéria orgânica (M.O.)	36
3	MATERIAL E MÉTODOS	37
3.1	Descrição da área estudada	37
3.2	Delimitação da microbacia hidrográfica e espacialização dos tipos de uso do solo	40
3.3	Caracterização morfométrica da microbacia	44
3.4	Atributos físicos dos solos avaliados.....	49
3.4.1	Textura, classe textural e análise granulométrica	50
3.4.2	Densidade do solo (Ds)	53
3.4.3	Densidade de partículas (Dp)	54
3.4.4	Argila Dispersa em Água (ADA)	55
3.4.5	Grau de floculação (GF)	55
3.4.6	Porosidade total (PT).....	56
3.4.7	Microporosidade (MiP)	56
3.4.8	Macroporosidade (MaP)	57
3.4.9	Resistência à Penetração (RP)	57
3.4.10	Velocidade de infiltração de água no solo	57
3.4.11	Curva de retenção de água no solo.....	58
3.4.12	Classificação físico-hídrica do solo.....	59
3.4.13	Teor de matéria orgânica (M.O.)	61
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	63
4.1	Delimitação da microbacia hidrográfica e espacialização dos tipos de uso do solo	63
4.2	Caracterização morfométrica da microbacia	69
4.3	Atributos físicos dos solos avaliados.....	80
4.3.1	Textura, classe textural e análise granulométrica	80
4.3.2	Densidade do solo (Ds)	83

4.3.3	Densidade de Partículas (Dp)	86
4.3.4	Argila dispersa em água (ADA) e grau de flocação (GF).....	88
4.3.5	Porosidade total (PT), macroporosidade (MaP) e microporosidade (MiP).....	91
4.3.6	Resistência à penetração (RP).....	96
4.3.7	Velocidade de infiltração da água no solo	99
4.3.8	Teor de matéria orgânica (M.O.)	102
4.3.9	Curva de retenção de água no solo.....	104
4.3.10	Considerações gerais sobre as características físicas dos solos	109
5	CONCLUSÕES	111
6	REFERÊNCIAS.....	115

LISTA DE EQUAÇÕES

	Página
Equação 1 – Coeficiente de compacidade (K_c)	6
Equação 2 – Fator de forma (K_f)	7
Equação 3 – Razão de alongamento (R_e)	7
Equação 4 – Índice de circularidade (I_c)	8
Equação 5 – Índice entre o comprimento e a área da bacia (ICO)	9
Equação 6 – Área de um círculo (A_c)	9
Equação 7 – Densidade de drenagem (D_d)	9
Equação 8 – Densidade hidrográfica (D_h)	11
Equação 9 – Extensão média do escoamento superficial (l)	12
Equação 10 – Sinuosidade do curso d'água (SIN)	12
Equação 11 – Índice de sinuosidade (I_s)	13
Equação 12 – Declividade S_1	15
Equação 13 – Declividade S_2	15
Equação 14 – Altura do triângulo (h)	15
Equação 15 – Declividade S_3	15
Equação 16 – Lado maior do retângulo equivalente (L)	18
Equação 17 e 18 – Lado menor do retângulo equivalente (l_r)	18
Equação 19 – Índice de alongamento (K_l)	18
Equação 20 – Índice de rugosidade (HD)	19
Equação 21 – Coeficiente de rugosidade (CR)	19
Equação 22 – Razão de relevo (Rr)	20
Equação 23 – Razão de relevo relativo (Rrl)	21
Equação 24 – Coeficiente de manutenção (Cm)	21
Equação 25 – Fator topográfico (Ft)	22
Equação 26 – Textura topográfica (Tt)	22

Equação 27 – Razão de textura (T).....	23
Equação 28 – Coeficiente de torrencialidade (Ct)	23
Equação 29 – Coeficiente de massividade (tg _a)	25
Equação 30 – Coeficiente orográfico (Co).....	25
Equação 31 – Teor de areia grossa (AG)	51
Equação 32 – Teor de areia fina (AF).....	51
Equação 33 – Teor de argila (ARG)	51
Equação 34 – Massa de silte (SLT).....	51
Equação 35 – Volume do anel (Vc)	54
Equação 36 – Densidade do solo (Ds)	54
Equação 37 – Volume de TFSE – terra fina seca em estufa (V)	55
Equação 38 – Densidade de partículas (Dp)	55
Equação 39 – Argila dispersa em água (ADA)	55
Equação 40 – Grau de flocculação (GF)	56
Equação 41 – Porosidade total (PT).....	56
Equação 42 – Microporosidade (MiP).....	56
Equação 43 – Macroporosidade (MaP)	57
Equação 44 – Resistência à penetração (RP).....	57
Equação 45 – Umidade volumétrica (Θ).....	58
Equação 46 – Erro médio percentual (EMP)	59
Equação 47 – Ar disponível (Ard).....	59
Equação 48 – Água disponível (W)	59
Equação 49 – Volume estático (Ve)	59
Equação 50 – Volume de sulfato ferroso amoniacal (Vsf).....	61
Equação 51 – Teor de carbono orgânico (C).....	62
Equação 52 – Teor de matéria orgânica total (M.O.).....	62

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 1 – Curva Hipsométrica da microbacia hidrográfica	47
Tabela 2 – Valores necessários para o cálculo da Integral Hipsométrica.....	48
Tabela 3 – Valores estatísticos necessário para o calculo das declividades S1, S2 e S3	49
Tabela 4 – Classificação dos grupos hidrológicos do solo	53
Tabela 5 – Proporção de área do terreno para cada direção cardinal.....	65
Tabela 6 – Proporção das áreas sombreadas do terreno.....	67
Tabela 7 – Área e valor de cobertura das feições analisadas.	68
Tabela 8 – Características morfométricas calculadas para a microbacia em estudos	69
Tabela 9 – Proporção de área do terreno para cada classe de declividade.	73
Tabela 10 – Distribuição das áreas em função da exposição do terreno na microbacia hidrográfica em estudo.	77
Tabela 11 – Textura do solo nas cinco feições estabelecidas.....	81
Tabela 12 – Análise de variância para areia grossa.	81
Tabela 13 – Análise de variância para areia fina.	81
Tabela 14 – Análise de variância para argila.....	81
Tabela 15 – Análise de variância para silte.	82
Tabela 16 – Análise granulométrica do solo na profundidade de 15-20 cm para as cinco feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra, na linha, não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.....	82
Tabela 17 – Análise de variância para a densidade do solo.....	84
Tabela 18 – Análise de variância para a Densidade de partículas.	87
Tabela 19 - Análise de variância para argila dispersa em água (ADA).....	88

Tabela 20 - Análise de variância para grau de floculação (GF).....	88
Tabela 21 - Análise de variância para porosidade total.....	91
Tabela 22 - Análise de variância para macroporosidade (MaP)	91
Tabela 23 - Análise de variância para microporosidade (MiP)	92
Tabela 24 – Classificação físico-hídrica do solo sob as diferentes feições...	95
Tabela 25 – Análise de variância do teste de resistência à penetração.	96
Tabela 26 – Valores de Resistência à Penetração em MPa, para o solo sob as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra, maiúsculas na coluna e minúsculas na linha, não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade	96
Tabela 27 – Limites de classes de resistência dos solos à penetração (RP) e graus de limitação ao crescimento da raízes (CANARACHE, 1990).....	98
Tabela 28 – Análise de variância para os valores de VIB.....	100
Tabela 29 – Classificação hidrológica do solo sob as diferentes feições ...	102
Tabela 30 – Análise de variância do teor de matéria orgânica.	102
Tabela 31 – Valores de capacidade de campo (CC), ponto de murcha permanente (PMP) e água disponível (AD), obtidos através do método de Van Genuchten (1980)	106
Tabela 32 – Equações de ajustes para os diferentes sítios analisados, segundo modelo de Van Genuchten (1980).....	107
Tabela 33 – Umidade volumétrica observada (θ_o) e umidade volumétrica estimada (θ_E) pela equação de Van Genuchten (1980) e erro médio percentual (EMP) para os sítios analisados	108

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 – Variedade na forma de bacias: arredondada (A), ramificada (B), elíptica (C) (MEDEIROS, 2005).....	5
Figura 2 – Representação do curso d'água e seu talvegue.....	13
Figura 3 – Curva hipsométrica (Mm), integral hipsométrica (superfície Mom) e altura média (Oh). O comprimento Om representa, proporcionalmente, a área projetada da bacia, enquanto Mo representa a diferença altimétrica entre o ponto mais elevado da bacia e seu exutório. (Fonte: CHRISTOFOLETTI, 1980).....	24
Figura 4 – Localização da microbacia em estudos (C) dentro da sub-bacia hidrográfica do Rio Alegre (B), pertencente à bacia hidrográfica do Rio Itapemirim (A).	37
Figura 5 – Localização geográfica da área de estudo no município de Alegre-ES.....	38
Figura 6 – Imagem do satélite IKONOS (12/2002); resolução espacial de 4m; projeção UTM, Datum SAD69 fuso 24S, ilustrando a posição da microbacia em estudo, nas proximidades da cidade de Alegre – ES.	38
Figura 7a, 7b e 7c - Vistas parciais da microbacia hidrográfica experimental.	39
Figura 8 – Representação das direções de escoamento usando SIG.....	40
Figura 9 – Representação esquemática das classes de exposição do terreno.(Fonte: SANTOS, 2007)	41
Figura 10 - Feição denominada de Sítio 1.....	42
Figura 11 - Feição denominada de Sítio 2.....	42
Figura 12 - Feição denominada de Sítio 3.....	43
Figura 13 - Feição denominada de Sítio 4.....	43
Figuras 14a e 14b - Feição denominada de Sítio 5.....	44

Figura 15 – Diagrama triangular generalizado para determinação das cinco principais classes de textura do solo (EMBRAPA, 1979).	52
Figura 16 – Ábaco triangular para a classificação do grupo hidrológico de solo (DEBO & REESE, 1995).	53
Figura 17 - Infiltrômetro concêntrico de anéis	58
Figura 18 – Triângulo de classificação físico-hídrica dos solos: (a) solos de média permeabilidade ($2,0 \leq VIB \leq 12,5 \text{ cm h}^{-1}$), (b) solos de baixa permeabilidade ($VIB < 2,0 \text{ cm h}^{-1}$), (c) solos de alta permeabilidade ($VIB > 12,5 \text{ cm h}^{-1}$). São mostradas as nove ordens principais de solos (solos não alagados), com a indicação de suas 27 classes.....	60
Figura 19 – Modelo numérico do terreno (MNT).....	64
Figura 20 – Modelo digital de elevação, ou TIN (Triangular Irregular Network).	64
Figura 21 – Direção do fluxo de escoamento da água no terreno da microbacia hidrográfica.....	65
Figura 22 – Direção de fluxo numa malha regular (A), e relação entre elementos definida pela direção dos fluxos(B). (Fonte: RENNÓ & SOARES 2000).	66
Figura 23 – Modelo das áreas sombreadas da microbacia analisada.....	67
Figura 24 – Mapa de uso e ocupação do solo, representando as principais feições do terreno.....	68
Figura 25 – Classes de declividade da microbacia hidrográfica.	73
Figura 26 – Curva hipsométrica da microbacia hidrográfica.....	75
Figura 27 – Perfil longitudinal do curso d'água principal.....	76
Figura 28 – Orientação do terreno da microbacia hidrográfica.....	77
Figura 29 – Retângulo equivalente da microbacia analisada.	78
Figura 30 – Proporção dos atributos físicos.	80

Figura 31 – Densidade do solo pelo método do anel volumétrico, médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade.	84
Figura 32 – Densidade de partículas; médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.....	87
Figura 33 – Argila dispersa em água para as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%..	889
Figura 34 – Valores de Grau de Floculação para as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% probabilidade.	90
Figura 35 – Porosidade total para as feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%	92
Figura 36 – Microporosidade para as feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.	94
Figura 37 – Macroporosidade para as feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.	94
Figura 38 – Valores de RP em três profundidades distintas, 0 – 15; 15 – 20; 20 – 40 cm.....	97
Figura 39 – Valores de VIB em cada feição analisada. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% probabilidade.	100
Figura 40 – Teor de Matéria Orgânica nos solos analisados para as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.	103
Figura 41 – Curva de retenção de água no solo na profundidade de 15-20 cm, de forma comparativa (A) e isoladamente (B-F) para cada sítio analisado.	105

LISTA DE SÍMBOLOS

K_c	Coeficiente de compacidade, adimensional
P	Perímetro da bacia, km
A	Área da bacia, km ²
K_f	Fator de forma, adimensional
L_{ax}	Comprimento axial da bacia, km
R_e	Razão de alongação, adimensional
I_c	Índice de circularidade, adimensional
ICO	Índice entre o comprimento e a área da bacia, adimensional
D_b	Diâmetro da bacia, km
A_c	Área do círculo, km ²
D_d	Densidade de drenagem, km km ⁻²
L_{tot}	Comprimento total de todos os canais, km
D_h	Densidade hidrográfica, cursos km ⁻²
N	Número de cursos d'água
l	Extensão média do escoamento superficial, km
SIN	Sinuosidade do curso d'água, adimensional
L_p	Comprimento do canal principal, km
L_t	Comprimento do talvegue do canal principal, km
I_s	Índice de sinuosidade, %
$S1, S2, S3$	Declividade do canal principal, km km ⁻¹
At	Área formada entre a declividade do curso e a abscissa, m ²
h	Altura do triângulo, m
Li	Distância real medida em linha inclinada, m
Di	Declividade de cada trecho, m
L	Lado maior do retângulo equivalente, km
l_r	Lado menor do retângulo equivalente, km
K_L	Índice de alongamento, adimensional
HD	Índice de rugosidade, adimensional
Δ_a	Amplitude altimétrica, m
CR	Coeficiente de rugosidade, adimensional
H_{dm}	Declividade média, m m ⁻¹
R_r	Razão de relevo, adimensional
R_{rl}	Razão de relevo relativo
C_m	Coeficiente de manutenção, km ² km ⁻¹
F_t	Fator topográfico, adimensional
T_t	Textura topográfica, adimensional
T	Razão de textura, adimensional
N_t	Número de segmentos de rios
C_t	Coeficiente de torrencialidade, adimensional
tg_a	Coeficiente de massividade, km km ⁻¹
H_m	Altura média da bacia, m
CO	Coeficiente orográfico, adimensional

AG	Areia grossa, g kg ⁻¹
M _{AG}	Massa de areia grossa retida na peneira de 0,210 mm, g
AF	Areia fina, g kg ⁻¹
M _{AF}	Massa de areia fina retida na peneira de 0,053 mm, g
ARG	Argila, g kg ⁻¹
M _{ARG}	Massa de argila, g
SLT	Massa de silte, g kg ⁻¹
V _c	Volume do anel, dm ³
d	Diâmetro do anel, dm
h _c	altura do anel, dm
D _s	Densidade do solo, g cm ⁻³
m	massa da amostra seca a 105 °C, kg
V	Volume de TFSE, ml
L	Quantidade de álcool adicionado na bureta, ml
D _p	Densidade de partículas, g kg ⁻¹
ADA	Argila dispersa em água, g kg ⁻¹
M _{ADA}	massa de argila dispersa, g
GF	Grau de floculação, %
PT	Porosidade total, %
MiP	Microporosidade, %
a	Massa da amostra de solo submetida a uma pressão de 0,006 MPa, kg
b	Massa da amostra de solo seca a 105°C, kg
c	Volume do cilindro, dm ³
MaP	Macroporosidade, %
RP	Resistência à penetração, MPa
N	Número de impactos
Θ	Umidade volumétrica, dm ³ dm ⁻³
Θ _r	Umidade residual, dm ³ dm ⁻³
Θ _s	Umidade de saturação, dm ³ dm ⁻³
H	Tensão, cm
α, n, m	Parâmetros de ajuste estatístico
EMP	Erro médio percentual
J	Número de observações
O _i	Valor observado experimentalmente
E _i	Valor estimado pelo modelo
A _d	Ar disponível, %
W	Água disponível, %
VE	Volume estático, %
CC	Capacidade de campo, m ³ m ⁻³
PMP	Ponto de murcha permanente, m ³ m ⁻³
V _{SF}	Volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação, L
V _{bc}	Volume gasto de Fe(NH ₄) ₂ (SO ₄) ₂ 0,1N na titulação do branco com aquecimento, L

V_{bs}	Volume gasto de $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ 0,1N na titulação do branco sem aquecimento, L
V_a	Volume gasto de $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ 0,1N na titulação da amostra, L
C	Teor de carbono orgânico, g kg^{-1}
f	Fator da participação de sulfato ferroso gasto na prova em branco
M.O.	Teor de matéria orgânica total, g kg^{-1}

GUARIZ, Hugo Roldi, M.Sc., Universidade Federal do Espírito Santo, agosto de 2008. **Morfometria e Atributos Físicos do Solo da Microbacia do Córrego Jaqueira – Alegre, ES.** Orientador: José Eduardo Macedo Pezzopane. Co-orientadores: Roberto Avelino Cecilio e Sidney Sara Zanetti.

RESUMO – O presente trabalho consistiu na caracterização morfométrica e na análise das características físicas do solo em diferentes agrossistemas de uma microbacia hidrográfica visando a implementação de melhores práticas de manejo e a adoção de técnicas físico-conservacionistas. A microbacia experimental monitorada localiza-se no Sítio Jaqueira, município de Alegre, Sul do Espírito Santo. O uso do solo predominante da microbacia é constituído por pastagens (Sítios 1 e 2), áreas de recomposição vegetal (Sítios 4 e 5) e área de plantio de eucalipto (Sítio 3). Para a caracterização morfométrica da microbacia foram analisadas suas características geométricas, de relevo e de drenagem; a qualidade dos solos foi avaliada através de seus atributos, como a densidade do solo, densidade de partículas, porosidade, análise granulométrica, classificação textural, teor de matéria orgânica, classificação hidrológica, argila dispersa em água, grau de flocculação, classificação físico-hídrica, resistência à penetração, velocidade de infiltração básica e determinação da curva de retenção de água no solo. O solo da microbacia foi identificado como sendo da classe Latossolo Vermelho-Amarelo. Os resultados obtidos pela análise morfométrica servem de complemento para melhor explicar a interação que ocorre entre todos os elementos da paisagem, de forma a se obter um melhor conhecimento da microbacia hidrográfica do córrego Jaqueira. A área de estudo possui 0,19 km², relevo fortemente ondulado e orientação sul. Possui 306 m de altitude média, amplitude altimétrica de 219 m e declividade média de 35,84%. Possui uma nascente que abastece um curso d'água perene de 0,5464 km de comprimento. A microbacia possui formato alongado, possui baixa densidade de drenagem e mostra estar sujeita a enchentes. Pelos resultados das análises do solo, observa-se que a maioria dos atributos dos solos estudados é influenciada pelo trato cultural e pela cobertura vegetal preponderante, apresentando-se como importantes indicadores de mudanças na qualidade do solo.

PALAVRAS-CHAVE: hidrologia, qualidade do solo, manejo de bacias hidrográficas, recursos hídricos, diagnóstico físico-conservacionista.

GUARIZ, Hugo Roldi, M.Sc., Federal University of Espírito Santo, August 2008.
Morphometry and soil physical attributes of the microbasin of Jaqueira Stream
– **Alegre, ES.** Advisor: José Eduardo Macedo Pezzopane. Co-advisers: Roberto Avelino Cecilio e Sidney Sara Zanetti.

ABSTRACT – This work consisted in the morphometric characterization and analysis of the physical characteristics of the soil in different agro-systems of a microbasin aiming at implementing of the best management practices and adoption of physical conservationist technical. The experimental catchment controlled is located on the Jaqueira Site, municipality of Alegre, Southern of the Espírito Santo. The predominant use of the soil in this small catchment is composed of pastures (Sites 1 and 2), areas of recovery of plant (Sites 4 and 5) and area of eucalyptus plantation (Site 3). For the morphometric characterization of the small catchment were analyzed geometric characteristics', relief and drainage; the soil quality was evaluated by its attributes, such as soil density, particle density, porosity, particle size, textural classification, content of organic matter, classifying water, water clay dispersion, flocking degree, physico-hydrical classification, resistance to the penetration, basic infiltration velocity and determining of the soil-water retention curve. The soil of the small catchment was identified as being an Oxisol. The results obtained by morphometric analysis serve as a complement to better explain the interaction that occurs among all elements of the landscape in order to get a better understanding of the watershed of the Jaqueira Stream. The study area has 0.19 km², strongly undulate relief and guidance southern. It has 306 m of average altitude, 219 m scale altimetry and slope average of 35.84%. It has a source that supplies a perennial water course, from 0.5464 km in length. The small catchment has lengthened format, has low density of drainage and shows be subject to flood. Through the results of analysis of soil, it is observed that the most of the attributes of soils is influenced by the cultural care and the predominant vegetation cover, presenting themselves as important indicators of changes in soil quality.

Keywords: hydrology, soil quality, management of river basins, water resources, physical diagnosis conservationist.

1 INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica constitui-se numa área delimitada por divisores topográficos que circundam a área drenada por um canal ou sistema conectado de canais (POLITANO & PISSARRA, 2003). A bacia hidrográfica considerada como unidade natural da paisagem, vem demonstrando cada vez mais sua condição singular de definição espacial de um ecossistema, dentro da qual é possível o estudo detalhado das interações entre o uso da terra e a qualidade da água.

A microbacia hidrográfica tem sido utilizada como uma unidade geomorfológica fundamental, porque suas características governam, no seu interior, todo o fluxo da água. Assim, é considerada como unidade territorial ideal para o planejamento integrado e manejo dos recursos naturais. Rocha & Kurtz (2001) afirmam que, tecnicamente, é aconselhável começar a recuperar a ambiência adotando-se as bacias hidrográficas como unidade básica, as quais, subdivididas em sub-bacias e microbacias, têm mostrado grande eficiência em trabalhos de campo.

O uso da unidade hidrográfica permite um estudo mais completo e detalhado do meio físico para fins conservacionistas, pois analisa os principais fatores que compõe esse meio, onde um fator interage sobre o outro, existindo nessa unidade uma interdependência, uma relação causa/efeito natural, originando as características de cada um. Essa relação dialética entre os fatores nos permite o estudo e compreensão dos fenômenos de forma global, em toda essa unidade, pois a forma da rede de drenagem interfere no relevo que influencia o tipo de solo. Sendo assim, a utilização de pequenas bacias hidrográficas como unidade de estudo para o planejamento de utilização racional da terra, nos mostrou através deste trabalho, ser a mais coerente e a que proporciona maiores informações para decisões e propostas a serem elaboradas (SANTO, 1996).

A bacia hidrográfica se configura como umas das principais unidades de gerenciamento territorial das atividades agrossilvipastoris, sendo modelada pelas condições geológicas e climáticas locais. Entretanto, em função do desenvolvimento da sociedade, cada vez mais as bacias hidrográficas têm sofrido alterações na estrutura física dos canais, na composição da biota, no regime hidráulico, hidrológico e no fluxo de matéria e energia. Tais alterações associadas ao padrão espacial do uso e cobertura do solo têm importantes efeitos sobre a produção e transporte de sedimentos (VANACKER et al., 2005).

O comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica é função de suas características geomorfológicas (forma, relevo, área, geologia, rede de drenagem, solo, dentre outros) e do tipo da cobertura vegetal (LIMA, 1986). Desse modo, as características físicas e bióticas de uma bacia possuem importante papel nos processos do ciclo hidrológico, influenciando, dentre outros, a infiltração, a quantidade de água produzida como deflúvio, a evapotranspiração e os escoamentos superficial e sub-superficial (TONELLO et al., 2006).

A fim de entender as inter-relações existentes entre esses fatores e os processos hidrológicos de uma microbacia hidrográfica, torna-se necessário expressar as características da microbacia em termos quantitativos. Os aspectos relacionados à drenagem, relevo e geologia podem levar à elucidação e compreensão de diversas questões associadas à dinâmica ambiental local.

A caracterização morfométrica de uma bacia hidrográfica é um dos primeiros e mais comuns procedimentos executados em análises hidrológicas ou ambientais, e tem como objetivo elucidar as várias questões relacionadas com o entendimento da dinâmica ambiental local e regional. Já os atributos físicos do solo precisam ser monitorados, porque sofrem variação de um lugar para outro, apresentando continuidade espacial, dependendo do manejo adotado e das próprias características de origem do solo. Algumas práticas de manejo do solo provocam alterações nesses atributos, principalmente a estrutura, podendo tais alterações ser permanentes ou temporárias.

O objetivo deste trabalho, portanto, foi o de determinar as características morfométricas e físicas dos solos da microbacia hidrográfica do córrego Jaqueira localizada na região de Alegre – ES, com área ocupada por diferentes tipos de uso do solo.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Caracterização morfométrica de bacias hidrográficas

A determinação das características morfométricas, também denominadas morfológicas ou simplesmente físicas de uma bacia hidrográfica é fator primordial para seu conhecimento. Tais características são extremamente úteis na orientação dos técnicos durante a elaboração de projetos hidroagrícolas, na construção de barragens, na escolha de fontes de abastecimento de água, em estudos sobre aproveitamento hidrelétrico, na regularização e regionalização de vazões, etc; (NOVAES et al., 2004).

Algumas características das bacias hidrográficas tais como topografia e hidrografia, podem denotar sua capacidade de suporte às atividades agrícolas. No estudo da morfometria de bacias hidrográficas, vários parâmetros se destacam no contexto hidrológico, pedológico e, conseqüentemente, no uso da terra (HOTT & FURTADO, 2005).

A interpretação geomorfológica de bacias hidrográficas em pesquisas realizadas sobre a aplicabilidade dos índices e, ou, características morfométricas, tanto na abordagem linear como adimensional, traz informações relevantes na relação solo-superfície. Este estudo aborda pedologia, relevo e rede hidrográfica, com os conseqüentes processos ambientais, normalmente multivariados, e descreve a dinâmica das drenagens superficiais e as formas topográficas, analisando diversas questões geomorfológicas (PISSARRA et al., 2004).

Esses parâmetros podem revelar indicadores físicos específicos para determinado local, de forma a qualificarem as alterações ambientais (ALVES &

CASTRO, 2003). Todos esses elementos são de grande relevância para a correta interpretação do funcionamento dos processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica. Seu levantamento detalhado e acompanhamento constante são fundamentais para a detecção de causas de alterações transitórias ou permanentes no comportamento do sistema (NOVAES et al., 2004).

As principais características morfométricas são:

2.1.1 Área de drenagem

De acordo com Villela e Mattos (1975), a área de drenagem de uma bacia é a área plana (projeção horizontal) compreendida entre seus divisores topográficos, expressa em km² ou hectares.

A área de drenagem de uma bacia hidrográfica é o elemento básico para o cálculo da maioria das características físicas que a representam (VILLELA & MATTOS, 1975). Segundo Tucci (1997), a área da bacia é fundamental para definir a sua potencialidade hídrica e tem grande importância na sua resposta hidrológica, pois, se desconsiderarmos os outros fatores, quanto maior a área, menos pronunciados serão os picos de enchentes, pois maior será o tempo para que toda a bacia contribua de uma só vez.

2.1.2 Forma

As bacias hidrográficas têm uma grande variedade de formas (Figura 1), que supostamente refletem seu comportamento hidrológico. Em uma bacia circular, toda a água escoada tende a alcançar a saída da bacia ao mesmo tempo. Uma bacia elíptica, tendo a saída da bacia na ponta do maior eixo e, sendo a área igual a da bacia circular, o escoamento será mais distribuído no tempo, produzindo, portanto, uma enchente menor.

As bacias do tipo radial ou ramificada são formadas por conjuntos de sub-bacias alongadas que convergem para um mesmo curso d'água principal. Neste caso, uma chuva uniforme em toda a bacia origina cheias nas sub-bacias, que vão se somar, mas não simultaneamente, no curso principal. Portanto, a cheia crescerá,

estacionará ou diminuirá à medida que forem se fazendo sentir as contribuições das diferentes sub-bacias.

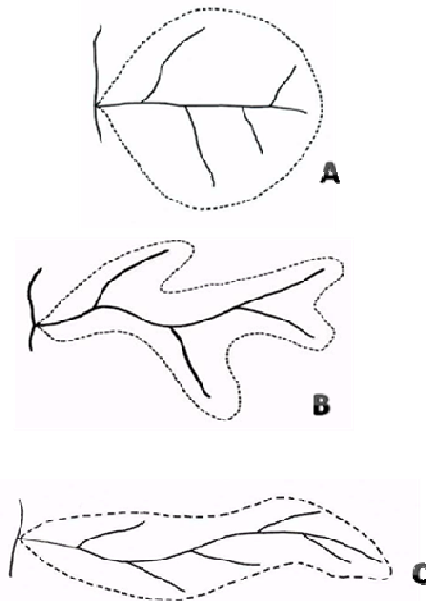


Figura 1 – Variedade na forma de bacias: arredondada (A), ramificada (B), elíptica (C) (MEDEIROS, 2005).

Existem vários índices utilizados para determinar a forma das bacias, procurando relacioná-las com figuras geométricas conhecidas. O coeficiente de compacidade a relaciona com um círculo e o fator de forma com um retângulo. Segundo Vendruscolo (2005), a forma superficial de uma bacia hidrográfica é importante devido a sua influência no tempo de concentração, definido como o tempo, a partir do início da precipitação, necessário para que toda a bacia contribua na seção de deságue, ou seja, o tempo que leva a água precipitada aos limites da bacia para escoar até a saída da mesma.

2.1.2.1 Coeficiente de compacidade (K_c)

O coeficiente de compacidade refere-se à relação entre o perímetro da bacia e a circunferência do círculo, cuja área seja igual a da área de drenagem da bacia. Obtém-se esse valor através da equação (1), conforme descrito por Cardoso et al. (2006).

$$K_c = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1)$$

em que:

K_c = coeficiente de compacidade, adimensional;

P = perímetro da bacia, km;

A = área da bacia, km².

De acordo com Villela e Mattos (1975), esse coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho. Um coeficiente mínimo igual à unidade corresponderia a uma bacia circular e, para uma bacia alongada, seu valor é significativamente superior a 1. Uma bacia será mais suscetível a enchentes mais acentuadas quando seu K_c for mais próximo da unidade.

Quanto mais próximo de um círculo uma bacia se assemelhar, maior será a sua capacidade de proporcionar grandes cheias. Isso ocorre porque há conversão do escoamento superficial, ao mesmo tempo, para um trecho pequeno do rio principal, havendo acúmulo do fluxo.

Assim, conforme Silva & Mello (2008), pode-se classificar bacias hidrográficas em função do valor de K_c da seguinte forma:

- $1,00 \leq K_c < 1,25$ – bacia com alta propensão a grandes enchentes;
- $1,25 \leq K_c < 1,50$ – bacia com tendência mediana a grandes enchentes;
- $K_c \geq 1,50$ – bacia não sujeita a grandes enchentes.

2.1.2.2 Fator de forma (K_f)

O fator de forma (K_f) é a relação entre a área e o comprimento axial da bacia. Esse comprimento é a distância euclidiana entre a foz e o ponto mais distante da bacia, localizado no divisor de águas, tomando-se como eixo de referência a direção predominante do curso d'água principal. O K_f é calculado com o uso da equação 2, conforme indicado por Mosca (2003).

$$K_f = \frac{A}{L_{ax}^2} \quad (2)$$

em que:

K_f = fator de forma, adimensional;

L_{ax} = comprimento axial da bacia, km.

O fator de forma é um índice indicativo da tendência para enchentes de uma bacia. Uma bacia com um fator de forma baixo é menos sujeita a enchentes que outra de mesmo tamanho, porém com maior K_f . Isso se deve ao fato de que numa bacia estreita e longa, com fator de forma baixo, há menos possibilidade de ocorrência de chuvas intensas cobrindo simultaneamente toda sua extensão; e também a contribuição dos tributários atinge o curso d'água principal em vários pontos ao longo do mesmo, afastando-se, portanto, da condição ideal da bacia circular, na qual a concentração de todo o deflúvio da bacia se dá num só ponto.

A forma da bacia, bem como a forma do sistema de drenagem, pode ser influenciada por algumas características, principalmente pela geologia, que influenciam seu comportamento hidrológico (CARDOSO et al., 2006).

De acordo com Silva & Mello (2008), o fator de forma pode assumir os seguintes valores:

- $K_f \geq 0,75$ – bacia sujeita a enchentes;
- $0,50 < K_f < 0,75$ – bacia com tendência mediana a enchentes;
- $K_f \leq 0,50$ – bacia não sujeita a enchentes.

2.1.2.3 Razão de alongação (R_e)

Razão de alongação é a relação entre o diâmetro do círculo de área igual à área da bacia e o comprimento do eixo da bacia, dada pela equação 3, conforme Mosca (2003).

$$R_e = 1,128 \cdot \left(\frac{A^{0,5}}{L_{ax}} \right) \quad (3)$$

em que R_e é a razão de alongação, adimensional.

De acordo com Mosca (2003), em bacias circulares os afluentes atingem o curso d'água principal em praticamente um ponto, dando uma intensa vazão num só ponto. Nas bacias alongadas os afluentes se distribuem regularmente ao longo do rio principal. A probabilidade de uma chuva intensa cobrir toda uma bacia circular é maior que nas bacias alongadas, dando vazão intensa e maior probabilidade de enchente. Portanto, a tendência para maiores enchentes é tanto mais acentuada quanto mais próximo da unidade for o valor desse índice.

2.1.2.4 Índice de circularidade (Ic) ou relação de circularidade

Este índice representa a relação entre a área total da bacia e a área de um círculo de perímetro igual ao da área total da bacia, que, na expansão areal, melhor se relaciona com o escoamento fluvial. Similarmente ao coeficiente de compacidade, o índice de circularidade tende para a unidade à medida que a bacia se aproxima da forma circular e diminui à medida que a forma se torna alongada. Para a determinação do índice de circularidade, utiliza-se a equação 4, proposta por Borsato (2005).

$$Ic = \frac{12,57 \cdot A}{P^2} \quad (4)$$

em que Ic é o índice de circularidade, adimensional.

O valor de Ic igual a 0,51 representa um nível moderado de escoamento, não contribuindo na concentração de águas que possibilitem cheias rápidas. Valores maiores que 0,51 indicam que a bacia tende a ser mais circular, favorecendo os processos de inundação (cheias rápidas); quanto mais próximo de 1,0 for esse valor, mais próxima da forma circular será a bacia. Já os valores menores que 0,51 sugerem que a bacia tende a ser mais alongada, favorecendo o processo de escoamento (BORSATO, 2005).

2.1.2.5 Índice entre o comprimento e a área da bacia (ICO)

Este índice apresenta significância para descrever e interpretar tanto a forma como o processo de alargamento ou alongamento da bacia hidrográfica. O seu significado advém do fato de podermos utilizar figuras geométricas simples como ponto de referência. Quando o valor do ICO estiver próximo de 1,0, a bacia apresenta forma semelhante a um quadrado; quando o valor for acima da unidade, mais alongada será a forma bacia (EPAGRI, 1997). O índice entre o comprimento e a área da bacia (ICO) pode ser obtido dividindo-se o diâmetro da bacia pela raiz quadrada da área, conforme a equação 5, de acordo com EPAGRI (1997).

$$ICO = \frac{D_b}{\sqrt{A}} \quad (5)$$

em que:

ICO = índice entre o comprimento e a área da bacia, adimensional;

D_b = diâmetro da bacia, km.

O diâmetro da bacia pode ser determinado a partir de um círculo de área igual à área da bacia, pela equação 6.

$$A_c = \frac{\pi \cdot D_b^2}{4} \quad (6)$$

em que A_c é a área do círculo.

2.1.3 Densidade de drenagem (D_d)

O sistema de drenagem é formado pelo rio principal e seus tributários. A D_d é expressa pela relação entre o somatório dos comprimentos de todos os canais da rede – sejam eles perenes, intermitentes ou temporários – e a área total da bacia (CARDOSO et al., 2006), conforme equação 7:

$$D_d = \frac{L_{tot}}{A} \quad (7)$$

em que:

D_d = densidade de drenagem; km km^{-2} ;

L_{tot} = comprimento total de todos os canais, km.

Esse índice é indicativo da maior ou menor velocidade com que a água deixa a bacia hidrográfica, dando uma idéia a respeito do grau de desenvolvimento do sistema de drenagem, ou seja, fornece uma indicação da eficiência da drenagem da bacia.

Segundo Linsley et al. (1975), uma densidade de drenagem alta reflete uma bacia altamente dissecada (com muitos entalhes), que responde de maneira relativamente rápida a uma determinada quantidade de chuva, enquanto uma densidade de drenagem baixa reflete uma bacia de drenagem pobre, com respostas hidrológicas lentas. Densidades de drenagens baixas são observadas normalmente em solos mais resistentes à erosão ou muito permeáveis, e onde o relevo é suave. Valores altos podem ser esperados em bacias com solos facilmente erodíveis ou relativamente impermeáveis, declividades altas ou com coberturas vegetais ralas. De acordo com Hott et. al. (2007), fatores antrópicos como a urbanização e a agricultura podem provocar consideráveis alterações na D_d , principalmente, devido à utilização dos recursos hídricos.

Essa variável se relaciona diretamente com os processos climáticos atuantes na área estudada, os quais influenciam o fornecimento e o transporte de material detrítico ou indicam o grau de manipulação antrópica. Em outras palavras, para um mesmo tipo de clima, a densidade de drenagem depende do comportamento hidrológico das rochas. Assim, nas rochas mais impermeáveis, as condições para o escoamento superficial são melhores, possibilitando a formação de canais e, conseqüentemente, aumentando a densidade de drenagem. O contrário acontece com rochas de granulometria grossa. De acordo com Christofletti (1980), o cálculo da densidade de drenagem é importante na análise das bacias hidrográficas porque apresenta relação inversa com o comprimento dos rios. À medida que aumenta o valor numérico da densidade, há diminuição quase proporcional do tamanho dos componentes fluviais das bacias de drenagem.

Pode-se classificar uma bacia de acordo com os valores de D_d , segundo Silva & Mello (2008), da seguinte forma:

- baixa densidade: $D_d \leq 5 \text{ km km}^{-2}$;

- média densidade: $5 < D_d < 13 \text{ km km}^{-2}$;
- alta densidade: $D_d \geq 13 \text{ km km}^{-2}$.

Christofoletti (1974) utilizou a seguinte classificação para a densidade de drenagem em bacias hidrográficas:

- baixa densidade: $D_d \leq 7,5 \text{ km km}^{-2}$;
- média densidade: $7,5 \text{ km km}^{-2} < D_d < 10 \text{ km km}^{-2}$;
- alta densidade: $D_d \geq 10 \text{ km km}^{-2}$.

Existem controvérsias quanto aos valores absolutos que indicam se a densidade é elevada ou baixa. De toda forma, o que se conclui através da comparação das densidades de duas bacias é que aquela de maior D_d é mais acidentada e, provavelmente, possui cobertura vegetal de maior porte.

2.1.4 Densidade hidrográfica (D_h)

Também chamada de frequência de canais ou densidade de rios, corresponde à relação entre o número de rios ou cursos d'água (N) e a área da bacia hidrográfica (A). Segundo Christofoletti (1974), a densidade hidrográfica é importante, pois representa o comportamento hidrográfico de determinada área, em função das características pedológicas, geológicas e climáticas, em um de seus aspectos fundamentais: a capacidade de gerar novos cursos de água. Sua finalidade é comparar a frequência ou a quantidade de cursos de água existentes em uma área de tamanho padrão (CHRISTOFOLETTI, 1980). A densidade hidrográfica é expressa pela equação 8, conforme Borsato & Martoni (2004).

$$D_h = \frac{N}{A} \quad (8)$$

em que:

D_h = densidade hidrográfica; cursos d'água por km^2 ;

N = número de cursos d'água.

2.1.5 Extensão média do escoamento superficial (l)

Pode ser definida como a distância média que a água da chuva teria que escoar sobre os terrenos de uma bacia, caso o escoamento ocorresse em linha reta, desde o ponto onde a chuva caiu até o ponto mais próximo no leito de um curso d'água qualquer. Embora a extensão do escoamento superficial que efetivamente ocorre sobre os terrenos possa ser bastante diferente dos valores determinados por esse índice, ele constitui uma indicação da distância média do escoamento superficial. Segundo Christofolletti (1980), a extensão do escoamento superficial representa a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente, correspondendo a uma das variáveis independentes mais importantes, que afeta tanto o desenvolvimento hidrológico como o fisiográfico das bacias de drenagem. Pode ser calculada a partir da equação 9, conforme Barros et al. (2004).

$$l = \frac{A}{4 \cdot L_{tot}} \quad (9)$$

em que l é a extensão média do escoamento superficial, km.

2.1.6 Sinuosidade do curso d'água (SIN) e índice de sinuosidade (Is)

A sinuosidade do canal principal é um fator controlador da velocidade do fluxo de água (NOVAES et al., 2004), pois quanto maior a sinuosidade, maior a dificuldade encontrada pelo deslocamento da água no seu caminho até a foz, implicando numa menor velocidade. Representado pela equação 10, a SIN é representada pela relação entre o comprimento do rio principal (L_p) e o comprimento de seu talvegue (L_t) (Figura 2), que seria o comprimento reto do canal medido a partir do fundo do seu leito, conforme Alves & Castro (2003) .

$$SIN = \frac{L_p}{L_t} \quad (10)$$

em que:

SIN = sinuosidade do curso d'água, adimensional;
 L_p = comprimento do canal principal, km;
 L_t = comprimento do talvegue do canal principal, km.

A SIN consiste em um índice de grande importância prática, pois no caso de os canais estarem poluídos, quanto menor a velocidade, maior será o tempo em que os poluentes demoram para atingir toda a sua extensão à jusante do lançamento. Além disso, com maior sinuosidade, maior a possibilidade de parte do poluente se depositar ao longo das margens.

De acordo com Alves & Castro (2003), valores de sinuosidade bem próximos a 1,0 indicam que o canal tende a ser retilíneo e valores maiores que 2,0 indicam canais tortuosos. Valores entre 1,0 e 2,0 apontam para formas transicionais, regulares e irregulares. Segundo os autores, a sinuosidade é influenciada pela carga de sedimentos, estrutura geológica, compartimentação litológica e declividade dos canais.

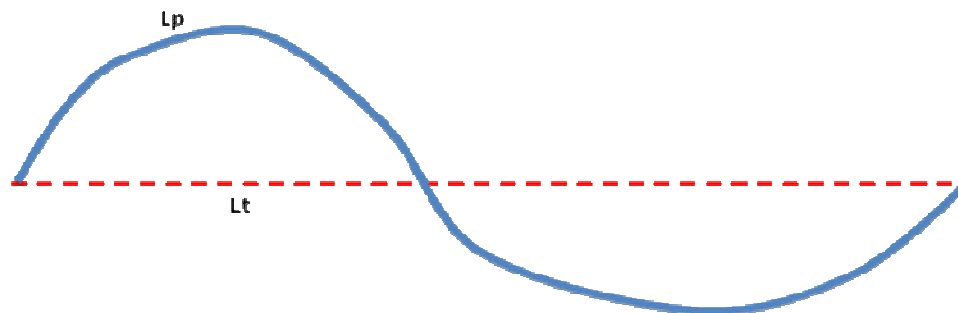


Figura 2 – Representação do curso d'água e seu talvegue.

Para comparação entre rios diferentes utiliza-se o índice de sinuosidade (I_s), expresso em %, em relação ao comprimento total do rio. Para isso, Chistofolletti (1981), citado por EPAGRI (1997), estabeleceu a equação 11 e uma classificação em cinco classes para a sinuosidade do curso d'água.

$$I_s = \frac{100(L_p - L_t)}{L_p} \quad (11)$$

em que I_s é o Índice de sinuosidade, %.

As classes de I_s são:

- $I_s < 20\%$ - canal muito reto;
- $20\% \leq I_s < 30\%$ - canal reto;
- $30\% \leq I_s < 40\%$ - canal divagante;
- $40\% \leq I_s < 50\%$ - canal sinuoso;
- $I_s \geq 50\%$ - canal muito sinuoso.

2.1.7 Declividade de álveo ou declividade do canal

Este parâmetro é de suma importância para o manejo de bacias haja vista que influencia diretamente na velocidade de escoamento da água em suas calhas e, conseqüentemente, no tempo de concentração das mesmas. Segundo Vilella & Mattos (1975), quanto maior a declividade, maior a velocidade de fluxo e mais estreitos e pronunciados serão os hidrogramas de enchente. De acordo com Strahler (1964), citado por Borsato & Martoni (2004), a declividade dos canais está intimamente ligada com a declividade dos terrenos de uma bacia. Vertentes com declividades altas contribuem com uma grande quantidade de detritos maiores em direção aos canais que, por sua vez, devem ter uma declividade alta para poderem efetuar o transporte, ao passo que vertentes com relevo mais suave acabam gerando detritos menores e em menor quantidade, facilitando o transporte pelos rios, que necessitam então de uma declividade menor.

A declividade de álveo pode ser obtida de três maneiras, cada uma com diferente grau de representatividade.

- S_1 : linha de declividade obtida tomando a diferença total de elevação do leito pela extensão horizontal do curso d' água;
- S_2 : linha de declividade obtida por compensação de áreas, de forma que a área entre ela e a abscissa seja igual à compreendida entre a curva do perfil e a abscissa;
- S_3 : linha obtida a partir da consideração do tempo de percurso; é a média harmônica ponderada da raiz quadrada das declividades dos

diversos trechos retilíneos, tomando-se como peso a extensão de cada trecho.

Conforme Borsato & Martoni (2004), a chamada declividade S_1 é obtida dividindo-se a diferença de elevação entre a nascente e a foz do rio pela sua extensão horizontal. Trata-se de um valor pouco representativo para canais com grande variação de declividade. Um valor mais realista, chamado de declividade S_2 , e largamente utilizado, é obtido traçando-se no gráfico que representa o perfil longitudinal do curso d'água, uma linha cuja área compreendida entre ela e o eixo das abscissas seja a mesma da área compreendida pelo perfil longitudinal do rio e a abscissa. Por fim, tem-se a chamada declividade equivalente constante (S_3), que é um valor também bastante representativo de declividade, dando uma idéia do tempo de percurso da água ao longo do perfil longitudinal (Vilella e Mattos, 1975). Uma vez que a velocidade é proporcional à raiz quadrada da declividade, o procedimento consiste em se atribuir pesos aos seguimentos de canais calculando a raiz quadrada da sua declividade, o que faz com que a influência das altas declividades seja menor. A declividade do canal pode ser obtida pelas equações 12, 13, 14 e 15, conforme indicado por Silva & Mello (2008).

$$S_1 = \frac{(Cota_{max} - Cota_{min})}{L_p} \quad (12)$$

$$S_2 = \frac{(Cota_{min} + h)}{L_p} \quad (13)$$

$$h = \frac{A_t \cdot 2}{b} \quad (14)$$

$$S_3 = \left[\frac{\sum Li}{\sum \frac{Li}{\sqrt{D_i}}} \right]^2 \quad (15)$$

em que:

S_1, S_2, S_3 = declividade do álveo, $m \cdot m^{-1}$;

A_t = área formada entre a declividade do curso d'água com a abscissa, m^2 ;

h = altura do triângulo, m ;

L_i = distância real medida em linha inclinada, m;

D_i = declividade de cada trecho, m.

2.1.8 Altitude e declividade da bacia

De acordo com Castro & Lopes (2001), a altitude influencia a quantidade de radiação que ela recebe e, conseqüentemente, influencia a evapotranspiração, temperatura e a precipitação. Quanto maior a altitude da bacia, menor a quantidade de energia solar que o ambiente recebe e, portanto, menos energia estará disponível para esse fenômeno. Além do balanço de energia, a temperatura também varia em função da altitude; grandes variações na altitude ocasionam diferenças significativas na temperatura, que, por sua vez, também causa variações na evapotranspiração (TONELLO et al., 2006).

A declividade da bacia é um parâmetro de grande interesse hidrológico, especialmente para as bacias pequenas, nas quais o escoamento superficial será determinante na forma do hidrograma (LINSLEY et al., 1975). Isso ocorre porque a declividade é um dos fatores principais que regulam a velocidade desse escoamento. Além disso, a declividade vai ter grande influência no processo de erosão (BORSATO & MARTONI, 2004). Quanto mais íngreme for o terreno, mais rápido será o escoamento superficial, o tempo de concentração será menor e os picos de enchentes maiores.

2.1.9 Curva Hipsométrica

A curva hipsométrica representa a variação da elevação das áreas de uma bacia hidrográfica. Essa curva é obtida quando se acumula as áreas que estão acima ou abaixo de determinada altitude. Em outras palavras, representa o estudo da variação da elevação do relevo da bacia com referência ao nível médio do mar.

Essa curva é traçada lançando-se em sistema cartesiano a cota versus o percentual da área de drenagem com cota superior; para isto deve-se fazer a leitura planimétrica parceladamente. Os dados foram dispostos em quadro de distribuição de freqüência. De acordo com Borsato & Martoni (2004), curva hipsométrica é a representação gráfica das variações da altitude em relação à área da bacia.

Com a curva hipsométrica, é possível determinar a altitude média da bacia, altura média e altitude mediana, esta última corresponde à altitude superada pela metade da área da bacia. Segundo Wisler e Brater (1964), a altitude mediana é hidrologicamente mais representativa que a altitude média, e normalmente é menos elevada que esta última, embora a diferença seja quase sempre insignificante. Por meio da altitude mediana é possível determinar a altura média da seção de controle (AC), conforme relatado por Borsato (2005). Essa altura representa uma carga potencial hipotética a que estão sujeitos os volumes de excesso de chuva e constitui um fator que afeta o tempo que levariam as águas para atingir a seção de exutório, também chamada seção de controle (VILLELA & MATTOS, 1975). Portanto, quanto maior esse valor, maior a carga potencial e maior a velocidade que as águas teriam no seu percurso até a desembocadura. Com maior velocidade, a possibilidade de erosão ao longo das margens é maior, porém, dependerá em grande parte da sinuosidade do canal. A altura média (H_m) foi determinada subtraindo-se o valor da altitude média pela altitude mínima. A altura média da seção de controle (AC) foi obtida pela diferença entre a altitude mediana e a altitude do leito na seção de exutório (altitude mínima) (VILLELA & MATTOS, 1975).

A área sob a curva hipsométrica corresponde ao somatório dos intervalos de área por altitude, representa numericamente o volume de material rochoso existente sob a superfície erosiva atual até o nível da desembocadura do rio (RIFFEL, 2005). Essa área foi chamada por Strahler (1952) de integral hipsométrica.

2.1.10 Retângulo equivalente e índice de alongamento

O retângulo equivalente foi introduzido por hidrologistas franceses com o objetivo de comparar melhor a influência das características físicas da bacia sobre o escoamento (BORSATO, 2005). Consiste num retângulo com a mesma área da bacia, sendo as curvas de nível posicionadas de forma paralela ao seu lado menor, respeitando-se a hipsometria natural da bacia (VILLELA & MATTOS, 1975). Com o retângulo equivalente é possível ter uma noção melhor da distribuição de altitudes ao longo da área da bacia.

O retângulo equivalente também permite a análise da tendência a enchentes de uma bacia hidrográfica, uma vez que quanto mais retangular o seu formato, tanto

mais comprida e estreita será a bacia, e assim menor a possibilidade de uma chuva cobrir simultaneamente toda a sua área. De posse do índice de alongamento, pode-se fazer menção ao formato da microbacia; para valores superiores a 2, mais alongada será a microbacia.

Utilizando os conceitos de área, perímetro e coeficiente de compacidade, chegam-se às equações 16, 17 e 18, conforme Borsato & Martoni (2004):

$$L = \frac{K_c \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (16)$$

$$l_r = \frac{P}{2-L} \quad (17)$$

$$l_r = \frac{K_c \cdot \sqrt{A}}{1,128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,128}{K_c} \right)^2} \right] \quad (18)$$

em que:

L = lado maior do retângulo equivalente,

l_r = lado menor do retângulo equivalente.

De posse dos cálculos do retângulo equivalente, podemos obter o índice de alongamento pela equação 19:

$$K_L = L / l_r \quad (19)$$

em que K_L é o índice de alongamento.

2.1.11 Índice de rugosidade (HD)

O índice de rugosidade combina as qualidades de declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como número adimensional, que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (H) e a

densidade de drenagem (D_d). Dessa maneira, tem-se a equação 20, conforme Bertol et al. (2007).

$$HD = \Delta_a \cdot D_d \quad (20)$$

em que:

HD = Índice de rugosidade, adimensional;

Δ_a = amplitude altimétrica, Km;

De acordo com Epagri (1997), se a D_d aumenta, permanecendo o valor da Δ_a constante, a distância horizontal média entre a divisória e os canais adjacentes será reconduzida, acompanhada de aumento na declividade da vertente. Se o valor da Δ_a aumenta enquanto a D_d permanece constante, também aumentarão as diferenças altimétricas entre o interflúvio e os canais e a declividade das vertentes. Os valores extremamente altos do índice de rugosidade ocorrem quando ambos os valores são elevados, isto é, quando as vertentes são íngremes e longas. No tocante ao índice de rugosidade, pode acontecer que áreas com alta D_d e baixo valor da Δ_a sejam tão rugosas quanto áreas de baixa D_d e elevado Δ_a .

2.1.12 Coeficiente de rugosidade (CR)

O risco de degradação ambiental em bacias hidrográficas pode ser estimado pelo CR, obtido do produto entre a densidade de drenagem e a sua declividade média, conforme equação 21, de acordo com Baracuhy et al.(2003).

$$CR = H_{dm} \cdot D_d \quad (21)$$

em que:

CR = coeficiente de rugosidade, adimensional;

H_{dm} = declividade média, $m \cdot m^{-1}$.

Comparando resultados de CR, Campos (1997) determinou classes de risco de degradação resultando no uso potencial do solo para a agricultura, pecuária ou

reflorestamento, e observou que quanto maior CR, maior será o risco de degradação na microbacia.

O coeficiente de rugosidade direciona o uso potencial do solo em microbacias hidrográficas (ROCHA, 1997). A análise do CR, baseia-se em classes definidas por Pissarra et al. (2004). Dessa forma, as quatro classes (A, B, C e D); foram assim estipuladas: para a Classe A (solos apropriados para a agricultura) CR < 23; para a Classe B (solos apropriados para pastagens/pecuária) CR entre 23 e 43, inclusive; para a Classe C (solos apropriados para pastagem/reflorestamento) CR entre 44 e 63, e para a Classe D (solos apropriados para reflorestamento) CR > 63.

2.1.13 Razão de relevo (R_r)

Esta variável está relacionada com as variações topográficas da bacia. Indicativo da declividade média da microbacia (Politano & Pissarra, 2003), trata-se da relação entre a amplitude altimétrica e o comprimento axial da bacia, indicando que quanto mais elevado o valor de R_r, maior o desnível entre a cabeceira e a foz. Dessa forma, esse índice mede a declividade geral de uma bacia de drenagem e é um indicador da intensidade de erosão operando nas vertentes da bacia (STRAHLER, 1964). A relação de relevo pode ser definida pela equação 22 (ROSSI & PFEIFER, 1999).

$$R_r = \frac{\Delta_a}{L_{ax}} \quad (22)$$

em que R_r é a razão de relevo, adimensional.

Partindo do princípio de que quanto maior a razão de relevo, maior será a quantidade de água a escoar superficialmente e, conseqüentemente, maior será a velocidade da água no sentido do maior comprimento da bacia. Os dados fornecidos abaixo podem ser relativamente compartimentados, conforme a seguinte classificação apresentada por ROSSI & PFEIFER (1999):

- Razão de relevo baixa = 0,0 a 0,10;
- Razão de relevo média = 0,11 a 0,30;

- Razão de relevo alta = 0,31 a 0,60.

2.1.14 Razão de relevo relativo (Rrl)

Indicativo da movimentação topográfica obtido pela relação entre a amplitude altimétrica e o perímetro da bacia. A razão de relevo relativo pode ser obtida pela equação 23, conforme indicado por Pissarra et al.(2004).

$$Rrl = \frac{\Delta_a}{P} \quad (23)$$

em que Rrl é a razão de relevo relativo, adimensional.

2.1.15 Coeficiente de manutenção (C_m)

Este coeficiente representa a área de drenagem necessária em quilômetros quadrados, para sustentar um quilômetro linear de canal (Borsato & Martoni, 2004), indicando uma estimativa da área mínima que é exigida para que o canal de drenagem possa se implementar e desenvolver. É considerado como um dos índices mais importantes do sistema de drenagem (LANA, 2001).

O coeficiente de manutenção dos canais (C_m) foi proposto por Schumm (1956), citado em Borsato & Martoni (2004); Strahler (1964), como o inverso da densidade de drenagem, indicando que à medida que vai aumentando a dissecação do relevo, vai diminuindo a área disponível para o entalhamento de novos canais, ou seja, o coeficiente de manutenção indica a área média que permanece isenta de entalhes. A multiplicação por 1000 que aparece na equação 24 justifica-se para que o valor possa ser expresso em m²/m, ou seja, quantidade de área para cada metro de canal (COLLARES, 2000).

$$C_m = \left(\frac{1}{D_d} \right) \cdot 1000 \quad (24)$$

em que C_m é o coeficiente de manutenção, m² m⁻¹.

2.1.16 Fator topográfico

Segundo Morisawa (1962), citado por Collares (2000), o índice de circularidade, em combinação com a densidade hidrográfica e o gradiente do relevo deverá determinar o fator topográfico, que é o componente morfométrico da bacia de contribuição em processos de inundação. O fator topográfico (F_t) procura analisar as relações entre os parâmetros morfométricos das bacias hidrográficas, usando parâmetros hipsométricos e hidrológicos, com a finalidade de verificar a capacidade de escoamento superficial de uma bacia (TEIXEIRA & CRUZ, 2005). O fator topográfico é definido pela equação 25, conforme definido por Teixeira & Cruz (2005).

$$F_t = D_n \cdot I_c \cdot R_t \quad (25)$$

em que F_t é o fator topográfico, adimensional.

2.1.17 Textura topográfica (T_t)

Esta variável define o grau de entalhamento e dissecação do relevo, expressando o espaçamento entre canais de drenagens em mapas topográficos com curvas de nível. Utiliza-se a equação 26 para o cálculo da textura topográfica, conforme Collares (2000).

$$\log T_t = 0,219649 + 1,115 \log D_d \quad (26)$$

em que T_t é a textura topográfica.

Para retratar a textura topográfica, França (1968), propôs a seguinte classificação:

- $T_t < 4,0$: grosseira;
- $T_t 4,0 - 10,0$: média;
- $T_t > 10,0$: fina.

2.1.18 Razão de textura (T)

O padrão de drenagem individual de cada unidade representativa de solos inclui a frequência de rios, a densidade de drenagem e a razão de textura, sendo esta última a relação entre o número de segmentos de rios (N_t) e o perímetro da bacia (P). De acordo com Pissarra et. al. (2004), à medida que o relevo passa de suave ondulado para ondulado, os valores médios da razão de textura (T) aumentam refletindo num mesmo ambiente climático, condição em que a infiltração da água encontra maior dificuldade. O escoamento superficial é mais intenso e provoca, conseqüentemente, maior dissecação hídrica do terreno. A razão de textura pode ser obtida pela equação 27 (PISSARRA et. al., 2004).

$$T = \frac{N_t}{P} \quad (27)$$

em que:

T = razão de textura;

N_t = número de segmentos de rios.

Obedecendo-se a proposição de SMITH (1950) e a adaptação de FRANÇA (1968), a razão de textura pode ser classificada, onde para valores menores que 2,5 é classificada como grosseira, entre 2,5 e 6,2 média e acima de 6,2 como fina.

2.1.19 Coeficiente de torrencialidade (Ct)

Permite quantificar a tendência de uma bacia hidrográfica em relação à ocorrência de inundações, através da multiplicação da densidade hidrográfica pela densidade de drenagem. Tal tendência será tanto maior quanto maior for o valor do C_t , tendo este parâmetro grande importância em pequenas bacias, devido ao tempo de torrencialidade ser mais reduzido. O C_t pode ser obtido pela equação 28, conforme indicado por Candido (2007):

$$C_t = D_h \cdot D_d \quad (28)$$

em que C_t é o coeficiente de torrencialidade, adimensional.

2.1.20 Coeficiente de massividade (tg_a) e coeficiente orográfico (C_o)

Fournier (1960), citado por Feltran Filho & Lima (2007), partindo da curva hipsométrica determinou o coeficiente de massividade e o coeficiente orográfico. O coeficiente de massividade é a relação entre a altura média da bacia e a sua superfície, que corresponde ao coeficiente Oh/Om apresentado na Figura 3.

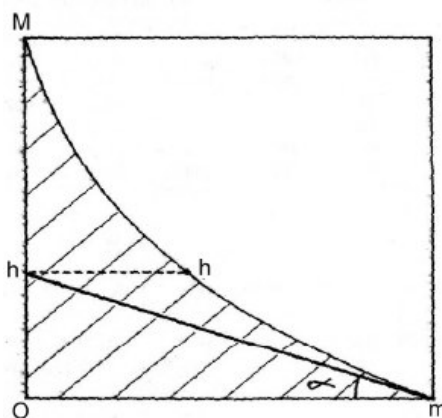


Figura 3 – Curva hipsométrica (Mm), integral hipsométrica (superfície Mom) e altura média (Oh). O comprimento Om representa, proporcionalmente, a área projetada da bacia, enquanto Mo representa a diferença altimétrica entre o ponto mais elevado da bacia e seu exutório. (Fonte: CRISTOFOLETTI, 1980).

O valor de tg_a corresponde à tangente do ângulo formado por essas duas medidas (CRISTOFOLETTI, 1980). Como o valor de Om será igual ao de OM, por tratar-se de parâmetros relativos, o coeficiente de massividade pode ser determinado pela divisão da altura média pela diferença entre a altitude máxima e a altitude mínima (amplitude) da bacia. Dessa forma, o valor do coeficiente de massividade nunca será superior a 1,0 e será igual ao valor da integral hipsométrica. Coeficientes de massividade abaixo de 0,5 correspondem a bacias com distribuição maior de terras baixas e coeficientes acima desse valor correspondem a bacias com maior distribuição de terras altas (BORSATO, 2005).

O coeficiente orográfico corresponde ao produto da altura média (valor absoluto em metros) pelo coeficiente de massividade. O coeficiente orográfico tenderá a variar de acordo com o coeficiente de massividade, uma vez que ele depende diretamente do seu valor e o da altura média, que também é utilizada para determinar o coeficiente de massividade. Porém, bacias com valores semelhantes

de coeficiente de massividade, poderão apresentar valores diferentes de coeficiente orográfico, dependendo da sua variação de altitude (amplitude).

A forma de apresentar o coeficiente de massividade adimensionalmente é representada pelo coeficiente orográfico (C_o). Para a determinação desses coeficientes, aplicam-se as equações 29 e 30, recomendadas por Borsato (2005).

$$tg_a = \frac{H_m}{\Delta_a} \quad (29)$$

em que:

tg_a = coeficiente de massividade, $m \ m^{-2}$;

H_m = Altura média da bacia, m.

$$C_o = H_m \cdot tg_a \quad (30)$$

em que C_o é o coeficiente orográfico, adimensional.

2.2 Propriedades Físicas do solo

O solo é um corpo natural complexo e dinâmico, resultante da atuação conjunta de muitos fatores de formação, como clima, organismos vivos, material de origem, relevo e tempo (SOUSA et al., 1999). Dependendo da intensidade de atuação ou da predominância de alguns desses fatores, são formados solos de diferentes características químicas e físicas. Durante a pedogênese, pode haver adição, remoção, transformação e translocação de elementos químicos do material original. Esses processos determinam, em maior ou menor intensidade, as características químicas e físicas dos solos, conferindo-lhes grande variabilidade, dependendo de onde estão situados (SOUSA et al., 1999).

Os solos agrícolas estão sujeitos a modificações em seus atributos físicos e químicos de acordo com o tipo de uso e sistemas de manejo adotados. Se os solos são degradados, mais recursos em termos de tempo, dinheiro e energia serão necessários para produzir alimentos, fazendo com que os objetivos de sustentabilidade na agricultura não sejam alcançados. Por outro lado, se a degradação do solo é revertida e sua qualidade é mantida ou melhorada pela

utilização de métodos de manejo adequados, a sustentabilidade agrícola pode ser uma realidade. Logo, entender e conhecer a qualidade do solo é imprescindível à definição de estratégias para um manejo sustentável sem comprometer sua qualidade no futuro (EFFGEN, 2006). Os atributos físicos, químicos e físico-hídricos do solo variam de um lugar para outro, apresentando continuidade espacial, dependendo do manejo adotado e das próprias características de origem do solo (GREGO et. al, 2005).

2.2.1 Textura, classe textural e análise granulométrica

A composição granulométrica ou a textura de um solo é expressa pelo percentual das várias partículas constituintes do mesmo, sendo de suma importância, visto que, entre outras, fornece informações sobre a gênese, natureza química, descontinuidade litológica, questões de manejo e conservação do solo (IBGE, 2005).

A textura do solo pode ser definida como sendo a proporção relativa dos diferentes grupos de partículas minerais primárias, agrupadas em função do tamanho em areia, silte e argila.

A areia compreende as partículas de dimensões diamétricas médias entre 2 e 0,05 mm, sendo constituída quase que essencialmente de quartzo, apresentando aspereza ao tato. Essa fração é considerada como responsável pelo aparecimento de macroporos e, portanto, pela aeração do solo. Todavia, retém pouca água e poucos nutrientes (ZIMBACK, 2003).

A fração silte compreende partículas cujos diâmetros variam entre 0,05 e 0,002 mm, sendo constituída, em sua maior parte, por quartzo e apresenta a sensação de serosidade (sensação de seda) ao tato. Promove o aparecimento de poucos poros, podendo causar adensamento do solo, além de reter pouca água e poucos nutrientes (ZIMBACK, 2003).

Finalmente, a argila consiste nas partículas com diâmetros inferiores a 0,002 mm, sendo constituída, em sua maior parte, por minerais. Apresenta sensação de untuosidade (sensação de talco) ao tato. Também promove a estruturação do solo,

fazendo com que ocorra o aparecimento de um alto volume de poros, principalmente de microporos, retendo muita água e muitos nutrientes (ZIMBACK, 2003).

Conforme Libardi et al. (1986), a textura constitui elemento fundamental para identificação e classificação de um solo, pois é um atributo que apresenta características físicas estáveis, sendo pouco dependente do uso e manejo. Sua variação é proveniente da própria formação do solo e modifica-se pouco por ação do intemperismo ao longo do tempo. Ainda conforme o autor, a classe textural de um solo pode ser indicativa do seu potencial de uso, pois, de maneira geral, solos argilosos apresentam elevada capacidade de troca catiônica (CTC), o que é garantia de bom suprimento nutricional às plantas e também elevada microporosidade, o que ajuda a aumentar a capacidade de retenção e armazenamento de água. Isso significa que os solos argilosos possuem tendência de levar mais tempo para esgotar a quantidade de água armazenada do que os arenosos, oferecendo boas condições de suprimento hídrico às plantas. No entanto, os primeiros podem apresentar baixa porosidade drenável e baixa macroporosidade, dificultando a aeração e o fluxo em direção aos aquíferos.

Carvalho Júnior (1995) relata a importância da granulometria (textura) para ditar o comportamento dos solos em relação à formação das camadas compactadas e/ou adensadas. Ainda conforme o autor, de posse das características granulométricas, pode-se ainda formar um diagnóstico geral das áreas agrícolas quanto à resistência à erosão, fertilidade e outras características.

2.2.2 Densidade do solo ou densidade aparente (Ds)

A densidade do solo (D_s), ou densidade aparente, é definida como a relação entre a massa de uma amostra de solo seco e a soma dos volumes ocupados pelas partículas e poros. Portanto, essa grandeza é expressa pelas seguintes unidades: g cm^{-3} , kg dm^{-3} e mg m^{-3} .

A D_s é uma propriedade física que reflete o arranjo das partículas do solo, que por sua vez define as características do sistema poroso. Dessa forma, todas as manifestações que influenciam a disposição das partículas do solo, refletem diretamente nos valores de D_s .

A densidade do solo pode apresentar valores variáveis para um mesmo solo, sendo influenciada diretamente, nas camadas superficiais, pelo tipo de manejo adotado (BUCKMAN & BRADY, 1989), podendo ser usada como medida quantitativa da compactação e/ou adensamento do solo. As camadas compactadas são consideradas um dos principais fatores de degradação do solo, haja vista que o aumento da densidade do solo restringe a infiltração de água, aumenta as taxas de erosão e reduz o desenvolvimento das culturas (EFFGEN, 2006).

A densidade aparente, em geral, aumenta com a profundidade do perfil devido às pressões exercidas pelas camadas superiores, provocando a compactação e reduzindo a porosidade. A movimentação de material fino dos horizontes superiores (eluviação) também contribui para a redução dos espaços porosos aumentando a densidade aparente dessas camadas.

A maioria das culturas é seriamente afetada em solos cuja densidade seja maior do que $1,5 \text{ g cm}^{-3}$, essencialmente por duas razões: a) falta de O_2 para a respiração das raízes, devido à baixa porosidade e má drenagem e, b) impedimento mecânico para o crescimento das raízes, limitando a zona de absorção de água e nutrientes. O valor de D_s correlaciona-se inversamente com a permeabilidade do solo e, como tal, constitui-se em importante indicativo da capacidade de armazenamento de água para as plantas, auxiliando ainda na determinação de práticas de conservação do solo e da água. A densidade é um importante atributo no estudo dos fluxos hidráulicos, fornecendo informações indiretas sobre estrutura, porosidade, armazenamento e condução de água (JUNQUEIRA JÚNIOR, 2006).

Não existem valores característicos de D_s para os diferentes grupos de solos, sendo comum se encontrar valores variando entre $0,90 \text{ g cm}^{-3}$ e $1,5 \text{ g cm}^{-3}$, dependendo da estruturação do solo. Os valores mais baixos estão associados a solos ou camadas de solos com estrutura granular, ao passo que os valores mais elevados estão associados à estrutura do tipo em blocos ou similar (IBGE, 2005).

De acordo com Sengik (2005), nos solos minerais, a densidade aparente varia de $1,10$ a $1,60 \text{ g cm}^{-3}$. A densidade dos solos orgânicos é comumente inferior a unidade, variando entre $0,60$ e $0,80 \text{ g/cm}^3$.

2.2.3 Densidade de partículas (Dp)

Também conhecida por densidade real, a densidade de partículas é a relação existente entre a massa de uma amostra de solo seco, denominada terra fina seca em estufa (TFSE) e o volume ocupado pelas partículas sólidas, sem considerar o espaço poroso entre elas. A densidade de partículas procura representar a verdadeira relação entre a massa do solo e seu volume, ou seja, representa o peso das partículas do solo e o volume ocupado exclusivamente pelas mesmas, independente de seu arranjo (IBGE, 2005). Portanto, essa grandeza é expressa pelas seguintes unidades: g cm^{-3} , kg dm^{-3} e mg m^{-3} .

Seu valor varia, em geral, entre 2,30 e 2,90 g cm^{-3} , sendo comumente tomado o valor médio 2,65 g cm^{-3} (KIEHL, 1979), isto porque os constituintes minerais predominantes nos solos são o quartzo, os feldspatos e os silicatos de alumínio coloidais, cujas densidades reais giram em torno desse valor.

A densidade de partículas é uma propriedade física bastante estável porque depende quase que exclusivamente da composição da fração sólida do solo. Portanto, a Dp será dependente tanto da proporção entre matéria orgânica e parte mineral, quanto da constituição mineralógica do solo. Segundo Sengik (2005), a presença de metais pesados e de óxidos de ferro aumenta o valor de Dp, enquanto que a matéria orgânica contribui para sua redução. Reichardt (1988) afirma que a densidade de partículas é pouco influenciada pelo manejo do solo e sua distribuição é simétrica para uma mesma classe de solo (LIBARDI et al., 1996).

A determinação da densidade de partículas do solo (Dp) possui grande relevância como indicativo da composição mineralógica, cálculo da velocidade de sedimentação de partículas em líquidos e determinação indireta da porosidade (FORSYTHE, 1975; citado por GUBIANI et al., 2006).

Conforme Sengik (2005), em mineralogia a densidade real auxilia na identificação dos minerais. Há expressões matemáticas em que se calculam volumes ou massa de sólidos. Como exemplo, tem-se a determinação da porosidade, da aeração, etc. A densidade real tem efeito indireto sobre o crescimento vegetal, pois representa a média ponderada da densidade real de todos os seus componentes minerais e orgânicos. Valores altos ou baixos estão ligados à presença de certos componentes minerais ou orgânicos.

2.2.4 Porosidade

A porosidade do solo é a fração volumétrica ocupada com ar e água, representando o local onde circulam a solução (água e nutrientes) e o ar. Portanto, esse é o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos da solução do solo (HILLEL, 1971).

O arranjo ou a geometria das partículas do solo determinam a quantidade e a natureza dos poros existentes. Como as partículas variam em tamanho, forma, regularidade e tendência de expansão pela água, os poros diferem consideravelmente quanto à forma, comprimento, largura e tortuosidade.

A formação da estrutura ou do arranjo espacial das partículas dá origem aos poros com importantes conseqüências para o comportamento físico do solo, tais como: percolação, difusão, resistência à penetração e penetração das raízes (EFFGEN, 2006). O conhecimento da porosidade do solo é importante para se ter idéia tanto de sua permeabilidade quanto da sua capacidade de retenção de água e de nutrientes.

As raízes podem se desenvolver com porosidade pouco acima de 10%, mas o ótimo está entre 20 e 30%. Pode-se melhorar a porosidade pela adição de matéria orgânica. O preparo do solo em condições ótimas de umidade pode melhorar a estrutura do solo e aumentar a sua porosidade.

A porosidade total (PT) do solo é composta por um arranjo de poros de vários tamanhos e formas, sendo dividida em macroporos (porosidade não capilar) e microporos (porosidade capilar).

Solos argilosos têm tendência a ter maior quantidade de microporos em relação aos macroporos, porém podem ter também grande quantidade de macroporos, dependendo da estruturação. Os solos que têm maior porosidade total são os argilosos, devido ao maior teor de argila coloidal, que contribui para formar agregados. Na prática não se encontram solos arenosos com porosidade superior a 30% e nem argilosos com porosidade superior a 60%. Solo com porosidade entre 60 e 80% ocorre somente em solos ricos em matéria orgânica.

Solos de textura fina possuem maior PT e seu alto volume de microporos confere boa retenção de água e menor drenagem. Apesar de um solo arenoso apresentar porosidade total relativamente reduzida, a movimentação da água e do ar

é mais rápida devido ao predomínio de macroporos, permitindo maior movimento da água e do ar (BUCKMAN & BRADY, 1989).

A macroporosidade é também chamada de porosidade de aeração, porque é a porosidade encontrada vazia, após ter ocorrido a percolação da maior parte da água gravitacional, marcando o momento em que o ar passa a ocupar os poros não capilares. A macroporosidade tem importante papel em muitos fatores do solo, como o movimento de água e solutos (BOLMA, 1991).

Kiehl (1979) considera $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ como sendo o volume de macroporos que correspondem ao limite crítico necessário para manter as condições satisfatórias de trocas gasosas e drenagem. Já Alvarenga (1993) afirma que a macroporosidade não deve ficar aquém de 10 a 12% do volume do solo, para que o crescimento de raízes e de microorganismos não seja comprometido.

2.2.5 Argila dispersa em água (ADA)

Das três classes de partículas primárias do solo, a argila é a mais importante para a estabilidade dos agregados (RUSSEL, 1973). A fração argila exerce domínio sobre o comportamento do solo em virtude de sua pequena dimensão, de sua significativa superfície específica e da presença de cargas negativas permanentes.

Quando uma partícula seca de argila é umedecida com água, há interação entre as moléculas de água e a superfície das argilas. Algumas moléculas são adsorvidas pela superfície das argilas por pontes de hidrogênio, enquanto outras são adsorvidas pelos íons presentes. Assim ocorre a hidratação de íons, que resulta, em alguns casos, na dissociação de íons e argilas. Os cátions têm maior capacidade de adsorção de água e, conseqüentemente, maior resistência à dispersão, de acordo com seu número de cargas e tamanho. Quanto mais cargas, menor o tamanho do cátion, ou seja, quanto maior a densidade de cargas, maior a resistência à dispersão (RUSSEL, 1973). A resistência à dispersão também é influenciada pelo diâmetro do cátion hidratado, isto é, quanto menor o diâmetro, menor a probabilidade de dispersão, porque cátions hidratados de menor diâmetro são adsorvidos com maior força pela superfície das argilas (RENGASAMY et al., 1986).

O aumento da ADA está diretamente relacionado com o decréscimo da infiltração de água nos latossolos brasileiros (ROTH et al., 1991). Além disso, a grande mobilidade da ADA pode prover meios para o transporte de substâncias pouco solúveis por distâncias imprevisíveis (BERTSCH & SEAMAN, 1999).

As funções do solo no ambiente, como filtragem da água percolante, imobilização e transformação de substâncias, são bastante dependentes do estado de agregação dos solos. Conseqüentemente, a desagregação e a dispersão da argila causam grande impacto ambiental, já que o rompimento de agregados pode liberar, além da ADA, nutrientes, biocidas usados na agricultura, etc (AZEVEDO & BONUMÁ, 2004).

2.2.6 Grau de flocculação (GF)

O grau de flocculação indica a porcentagem de argila flocculada em relação à argila total do solo. Portanto, indica quanto da fração argila se encontra flocculada naturalmente (CAMARGO et al., 1996).

Essa é uma característica física particularmente importante na diferenciação de solos da classe dos Latossolos, já que estes geralmente apresentam microagregação forte (DAMIN, 2005). O grau de flocculação tomado como indicador das condições de estabilidade dos agregados do solo expressa suas condições de estruturação e sua maior ou menor resistência à erosão. Segundo Centurion (2004), promover o maior grau de flocculação é promover a melhoria das propriedades físicas do solo.

Gavande (1972) relata que a flocculação é importante para solos argilosos devido à formação de agregados estáveis, sendo influenciada pelos íons presentes no solo e a dupla camada difusa. O fenômeno da dispersão-flocculação é influenciado pela matéria orgânica do solo, que afeta o desenvolvimento da estrutura e relaciona-se com o balanço das cargas elétricas (GOMES et al., 1994).

2.2.7 Curva de retenção de água no solo

A curva de retenção consiste na relação entre a umidade do solo e a força (tensão) com que este retém a água. Em outras palavras, é a relação funcional entre umidade do solo e o seu potencial matricial (DOURADO NETO et al., 1990). A curva característica é geralmente determinada em laboratório e, de preferência com o uso de amostras indeformadas (COUTO & SANS, 2002).

Como o próprio nome indica, é típica para cada solo, variando de acordo com suas características físicas, químicas e mineralógicas. Segundo Beutler et al. (2002), os atributos do solo com influência mais marcante são a classe textural, o conteúdo de matéria orgânica, o grau de compactação, a classe de solo, a geometria dos poros e outras propriedades físicas.

A retenção de água é primariamente dependente da distribuição do tamanho das partículas do solo, estrutura, mineralogia e matéria orgânica; numa segunda consideração, o uso e o manejo do solo estarão afetando a retenção e o seu conteúdo de água (GONZALES & ALVES, 2005). Podem ser considerados dois processos básicos que explicam a retenção de água pelo solo: a) capilaridade – ocorre nos microporos com diâmetro menor que 30 μm , sendo mais importante em maiores umidades e mais influenciada pela estrutura e; b) adsorção – ocorre nas superfícies das partículas sólidas, sendo mais importante em menores teores de água e mais influenciada pela textura e superfície específica do solo (HILLEL, 1971; REICHARDT, 1990; LIBARDI, 1995).

A curva de retenção é considerada fundamental para os estudos relacionados com o balanço e disponibilidade de água às plantas, com a dinâmica da água e solutos, com a infiltração, irrigação e drenagem (TORMENA & SILVA, 2002).

2.2.8 Resistência à penetração (RP)

Segundo Mainieri (2005), do ponto de vista prático, existe muita dificuldade em se caracterizar e quantificar a compactação dos solos, de modo que se possa indicar ao agricultor o momento em que ele deve proceder algum tipo de intervenção. Uma das formas de se caracterizar e quantificar a compactação é

através da técnica de penetrometria com penetrômetros dinâmicos (de impacto) e estáticos (velocidade de penetração constante). A resistência à penetração (RP) do cone do penetrômetro no solo está relacionada com a resistência à penetração radicular e, portanto, associada com restrições do crescimento das plantas.

Penetrômetros são, portanto, aparelhos destinados a determinar a resistência do meio no qual penetram, através dos quais pode-se quantificar e monitorar a compactação para um manejo adequado dos solos. No entanto, a resistência dos solos medida por penetrômetros está correlacionada com a densidade do solo e é função também do teor de umidade. Além da umidade, outros parâmetros como a textura e o teor de matéria orgânica podem influenciar na medida de RP.

Por isso, é necessário que sejam feitas medidas da umidade do solo quando da determinação da resistência. Entretanto, grande parte dos trabalhos para estudo da compactação dos solos se baseia em curvas de compactação determinadas em laboratório, o que propicia um maior controle das condições que interferem nos resultados de resistência, uma vez que a técnica de penetrometria convencional não dispõe de métodos para a obtenção simultânea da resistência e umidade (MANIERI, 2005).

Camargo (1983) aponta uma série de cuidados que devem ser observados para evitar que as medidas com esse equipamento não sejam invalidadas, como por exemplo, a influência na resistência à penetração (RP) da textura do solo, da umidade, e do tipo de equipamento, uma vez que penetrômetros diferentes em solos iguais resultam em medidas diferentes de RP.

A resistência do solo à penetração, associada à sua compactação e textura, pode restringir o movimento de água, gases e nutrientes. Assim, seu monitoramento periódico em áreas agrícolas é uma forma prática de se determinar o grau de compactação e a condição de penetração das raízes no solo (EFFGEN, 2006).

Canarache (1990) sugere que valores acima de 2,5 MPa começam a restringir o pleno desenvolvimento das plantas. Segundo Hamblin (1985), o processo de desagregação do solo pode causar impedimento ao crescimento das raízes das plantas e ao movimento da água no perfil do solo, limitando, assim, a produtividade das culturas. Os níveis críticos de resistência do solo à penetração para o

crescimento das plantas são variáveis conforme o tipo de solo e a espécie cultivada. A resistência do solo à penetração das raízes é um dos atributos físicos do solo que influenciam diretamente o desenvolvimento das culturas, constituindo uma determinação importante, rápida e fácil, podendo ser utilizada para orientar o manejo e o controle da qualidade física do solo (EFFGEN, 2006). De acordo com Araújo et al. (2004), a resistência do solo à penetração é diretamente proporcional à densidade e inversamente proporcional à sua umidade.

2.2.9 Infiltração de água no solo

A infiltração determina o balanço de água na zona radicular, por isso, o conhecimento desse processo e suas relações com as propriedades do solo são de fundamental importância para o eficiente manejo do solo como da água; seu conhecimento também fornece subsídios para o dimensionamento de reservatórios, estruturas de controle de erosão, de inundação, canais, sistemas de irrigação e drenagem (BRANDÃO et al., 2002). É também fator determinante da disponibilização de água para as culturas e da recarga dos aquíferos subterrâneos (CECÍLIO et al., 2003).

A velocidade de infiltração é definida como o volume de água que penetra a unidade de superfície por unidade de tempo (CICHOTA et. al., 2003). A taxa de infiltração tem importância agrônômica pelo seu papel na formação de enxurrada, agente erosivo e determinação de taxas viáveis de irrigação. De acordo com Cichota et. al (2003), em virtude da alta variabilidade espacial, existem muitas dúvidas quanto à adequação de experimentos para determinar a velocidade de infiltração de água no solo, especialmente quanto ao número de repetições e distância entre estas. Segundo Reichardt (1990), o conhecimento dessa variável é imprescindível para a elaboração de um projeto de irrigação com objetivo de obter maior rendimento das culturas.

A recomendação corrente é que a determinação da velocidade de infiltração básica seja executada *in situ*, de forma mais representativa e precisa possível. Contudo, dada a grande variabilidade espacial dos solos, a observância dessa recomendação tem tornado essa determinação uma tarefa das mais laboriosas e cujos resultados se acham envoltos por muitos questionamentos (SALES et

al.1999). A determinação da infiltração tem sido amplamente estudada e ainda não existe um parecer geral sobre qual é o melhor método para sua determinação. Entre as propriedades físicas do solo, a infiltração é uma das mais importantes quando se estudam fenômenos que estão ligados ao movimento de água. Os resultados obtidos são ainda grandemente dependentes do método utilizado para sua determinação, apresentando todos eles problemas se utilizados para múltiplos fins.

2.2.10 Teor de matéria orgânica (M.O.)

A matéria orgânica do solo pode ser definida, em sentido amplo, como organismos vivos, resíduos de plantas e animais em decomposição, que variam consideravelmente em estabilidade, susceptibilidade ou estágio de alteração. Nos solos tropicais, os atributos físico-químicos da matéria orgânica são essenciais para a manutenção da saúde dos ecossistemas dos quais fazem parte. A presença da matéria orgânica no solo reduz a compactação e erosão hídrica, pois atenua o efeito do impacto das gotas de chuva sobre o solo. O aumento de sua quantidade no solo altera a distribuição de poros, facilitando a infiltração de água, criando condições favoráveis ao desenvolvimento da macro e microfauna, além de aumentar a capacidade de retenção, armazenamento e recarga dos aquíferos, proporcionando menores oscilações das vazões das nascentes no decorrer dos anos hidrológicos (MORAES et al.,2002).

O aumento do teor de matéria orgânica ocasiona uma diminuição da densidade do solo e aumento da porosidade e, conseqüentemente, maior capacidade de infiltração de água no solo.

O teor de matéria orgânica sofre influência direta do tipo de manejo empregado no uso e ocupação das terras além da declividade do terreno (JUNQUEIRA JÚNIOR, 2006).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da área estudada

A área em estudos consiste em uma microbacia hidrográfica localizada na sub-bacia do Rio Alegre, pertencente à bacia hidrográfica do Rio Itapemirim (Figura 4). A microbacia está totalmente localizada dentro do município de Alegre, Sul do Estado do Espírito Santo (Figura 5), com latitude máxima de $-20,75^\circ$, mínima de $-20,76^\circ$ e longitude de $-41,53^\circ$ e $-41,52^\circ$, estando nas proximidades do perímetro urbano da cidade de Alegre, conforme ilustra a Figura 6.

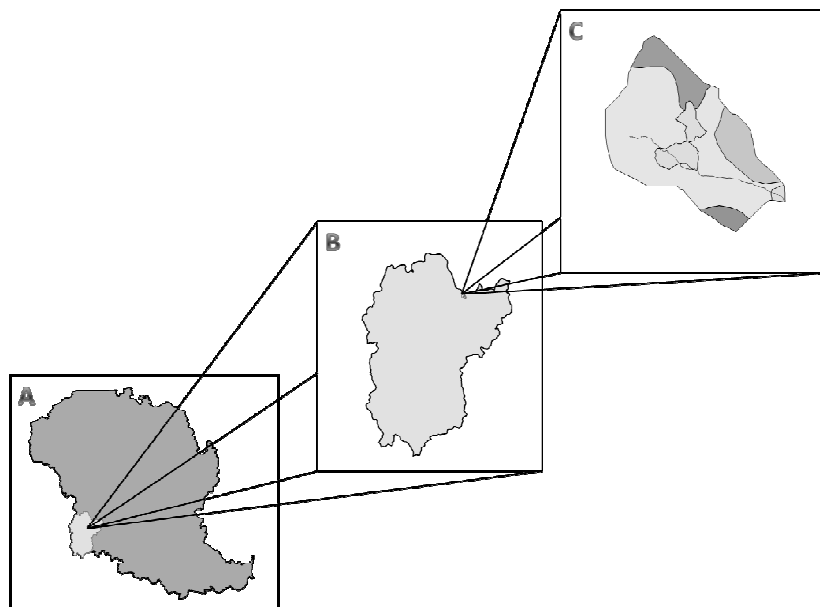


Figura 4 - Localização da microbacia em estudos (C) dentro da sub-bacia hidrográfica do Rio Alegre (B), pertencente à bacia hidrográfica do Rio Itapemirim (A).

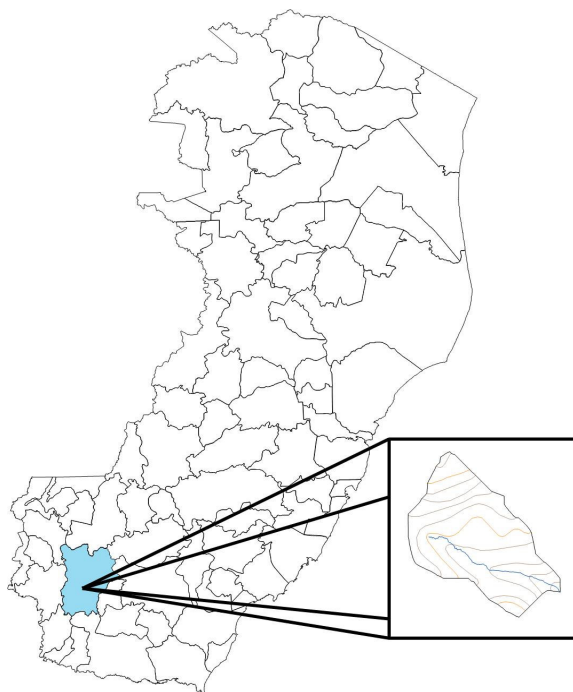


Figura 5 – Localização geográfica da área de estudo, no município de Alegre-ES.

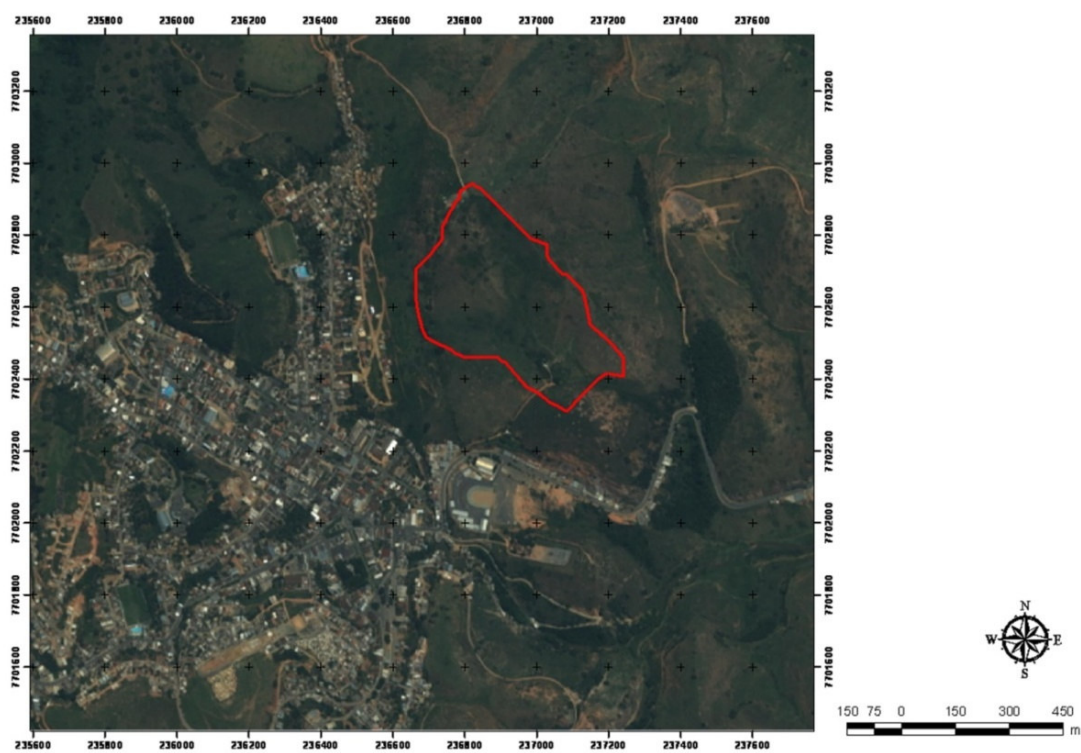


Figura 6 – Imagem do satélite IKONOS (12/2002); resolução espacial de 4m; projeção UTM, Datum SAD69 fuso 24S. ilustrando a posição da microbacia em estudo, nas proximidades da cidade de Alegre – ES.

O clima da região Sul do Espírito Santo se enquadra no tipo CWa (Clima de inverno seco e verão chuvoso), de acordo com a classificação de Köppen. É caracterizado por apresentar variação climática, principalmente no sentido leste-oeste, ou seja, de baixa altitude (áreas litorâneas) para altitudes elevadas (áreas serranas) (SANTOS, 1999). A topografia é caracterizada por um relevo bastante acidentado, intercalada por reduzidas áreas planas. Ao longo da região predominam áreas de pastagem, com escassos remanescentes florestais nativos, localizados principalmente nos topos dos morros.

Nas Figuras 7a, 7b e 7c, são apresentadas vistas parciais da microbacia hidrográfica experimental analisada no presente estudo. Historicamente, a ocupação agrícola da microbacia se deu em 1960 com a implantação da cafeicultura em substituição à mata nativa. A partir da década de 80 a cafeicultura cedeu lugar para as pastagens (criação de gado). Atualmente a propriedade ainda mantém áreas com pastagem com pouco pastoreio, possuindo também plantio de eucalipto e áreas de mata em regeneração.



Figuras 7a, 7b e 7c - Vistas parciais da microbacia hidrográfica experimental.

3.2 Delimitação da microbacia hidrográfica e espacialização dos tipos de uso do solo

A delimitação da microbacia hidrográfica se deu por meio da utilização de Sistemas de Informações Geográficas (SIG). Para tanto, primeiramente foi necessária a obtenção de cartas topográficas da área em estudo. O mapa digital de curvas de nível foi gerado a partir da digitalização da carta disponibilizada pelo Instituto de Defesa Agropecuária e Florestal do Espírito Santo (IDAF-ES), com escala de 1:10000, por meio de mesa digitalizadora, com o auxílio do software CartaLinx.

As etapas que se seguiram foram realizadas em ambiente SIG, no software ArcGIS 9.2[®]. Utilizou-se pixel de 1X1 m para a confecção de todos os mapas. Realizou-se a interpolação dos valores altimétricos das curvas de nível para a obtenção do modelo numérico do terreno (MNT). Realizada a interpolação, foi necessário promover a eliminação das distorções da grade de interpolação a fim de tornar o MNT hidrologicamente consistente. Tal procedimento consistiu na correção da imagem gerada por meio do preenchimento de depressões ou eliminação de picos gerados na interpolação, que poderiam afetar a análise hidrológica. Este procedimento foi realizado em ambiente SIG, no software ArcGis 9.2[®], por meio da utilização do comando *Fill*, no módulo *Hydrology*.

Elaborou-se um mapa do fluxo de escoamento, após a correção do modelo numérico do terreno, a partir do comando *Flow Direction*, na guia *Hydrology*. A determinação do escoamento foi feita para cada célula que compõe o MNT. A direção de fluxo foi representada pelos códigos 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 e 128, conforme a Figura 8. Após a determinação da direção de fluxo, foi determinado o fluxo acumulado, a partir do comando *Flow accumulation* na guia *Hydrology*.

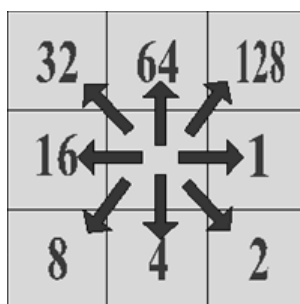


Figura 8 – Representação das direções de escoamento usando SIG.

Finalmente, a microbacia foi digitalmente delimitada com o uso do software através do comando *basin* na guia *hydrology*, para tanto foi utilizado o modelo de direção de fluxo de escoamento como referência.

Gerou-se também o mapa do sombreadamento ou de iluminação da topografia, a partir do MNT, com o uso do comando *Hillshade* na guia *Surface Analysis*. Conferiu-se o aspecto tridimensional do MNT por meio da utilização da estrutura de grade triangular ou TIN, a partir do comando *Create TIN From Features*, na guia *3D Analyst*.

Foi necessário criar um mapa digital representativo das declividades da superfície da microbacia. Para sua geração foi utilizado o MNT hidrologicamente consistente como imagem de entrada. Dessa forma a declividade foi classificada em seis intervalos distintos sugeridos por EMBRAPA (1979): 0-3% (relevo plano), 3-8% (relevo suavemente ondulado), 8-20% (relevo ondulado), 20-45% (relevo fortemente ondulado), 45-75% (relevo montanhoso) e maior que 75% (relevo fortemente montanhoso). Essa operação foi realizada após a reclassificação das classes de declividade com base em uma tabela gerada para esse propósito. Para a elaboração do mapa de declividades utilizou-se o comando *Slope* na guia *Surface Analysis*.

O mapa de orientação ou exposição do terreno foi realizado a partir do comando *Aspect* na guia *Surface Analysis*. Para sua confecção foi utilizado, como imagem de entrada, o MNT. Na Figura 9, estão indicadas as posições convencionais das classes de exposição do terreno junto com o valor atribuído a cada um.

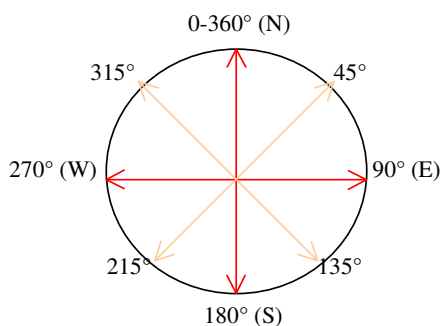


Figura 9 – Representação esquemática das classes de exposição do terreno.
(Fonte: SANTOS, 2007)

A partir de expedições à microbacia, foram evidenciados cinco diferentes tipos de usos do solo (feições), a saber:

- pastagem de *Brachiaria decumbens* para pastoreio de poucos animais, possui declividade máxima de 94,23% e declividade média de 36,56%, doravante denominada “Sítio 1” (S1) (Figura 10);



Figura 10 – Feição denominada de Sítio 1.

- pastagem abandonada com formações arbustivas esparsas e capim-gordura (*Melinis minutiflora*), sem pastoreio, com declividade máxima de 51,44% e declividade média de 35,81%, doravante denominada “Sítio 2” (S2) (Figura 11);



Figura 11 – Feição denominada de Sítio 2.

- área com plantio de eucalipto em espaçamento 3 x 2 metros, com idade de aproximadamente quatro anos, localizada nas proximidades do divisor de águas da microbacia, com declividade máxima de 36,77% e declividade média de 41,36%, doravante denominada “Sítio 3” (S3) (Figura 12);



Figura 12 – Feição denominada de Sítio 3.

- área florestal com nível secundário de regeneração, localizada nas proximidades dos divisores de água da microbacia, com declividade máxima de 82,0% e declividade média de 53,0%, doravante denominada “Sítio 4” (S4) (Figura 13); e



Figura 13 – Feição denominada de Sítio 4.

- área florestal com nível primário de regeneração, ocupada basicamente por uma única espécie (Figura 14a), localizada próxima ao curso d’água da microbacia, com declividade máxima de 41,67% e declividade média de 28,66% doravante denominada “Sítio 5” (S5) (Figura 14b);



Figuras 14a e 14b – Feição denominada de Sítio 5.

A delimitação das áreas ocupadas por cada uma das cinco feições foi realizada percorrendo-se todo o perímetro destas com GPS geodésico estático, modelo GTR-A, juntamente com seu receptor (GTR1), fabricado pela TechGeo®. Os parâmetros digitalizados foram convertidos para o formato *Shapefile*, tornando possível sua edição no software ArcGIS, utilizado neste estudo.

3.3 Caracterização morfométrica da microbacia

Foram medidas e/ou calculadas as seguintes características morfométricas da microbacia:

- Área de drenagem (A);
- Perímetro da microbacia (P);
- Coeficiente de compacidade (Kc) – equação 1;
- Fator de forma (Kf) – equação 2;
- Razão de alongação (Re) – equação 3;
- Índice de circularidade (Ic) – equação 4;
- Índice entre o comprimento e a área da bacia (ICO) – equação 5;
- Densidade de drenagem (D_d) – equação 7;
- Densidade hidrográfica (D_h) – equação 8;

- Extensão média do escoamento superficial (I) – equação 9;
- Sinuosidade do curso d'água principal (SIN) – equação 10;
- Índice de Sinuosidade (I_s) – equação 11
- Declividade de Álveo;
 - S1 – equação 12;
 - S2 – equação 13;
 - S3 – equação 15;
- Maior lado do retângulo equivalente – equação 16;
- Menor lado do retângulo equivalente – equação 17 ou 18;
- Índice de alongamento (KI) – equação 19;
- Índice de rugosidade (HD) – equação 20;
- Coeficiente de rugosidade (CR) – equação 21;
- Razão de relevo (Rr) – equação 22;
- Razão de relevo relativo (Rrl) – equação 23;
- Coeficiente de manutenção do canal (C_m) – equação 24;
- Fator topográfico (Ft) – equação 25;
- Textura topográfica (Tt) – equação 26;
- Razão de textura (T) – equação 27
- Coeficiente de torrencialidade (Ct) – equação 28;
- Coeficiente de massividade (tg_a) – equação 29;
- Coeficiente orográfico (Co) – equação 30;
- Declividade média, mínima e máxima;
- Curva hipsométrica e a Integral Hipsométrica;
- Altitude mínima, média e máxima;
- Comprimento do curso d'água principal (L);
- Comprimento do talvegue do curso d'água principal (Lt).

Para tais cálculos, algumas características físicas básicas foram extraídas dos mapas da microbacia hidrográfica.

A área, juntamente com o perímetro, foram determinados com o auxílio de rotinas específicas do software ArcGis 9.2[®]. O comprimento total do curso d'água foi obtido através da marcação de pontos ao longo do curso d'água, desde a nascente até a seção de referência (seção exutória), por meio de um GPS geodésico, sendo

esses pontos posteriormente exportados para o software Util 2.0 e em seguida trabalhados no EzSurv Post Processor 2.07, para a estruturação da rede de drenagem numérica. O comprimento do talvegue foi obtido por meio do programa computacional ArcGis 9.2[®] a partir do comando *measure* na guia *tools*. O mesmo comando foi utilizado para a determinação do comprimento axial da bacia.

Os dados referentes à declividade mínima, média e máxima foram obtidos a partir do mapa de declividades. Os dados referentes à altitude média, mediana, máxima e mínima foram determinados a partir do MNT para gerar a curva hipsométrica.

A curva hipsométrica foi traçada a partir da metodologia apresentada em Vilella e Mattos (1975), baseada na divisão da bacia em regiões com altitudes variando em faixas pré-estabelecidas e na determinação de suas áreas. Para tanto, a Tabela 1 foi preenchida da seguinte forma: 1^o) definiu-se os intervalos de classes de altitudes (cotas) de 20 em 20 metros (coluna “Cotas (m)”); 2^o) calculou-se a altitude (cota) média de cada intervalo de classe pré-estabelecido (coluna “Ponto Med (m)”); 3^o) determinou-se quais as áreas da bacia que possuem altitudes dentro das faixas de variação de cotas pré-estabelecidas (coluna “Área (Km²)”); 4^o) calculou-se a área da bacia com altitude superior à altitude mínima de cada limite de classe (coluna “Área Acum (Km²)”); e 5^o) calculou-se qual o percentual da área da bacia ocupada por cada uma das áreas acumuladas (coluna “% Acum”).

Tabela 1 – Curva Hipsométrica da microbacia hidrográfica

Cotas (m)		Ponto Med (m)	Área (Km²)	Área Acum (Km²)	% Acum
420	440	430	0,0014	0,0014	0,7068
400	420	410	0,0079	0,0092	4,8184
380	400	390	0,0068	0,0160	8,3526
360	380	370	0,0085	0,0245	12,7916
340	360	350	0,0108	0,0353	18,4481
320	340	330	0,0245	0,0599	31,2617
300	320	310	0,0346	0,0945	49,3397
280	300	290	0,0358	0,1303	68,0604
260	280	270	0,0396	0,1699	88,7571
240	260	250	0,0149	0,1848	96,5171
220	240	230	0,0055	0,1903	99,3784
201	220	210,5	0,0012	0,1915	100,0000
Total			0,1915		

Finalmente, os dados das colunas “% Acum” e das cotas mínimas de cada intervalo de classe foram utilizados no traçado da curva hipsométrica.

Para o cálculo da Integral hipsométrica (IH), foram seguidos os passos conforme metodologia abaixo, recomendada por Cabral et al. (2008) e digitalizadas as áreas das bacias compreendidas entre a primeira curva de nível e a linha do divisor de águas na sua parte mais alta e, a seguir, as áreas projetadas (a) correspondentes a cada curva e sua subsequente (Tabela 2). Foram estabelecidas as relações de cada área projetada com a área total da bacia (a/A). Esses valores são representados no eixo das abscissas (X) e as altitudes relativas (h/H) no eixo das ordenadas (Y), sendo H a amplitude altimétrica e h a altitude relativa entre as curvas. O valor da integral hipsométrica de cada bacia hidrográfica é obtido planimetrando-se as áreas delimitadas pela parte inferior das curvas e os eixos “X” e “Y”.

Tabela 2 – Valores necessários para o cálculo da Integral Hipsométrica

Cota	h	a (m ²)	A (m ²)	a/A	h/H	IH
200	0	1190,18	191471,39	1,000	0,000	
220	20	5478,50	190281,21	0,994	0,083	0,08307
240	40	14858,29	184802,72	0,965	0,167	0,08162
260	60	39628,22	169944,42	0,888	0,250	0,0772
280	80	35844,80	130316,20	0,681	0,333	0,06534
300	100	34614,13	94471,40	0,493	0,417	0,04892
320	120	24534,48	59857,27	0,313	0,500	0,03358
340	140	10830,44	35322,78	0,184	0,583	0,02071
360	160	8499,48	24492,34	0,128	0,667	0,01302
380	180	6767,00	15992,87	0,084	0,750	0,00881
400	200	7872,47	9225,86	0,048	0,833	0,00549
420	220	1353,39	1353,39	0,007	0,917	0,0023
440	240	0,00	0,00	0,000	1,000	0,00029
						0,4

Para o cálculo da declividade média do curso d'água principal da microbacia, realizado de acordo com a metodologia da declividade equivalente constante (S3), foi necessário traçar o perfil longitudinal deste curso.

O cálculo de S3 foi feito preenchendo a Tabela 3, da seguinte forma: 1º) dividiu-se o curso d'água em diversos trechos, a partir do MNT; 2º) na coluna 1, anotaram-se as cotas relativas aos pontos de início de cada trecho, iniciando-se da foz e partindo em direção à nascente do rio; 3º) preencheu-se a coluna 2 com a extensão horizontal de cada trecho do rio, em metros; 4º) a coluna 3 foi preenchida com a extensão horizontal de cada trecho (coluna 2) em quilômetros; 5º) na coluna 4 constaram as extensões horizontais acumuladas, isto é, as distâncias horizontais do fim de cada trecho até a foz do rio, em quilômetros; 6º) na coluna 5 foram calculadas as declividades de cada trecho do curso d'água, dividindo-se a diferença de altitude (em metros) pela extensão horizontal (em metros) de cada trecho; 7º) a coluna 6 foi preenchida com a raiz quadrada das declividades de cada trecho; 8º) na coluna 7 constaram as extensões inclinadas, em quilômetros, de cada trecho do rio; 9º) os valores da coluna 8 foram calculados dividindo-se os valores da coluna 7 pelos da coluna 6; 10º) a declividade equivalente constante (S3) foi calculada pela equação 15, dividindo-se o somatório dos valores da coluna 7 pelo somatório dos valores da coluna 8.

Tabela 3 – Valores estatísticos necessários para o cálculo das declividades S1, S2 e S3

Cota (m)	Distância (m)	Distância (Km)	Dist. acum. (Km)	Decliv. segmento (m / m)	Raiz decliv.	Distância real (Km)	Dist. real / Raiz decliv
200	0		0				
220	43,71	0,044	0,044	0,458	0,676	0,048	0,071
240	88,42	0,088	0,132	0,226	0,476	0,091	0,191
260	153,69	0,154	0,286	0,130	0,361	0,155	0,430
280	170,93	0,171	0,457	0,117	0,342	0,172	0,503
290	96,39	0,096	0,553	0,104	0,322	0,097	0,301
						0,563	1,495

3.4 Atributos físicos dos solos avaliados

Nas áreas com cada um dos tipos de uso do solo evidenciados na microbacia hidrográfica do presente estudo, foram coletadas amostras deformadas e indeformadas para determinação das seguintes características físicas: a) análise granulométrica, b) densidade do solo (método do anel volumétrico), c) densidade de partículas, d) argila dispersa em água, e) grau de floculação, f) porosidade total, g) macroporosidade, h) microporosidade, i) curva de retenção de água no solo, j) teor de matéria orgânica, k) velocidade de infiltração básica, l) resistência à penetração, m) classificação físico-hídrica do solo, e n) classificação do grupo hidrológico do solo.

As análises físicas do solo foram realizadas no laboratório de solo pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES).

Para fugir do problema de analisar a dependência espacial, como sugerido por Cichota et al. (2003), foi empregado o método no qual utiliza a área considerada como homogênea para a realização das coletas.

Em campo foram realizadas determinações da velocidade de infiltração de água no solo (Método dos Anéis concêntricos) e resistência à penetração.

A análise estatística para as características teor de matéria orgânica, areia grossa, areia fina, silte, argila, argila dispersa em água, grau de floculação, densidade do solo, densidade de partículas e velocidade de infiltração básica foi

submetida ao teste de Tukey ao nível de 5% de probabilidade, com três repetições para cada feição analisada, visando averiguar se há diferença entre esses atributos para os cinco tratamentos analisados.

Os valores obtidos para a determinação do grau de compactação do solo, realizado a partir do teste de penetração, foram submetidos num delineamento inteiramente casualizado, distribuído num esquema fatorial 5X3, com 4 repetições.

Os valores referentes à porosidade total, macroporosidade e microporosidade foram submetidos ao teste de Tukey ao nível de 5% de significância, com quatro repetições.

Os valores referentes à curva de retenção, ponto de murcha permanente, capacidade de campo e água disponível foram obtidos a partir de uma amostra composta oriunda da coleta de três amostras, representando três repetições.

3.4.1 Textura, classe textural e análise granulométrica

A textura ou granulometria das amostras foi determinada pelo método da pipeta, conforme EMBRAPA (1997). As amostras foram coletadas em campo com o auxílio de um trado tipo holandês, acondicionadas em sacos plásticos e secas ao ar por um período mínimo de quarenta e oito horas. Após esse período, foram destorroadas e passadas pela peneira com malha de 2 mm, obtendo-se a terra fina seca ao ar (TFSA), numa quantidade de 20 g.

Para o solo de cada feição, uma quantidade de 20 g de TFSA foi pesada e adicionada a 100 mL de água destilada e 10 ml de NaOH a 1 mol L⁻¹, que após agitação de um minuto com bastão de vidro, foi deixada em repouso por 12 horas.

Os teores de areia grossa (AG), areia fina (AF), silte (SLT) e argila total (ARG) foram determinados em cada amostra de solo. Para a realização da análise granulométrica, utilizou-se a agitação mecânica lenta (12000 rpm) e o NaOH a 1 mol L⁻¹ como agente dispersante químico. A amostra foi transferida para o copo de 300 ml do agitador, cujo volume foi completado com água destilada. Toda a suspensão foi passada através de peneiras de malha 0,210 e 0,053 mm, uma sobre a outra, para a obtenção de areia grossa e areia fina, estas foram transferidas para uma proveta de 1000 ml cujo volume foi completado com água destilada. O material

retido nas peneiras foi devidamente separado e desidratado em estufa a 105°C. O material contendo a suspensão de silte e argila foi agitado durante 20 s com um bastão; a temperatura da solução foi determinada, e calculou-se o tempo de sedimentação da argila em suspensão aquosa, para uma profundidade de 10 cm. Após o tempo determinado pela temperatura da suspensão, o volume contendo argila foi transferido para um Becker de 1000 ml. Dessa suspensão, foi transferido 50 ml para um recipiente de alumínio e levado para estufa a 105°C, que após 24 horas foi retirado e pesado.

As frações argila e silte, que englobam partículas com tamanho inferior a 0,053 mm, foram separadas por sedimentação, segundo a lei de Stokes. Para a obtenção de cada uma das frações, utilizaram-se as equações 31, 32, 33 e 34, propostas por EMBRAPA (1997):

$$AG = M_{ag} \cdot 50 \quad (31)$$

em que:

AG = teor de areia grossa, g Kg⁻¹;

M_{AG} = massa de areia grossa retida na peneira de 0,210 mm, g.

$$AF = M_{af} \cdot 50 \quad (32)$$

em que:

AF = teor de areia fina, g Kg⁻¹;

M_{AF} = massa de areia fina retida na peneira de 0,053 mm, g.

$$ARG = (M_{arg} - 0,02) \cdot 1000 \quad (33)$$

em que:

ARG = teor de argila, g Kg⁻¹;

M_{ARG} = massa de argila, g.

$$SLT = 1000 - (\text{Areia grossa} + \text{Areia fina} + \text{Argila Total}) \quad (34)$$

em que SLT é a massa de silte obtida na fração, g Kg⁻¹.

Uma vez conhecidas as proporções de areia, silte e argila, através da análise textural, a classificação textural do solo foi determinada. Para tanto, foi utilizado diagrama ou triângulo textural (Figura 15) elaborado pela Embrapa (1979). A classificação do grupo hidrológico do solo foi efetuada por um ábaco triangular de classificação textural, no qual são identificados os quatro grupos hidrológicos, conforme Figura 16, e descritos na Tabela 4, de acordo com Lança (2000).

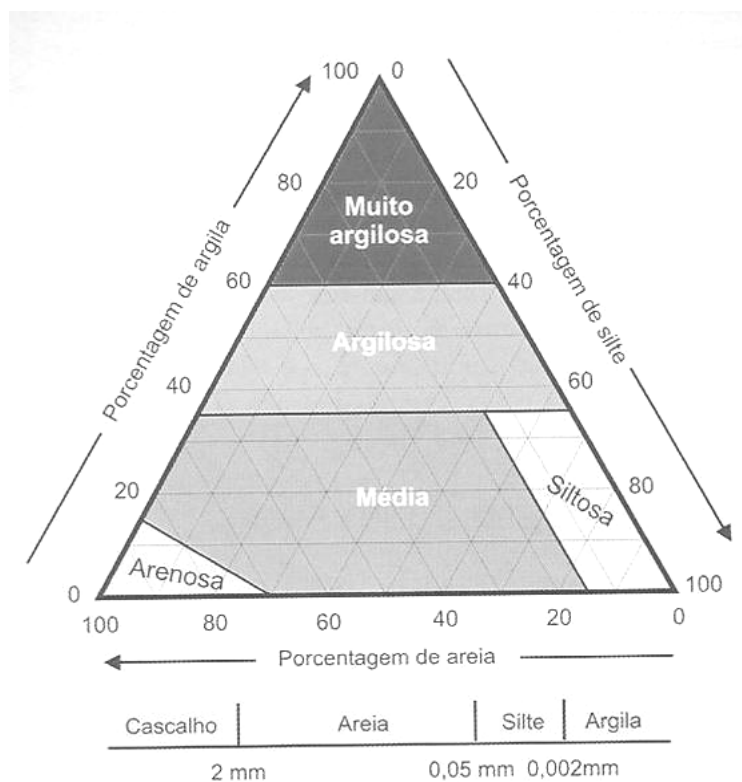


Figura 15 – Diagrama triangular generalizado para determinação das cinco principais classes de textura do solo (EMBRAPA, 1979).

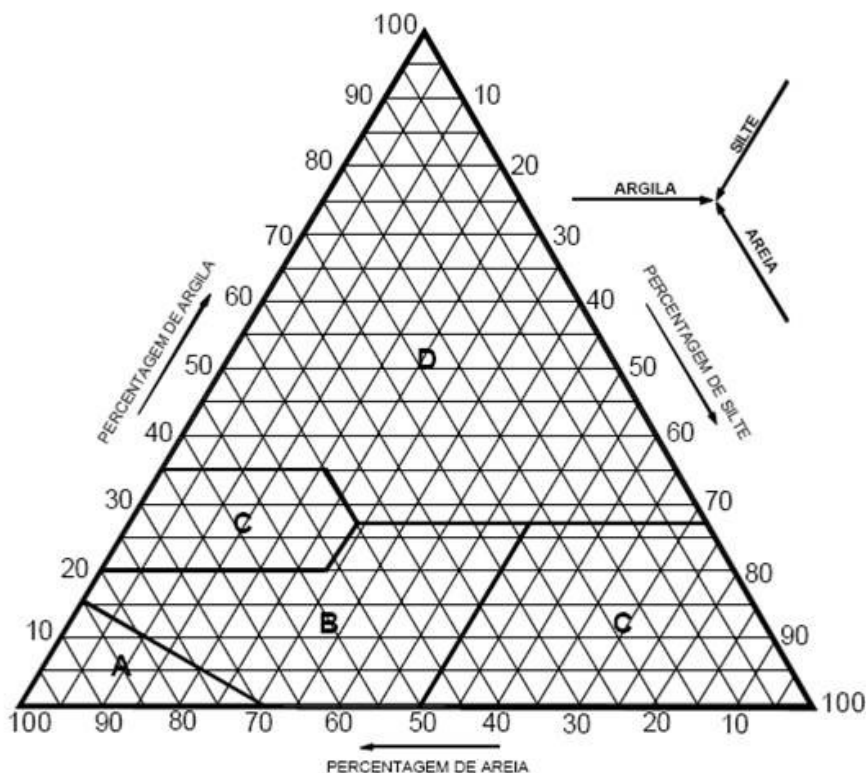


Figura 16 - Ábaco triangular para a classificação do grupo hidrológico de solo (DEBO & REESE, 1995).

Tabela 4 – Classificação dos grupos hidrológicos do solo

Letras	Descrição
A	Baixo potencial de escoamento superficial
B	Potencial de escoamento superficial abaixo da média
C	Potencial de escoamento superficial acima da média
D	Elevado potencial de escoamento superficial

3.4.2 Densidade do solo (D_s)

A densidade do solo foi determinada pelo método do anel volumétrico (EMBRAPA, 1997), o qual se fundamenta no uso de um anel de bordas cortantes com capacidade interna conhecida. Determinou-se o volume do anel, conforme equação 35:

$$V_c = \frac{\pi d^2}{4} \cdot h_c \quad (35)$$

em que:

V_c = volume do anel, dm^3 ;

d = diâmetro do anel, dm ;

h_c = altura do anel, dm .

Cravaram-se os anéis no solo, por meio de percussão, até seu preenchimento total, à profundidade entre 15 e 20 cm. Posteriormente, removeu-se o excesso de solo, até igualar as bordas do anel, sendo estas revestidas por uma proteção plástica resistente. O solo obtido dentro do anel foi transferido para um recipiente e levado para secar em uma estufa a 105°C , por 24h, visando obter sua massa. Após esse período, determinou-se a D_s através da equação 36, como indicado por Embrapa (1997):

$$D_s = \frac{m}{V_c} \quad (36)$$

em que:

D_s = densidade do solo, g cm^{-3} ;

m = massa de solo seco, g .

3.4.3 Densidade de partículas (D_p)

A densidade de partículas foi determinada, pelo método do balão volumétrico, por meio da relação entre a massa de solo seco e o seu volume (EMBRAPA, 1997). Para isso, pesou-se 20 g de terra fina seca em estufa (TFSE), transferindo-se a amostra para um balão volumétrico de 50 ml, aferido. Adicionou-se 25 mL de álcool etílico ao balão com TFSE. Agitou-se o balão por um minuto para auxiliar na penetração do álcool nos capilares do solo. O balão foi deixado em repouso por 15 minutos, sendo completado seu volume com álcool etílico, proveniente de uma bureta. Em seguida procedeu-se a leitura do nível de álcool da

bureta adicionado ao balão volumétrico. O volume de TFSE contido no balão volumétrico foi determinado pela equação 37:

$$V = (50 - (25 + L)) \quad (37)$$

em que:

V = Volume de TFSE, ml;

L = quantidade de álcool adicionado pela bureta, ml.

A densidade de partículas foi calculada usando a equação 38, segundo Embrapa (1997):

$$D_p = \frac{20}{V} \quad (38)$$

em que D_p é a densidade de partículas, g cm^{-3} .

3.4.4 Argila Dispersa em Água (ADA)

A argila dispersa em água (ADA) foi determinada conforme EMBRAPA (1997), a partir de TFSA, utilizando agitação mecânica rápida (12000 rpm) e água destilada, obtendo-se os teores de ADA através da equação 39, conforme Camargo et al. (1986), citado por Dufranc et al. (2004):

$$ADA = M_{ADA} \cdot 1000 \quad (39)$$

em que:

ADA = teor de argila dispersa em água, g kg^{-1} ;

M_{ADA} = massa de argila dispersa em água, g.

3.4.5 Grau de floculação (GF)

O grau de floculação foi calculado pela equação 40, conforme Camargo et al. (1986), citado por Dufranc et al. (2004):

$$GF = \frac{100(ARG - ADA)}{ARG} \quad (40)$$

em que GF é o Grau de flocculação, %.

3.4.6 Porosidade total (PT)

A porosidade total foi obtida através da relação existente entre a densidade do solo (D_s) e a densidade de partículas (D_p) (Equação 41) de acordo com EMBRAPA (1997):

$$PT = \left(1 - \frac{D_s}{D_p}\right) \cdot 100 \quad (41)$$

em que PT é a porosidade total, %.

3.4.7 Microporosidade (MiP)

Considerou-se como microporosidade o teor volumétrico de água retida no solo após a aplicação de uma tensão de 0,006 MPa. Foram utilizadas amostras indeformadas, retiradas, conforme descrição para densidade do solo. No laboratório, depois de saturadas com água durante aproximadamente 12 horas, tais amostras foram colocadas em placas de cerâmica de 0,1 MPa (previamente saturadas), e submetidas à sucção de 0,006 MPa no aparelho extrator de Richards, determinando-se a MiP através da equação 42, como indicado por Embrapa (1997):

$$MiP = 100 \cdot \frac{a-b}{c} \quad (42)$$

em que:

MiP = microporosidade do solo, %;

a = massa da amostra de solo submetida a uma pressão de 0,006 MPa, kg;

b = massa da amostra de solo seca a 105°C, kg;

c = volume do cilindro, dm³.

3.4.8 Macroporosidade (MaP)

O cálculo da macroporosidade (MaP) foi feito a partir da diferença entre a porosidade total e a microporosidade (EMBRAPA, 1997), conforme equação 43:

$$\text{MaP} = \text{PT} - \text{MiP} \quad (43)$$

em que MaP é a macroporosidade do solo, %.

3.4.9 Resistência à Penetração (RP)

A resistência do solo à penetração foi obtida com a utilização de penetrômetro de impacto convencional, constituído por um peso para provocar o impacto, uma haste e um cone para a penetração no solo. A penetração da haste foi obtida pelo impacto de uma massa de 4 kg em queda livre, a partir de uma certa altura padronizada. A cada impacto foram registrados os valores do deslocamento, os quais foram convertidos em pressão de penetração ou resistência à penetração. O teste foi realizado em três profundidades distintas (0 – 15 cm, 15 – 20 cm e 20 – 40 cm) com o uso da equação 44:

$$\text{RP} = (5,40 + 65,258\text{N}) \cdot 0,098 \quad (44)$$

em que:

RP = resistência à penetração, MPa;

N = número de impactos.

3.4.10 Velocidade de infiltração de água no solo

A infiltração de água no solo foi determinada pelo método dos infiltrômetros de anel (Figura 17). Durante a realização dos ensaios manteve-se uma lâmina de água variando entre 50 mm e 20 mm no cilindro interno, sendo a altura da lâmina d'água medida com uma régua colocada verticalmente dentro do anel interno, sendo determinados os tempos necessários para variação dessa lâmina. Os ensaios foram realizados até que a velocidade de infiltração se manteve constante, com uma repetição de no mínimo cinco vezes da leitura de tempo necessário para a lâmina de água variar entre 50 mm e 20 mm.



Figura 17 - Infiltrômetro concêntrico de anéis.

3.4.11 Curva de retenção de água no solo

As curvas de retenção de água no solo foram determinadas a partir de amostras deformadas, previamente peneiradas, conforme EMBRAPA (1997). Depois de saturadas por no mínimo 12 horas, foram levadas à câmara de pressão de Richards, com placa porosa para estabilização, adotando-se um tempo não inferior a três dias. Para posterior determinação da umidade gravimétrica (U), correspondente às tensões de: 0,06; 0,1; 0,33; 1; 8 e 15 bar, foram utilizadas as placas porosas de 1,0 bar para os pontos de 0,06; 0,1 e 0,33; de 3,0 bar para os pontos de 1,0 bar; e a de 15,0 bar para os pontos de 8,0 e 15,0 bar. A umidade volumétrica (θ) para cada uma das tensões foi obtida pelo produto da umidade gravimétrica pela densidade do solo ($\theta = U \cdot D_s$). Os valores médios de umidade volumétrica na curva de retenção de cada solo foram ajustados utilizando-se o modelo matemático proposto por Van Genutchen, descrito na equação 45, como visto também em Dardengo (2006):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha H)^n]^m} \quad (45)$$

em que:

θ = umidade volumétrica, $\text{dm}^3 \text{dm}^{-3}$;

θ_r = umidade residual, $\text{dm}^3 \text{dm}^{-3}$;

θ_s = umidade de saturação, $\text{dm}^3 \text{dm}^{-3}$;

H = tensão, cm;

α , n, m = parâmetros de ajuste.

Para determinação dos parâmetros empíricos (α , n e m) do modelo de Van Genuchten, foram utilizados os programas computacionais Curvanet (Dourado Neto et al., 2000) e SWRC versão 2.00 (DOURADO NETO et al., 2000).

Na análise do modelo matemático adotado para o ajuste da curva de retenção, utilizou-se o erro médio percentual (EMP), expresso pela equação 46:

$$\text{EMP} = \frac{\sum_{i=1}^J \frac{|O_i - E_i|}{O_i}}{J} \cdot 100 \quad (46)$$

em que:

EMP = erro médio percentual;

J = número de observações;

O_i = valor observado experimentalmente;

E_i = valor estimado pelo modelo.

3.4.12 Classificação físico-hídrica do solo

Os solos foram classificados conforme sugerido por Otonni Filho (2003), utilizando ábacos triangulares de classificação (Figura 18). Os dados foram obtidos através das equações 47, 48 e 49, sendo os valores de CC e PMP determinados por métodos laboratoriais.

$$\text{Ard} = \text{PT} - \text{CC} \quad (47)$$

$$\text{W} = \text{CC} - \text{PMP} \quad (48)$$

$$\text{VE} = (1 - \text{PT}) + \text{PMP} \quad (49)$$

em que:

Ard = Ar disponível, %;

W = Água disponível, %;

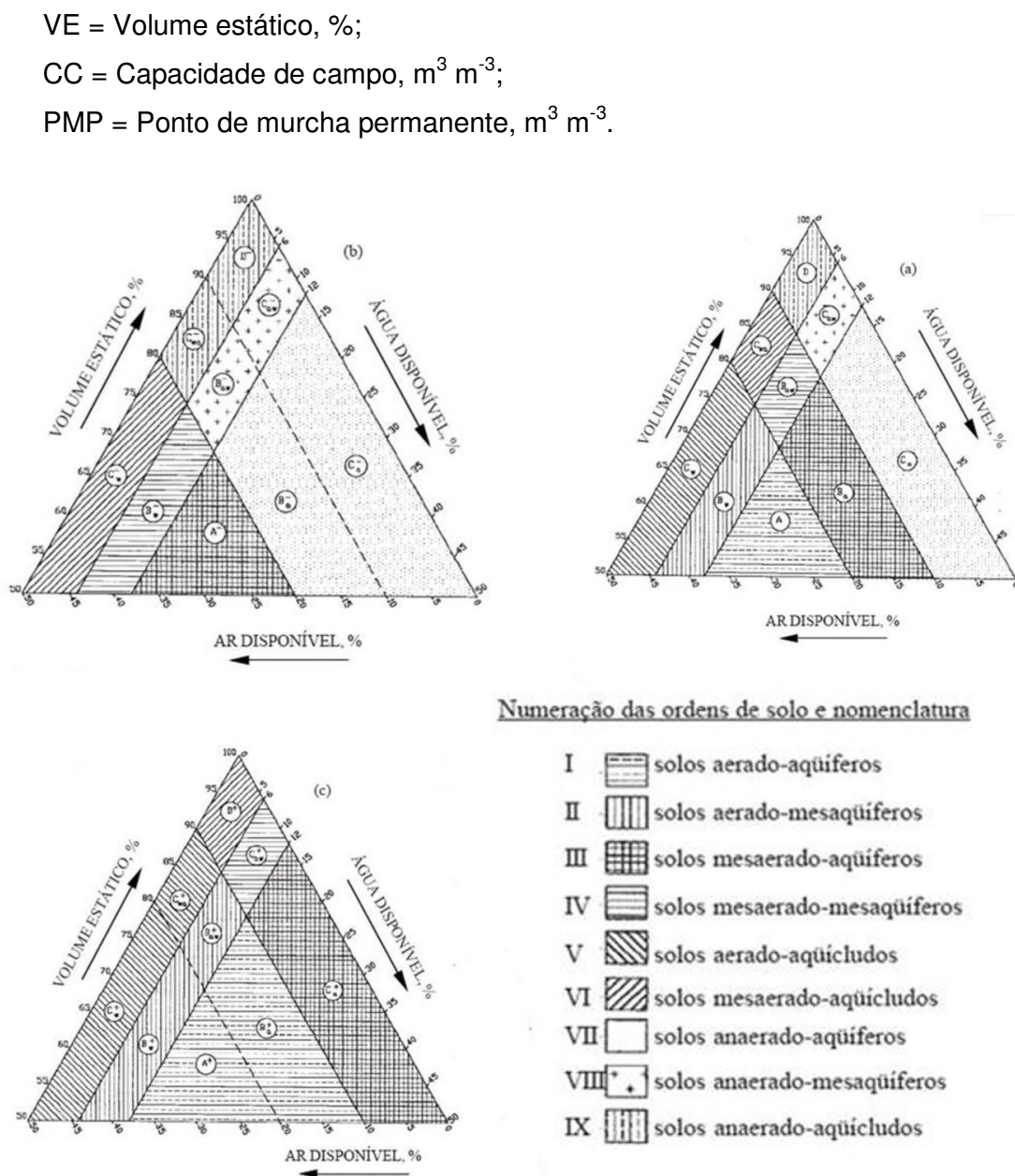


Figura 18 - Triângulo de classificação físico-hídrica dos solos: (a) solos de média permeabilidade ($2,0 \leq VIB \leq 12,5 \text{ cm h}^{-1}$), (b) solos de baixa permeabilidade ($VIB < 2,0 \text{ cm h}^{-1}$) e (c) solos de alta permeabilidade ($VIB > 12,5 \text{ cm h}^{-1}$). São mostradas as nove ordens principais de solos (solos não alagados), com a indicação de suas 27 classes.

Bureau of Reclamation (USA, 1953), citado por Ottoni Filho (2003), considera as seguintes faixas para água disponível: baixa ($W < 6\%$); média

($6 \leq W \leq 12 \%$) e alta ($W > 12 \%$). Relativamente ao ar disponível, define as faixas: baixa ($A < 10 \%$); média ($10 \leq A \leq 20 \%$) e alta ($A > 20 \%$). Em relação ao caráter aerador, considera as faixas de variação de A e da VIB, já que a velocidade de infiltração básica (VIB) exprime parcialmente a permeabilidade de ar nos macroporos. Define, seguindo aproximadamente a classificação de Klute (1965), citado por Ottoni Filho (2003), as seguintes faixas de variação para a VIB: baixa ($VIB < 2,0 \text{ cm h}^{-1}$); média ($2,0 \leq VIB \leq 12,5 \text{ cm h}^{-1}$) e alta ($VIB > 12,5 \text{ cm h}^{-1}$).

3.4.13 Teor de matéria orgânica (M.O.)

Determinaram-se os teores de matéria orgânica do solo por oxidação da matéria orgânica via úmida, utilizando-se a solução de dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$), 0,4 N em meio ácido (EMBRAPA, 1997). Tal solução foi preparada previamente da seguinte forma: foi dissolvido 39,22 g de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ em um balão aferido de 2 L. Acrescentou-se 1L de H_2SO_4 e 500 ml de água. A solução foi agitada até que o sal fosse todo dissolvido. Trituraram-se as amostras de solo em almofariz de porcelana e posteriormente, passadas pela peneira de 0,210 mm. O procedimento metodológico consistiu na pesagem de 0,5 g do solo triturado e colocadas em erlenmeyers de 250 ml. As amostras receberam 10 ml de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, 0,4 N e foram aquecidas até a 170°C por 30 minutos. Após o esfriamento, acrescentou-se 80 ml de água destilada e 2 ml de ácido ortofosfórico (H_3PO_4) e três gotas de solução indicadora de ferroin. Realizou-se a titulação com a solução de ferro amoniacal – $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ – 0,1 N. Paralelamente, foram feitas duas provas em branco com 10 ml da solução de dicromato de potássio e foram anotados os volumes de sulfato ferroso amoniacal gasto, com e sem aquecimento. O volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação (V) foi calculado pela equação 50:

$$V_{\text{SF}} = (V_{\text{bc}} - V_{\text{a}}) \cdot \frac{(V_{\text{bs}} - V_{\text{bc}})}{V_{\text{bs}}} + (V_{\text{bc}} - V_{\text{a}}) \quad (50)$$

em que:

V_{SF} = Volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação;

V_{bc} = volume gasto de $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ 0,1N na titulação do branco com aquecimento, L;

V_{bs} = volume gasto de $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ 0,1N na titulação do branco sem aquecimento, L;

V_a = Volume gasto de $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ 0,1N na titulação da amostra, L.

O teor de carbono orgânico foi calculado pela equação 51, conforme Embrapa(1997):

$$C = (40 - \text{Volume gasto}) \cdot f \cdot 0,6 \quad (51)$$

em que:

C = teor de carbono orgânico, g kg^{-1} ;

f = 40/volume de sulfato ferroso gasto na prova em branco.

A Matéria Orgânica (M.O.) foi calculada multiplicando-se o resultado do carbono por 1,724, conforme indicado pela equação 52. Este fator é utilizado em virtude de se admitir que, na composição média do húmus, o carbono participa com 58%.

$$\text{M.O.} = C \cdot 1,724 \quad (52)$$

em que:

1,724 = fator correspondente da participação de carbono na composição média de húmus;

M.O. = teor de matéria orgânica Total, g kg^{-1} .

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Delimitação da microbacia hidrográfica e espacialização dos tipos de uso do solo

A Figura 19 apresenta o MNT hidrológicamente consistente da microbacia, obtido conforme a metodologia anteriormente descrita. Observa-se que as altitudes variam entre 200 e 420 metros, consistindo em elevada amplitude altimétrica e apresenta área total de 0,19 km². O MNT gerado pode e deve ser utilizado em modelos computacionais com interface em SIG destinados à simulação do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas, como o HIDROBACIA (SILVA, 2002).

A grade triangular (TIN) da bacia, apresentada na Figura 20, é uma estrutura do tipo vetorial com topologia do tipo nó-arco e representa uma superfície por meio de um conjunto de faces triangulares interligadas, na qual se tem melhor idéia da topografia da área em estudos, por meio de seu aspecto tridimensional.

Na Figura 21, observa-se a direção de fluxo ou de escoamento do terreno da bacia, em valores agrupados de acordo com as oito direções cardinais, e na Tabela 5, a área proporcional do terreno para cada direção de escoamento.

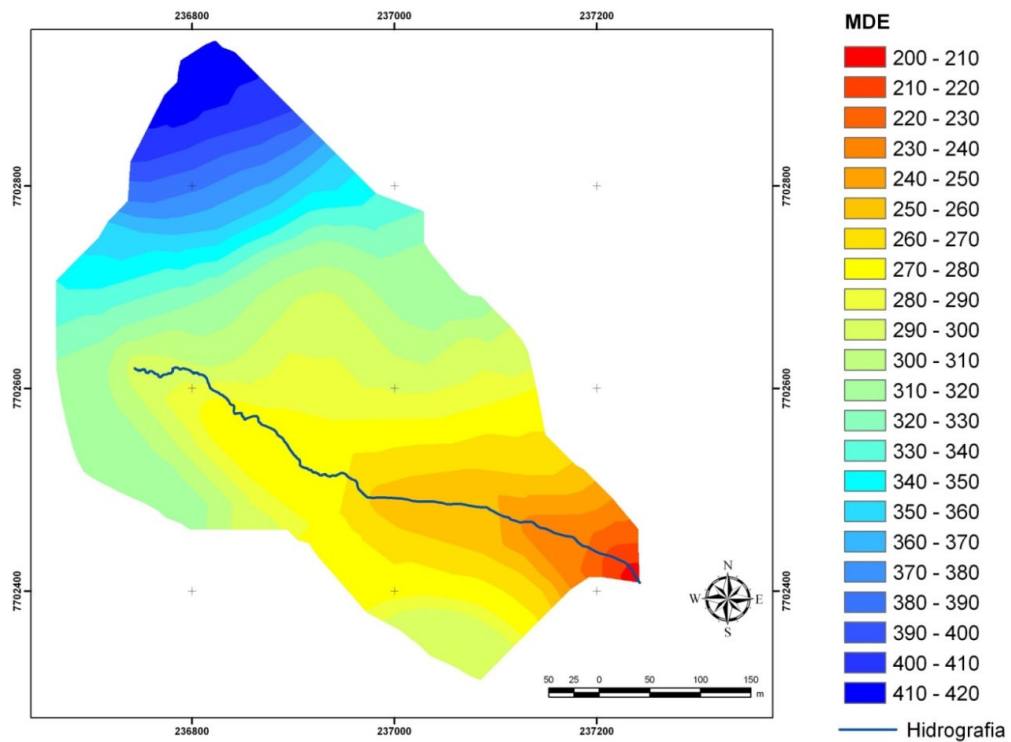


Figura 19 – Modelo numérico do terreno (MNT).

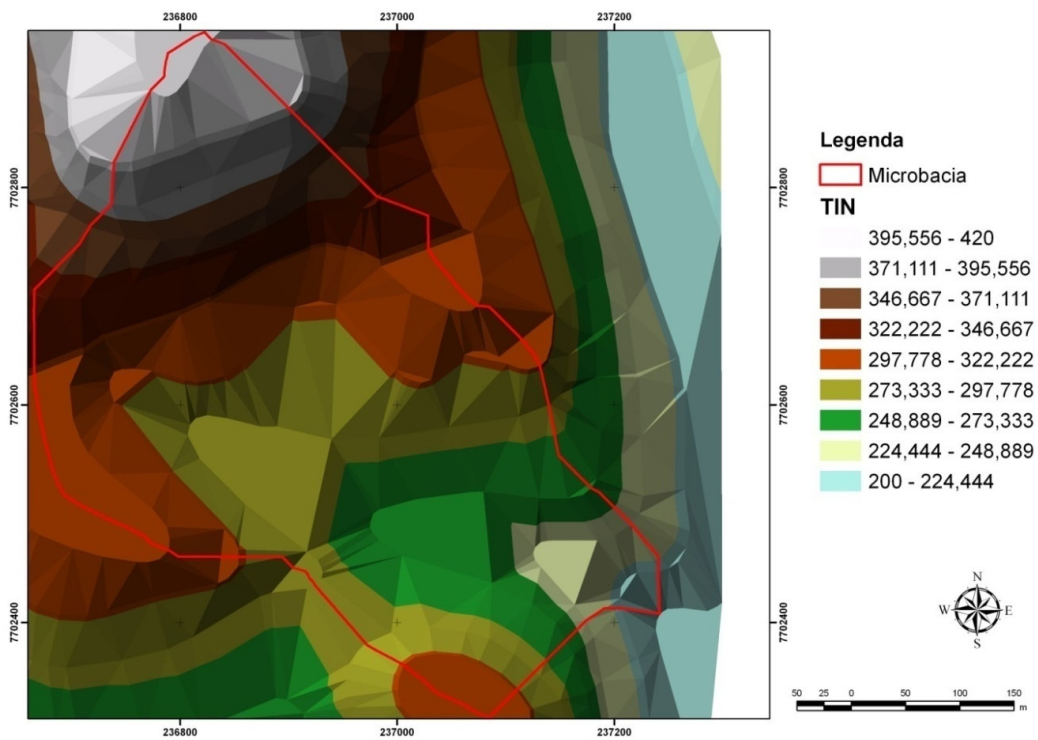


Figura 20 – Modelo digital de elevação, ou TIN (Triangular Irregular Network).

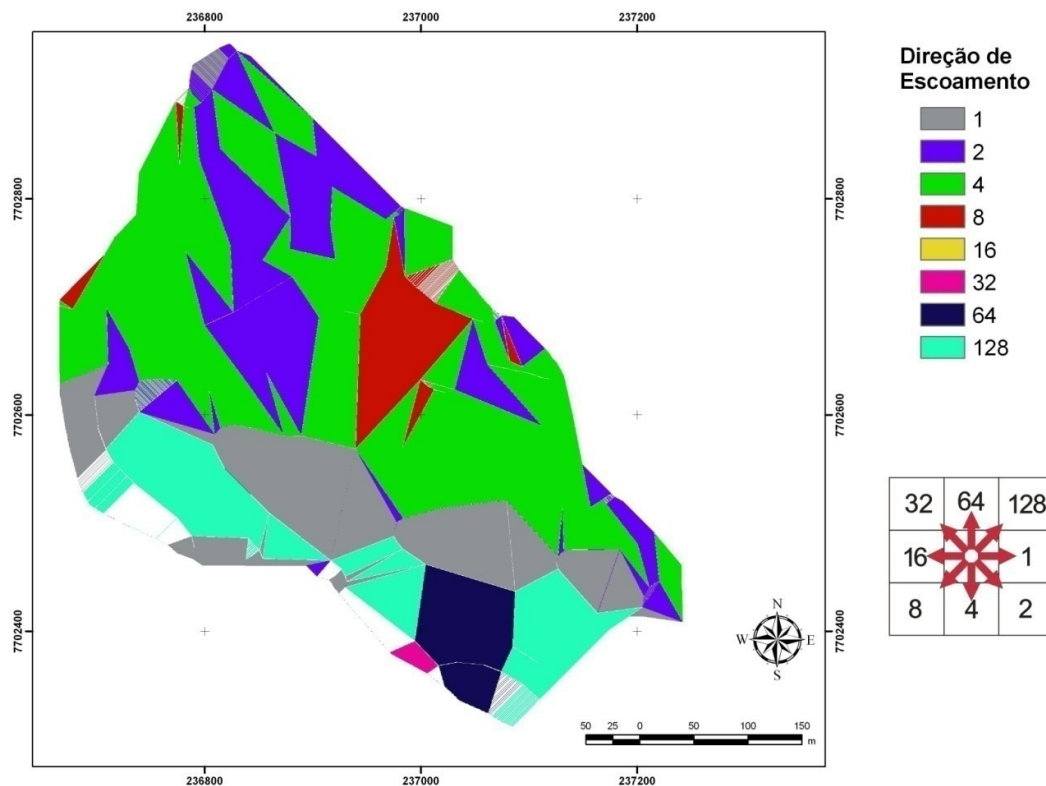


Figura 21 – Direção do fluxo de escoamento da água no terreno da microbacia hidrográfica.

Tabela 5 – Proporção de área do terreno para cada direção cardinal

Orientação	Área de proporção do terreno
1	15,83%
2	18,35%
4	39,90%
8	6,35%
16	1,32%
32	0,44%
64	4,89%
128	12,93%
Total	100,00%

A imagem matricial de fluxo é representada pelos códigos 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 e 128, que se referem às direções do escoamento da água das maiores para as

menores elevações do MNT (SANTOS, 2007), dessa forma, dado um ponto no espaço, deve-se descobrir qual a direção mais provável que um fluxo deveria seguir. Naturalmente, os modelos numéricos de terreno são os dados mais indicados para elaboração de uma rede que indique as direções de fluxo. O fluxo total de entrada é obtido pela soma das contribuições de cada elemento acima e o fluxo de saída é dividido entre os elementos abaixo (Figura 22), ponderando-se pelo comprimento da linha (curva de nível) de contato entre eles. A direção de fluxo é representada na forma de grade, onde o valor de cada elemento corresponde a uma das oito direções possíveis (RENNÓ & SOARES, 2000).

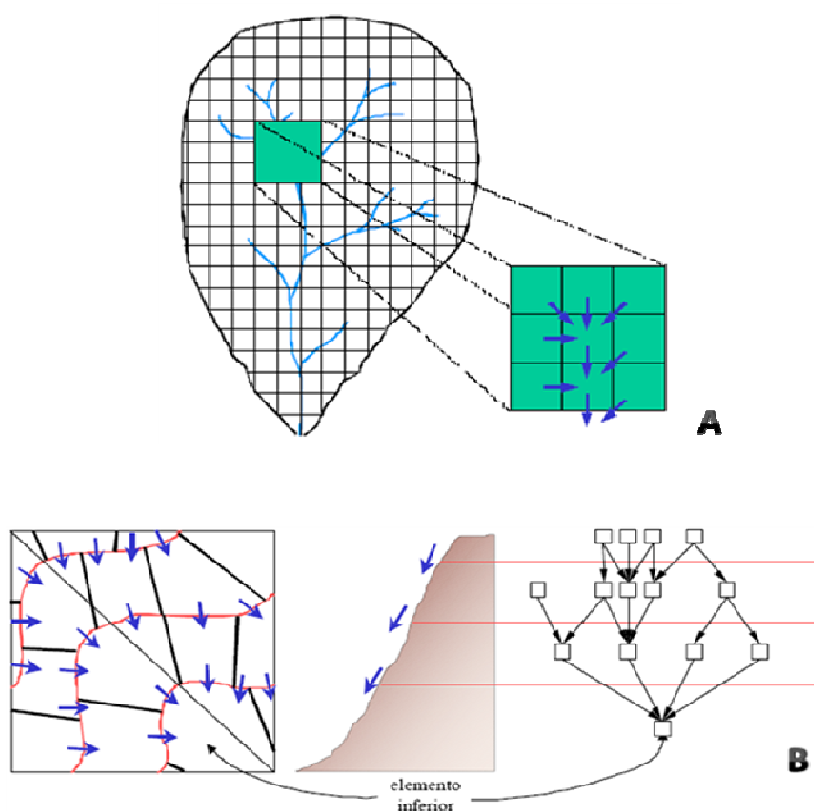


Figura 22 – Direção de fluxo numa malha regular (A) e relação entre elementos definida pela direção dos fluxos (B). (Fonte: RENNO & SOARES 2000).

O mapa de modelo sombreado do relevo obtido para a microbacia é apresentado na Figura 23. A imagem sombreada é muito útil como imagem de textura para compor uma projeção geométrica planar utilizando-se o modelo digital de terreno (FELGUEIRAS & CAMARA, 2007). Para esta representação do terreno foi obtida utilizando um ângulo azimutal de 315 graus, ângulo de elevação do solo de

45 graus e o modelo numérico do terreno (MNT). As áreas de maior declividade que se encontram expostas ao sol refletirão muita luz e serão, portanto, muito visíveis; aquelas áreas que se encontram nas encostas não iluminadas diretamente pelo sol não refletirão a luz e aparecerão escuras no modelo (SANTOS, 2007). Nessa figura as áreas sombreadas representam 0,08% da área da microbacia, conforme visto na Tabela 6. Esse percentual está relacionado à grande variação de declividade, o que acaba influenciando o sombreamento (TONELLO, 2006).

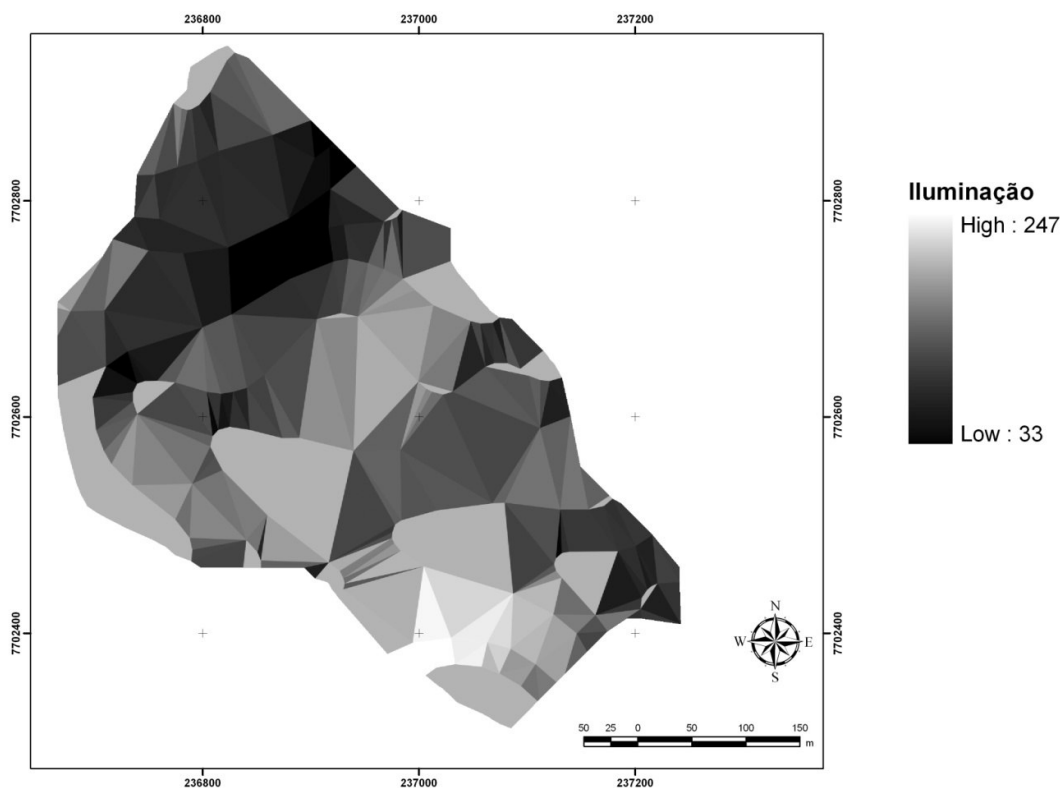


Figura 23 – Modelo das áreas sombreadas da microbacia analisada.

Tabela 6 – Proporção das áreas sombreadas do terreno

Luminosidade	Proporção do terreno (%)
Área Sombreada	0,08%
Área Iluminada	99,92%
Total	100%

A Figura 24 apresenta o mapa com os principais usos do solo da microbacia, e a Tabela 7 uma porcentagem aproximada de cobertura de cada feição principal,

que consistiu em ferramenta fundamental para os trabalhos de campo desenvolvidos.

Observa-se que a microbacia em estudo ainda é predominantemente ocupada por áreas de pastagem. Todavia, convém ressaltar que o pastoreio nessas áreas é nulo ou baixo, conforme ressaltado no item “Material e métodos”, o que pode contribuir para recuperação da área.

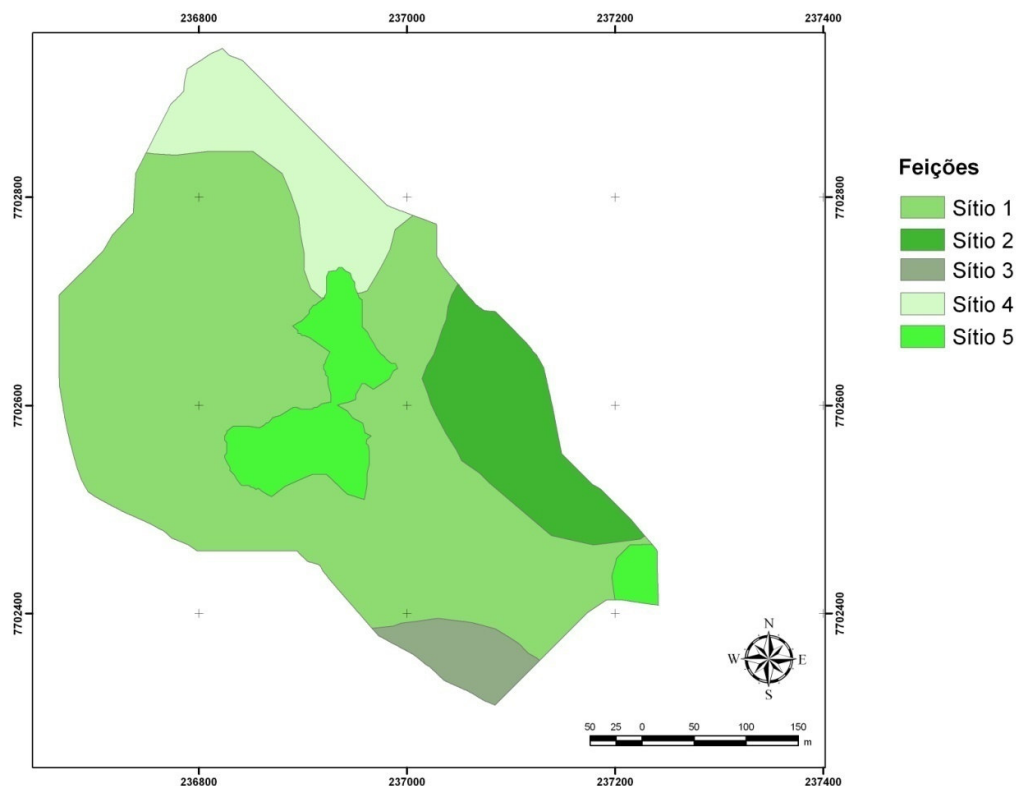


Figura 24 – Mapa de uso e ocupação do solo, representando as principais feições do terreno.

Tabela 7 – Área e valor de cobertura das feições analisadas

Feição	Área (m ²)	Valor de Cobertura (%)
Sítio 1	124643,43	65,14
Sítio 2	22202,22	11,60
Sítio 3	6893,25	3,60
Sítio 4	20488,53	10,71
Sítio 5	14930,91	8,95

4.2 Caracterização morfométrica da microbacia

As características físicas obtidas para a microbacia em estudo são apresentadas na Tabela 8.

Tabela 8 – Características morfométricas calculadas para a microbacia em estudos

Características morfométricas da microbacia	
Área de drenagem	0,19 km ²
Perímetro	1,87 km
Coeficiente de compacidade (K _c)	1,20
Fator de forma (K _f)	0,50
Índice de circularidade (I _c)	0,68
Razão de alongação	0,79
Largura (L _g)	277,33 m
Comprimento axial	0,62 km
Orientação	Sul
Declividade mínima	0 %
Declividade média	35,84 %
Declividade máxima	94,23 %
Altura média	106 m
Altitude mínima	200 m
Altitude média	306 m
Altitude máxima	420 m
Altitude mediana	299 m
Altura média da seção de controle	99 m
Amplitude altimétrica	220 m
<u>Rugosidade</u>	
Coeficiente de rugosidade (RN)	102,3
Índice de rugosidade	627,0
Razão de relevo da bacia	0,3548 m m ⁻¹
Razão de relevo Relativo	0,1176 m m ⁻¹
<u>Declividade de Álveo (m/m)</u>	
S1	0,160 m m ⁻¹
S2	0,202 m m ⁻¹

Características morfométricas da microbacia	
S3	0,142 m m ⁻¹
Integral hipsométrica	0,4
Fator topográfico (Ft)	1,2594
Textura topográfica	5,34
<u>Retângulo equivalente</u>	
Maior lado do retângulo equivalente (L)	0,6366 km
Menor lado do retângulo equivalente (l)	0,3008 km
Índice de alongamento	0,19148
Densidade de drenagem (Dd)	2,85 Km Km ⁻²
Extensão média do escoamento superficial (l)	86,9 m
Índice de sinuosidade (Is)	8,37%
Sinuosidade do curso d'água (SIN)	1,09
Comprimento do canal principal	0,54646 km
Comprimento do talvegue	0,50071 km
Coeficiente de manutenção (C)	350,3859 m ²
Densidade hidrográfica (Dh)	5,22 canais Km ⁻²
Coeficiente de torrencialidade (Ct)	14,91
Coeficiente de massividade (tg _a)	0,4818 m m ⁻²
Coeficiente orográfico (Co)	51,0727
Estimativa de erosão (E)	0,00321 ton/km ² .ano
Produção de sedimentos (Ae)	0,00291 ton/ha.ano
Razão de textura (T)	0,5334 (Nt km ⁻¹)
Amplitude Altimétrica do canal principal	89 m

Conforme evidenciado, a área de drenagem da microbacia totaliza 0,19 Km², ou 19 hectares. De acordo com os índices de forma calculados, a microbacia hidrográfica, mostra estar sujeita a enchentes pelo fato do coeficiente de compacidade (K_c) apresentar valor de 1,20 (1,00 – 1,25 = bacia com alta propensão a grandes enchentes), e de seu fator de forma (K_f) apresentar um valor de 0,5 (0,75 – 0,50 = tendência mediana), conforme Silva & Mello (2008). Observa-se que, com base no fator de forma, a bacia terá tendência mediana a enchentes. Com base no

coeficiente de compacidade, a bacia apresentará alta tendência a grandes enchentes. Como o primeiro expressa uma tendência a enchentes (não diz respeito à grandeza desta enchente) e o segundo expressa a dimensão das enchentes, os índices são complementares. Cardoso et al. (2006) afirmam que a bacia hidrográfica do Rio Debossan mostra-se pouco suscetível a enchentes em condições normais de precipitação, ou seja, excluindo-se eventos de intensidades anormais, pelo fato de o coeficiente de compacidade apresentar o valor afastado da unidade (1,5842) e do fator de forma possuir valor baixo (0,3285).

A microbacia em estudos apresenta ainda um valor de razão de alongação de 0,79, sendo que a tendência para maiores enchentes é tanto mais acentuada quanto mais próximo da unidade for o valor deste índice. De acordo com o valor do índice de alongamento (0,19148), a microbacia tende para o formato circular, evidenciando, mais uma vez, sua alta propensão à ocorrência de cheias.

O índice de circularidade igual a 0,68, maior que 0,51, indica que a bacia tende a ser mais circular, favorecendo os processos de inundação (Borsato, 2005), o que também foi confirmado pelos índices anteriormente citados. Collares (2000) verificou que nenhuma das 64 sub-bacias analisadas na bacia do Rio Capivari apresentou I_c muito próximo da unidade, predominando, assim, as formas alongadas, diferentemente da bacia do presente estudo. Cunha et al. (2007) encontrou um valor de I_c igual a 0,86 para a microbacia do Córrego do Limo (Uberaba-SP), confirmando o alto risco de enchentes. Em estudo semelhante, porém em microbacias não susceptíveis a enchentes, Alcântara e Amorim (2005) e Cardoso et al. (2006) observaram índices de circularidade (I_c) iguais a 0,44 e 0,3985, respectivamente.

A densidade de drenagem da bacia em estudo é de $2,85 \text{ Km Km}^{-2}$, sendo considerada uma bacia de baixa densidade ou de drenagem pobre, segundo a classificação proposta por Christofolletti (1974). De acordo com Tonello et al. (2006), valores baixos de densidade de drenagem estão geralmente associados a regiões de rochas permeáveis e de regime pluviométrico caracterizado por chuvas de baixa intensidade ou pouca concentração da precipitação. Cunha et al. (2007) verificaram, para a microbacia do Córrego do Limo (Uberaba-SP), um valor de D_d igual a $1,16 \text{ Km Km}^{-2}$, inferindo que a bacia não possui uma resposta rápida a uma precipitação, possibilitando a ocorrência de enchentes. Em uma microbacia não susceptível a

enchentes, Alcântara e Amorim (2005) observaram densidade de drenagem maior ($1,47 \text{ km km}^{-2}$) que a da microbacia do presente estudo.

Quanto à extensão média do escoamento superficial, a distância média que a água da chuva teria que escoar sobre os terrenos da microbacia, caso o escoamento se desse em linha reta desde onde a chuva caiu até o ponto mais próximo do leito do curso d'água, seria de aproximadamente 86,9 metros. Convém ressaltar que esse valor ignora os efeitos da declividade do canal e da bacia, considerados insignificantes (Borsato & Martoni, 2004), o que nem sempre representa a realidade, evidenciando pouca aplicabilidade científica de tal índice.

O coeficiente de manutenção foi de $350,39 \text{ m}^2 \text{ m}^{-1}$, sendo esta a área mínima para a manutenção de um metro de canal de escoamento. Conforme Pissarra et al. (2004), os valores médios da extensão do percurso superficial e do coeficiente de manutenção (C_m), ao contrário das demais características, diminuem à medida que o relevo torna-se mais ondulado. Hott & Furtado (2005) indicam que as bacias com maior declividade proporcionam condições mais favoráveis à formação de canais, conseqüentemente, apresentam menor coeficiente de manutenção.

O valor de sinuosidade do curso d'água encontrado para a microbacia em estudo foi igual a 1,09, verificando-se que quase não existe sinuosidade no curso d'água. Desta forma, e se acrescentado o valor de índice de sinuosidade abaixo de 20% (8,37 %), o curso d'água é classificado como muito reto, segundo o critério proposto por Chistofolletti (1980) e Baptista & Von Sperling (2007). A sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e pela declividade dos canais segundo Lana (2001). Lindner et al. (2007) obtiveram valores de índice de sinuosidade de 2,7 a 3,2 m m^{-1} para o Rio do Peixe/SC, enquadrando o canal como tortuoso.

As características da declividade do terreno podem ser observadas na Figura 25. A declividade média encontrada na microbacia hidrográfica é de 35,84%, sendo este valor condizente com o relevo montanhoso da região, e declividades máxima e mínima de 94,23% e 0 %, respectivamente. Conforme a Tabela 9, aproximadamente 44% da área da microbacia se enquadra na inclinação de 20 – 45%.

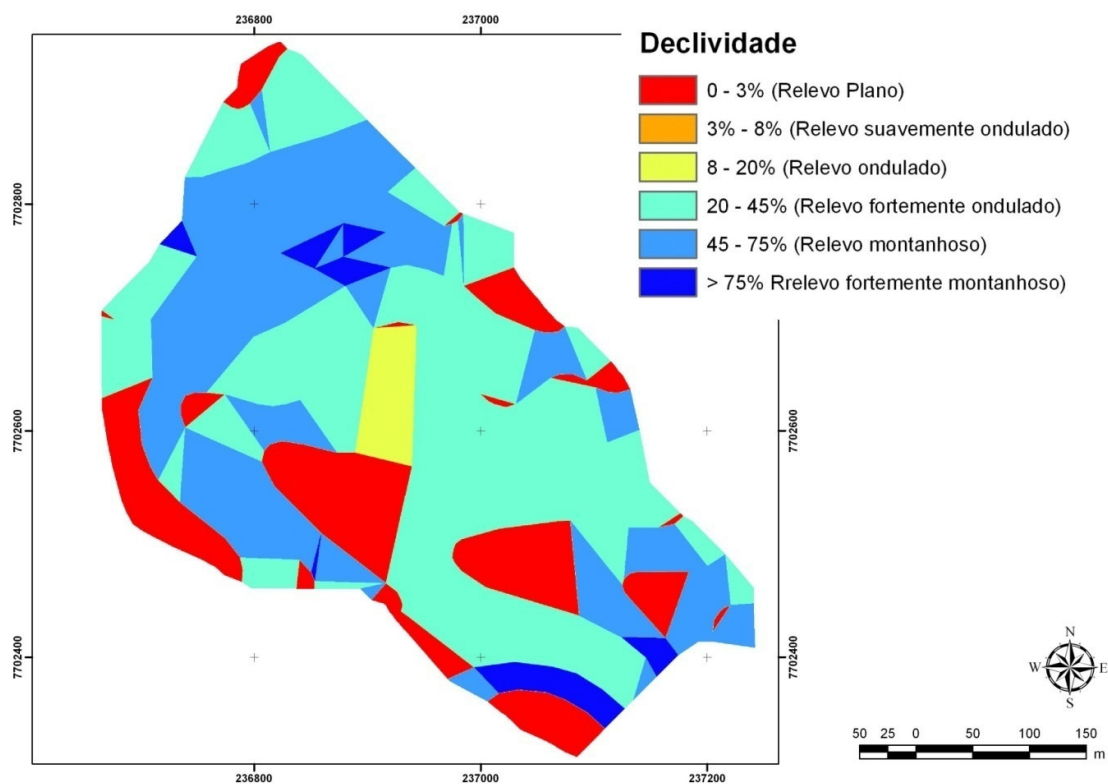


Figura 25 – Classes de declividade da microbacia hidrográfica.

Tabela 9 – Proporção de área do terreno para cada classe de declividade

Declividade (%)	Proporção de área (%)
0 - 3	18,04
3 - 8	0,04
8 - 20	2,79
20 - 45	43,95
45 - 75	31,78
> 75	3,41

A declividade média de uma bacia hidrográfica é relevante no seu planejamento, tanto para com o cumprimento da legislação quanto para garantir a eficiência das intervenções antrópicas no meio; possui ainda importante papel na distribuição da água entre o escoamento superficial e subterrâneo, dentre outros processos. A ausência de cobertura vegetal, classe de solo e intensidade de chuvas,

dentre outros, associada à maior declividade, conduzirá à maior velocidade de escoamento, menor quantidade de água armazenada no solo e resultará em enchentes mais pronunciadas, sujeitando a bacia à degradação. Assim, a magnitude dos picos de enchentes ou a menor oportunidade de infiltração e suscetibilidade à erosão dos solos dependem da rapidez com que ocorre o escoamento superficial, que está fortemente relacionado com o relevo (TONELLO, 2006).

A curva hipsométrica da bacia é apresentada na Figura 26. Pela sua análise, verifica-se que a altitude média é de 306 metros. Baseado nesta curva pode-se observar a porcentagem da área de drenagem que existe acima ou abaixo das elevações.

Observa-se ainda que 50% da área da bacia encontram-se acima de 299 m de altitude, e nesse caso, a mediana da distribuição de altitude é bem próxima à altitude média, indicando uma distribuição homogênea das áreas por classe de altitude.

A altitude na bacia hidrográfica varia de 200 m a 420 m, resultando numa amplitude altimétrica de 219 m. A altitude influencia as diferenças de temperatura dentro da bacia, além de seus mecanismos de evaporação e da forma com que a precipitação é captada. Outra influência relacionada a altas altitudes é a retenção maior de umidade, com formação de neblinas gerando microclimas. Para melhor distribuição do uso do solo na bacia, é importante que se observem as áreas elevadas e declivosas, para uma melhor adequação da aptidão das terras (SANTOS et al., 2007). Dessa forma, tal distribuição poderá ser útil para um planejamento ou manejo da microbacia em questão. De acordo com Tonello et al. (2006), a altitude média influencia a quantidade de radiação que ela recebe e, conseqüentemente, influencia a evapotranspiração, a temperatura e a precipitação. Quanto maior a altitude da bacia, menor a quantidade de energia solar que o ambiente recebe e, portanto, menos energia estará disponível para esse fenômeno. Além do balanço de energia, a temperatura também varia em função da altitude; grandes variações na altitude ocasionam diferenças significativas na temperatura, que, por sua vez, também causa variações na evapotranspiração.

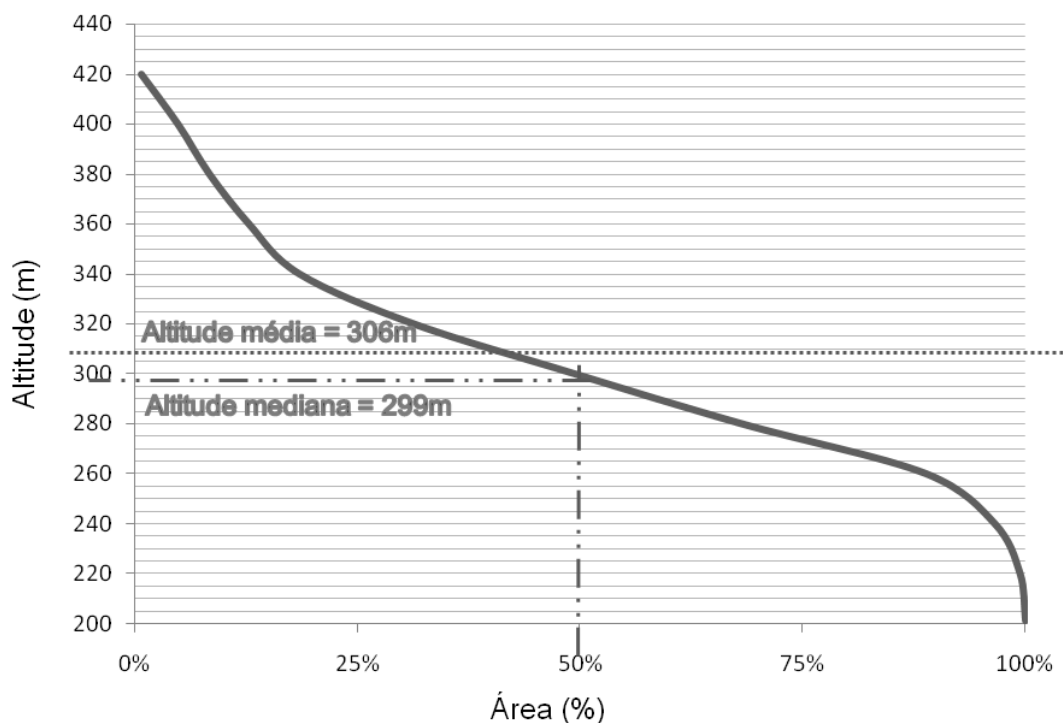


Figura 26 – Curva hipsométrica da microbacia hidrográfica.

A Integral hipsométrica igual a 0,4 indica que a forma proporcional do relevo é em sua maioria côncava, pois quanto maior for seu valor, mais convexa será a forma das vertentes, sendo seu valor máximo igual a 1,0 (FELTRAN FILHO & LIMA, 2007).

O cálculo das declividades do curso d'água principal resultou nos seguintes valores de 0,160 m/m; 0,202 m/m e 0,142 m/m para S1, S2 e S3, respectivamente. O perfil longitudinal do rio principal, contendo todas as declividades é apresentado na Figura 27. A declividade S2 é um valor mais realista e largamente utilizado, é obtido traçando-se no gráfico uma linha cuja área compreendida entre ela e o eixo das abscissas seja a mesma da área compreendida pelo perfil longitudinal do rio e a abscissa. O curso d'água apresenta valores de declividade S1, S2 e S3 distanciados, o que mostra que o mesmo apresenta grandes variações de declividade durante seu percurso. Borsato & Martoni (2004) relatam o mesmo comportamento para o Ribeirão Maringá e o Ribeirão Borba Gato, localizados em Maringá/PR.

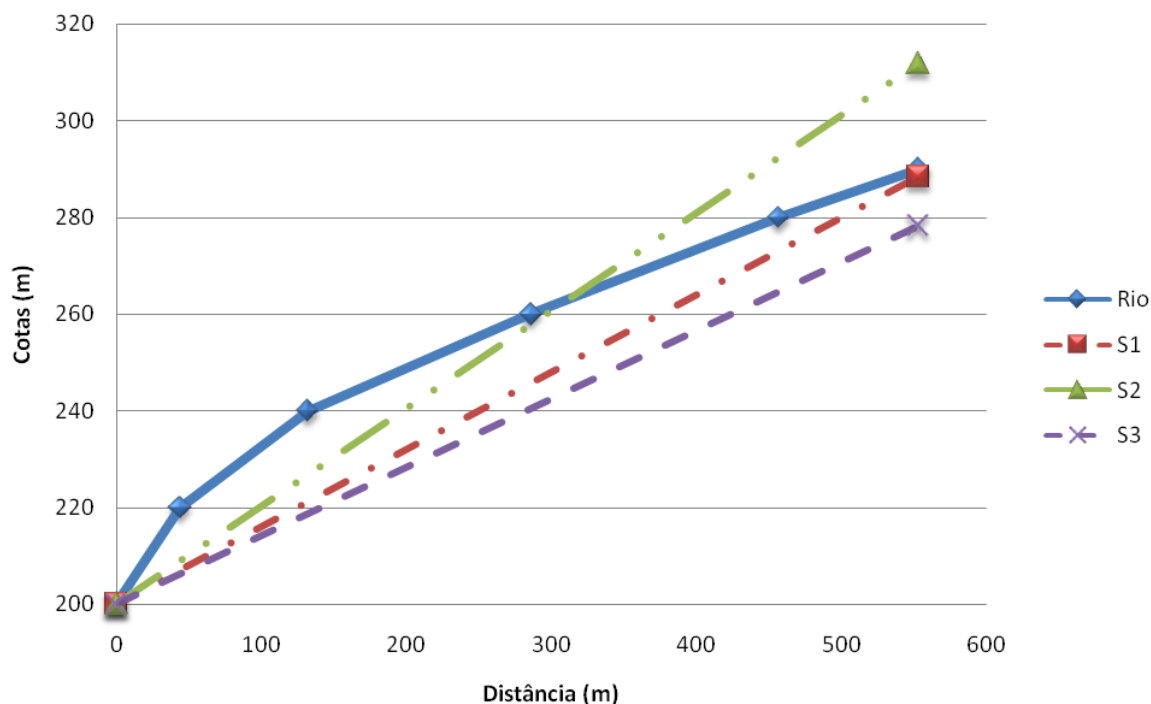


Figura 27 – Perfil longitudinal do curso d'água principal

Com base no coeficiente de rugosidade (RN), o qual pode fornecer informações sobre a aptidão das terras para atividades agropecuárias, a microbacia é mais apta para atividades de reflorestamento, se enquadrando na classe D, com RN igual a 102,29. Segundo Hott et al. (2007), a Bacia do Jaguari, localizada em Campinas – SP, também mostra vocação para atividades de reflorestamento.

A textura topográfica é igual a 5,34, sendo classificada como textura média, por variar entre 4,0 e 10,0 (França,1968), que segundo Dematte & Demetrius (1995) corresponde a uma bacia com solos mais profundos e permeáveis.

Na Figura 28 observa-se a orientação dos terrenos da bacia, em valores agrupados de acordo com as oito direções cardinais. Na Tabela 10, apresenta-se a superfície ocupada por cada classe de exposição do terreno na microbacia. Aproximadamente 37,85% da área total da microbacia apresentam orientação do terreno para a direção sul. A orientação da microbacia corresponde à sua exposição aos raios solares, tomando-se como referência os pontos cardeais. No hemisfério sul, a bacia com orientação norte recebe maior quantidade de calor do que as de

orientação sul (Tonello et al., 2006), dessa forma, para as bacias de orientação norte se devem esperar maiores taxas de evapotranspiração (CASTRO & LOPES, 2001).

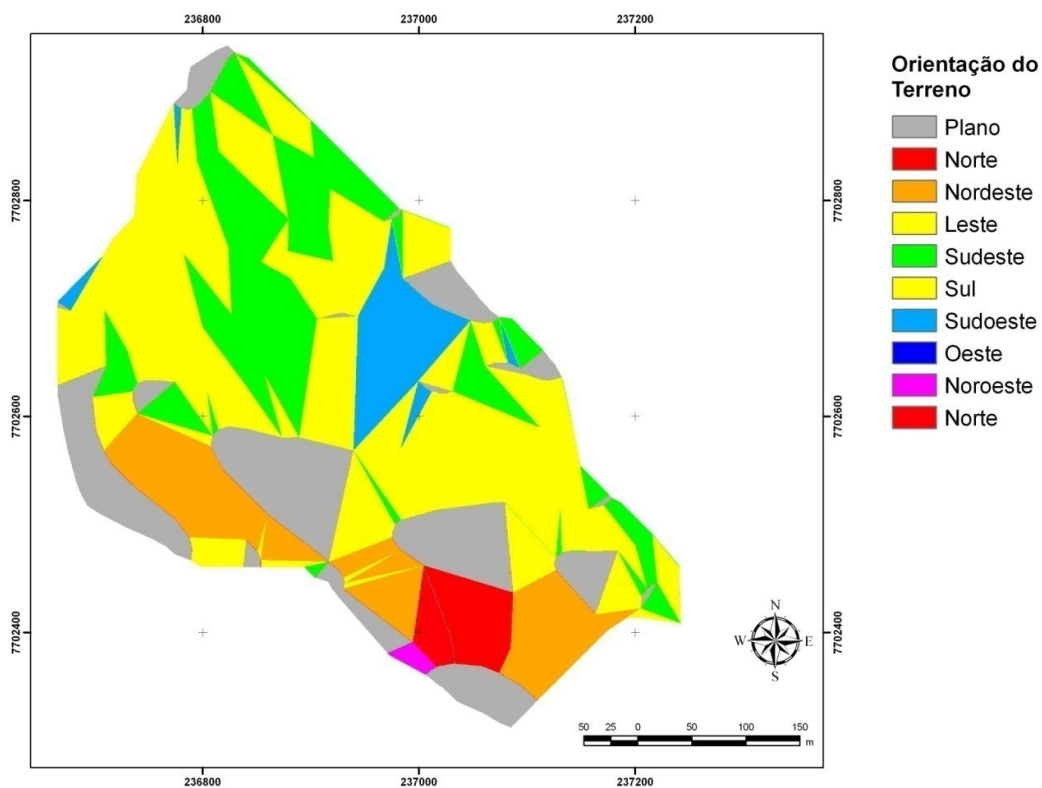


Figura 28 – Orientação do terreno da microbacia hidrográfica.

Tabela 10 – Distribuição das áreas em função da exposição do terreno na microbacia hidrográfica em estudo

Exposição	%
Plano	17,98%
Norte	3,58%
Nordeste	11,52%
Leste	5,43%
Sudeste	17,82%
Sul	37,85%
Sudoeste	5,51%
Oeste	0,00%
Noroeste	0,32%
	100,00%

A Figura 29 ilustra a representação gráfica do retângulo equivalente da microbacia hidrográfica analisada. Observa-se que os valores L e I, para a microbacia analisada, são iguais a 0,6366 km e 0,3008 km, e a relação entre eles (L/I) igual a 2,1164. Através do formato do retângulo equivalente, pode-se ter uma idéia melhor do formato de uma microbacia, já que leva em consideração apenas a sua área. Analisando a distribuição das cotas observa-se que a microbacia tende a apresentar uma diminuição dos espaçamentos entre as cotas em direção da cabeceira, e da seção de deságüe, o que é justificado pelo afunilamento das curvas de nível (BORSATO & MARTONI, 2004).

O retângulo equivalente é um parâmetro de comparação entre bacias hidrográficas, que através de sua tendência retangular ou não, associado aos atributos de forma da bacia, pode-se inferir sobre sua propensão a enchentes. Quanto menor a relação L/I, menos retangular a bacia e maior sua tendência a sofrer enchentes.

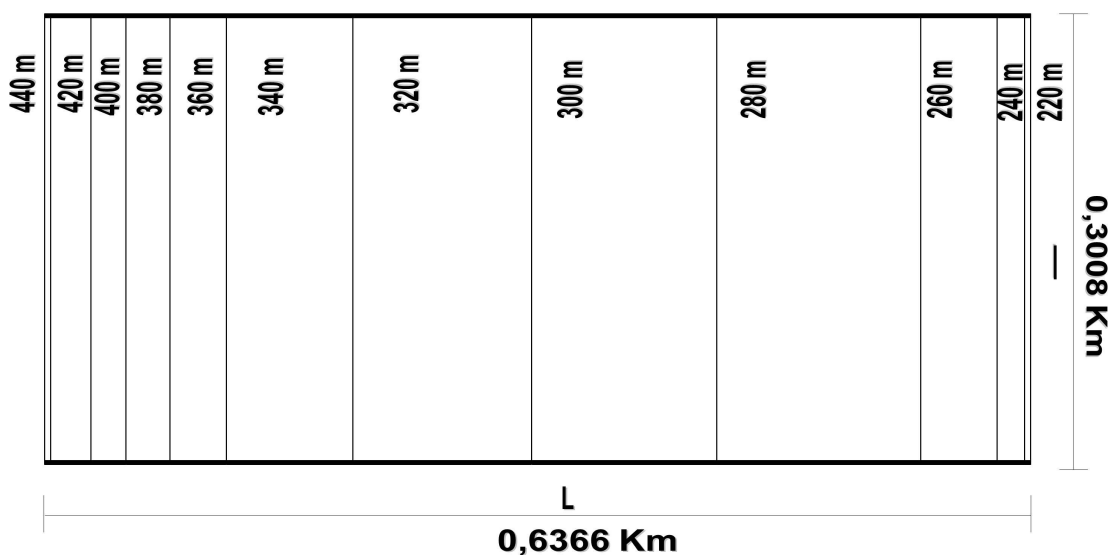


Figura 29 - Retângulo equivalente da microbacia analisada.

O índice razão de relevo, por permitir comparar a altimetria das regiões, demonstra que, quanto maiores seus valores, mais acidentado é o relevo predominante na bacia, e ainda reflete a relação infiltração/deflúvio, demonstrando

uma identificação com a densidade de drenagem. Com um valor de razão de relevo igual a $0,35488 \text{ m m}^{-1}$, pode-se dizer que a microbacia possui razão de relevo alta, segundo a classificação proposta por Rossi & Pfeifer (1999). Rossi & Pfeifer (1999) em estudo com bacias hidrográficas situadas no Parque Estadual da Serra do Mar – SP verificaram que para as quinze bacias hidrográficas estudadas, duas foram mais estáveis, três apresentaram estabilidade moderada e dez apresentaram baixa estabilidade de encosta. A razão de textura, juntamente com a frequência de rios e a densidade de drenagem refletem características da capacidade de infiltração do solo. Menores valores dessas características refletem condições de maior permeabilidade e são considerados de importância primária na análise da geomorfologia da paisagem das bacias hidrográficas (PISSARRA et al., 2004). As características do relevo indicam a proporção na qual o processo erosivo se desencadeia. Este processo é medido pela quantidade de material removido do solo, por unidade de tempo e área, e é governado pela força de transporte da água de escoamento superficial, gerado quando a intensidade de precipitação excede a taxa de infiltração, iniciando, assim, os processos de transporte, deposição e sedimentação das partículas do solo. Dessa maneira, num terreno naturalmente exposto, esse processo ocorre de maneira mais intensa, degradando mais a paisagem (PISSARRA et al., 2004).

Observa-se que, de acordo com o coeficiente de massividade, a microbacia apresenta distribuição equilibrada de área em função da altitude, fato que resulta num valor de coeficiente de massividade próximo a 0,5, ou seja, trata-se de uma microbacia com distribuição equilibrada de terras altas (acima da altitude média) e baixas (abaixo da altitude média). Pode-se dizer que a microbacia pesquisada é, devido à distribuição equilibrada de altitudes, geologicamente madura (BORSATO, 2005). Quanto ao valor desse índice, observa-se que a Microbacia do Córrego Jaqueira apresenta valor inferior a 0,5, o que implica dizer que ela possui maior porcentagem de terras baixas. O valor de altura média da seção de controle é de 99 m. Borsato (2005) encontrou valores de altura média da seção de controle variando de 121 m para a bacia do Ribeirão Morangueira a 98 m para a bacia do Ribeirão Água Suja, em Maringá - PR. Portanto, ainda segundo Borsato (2005) a primeira apresenta uma carga potencial hipotética maior, no que resulta em maior velocidade das águas da chuva em direção à desembocadura, podendo causar erosão ao longo das margens.

4.3 Atributos físicos dos solos avaliados

4.3.1 Textura, classe textural e análise granulométrica

A partir dos resultados da análise granulométrica da camada de solo analisada (15 a 20 cm), demonstrados na Figura 30, usando o triângulo de classificação textural adotado pela EMBRAPA (1979), definiu-se a classe textural do solo de cada uma das cinco das feições analisadas (Tabela 11). A análise granulométrica confirmou a textura média do solo, para as áreas sob regeneração (S4 e S5) e textura argilosa para as áreas sob pastagens (S1 e S2) e cultivo de eucalipto (S3).

Os solos das áreas sob pastagens (Sítios 1 e 2) apresentam, em média, valores superiores da fração argila em relação às demais áreas. Com relação à areia grossa, a situação se inverte sendo maiores os teores apresentados pelo solo das áreas sob regeneração (Sítios 4 e 5) e os menores para as pastagens.

Análise dos Atributos Físicos

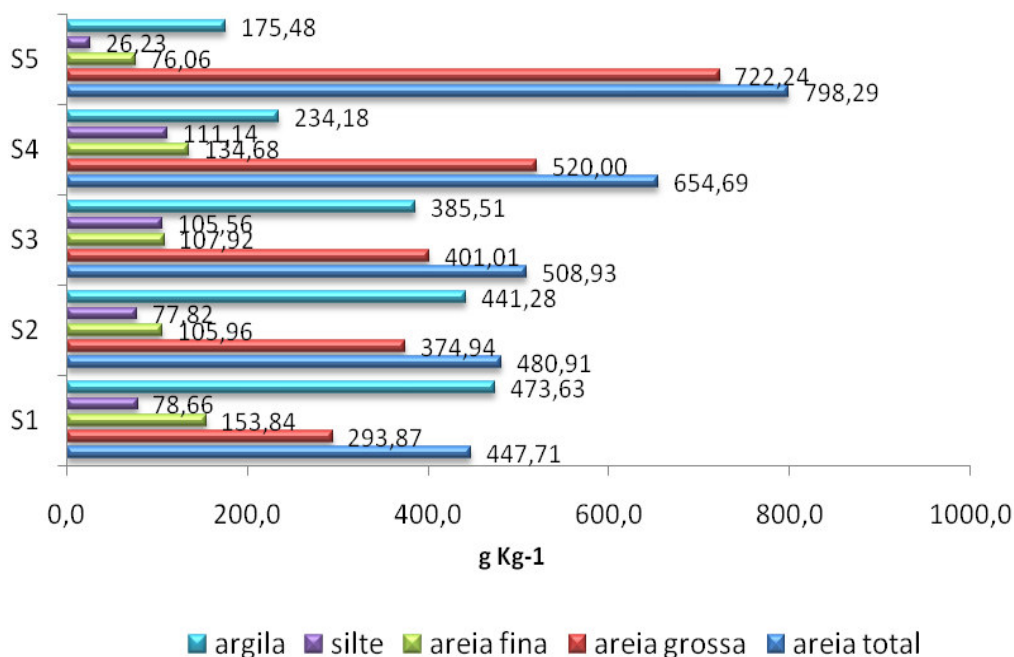


Figura 30 – Proporção dos atributos físicos.

Tabela 11 – Textura do solo nas cinco feições estabelecidas

Feições	Textura
S1	Argilosa
S2	Argilosa
S3	Argilosa
S4	Média
S5	Média

As análises de variância para os atributos avaliados, areia grossa (AG), areia fina (AF), argila (ARG) e silte (SLT), podem ser visualizadas nas Tabelas 12, 13, 14 e 15, respectivamente, que de acordo com a análise, verifica-se que para os parâmetros analisados há efeito significativo entre os tratamentos, pelo Teste F ao nível de 5% de probabilidade.

Tabela 12 - Análise de variância para areia grossa

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signif.
Tratamento	4	331950,8	82987,71	1894,499	0,000
Resíduo	10	438,0457	43,80457		
Coef. de Variação	1,431				

Tabela 13 - Análise de variância para areia fina

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signif.
Tratamento	4	10625,84	2656,46	127,826	0,000
Resíduo	10	207,8188	20,78188		
Coef. de Variação	3,94				

Tabela 14 - Análise de variância para argila

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signif.
Tratamento	4	205292,5	51323,12	617,81	0,000
Resíduo	10	830,7269	83,07269		
Coef. de Variação	2,665				

Tabela 15 - Análise de variância para silte

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signif.
Tratamento	4	13561,44	3390,361	28,268	0,000
Resíduo	10	1199,377	119,9377		
Coef. de Variação	13,71				

A Tabela 16 demonstra que existe diferença significativa entre os atributos avaliados para os cinco sítios estudados (tratamentos). Os teores de areia grossa (AG) e argila (ARG) mostram diferença estatística ao nível de 5% para os cinco tratamentos. Para a componente areia fina (AF) somente os tratamentos “S3” e “S2” não diferem significativamente. Para a componente silte (SLT), o tratamento “S5” apresenta a menor média, diferindo dos demais tratamentos; os tratamentos “S3”, “S1” e “S2” não diferem entre si, sendo que “S1” e “S2” diferem do tratamento “S4”.

Tabela 16 – Análise granulométrica do solo na profundidade de 15-20 cm para as cinco feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra, na linha, não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%

Componente Granulométrico (g kg ⁻¹)	Tratamento				
	S3	S4	S5	S1	S2
AF	107,9158 C	134,6832 B	76,0576 D	153,8404 A	105,9643 C
AG	401,0144 C	520,0024 B	722,2353 A	293,8734 E	374,9445 D
ARG	385,5105 C	234,1766 D	175,4764 E	473,6286 A	441,2753 B
SLT	105,5593 AB	111,1378 A	26,2307 C	78,6576 B	77,8158 B

As diferenças existentes para os teores de argila podem ser explicadas pelos tratamentos culturais, como capinas que deixam o solo exposto e a falta de práticas conservacionistas (EFFGEN, 2006; FERRÃO et al. 2004), favorecendo, assim, um aumento do volume e da velocidade da água ao longo do declive e, conseqüentemente, o processo erosivo. Colet (2006) determinou valores granulométricos médios sendo 180 g kg⁻¹ de areia fina, 439 g kg⁻¹ de areia grossa, 618 g kg⁻¹ de areia total, 243 g kg⁻¹ de argila e 138 g kg⁻¹ de silte num Latossolo na

profundidade de 10-20 cm sob pastagem degradada submetida à escarificação. A variação nos teores de argila é encontrada em áreas de Latossolos devido ao grau de pedogênese, características de superfícies geomorfológicas (relevo) e material de origem, os quais são um dos principais fatores responsáveis pelas mudanças seqüenciais nos atributos do solo ao longo do gradiente de inclinação das vertentes (IMNHOF, 2002).

O atributo de areia total, obtido pela soma das frações areia grossa e areia fina, apresenta maiores valores no solo sob regeneração (Sítios 4 e 5) do que nas pastagens (Sítios 1 e 2), discordando de Sattler (2006), que encontrou maiores valores de areia total no solo sob pastagem em relação ao solo sob vegetação nativa. Nota-se que à medida que os teores de areia grossa são maiores na camada em estudo (15-20 cm), os teores de argila tendem a diminuir. Isso pode ser explicado pelo fato da camada em estudo ser mais profunda (15 a 20 cm), podendo haver deposição de argila neste perfil, oriundo da menor proteção vegetal, fazendo com que o solo fique mais exposto aos efeitos da precipitação e carreamento da fração argila com a água que infiltra no solo.

4.3.2 Densidade do solo (Ds)

Os valores encontrados nas feições estudadas para o atributo de Ds, pelo método do anel volumétrico, são de: 1,35 g cm⁻³ para o Sítio 5; 1,43 g cm⁻³ para o Sítio 4; 1,46 g cm⁻³ para o Sítio 2; 1,43 g cm⁻³ para o Sítio 1 e 1,47 g cm⁻³ para o Sítio 3, conforme Figura 31. A Tabela 17 ilustra a análise de variância para esse atributo, no qual se observa efeito significativo entre os tratamentos ao nível de 5% de probabilidade.

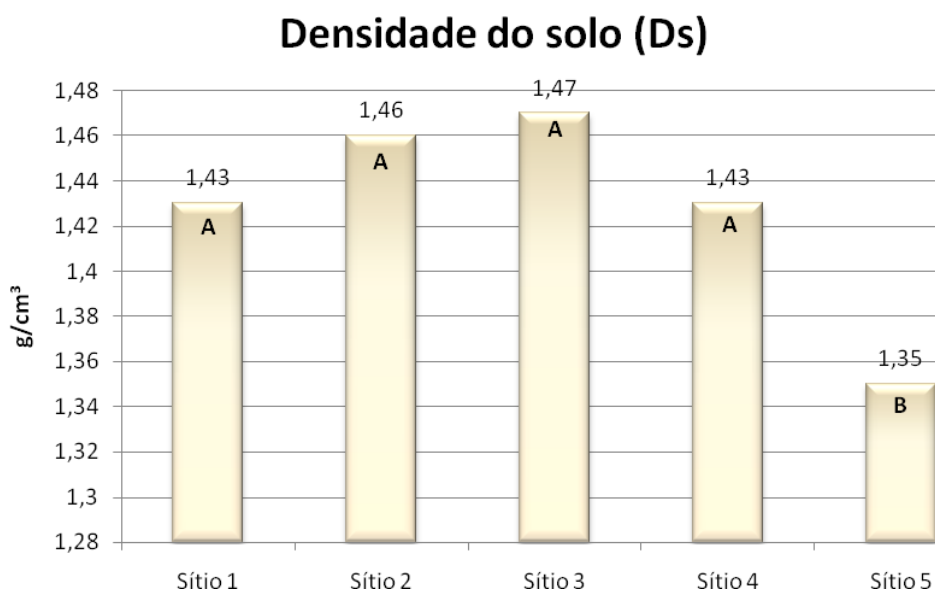


Figura 31 - Densidade do solo pelo método do anel volumétrico. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade.

Tabela 17 – Análise de variância para a densidade do solo

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signific.
Tratamento	4	2,384744E-02	5,961861E-03	28,756	0,00002
Resíduo	10	2,073227E-03	2,073227E-04		
Coef. de Variação	1,009				

De acordo com a Figura 31, verifica-se que somente o solo sob o “S5” diferiu das demais. Tal resultado se deve à maior quantidade de areia grossa, que favorece a porosidade do solo e à menor quantidade de areia fina. Sabe-se que a areia fina é fator de desestabilização dos agregados do solo (DUFRANC et al., 2004). Isso pode ser notado, também, por sua característica bem definida de aumentar a erodibilidade dos solos (WISCHMEIER & SMITH, 1978).

Valores médios de Ds sob pastagem foram detectados por Sattler (2006) e por Souza & Alves (2003) na ordem de 1,56 g cm⁻³ e 1,54 g cm⁻³ respectivamente, na profundidade de 0 – 20 cm do solo. As diferenças podem ser devidas ao fato de

que as pastagens na microbacia analisada estão abandonadas ou com pastoreio muito reduzido, favorecendo sua recuperação em termos de densidade do solo.

Sattler (2006) ainda determinou valor de D_s de $1,43 \text{ g cm}^{-3}$ em área sob vegetação nativa, na profundidade de 0 – 20 cm do solo, como também visto no estudo do solo sob o “Sítio 4” e também próximo do valor de $1,46 \text{ g cm}^{-3}$, encontrado por Magalhães (2001).

Percebe-se que os valores de D_s , na profundidade estabelecida, independente do trato cultural e do sítio de amostragem, estão acima dos valores médios considerados ideais para D_s , os quais segundo Camargo & Alleoni (1997), estão compreendidos na faixa de $1,0$ e $1,2 \text{ g cm}^{-3}$. De acordo com Archer & Smith (1972), o limite máximo tolerado da D_s para solo Argiloso é de $1,20 \text{ g cm}^{-3}$, sendo que solos com D_s acima de $1,30 \text{ g cm}^{-3}$ apresentam sérias desvantagens quanto à permeabilidade e aeração. Esses maiores valores para a densidade podem resultar da maior compactação e degradação do solo nas áreas em estudo.

Os elevados valores de D_s indicam uma possível compactação e/ou adensamento do solo. Carvalho Junior (1995), ao trabalhar com Latossolos de textura média, observou a ocorrência de camadas adensadas e/ou compactadas sob mata natural, pastagem e em áreas sem o uso de máquinas agrícolas por seis anos. Effgen (2006) relata valores de D_s variando de $1,37$ a $1,46 \text{ g cm}^{-3}$ em Latossolo Vermelho-Amarelo na profundidade de 0 – 20 cm sob cultivo de café nos seus diferentes tratamentos. Moraes et al. (2002) descrevem valores de D_s de $1,43 \text{ g cm}^{-3}$ sob pastagem degradada com baixa cobertura vegetal e valores de $1,23$ e $1,13 \text{ g cm}^{-3}$ sob pastagens com razoável e excelente cobertura vegetal, respectivamente. Prevedello et al. (2007) encontraram valores de D_s na profundidade de 10 a 20 cm, de $1,58$; $1,37$; $1,32$ e $1,53 \text{ g cm}^{-3}$ em Argissolo Vermelho-Amarelo sob diferentes sistemas de manejo de eucalipto. Borges et al. (1986) verificaram que densidades superiores a $1,15 \text{ g cm}^{-3}$, em solos com textura muito argilosa, reduziram os teores de nutrientes na parte aérea de plantas de *Eucalyptus* sp., provavelmente em razão da redução no volume de solo explorado pelas raízes.

Martins et al. (2002) avaliaram a qualidade estrutural de um Latossolo Vermelho distroférico sob quatro cultivos florestais, e verificaram maiores valores de densidade do solo para os plantios de pinus ($1,25 \text{ g cm}^{-3}$), eucalipto ($1,27 \text{ g cm}^{-3}$) e seringueira ($1,28 \text{ g cm}^{-3}$), em relação à mata nativa ($1,03 \text{ g cm}^{-3}$). Já Araújo et al.

(2004) encontraram valores de D_s de $1,34 \text{ g cm}^{-3}$ e $1,52 \text{ g cm}^{-3}$, para solos sob mata nativa (10 - 20 cm de profundidade) e pastagem (18 - 35 cm de profundidade), respectivamente.

Como visto neste trabalho, mesmo diferindo somente da feição "S5", são observados maiores valores numéricos de densidade do solo para o Sítio 3 e o Sítio 2, possivelmente devido ao preparo de solo convencional, realizado para implantação desses cultivos, e preparos anteriores (cultivo de culturas agrícolas). De acordo com Sattler (2006), o valor elevado de D_s encontrado para as áreas de regeneração (S1 e S2) e de eucalipto (S3) pode estar relacionado ao reduzido tempo de repouso da área para regeneração, lembrando que anteriormente as áreas também foram utilizadas como pastagem. Pastagens com super-pastoreio apresentam maior valor de densidade do solo quando comparadas a outros sistemas (SOUZA et al., 2004). Isso ocorre, como visto nas pastagens em estudo, devido ao pisoteio de animais que apresentam peso corpóreo elevado associado à reduzida área da pata, que, ao caminharem pelos pastos, imprimem sobre o solo elevadas pressões, compactando-o até 10 a 15 cm de profundidade (PETERSON, 1970; citado por SATTLER, 2006). Outra atribuição para o aumento da densidade do solo se dá pela própria degradação da pastagem (Magalhães, 2001) e a redução da matéria orgânica.

Esses valores diferenciados para D_s podem estar associados aos tratos culturais e ao declive do terreno e ao histórico de uso das áreas, sendo que os Sítios 1 e 2, o Sítio 3 e o Sítio 5, eram antes destinados à pastagem intensiva.

4.3.3 Densidade de Partículas (D_p)

Para a densidade de partículas, índice diretamente vinculado à granulometria do solo e, conseqüentemente, não sujeita a sofrer grandes variações (MOSCA, 2003), os valores permanecem no intervalo de $2,50 - 2,67 \text{ g cm}^{-3}$ (Figura 32Figura), estando de acordo com o exposto por Kiehl (1979). Mosca (2003) encontrou valor médio de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ e Moraes et al. (2002) encontram um valor de $2,86 \text{ g cm}^{-3}$ para um Latossolo Vermelho Distroférrico sob uma pastagem degradada.

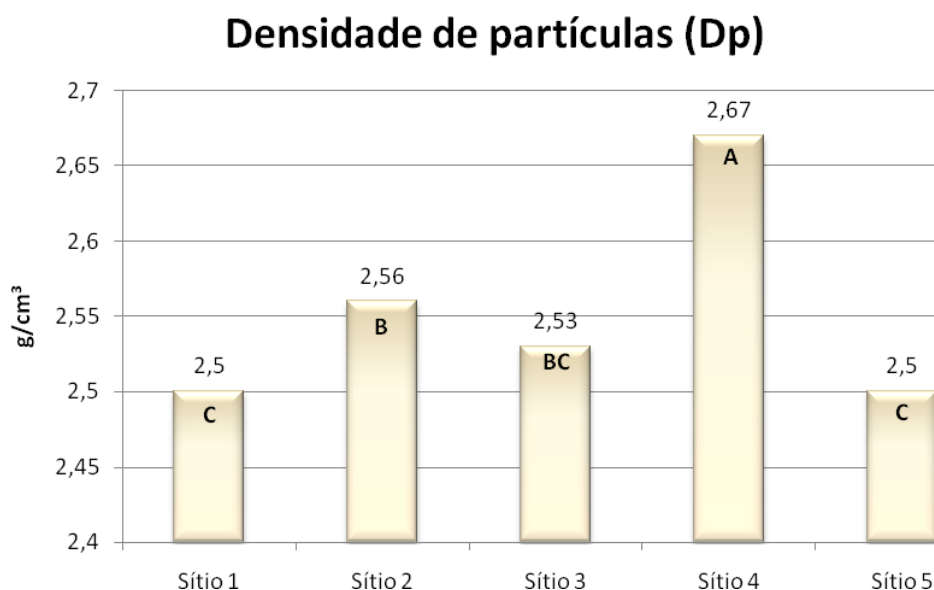


Figura 32 - Densidade de partículas. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.

A análise de variância para a densidade de partículas está apresentada na Tabela 18. Verifica-se efeito significativo para esse atributo entre os tratamentos ao nível de 5% de probabilidade. A Figura 32 demonstra que existe diferença estatística entre os locais de amostragem para a Dp; nota-se que a média obtida para a feição “S4” difere significativamente das demais.

Tabela 18 – Análise de variância para a Densidade de partículas

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signific.
Tratamento	4	5,6506880E-02	1,4126720E-02	54,450	0,000
Resíduo	10	2,5944470E-03	2,5944470E-04		
Coef. de Variação	0,631				

De acordo com Mendes et al. (2006) a densidade de partículas é dependente apenas dos constituintes da fração sólida do solo e determinada pela proporção relativa de material mineral e orgânico e suas respectivas densidades. Pelo fato da densidade da matéria orgânica variar de 1,0 a 1,3 g cm⁻³ e a densidade da parte mineral variar de 2,50 a 5,20 g cm⁻³ valores próximos a estes podem indicar

dominância de partículas orgânicas ou minerais em sua fase sólida. Partindo desse pressuposto, analisando os resultados encontrados, prevalece a dominância de partículas minerais na fase sólida dos solos avaliados.

4.3.4 Argila dispersa em água (ADA) e grau de flocculação (GF)

As análises de variância para os atributos argila dispersa em água (ADA) e grau de flocculação (GF) podem ser observadas nas Tabela 19 e Tabela 20. De acordo com a análise de variância, verifica-se que para os atributos analisados há efeito significativo entre os tratamentos ao nível de 5% de probabilidade.

Tabela 19 - Análise de variância para argila dispersa em água (ADA)

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signif.
Tratamento	4	9000,267	2250,067	888,184	0,000
Resíduo	10	25,33333	2,533333		
Coef. de Variação	2,083				

Tabela 20 - Análise de variância para grau de flocculação (GF)

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signif.
Tratamento	4	9,848573	2,462143	105,671	0,000
Resíduo	10	0,233	2,330000E-02		
Coef. de Variação	0,197				

Os maiores valores de ADA são atribuídos aos Sítios 1 e 2, seguido pelo Sítio 3 e pelos Sítios 4 e 5. A Figura 33 demonstra que existe diferença significativa entre os tratamentos para o parâmetro físico argila dispersa em água (ADA).

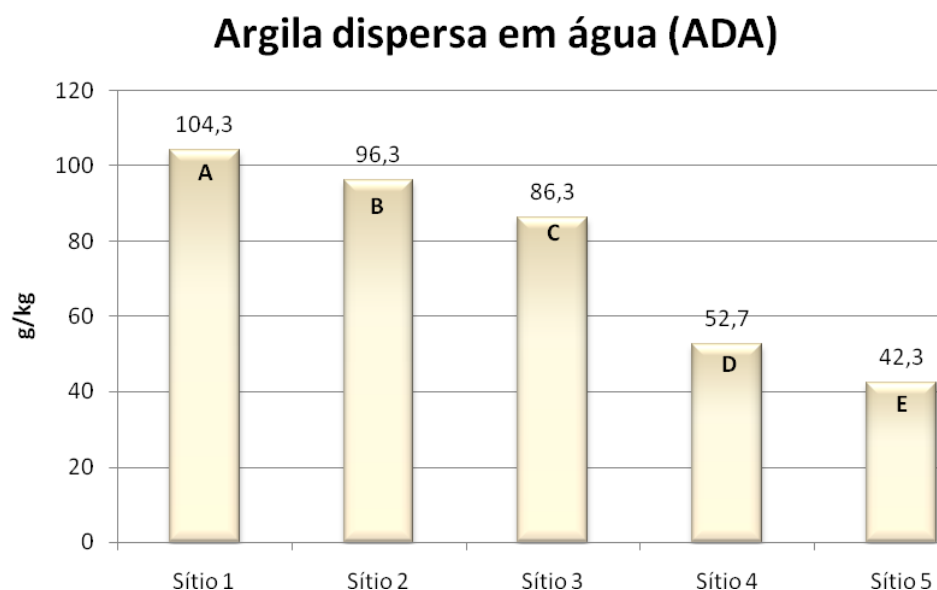


Figura 33 - Argila dispersa em água para as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.

A menor quantidade de ADA é desejável em termos de qualidade física do solo, uma vez que argila dispersa poderia entupir poros do solo, reduzindo sua densidade, porosidade e infiltração de água. Comparando-se os resultados de ADA com os resultados de densidade do solo verifica-se uma possível influência da baixa quantidade da ADA no Sítio 5 na menor densidade desta área.

Uma hipótese que pode explicar a variação nos resultados de argila dispersa em água refere-se à ação mecânica do preparo intenso do solo adotado em cada feição, o qual aumenta a dispersão de argila. O preparo do solo utilizado nas áreas de pastagem (S1 e S2) e eucalipto (S3) é o convencional, caracterizado pela baixa mobilização do solo. As áreas destinadas à regeneração não passaram por nenhum preparo do solo.

Para os valores referentes ao grau de flocculação (GF), os Sítios 1 e 2 apresentam os maiores valores. Os menores valores são observados para os Sítios 4 e 5 (áreas sob regeneração) e os maiores valores são registrados para os Sítios 1 e 2 (pastagens) (Figura 34).

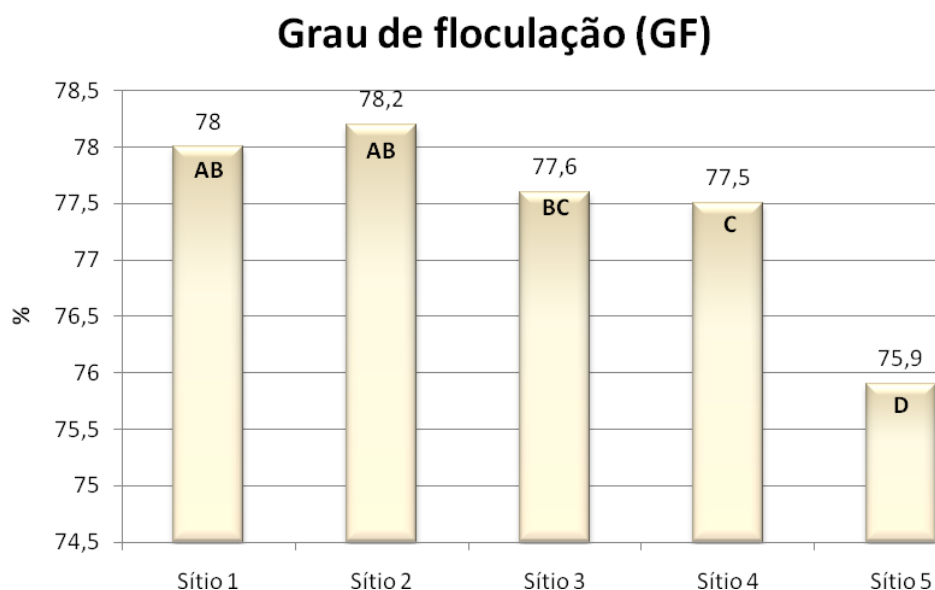


Figura 34 - Valores de Grau de Floculação para as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% probabilidade.

Albuquerque et al. (2005) associam valores referentes ao grau de floculação nas camadas superiores do solo à ação conjunta da matéria orgânica, atividade microbiana, sistema radicular e concentração de cátions trocáveis, bem como pela ação dos ciclos de umedecimento e secagem. O fenômeno da dispersão-floculação é influenciado pela matéria orgânica do solo, a qual afeta o desenvolvimento da estrutura e relaciona-se com o balanço das cargas elétricas do solo (PRADO & CENTURION, 2001).

Prado & Centurion (2001) encontraram valores de 187,8 g kg⁻¹ de ADA e 33,44 % de GF em solo sob vegetação nativa na profundidade de 10-20 cm em um Latossolo Vermelho-Escuro de textura média. Valores de GF inferiores aos encontrados no presente trabalho foram descritos por Dufranc et al. (2004), que foram, em na média, de 47% e 37% para um Latossolo Vermelho distrófico em Campos Novos Paulista - SP e Angatuba – SP, como também valores de ADA na ordem de 94 g kg⁻¹ e 422 g Kg⁻¹ para os mesmos solos. Zucoloto et al. (2006) também encontraram valores muito superiores de ADA para um Latossolo Vermelho-Amarelo na profundidade de 0 – 20 cm sob três coberturas: solo descoberto, manga e café; sendo respectivamente, 313,0; 331,0 e 300,0 g Kg⁻¹; também encontraram

valores baixos de GF de 16,32; 17,06 e 15,75 % para solo sob as coberturas estudadas. Martins et al. (2002) observaram os resultados de argila dispersa em água e o índice de floculação do solo sob os diferentes povoamentos florestais; o maior valor de argila dispersa em água foi observado para os povoamentos de eucalipto e mata nativa, seguidos pelo povoamento de seringueira e pinus. Com relação ao índice de floculação, os povoamentos de seringueira e de pinus apresentaram os menores valores, seguidos pelo povoamento em mata nativa e eucalipto. Sattler (2006) encontrou valores de grau de floculação de 46,31% na pastagem e 55,02% na área de vegetação nativa, e também valores de ADA de 222,86 g Kg⁻¹ para a pastagem e valor de 193,96 g Kg⁻¹ para a mata nativa.

4.3.5 Porosidade total (PT), macroporosidade (MaP) e microporosidade (MiP)

As análises de variância referente às porosidades dos solos (porosidade total, macroporosidade e microporosidade) estão apresentadas nas Tabelas 21, 22 e 23. Verifica-se efeito significativo entre os tratamentos ao nível de 5% de probabilidade para os parâmetros PT e MaP. Os valores de MiP não apresentaram efeito significativo entre os tratamentos ao nível de 5 % probabilidade.

Tabela 21 - Análise de variância para porosidade total

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signific.
Tratamento	4	6,167016E-03	1,541754E-03	55,077	0,00000
Resíduo	15	4,198880E-04	2,799254E-05		
Coef. de Variação	1,2				

Tabela 22 - Análise de variância para macroporosidade (MaP)

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signific.
Tratamento	4	8,9386170E-03	2,2346540E-03	1,650	0,214
Resíduo	15	2,0313210E-02	1,3542140E-02		
Coef. de Variação	11,597				

Tabela 23 - Análise de variância para microporosidade (MiP)

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signific.
Tratamento	4	2,651885E-02	6,629713E-03	4,503	31,014
Resíduo	15	2,208201E-02	1,472134E-03		
Coef. de Variação	31,014				

Conforme visualizado na Figura 35, o solo sob os Sítios 4 e 5 apresentam os maiores volumes de poros totais, não diferindo entre si. Os menores valores são registrados para os solos do Sítio 3 e sob os Sítios 1 e 2 e estes também não diferem entre si.

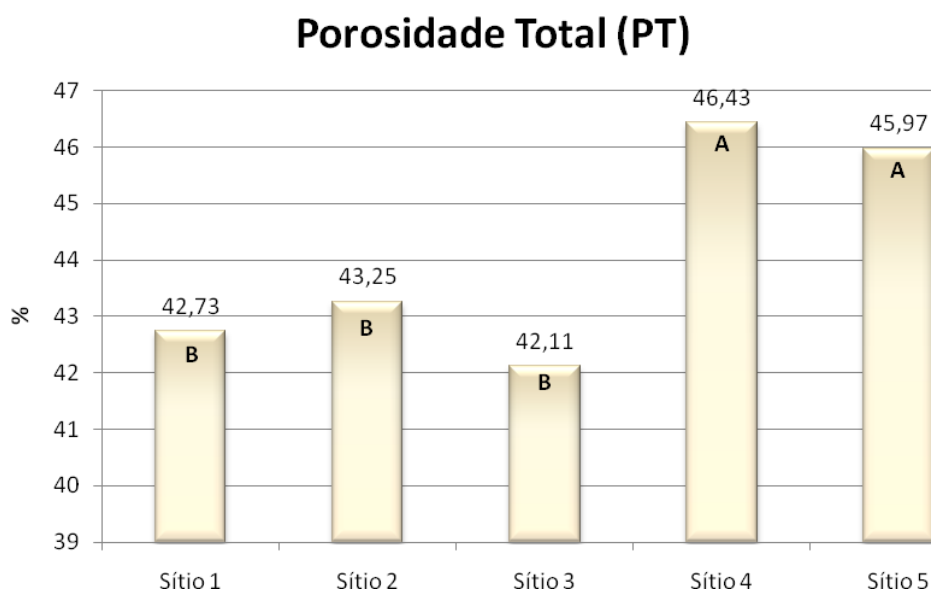


Figura 35 – Porosidade total para as feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.

O solo sob o Sítio 4 apresenta maior porosidade total (46,43%), seguida pelo Sítio 5 (45,97%), pelo Sítio 2 (43,25%), pelo Sítio 1 (42,73%) e pelo solo sob o Sítio 3 (42,11%), conforme Figura 35. De acordo com Theodoro et al. (2002), a modificação na porosidade de um solo pode ser consequência de vários fatores ligados ao cultivo. O revolvimento do solo aumenta a oxidação dos compostos

orgânicos, que perdem a sua ação cimentante de agregados, induzindo a redução na porosidade como resultado da subdivisão dos agregados maiores.

O elevado valor da porosidade no Sítio 5 provavelmente explica a menor densidade do solo sob esse tipo de uso. Já a elevada porosidade do Sítio 4 é devida ao elevado valor da densidade de partículas evidenciada no solo dessa área. A porosidade total nas áreas de regeneração deve-se ao ambiente pouco perturbado e mais protegido das intempéries, corroborando os resultados de Araújo et al. (2004). Conforme Cavaliere et al. (2006), em situações de degradação estrutural, percebe-se redução na porosidade total, bem como alteração na distribuição de tamanho dos poros, como evidenciado nos valores das pastagens (S1 e S2) e eucalipto (S3), que são áreas com alto grau de degradação.

Colet (2006) encontrou valores de porosidade numa pastagem, com e sem o efeito de escarificação, de 37,5 e 34,2 %, respectivamente. Esses valores são inferiores aos encontrados nas áreas de pastagem avaliadas devido à ausência ou à baixa intensidade do pisoteio animal.

Valores médios de PT na ordem de 40,82% foram detectados por Sattler (2006) em solo sob pastagem no município de Alegre – ES, na profundidade de 0 a 20 cm. Valores semelhantes também foram encontrados por Souza & Alves (2003) em pastagem sobre solo de cerrado, da ordem de 38% para PT.

A Figura 36 mostra que não há diferença estatística na microporosidade entre os tratamentos analisados.

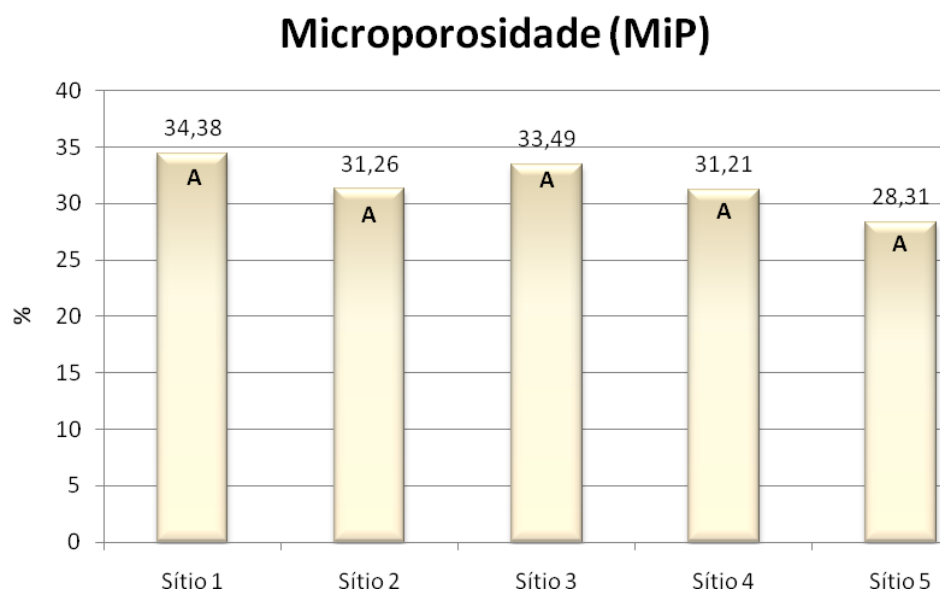


Figura 36 - Microporosidade para as feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.

De acordo com a Figura 37, os valores de MaP são maiores nas áreas sob regeneração (S4 e S5) e menores nas áreas sob pastagem (S1 e S2) e eucalipto (S3).

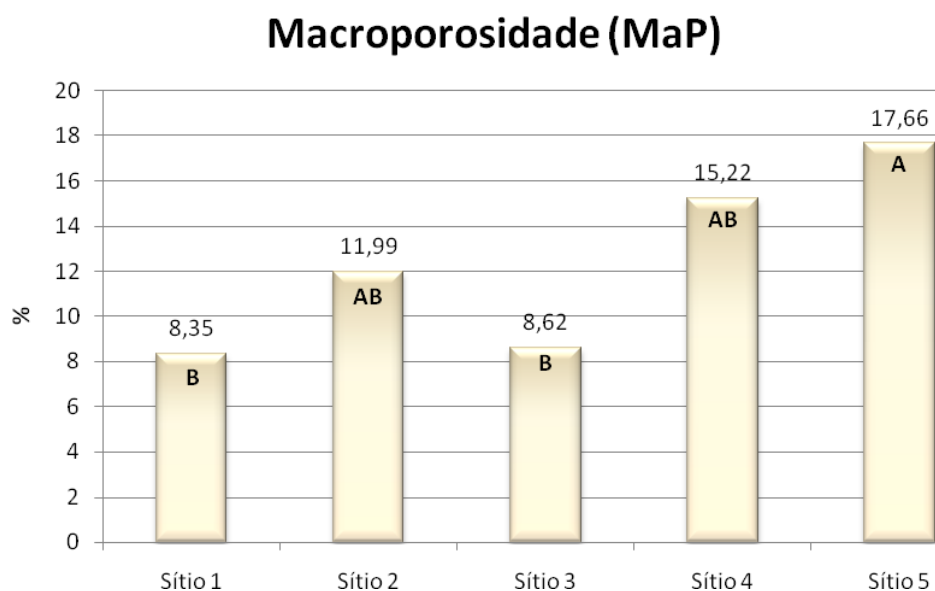


Figura 37 - Macroporosidade para as feições analisadas. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.

Valores médios de MiP, da ordem de 33,25%, foram detectados por Sattler (2006) em solo sob pastagem no município de Alegre – ES, na profundidade de 0 a 20 cm. Valores semelhantes também foram encontrados por Souza & Alves (2003) em pastagem em solo de cerrado, da ordem de 25%.

Em termos de distribuição dos poros do solo, a macroporosidade varia de 8,35 % a 17,66%, na profundidade de 15 – 20 cm. Valores semelhantes foram encontrados por Effgen (2006) e Pedroti et al. (2003), em Latossolo Vermelho-Amarelo.

Pela Figura 36, em comparação com a Figura 37, verifica-se que ocorre, em todas as cinco feições, predomínio de microporos em relação aos macroporos, que aliado aos elevados valores de Ds na camada de solo analisada (15 – 20 cm), podem contribuir para dificultar o movimento de ar e água para as raízes das plantas. Esses valores podem estar associados ao uso de capinas que deixam o solo desnudo e favorecem a desagregação da sua estrutura devido ao impacto das gotas de chuva, gerando partículas dispersas que são arrastadas para o interior dos poros, causando aumento na densidade e redução na porosidade total do solo (EFFGEN, 2006).

Sattler (2006) encontrou valor de MaP igual a 7,27% no solo sob pastagem. Segundo Tormena (2002), um valor de macroporosidade menor que 10%, como encontrado nos Sítios 1 e 3, indica uma inadequada difusão de oxigênio para atender as necessidades do sistema radicular e as atividades dos microorganismos no solo. As áreas sob regeneração (S4 e S5) apresentam valores de MaP superiores aos das áreas de pastagem (S1 e S2), como também visto por Sattler (2006).

Baseando-se nos ábacos triangulares de classificação físico-hídrica dos solos, pode-se classificar os solos das diferentes feições conforme a Tabela 21:

Tabela 21 – Classificação físico-hídrica do solo sob as diferentes feições

Feição Analisada	Classificação Físico-hídrica
S1	Ca - Solo Anaerado-aquífero
S2	Ca - Solo Anaerado-aquífero
S3	Ca⁺ - Solo Mesaerado-aquífero
S4	Ca - Solo Anaerado-aquífero
S5	B*W - Solo Anaerado-mesaquífero

O solo Ca⁺, referente ao Sítio 3, é um solo de baixa drenagem interna, mas com alta velocidade de infiltração. É um solo de média aeração e alto volume de água disponível. O solo Ca, identificado para os Sítios 2, 4 e 5, apresenta a mesma limitação de drenagem que o solo Ca⁺, enquadra-se na faixa de VIB média, possui alto volume de água disponível e baixa aeração. O solo B⁺W, identificado para o Sítio 5, possui alta VIB, maior retenção de ar disponível e médio volume de água disponível.

4.3.6 Resistência à penetração (RP)

De acordo com a análise de variância do teste de resistência à penetração apresentada na Tabela 22, verifica-se efeito significativo entre os tratamentos.

Tabela 22 – Análise de variância do teste de resistência à penetração

Fontes de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Sig.
Total	59	165759,3			
Total de redução	14	147743,8	10553,13	26,36	0,0000
TRAT	4	62185,23	15546,31	38,83	0,0000
PROF	2	70487,28	32243,64	88,03	0,0000
PROF x TRAT	8	15071,29	1883,912	4,71	0,0000
Resíduo	45	18015,5	400,3444		

As médias foram submetidas ao teste de Tukey a 5% de probabilidade, conforme Tabela 23.

Tabela 23 – Valores de resistência à penetração em MPa para o solo sob as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra, maiúsculas na coluna e minúsculas na linha, não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade

Prof (cm)	S1	S2	S3	S4	S5
0 - 15	11,58 B a	7,19 AB bc	8,31 A ab	3,02 B d	4,26 B cd
15 - 20	6,96 C a	4,01 B ab	4,35 B ab	2,24 B b	2,74 B b
20 - 40	21,90 A a	10,30 A b	11,10 A b	7,47 A b	10,04 A b

Ao se comparar a resistência à penetração em uma mesma profundidade, dentro dos tratamentos, nota-se que, em todas as profundidades o Sítio 1 apresenta os maiores valores de resistência, não apresentando diferença estatística do Sítio 3 para as profundidades 0 a 15 cm e 15 a 20 cm (Figura 38).

Os valores de RP têm o mesmo comportamento para as três profundidades analisadas, sendo maiores nas feições: S1, S3, S2, S5 e S4. Os maiores valores atribuídos ao Sítio 1, podem estar relacionados ao pastoreio, pelo qual a compactação é favorecida com o pisoteio dos animais. Para o solo sob o Sítio 3, a compactação foi favorecida pelo sistema de preparo do solo (plantio direto), o que se deve ao efeito da ausência de mobilização mecânica do solo.

De forma geral, podemos observar que os valores de RP tendem a aumentar com o incremento da densidade. Esse incremento reduz os espaços porosos, isto é, os espaços ocupados por ar e água, aumentando a resistência à penetração da haste do penetrômetro (CUNHA et al., 2002).

Observa-se que os solos com maior RP obtiveram menores valores de PT, como também visto por Tormena et al. (2002).

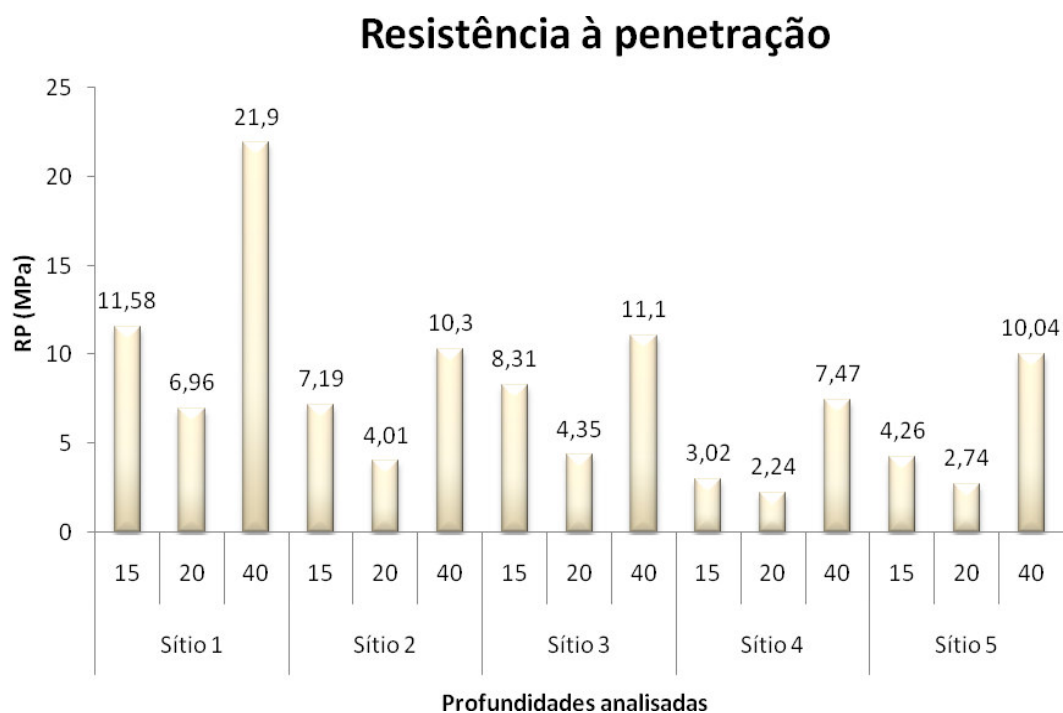


Figura 38 – Valores de RP em três profundidades distintas, 0 – 15; 15 – 20; e 20 – 40 cm.

A resistência à penetração é uma forma indireta para identificar a compactação do solo e é grandemente influenciada pelo seu teor de água no

momento da determinação (SATLLER, 2006). Satller (2006) ainda relata que os maiores valores de RP observados no solo da área sob pastagem foram acompanhados de elevados valores de Ds e menores teores de água do solo. A inibição na extensão de raízes em solos compactados está relacionada com vários fatores, em solos secos o aumento da resistência mecânica e o decréscimo do potencial de água no solo podem ser mais importantes (SILVA et al., 2006).

Na Tabela 24 são apresentados os limites do crescimento radicular em relação à resistência à penetração dos solos.

Tabela 24 - Limites de classes de resistência dos solos à penetração (RP) e graus de limitação ao crescimento das raízes (CANARACHE, 1990)

RP (Mpa)	Classe	Lim. crescimento das raízes
3,02	Média	Algumas limitações
4,09	Média	Algumas limitações
4,26	Média	Algumas limitações
5,53	Alta	Sérias limitações
7,19	Alta	Sérias limitações
8,31	Alta	Sérias limitações
8,99	Alta	Sérias limitações
9,24	Alta	Sérias limitações
10,17	Muito alta	Praticamente não crescem
11,58	Muito alta	Praticamente não crescem
12,53	Muito alta	Praticamente não crescem
14,52	Muito alta	Praticamente não crescem
15,23	Muito alta	Praticamente não crescem
15,91	Extr. alta	Não crescem
29,25	Extr. alta	Não crescem

Para a profundidade de 0-15 cm, os Sítios 4 e 5 apresentam algumas limitações no crescimento das raízes (Classe média); para os Sítios 1 e 2 e o solo sob Sítio 3, observa-se sérias limitações ao crescimento das raízes (classe alta). Para a profundidade de 15-20 cm, o solo sob o Sítio 4 apresenta classificação média, mostrando somente algumas limitações ao crescimento das raízes; o Sítio 2 e o Sítio 5 mostram-se com sérias limitações ao crescimento das raízes (classe alta). As demais feições, S1 e S3, apresentam classificação extremamente alta e alta,

onde, segundo a classificação de Canarache (1990), “praticamente não crescem” e “não crescem raízes”, respectivamente. Para a profundidade de 20-40 cm, somente o Sítio 4 mostra classificação alta, com sérias limitações ao crescimento das raízes. O solo sob plantio de eucalipto (S3) mostra classificação extremamente alta, onde as raízes não crescem e o restante das feições se enquadraram na classificação muito alta, onde as raízes praticamente não crescem.

Sene et al. (1985) consideram críticos os valores que variam de 6,0 a 7,0 MPa para solos arenosos e em torno de 2,5 MPa para solos argilosos.

O processo de compactação do solo ocorre pela compressão do solo não saturado quando este é submetido a cargas excessivas, causando um rearranjo das partículas e levando à redução do seu volume (CAMARGO & ALLEONI, 1997). Os maiores valores de RP, referentes ao solo sob o Sítio 1 estão atribuídos à compactação causada pelo pastoreio de animais. Para o Sítio 3, justifica-se os altos valores de RP ao revolvimento do solo para a execução do plantio de eucalipto. A compactação do solo do Sítio 2 pode estar relacionada à alta degradação da área e ao arraste de partículas por erosão hídrica.

Correa & Reichardt (1995), comparando solos de floresta nativa e pastagens de *Brachiaria humidicola* com 4, 6 e 10 anos de uso, verificaram maiores valores para densidade do solo e de resistência do solo à penetração nas áreas sob pastagem, comparados com áreas de floresta, para as profundidades 0 – 10 cm e 10 – 20 cm. Os mesmos autores também observaram incremento nos valores de resistência do solo à penetração e densidade do solo na profundidade de 0 – 10 cm com o aumento do tempo de uso das pastagens.

4.3.7 Velocidade de infiltração da água no solo

A análise de variância para os valores de velocidade de infiltração básica pode ser visualizada na Tabela 25, na qual se verifica efeito significativo para o teste F a 5% de probabilidade.

Tabela 25 - Análise de variância para os valores de VIB

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signif.
Tratamento	4	245356,5	61339,13	1058,517	0,000
Resíduo	10	579,4816	5,794816E+01		
Coef. de Variação	5,319				

Na Figura 39, são apresentados os valores médios de VIB para as cinco feições principais da microbacia. Em princípio, esses resultados podem estar associados às distintas características morfológicas associadas à estrutura dos horizontes desses solos.

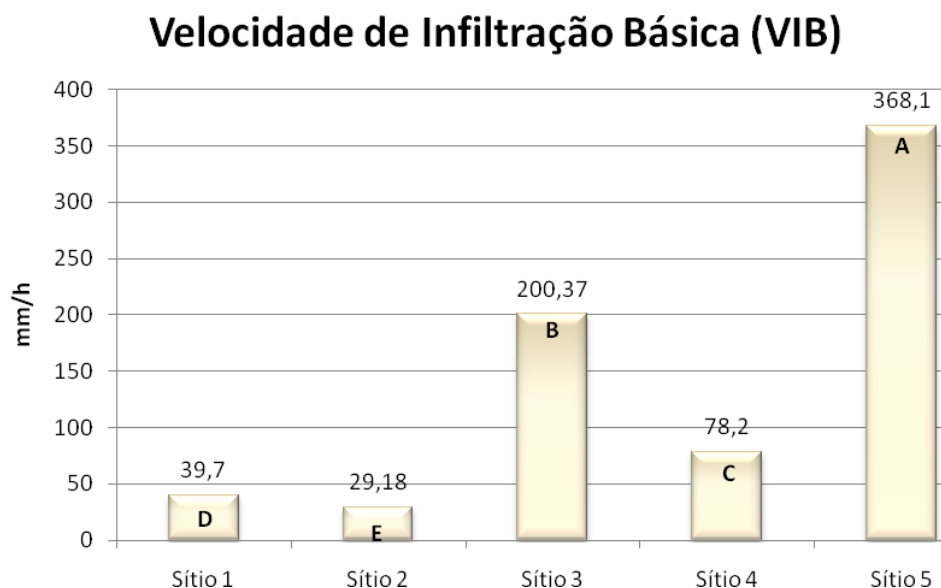


Figura 39 - Valores de VIB em cada feição analisada. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5% probabilidade.

Os resultados mostram elevada variabilidade dos dados de VIB, que pode ser explicada pela heterogeneidade textural e estrutural do solo em estudo, como também pela presença de raízes, atividade microbiana, rachaduras localizadas ocasionadas pelas épocas de estiagens, entre outros fatores (EGUCHI et al. 2003).

Observa-se que a VIB é maior no solo sob o Sítio 5, seguido do Sítio 3, Sítio 4, Sítio 1 e Sítio 2. O maior valor encontrado para o Sítio 5 deve-se ao fato de

apresentar maior proporção de areia, menor densidade de partículas, alta porosidade, menor valor de argila dispersa em água e menor teor de argila.

De forma inversa, pode-se explicar o menor valor de VIB para as pastagens (S1 e S2), que possuem os maiores teores de argila, altos valores de resistência à penetração, textura argilosa e maiores valores de Ds. A menor velocidade de infiltração registrada para o solo sob o Sítio 1 também se deve à compactação do solo presente na camada superficial (0-15 cm), conforme evidenciado na resistência à penetração. Esse fato pode indicar a formação de selamento superficial que pode ter sido causado pela alta taxa de exposição do solo, estando vulnerável à ação das chuvas e pelo pisoteio de animais. Segundo Angelotti Netto & Fernandes (2005), a formação do selo superficial pode reduzir acentuadamente a infiltração de água no solo.

A VIB pode ser classificada, de acordo com Klute (1965), citado por Ottoni Filho (2003), em sete classificações, sendo elas:

- muito lento ($VIB < 0,125 \text{ cm h}^{-1}$);
- lento ($0,125 \leq VIB < 0,5 \text{ cm h}^{-1}$);
- moderadamente lento ($0,5 \leq VIB < 2,0 \text{ cm h}^{-1}$);
- moderado ($2,0 \leq VIB < 6,25 \text{ cm h}^{-1}$);
- moderadamente rápido ($6,25 \leq VIB \leq 12,5 \text{ cm h}^{-1}$);
- rápido ($12,5 < VIB \leq 25 \text{ cm h}^{-1}$);
- muito rápido ($VIB > 25 \text{ cm h}^{-1}$).

Dessa forma os solos sob as feições foram classificados em: S4 (7,82 cm/h) moderadamente rápida; S5 (36,81 cm/h) muito rápida; S3 (20,03 cm/h) rápida; S1 (3,97 cm/h) e S2 (2,91 cm /h) moderada.

Baseando-se no ábaco triangular de classificação do grupo hidrológico do solo, pode-se classificar o solo das diferentes feições conforme Tabela 26.

Tabela 26 – Classificação hidrológica do solo sob as diferentes feições

Feição Analisada	Grupo Hidrológico
S1	D - Elevado potencial de escoamento superficial
S2	D - Elevado potencial de escoamento superficial
S3	D - Elevado potencial de escoamento superficial
S4	C - Potencial de escoamento superficial acima da média
S5	B - Potencial de escoamento superficial abaixo da média

4.3.8 Teor de matéria orgânica (M.O.)

De acordo com a análise de variância (Tabela 27) para o parâmetro M.O., verifica-se que houve efeito significativo entre os tratamentos ao nível de 5% de probabilidade.

Tabela 27 – Análise de variância do teor de matéria orgânica.

Fonte de Variação	GL	Soma de Quadrado	Quadrado Médio	F	Signific.
Tratamento	4	34,82267	8,705667	3,563	0,04694
Resíduo	10	24,43333	2,443333		
Coef. de Variação	11,544				

Os valores de matéria orgânica (M.O.) estão representados na Figura 40, na qual pode-se observar que somente o solo sob o Sítio 4 e o Sítio 2 diferem entre si.

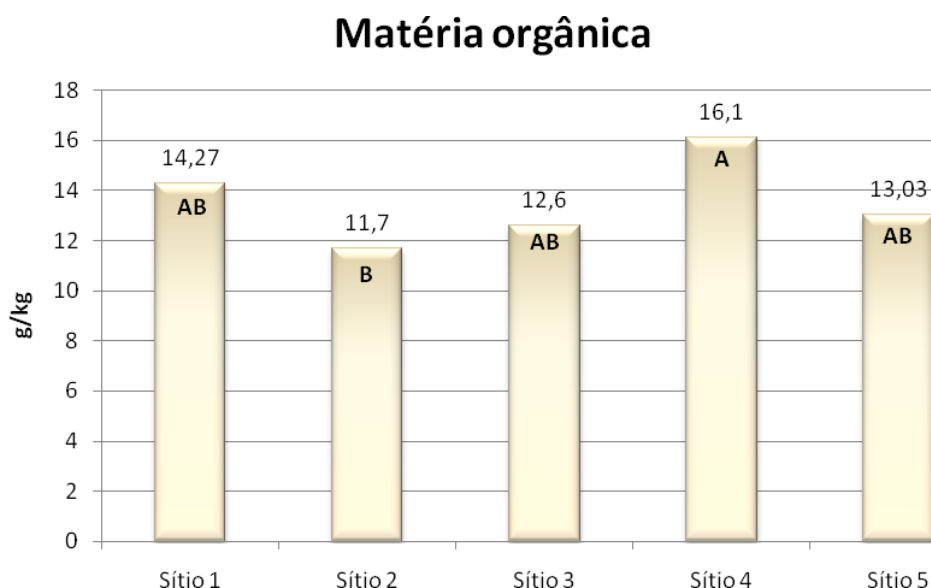


Figura 40 - Teor de matéria orgânica nos solos analisados para as diferentes feições. Médias seguidas da mesma letra não diferem entre si pelo teste de Tukey a 5%.

Os resultados vão de acordo com o fornecimento de material orgânico da feição analisada. O teor de M.O. é maior no solo sob o Sítio 4 (16,1 g Kg⁻¹), que se trata de um fragmento florestal onde predomina um maior número de espécies, com níveis de sucessão ecológica em evolução. Dessa forma, as diferentes espécies caducifólias presentes contribuem para o fornecimento e acúmulo de material vegetal no solo. O acúmulo de M.O. no solo sob o Sítio 4 ocasiona uma diminuição da densidade do solo e aumento da porosidade total, quando comparada às demais feições. O solo sob o Sítio 1 também apresenta valor alto de M.O. (14,27 g Kg⁻¹). Embora esta fisionomia seja apenas formada por gramíneas, esse valor é justificado pela incorporação de dejetos de animais (bovinos e eqüinos) no solo. A área sob o Sítio 5 é formada por espécies pioneiras unicamente, gerando dessa forma, fornecimento de material vegetal somente no período de caducifolia da espécie dominadora, apresentando um valor de 13,03 g Kg⁻¹. O baixo valor de M.O. encontrado para o solo sob o Sítio 3 (12,6 g Kg⁻¹) se deve a constatação *in loco* de pouca quantidade de serrapilheira. Essa baixa concentração de M.O. se deve a fatores adversos como: remoção para a utilização em compostagem, utilização como biomassa e transferência de serrapilheira. O valor mais baixo de M.O. encontrado é

para o solo sob o Sítio 2, por não apresentar animais e possuir pouca cobertura vegetal, não mantendo fornecimento de M.O. suficiente.

Dentre as propriedades das substâncias húmicas, destacam-se: alta capacidade de retenção de água, com importante papel regulador para evitar processos erosivos bem como para armazenamento dessa vital substância para os seres vivos; o fornecimento de nutrientes a partir de sua mineralização; e a alta capacidade de troca catiônica (CTC), sendo na maioria das situações, a principal reguladora da CTC do solo. Dessa forma, é imprescindível que sempre se busque metodologias para determinação da M.O. cada vez mais precisas. O teor de matéria orgânica sofre influência direta do tipo de manejo empregado no uso e ocupação das terras além da declividade do terreno (JUNQUEIRA JÚNIOR, 2006).

4.3.9 Curva de retenção de água no solo

A Figura 41 apresenta as curvas de retenção de água no solo para cada uma das feições estudadas, nas profundidades de 15 a 20 cm. Percebe-se que as curvas de retenção do solo de todas as feições são semelhantes, exceto para o solo sob o Sítio 5, de textura média.

Observa-se que os conteúdos de água do solo sob Sítio 4 e o solo sob Sítio 2 são mais elevados do que os demais, em todas as tensões do intervalo de água disponível. Segundo Scheinost et al. (1997), existem vários fatores que afetam a retenção de água no solo, sendo a textura o principal deles, já que ela determina a área de contato entre a água e as partículas sólidas, determinando assim a acomodação das partículas e a distribuição de poros. Geralmente considera-se que os solos com maior quantidade de argila são os que retêm mais água (AZEVEDO; 1990). Ainda segundo o autor, é de esperar que a maior retenção da água ocorra conforme se aprofunda no perfil do solo, devido ao gradual aumento do teor de argila.

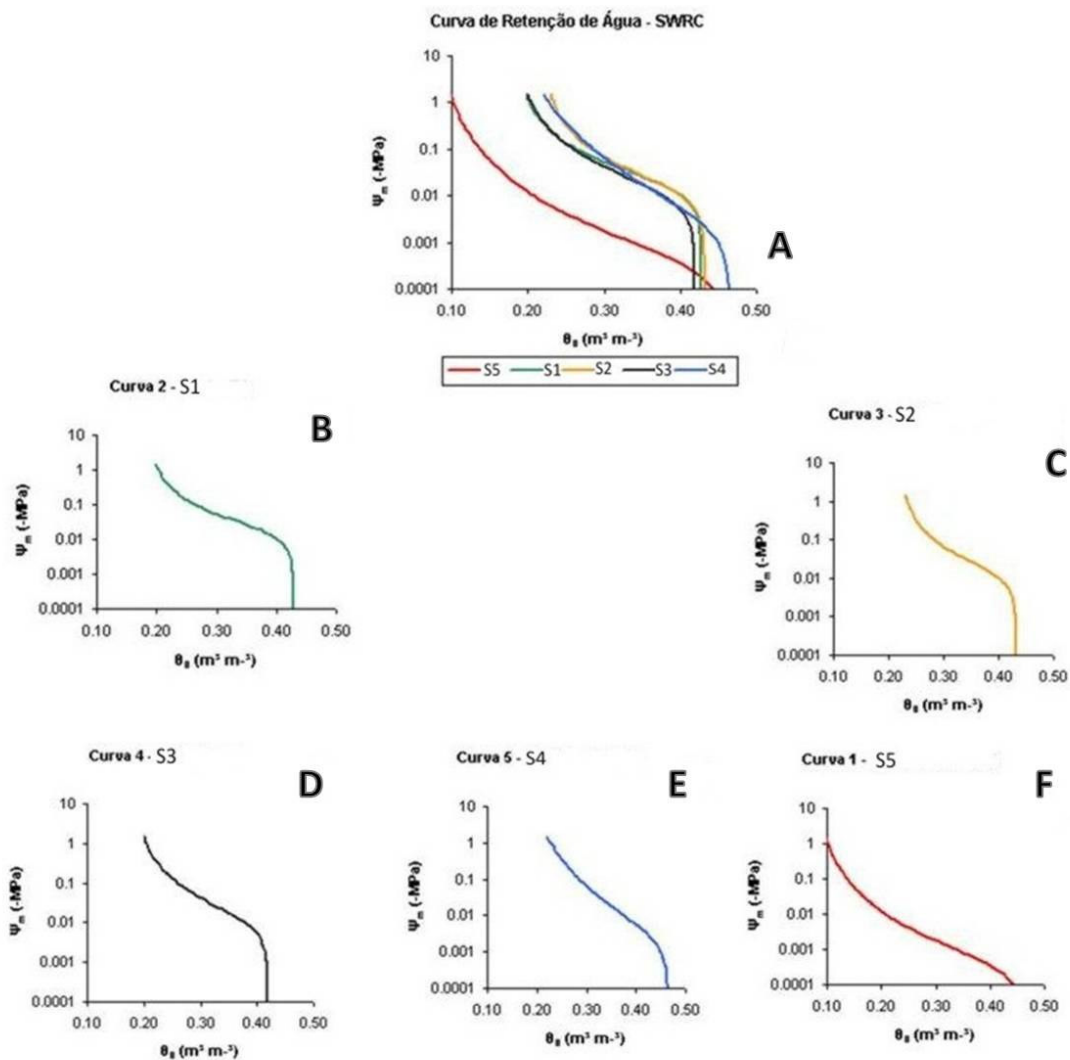


Figura 41 – Curva de retenção de água no solo na profundidade de 15-20 cm, de forma comparativa (A) e isoladamente (B-F) para cada sítio analisado.

De posse das curvas de retenção de água, pode-se observar que o solo sob o S5 mostra comportamento diferenciado, não sendo semelhante as curvas das outras feições. Observa-se que os conteúdos de água do solo S5, de textura arenosa, são menos elevados do que os obtidos para as demais feições. As curvas referentes às feições S3, S1 e S2 apresentam os maiores valores de umidade volumétrica, mantendo o mesmo comportamento da curva de textura argilosa, ressaltando a importância da fração argila na retenção de água pelo solo. A curva de retenção está intimamente relacionada com a microporosidade (MiP), ou seja, para maiores valores de MiP tem-se maior umidade. Pelo fato do constituinte argila ser

altamente higroscópico, podemos dizer que solos com maiores teores de argila possuem maior capacidade de retenção de água. O fato da curva S4 apresentar maior umidade para uma mesma tensão pode estar vinculado ao seu maior teor de M.O..

A Tabela 28 ilustra os valores obtidos de capacidade de campo (CC), ponto de murcha permanente (PMP) e água disponível (AD). Reichardt & Timm (2004) buscaram resolver o problema do estado da água na planta com o estado da água no solo em termos de potencial, dessa forma, as constantes do solo foram definidas em termos de potencial $-1/3\text{atm}$ (-33kPa) para CC e -15atm ($-1,5\text{ MPa}$) para PMP, que poderiam, então, ser aplicados universalmente.

Tabela 28 – Valores de capacidade de campo (CC), ponto de murcha permanente (PMP) e água disponível (AD), obtidos através do método de Van Genuchten (1980)

Feição	Tensão (MPa)	CC ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	PMP ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	AD ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	AD (mm. m^{-1})
S1	0,010 -1,5	0,396	0,237	0,159	159
S2	0,010 -1,5	0,400	0,231	0,169	169
S3	0,010 -1,5	0,378	0,200	0,177	177
S4	0,010 -1,5	0,375	0,220	0,154	154
S5	0,010 -1,5	0,181	0,083	0,098	98

A Tabela 29 exibe as equações do modelo matemático proposto por Van Genuchten (1980), destinadas ao ajuste das curvas de retenção de água nos solos sob os tipos de uso evidenciados na microbacia em estudo, nas profundidades de 15 a 20 cm. Para avaliar a adequação das equações estabelecidas utilizou-se o erro médio percentual (EMP) apresentado na Tabela 30.

Tabela 29 - Equações de ajustes para os diferentes sítios analisados, segundo modelo de Van Genuchten (1980)

Feição	⁽¹⁾ $\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1+(\alpha.h)^n]^m$
S1	$\theta = 0,186+(0,428-0,186)/ [1+(0,0084.h)^{1,3224}]^{0,2438}$
S2	$\theta = 0,218+(0,432-0,218)/ [1+(0,0067.h)^{1,6125}]^{0,3799}$
S3	$\theta = 0,180+(0,419-0,180)/ [1+(0,0083.h)^{1,5121}]^{0,3387}$
S4	$\theta = 0,139+(0,465-0,139)/ [1+(0,037.h)^{1,2207}]^{0,1808}$
S5	$\theta = 0,068+(0,460-0,068)/ [1+(0,2863.h)^{1,3063}]^{0,2345}$

Tabela 30 - Umidade volumétrica observada (θ_O) e umidade volumétrica estimada (θ_E) pela equação de Van Genuchten (1980) e erro médio percentual (EMP) para os sítios analisados

Tensão (cca)	Sítio 1		Sítio 2		Sítio 3		Sítio 4		Sítio 5	
	θ_O	θ_E	θ_O	θ_E	θ_O	θ_E	θ_O	θ_E	θ_O	θ_E
	--- m ³ m ⁻³ ---		--- m ³ m ⁻³ ----		--- m ³ m ⁻³ ----		--- m ³ m ⁻³ ---		--- m ³ m ⁻³ ---	
1	0,428	0.428	0.432	0.432	0.419	0.419	0.465	0.464	0,46	0.448
60	0,399	0.409	0.386	0.416	0.389	0.396	0.373	0.397	0,192	0.206
330	0,336	0.351	0.355	0.338	0.306	0.313	0.284	0.325	0,162	0.137
1000	0,268	0.306	0.279	0.284	0.247	0.260	0.221	0.286	0,115	0.112
8000	0,203	0.248	0.232	0.237	0.187	0.208	0.158	0.232	0,077	0.087
15000	0,186	0.237	0.218	0.231	0.180	0.200	0.139	0.220	0,068	0.083
EMP	11,79%		3,75%		5,28%		25,93%		10,50%	

OBS: A curva S2 teve o melhor ajuste, seguida da curva S3. Observa-se melhor ajuste do modelo para baixas tensões, ou seja, elevados valores de potencial matricial, com exceção da curva S4 na tensão de 0.033 MPa, curva S1 e S4 na tensão de 0,1 MPa. Para altas tensões, nota-se valores elevados do EMP, o que denota pior ajuste do modelo matemático, exceto para a curva S2.

Observando as tabelas de análise de variância, verifica-se que dos 13 atributos estudados, o GF é o atributo que apresenta o menor coeficiente de variação (CV), com valor mínimo de 0,197 e a MiP é a que apresenta maior valor (31,014). Adotando o critério de classificação para o coeficiente de variação proposto por Warrick & Nielsen (1980) para medida de dispersão, seus valores se revelaram: baixos ($CV < 12\%$) para 84,62% dos atributos; médios ($12 < CV < 24\%$) para 0,13% dos atributos e altos ($CV > 24\%$) para 0,13% dos atributos. Isso mostra que, em geral, a dispersão de valores em torno da média ficou inferior a 12%. De acordo com Sattler (2006) argila e areia são atributos mais estáveis e tendem a modificar-se pouco ao longo do tempo por ação do intemperismo e, geralmente, apresentam baixos valores de CV, como visto neste estudo.

4.3.10 Considerações gerais sobre as características físicas dos solos

O solo que apresenta menor velocidade de infiltração básica foi o solo sob o Sítio 2 (29,1 mm/h), decorrente do seu baixo grau de estruturação e associado ao seu elevado teor de ADA ($42,30 \text{ g kg}^{-1}$), fato que favoreceu o preenchimento dos poros pela argila. Esse fato também foi observado por Brandão et al. (2005) e SILVA et al. (2006). O alto teor de argila dispersa pode ter efeitos relevantes no processo de infiltração de água no solo, podendo contribuir para obstrução dos espaços porosos e para a formação de encrostamento superficial e o selamento do perfil.

O solo sob o Sítio 1 tem o mesmo comportamento, obtendo o maior valor de ADA ($104,30 \text{ g kg}^{-1}$) e o segundo menor valor de VIB (39,7 mm/h), embora este não difira estatisticamente do S2. O solo sob o Sítio 3, embora tenha maior D_s , menor volume total de poros e maior valor para ADA, apresenta o segundo maior valor de VIB. Este por sua vez pode ser explicado pela presença de raízes e/ou rachaduras presentes no solo, que permitem a infiltração de água.

O solo sob o Sítio 5 apresenta a maior VIB (368,1 mm/h), fato este justificável por apresentar os menores valores para densidade do solo, argila dispersa em água, areia fina, silte e os maiores valores de areia grossa e macroporosidade. Isso porque a velocidade de infiltração é depende diretamente da textura e da estrutura do solo. Conforme Brandão et al. (2006), o aumento da

proporção de silte no solo reduz a infiltração, uma vez que esta fração possui baixa potencialidade em formar agregados e relativamente pequeno diâmetro (0,002 a 0,05mm), sendo assim facilmente deslocada para camadas inferiores do solo, onde acabam por causar entupimento dos poros. Em solos arenosos ou mesmo em argilosos com partículas bem agregadas (maior quantidade de macroporos), são obtidos maiores valores de velocidade de infiltração.

De acordo com Costa et al. (2003) solos com elevado teor de matéria orgânica tendem a apresentar menores valores de densidade. Isso é observado para os solos dos Sítios 3 e 2, que apresentam os maiores valores de D_s (1,47 g cm⁻³ e 1,46 g cm⁻³, respectivamente) e reduzido valor de matéria orgânica (12,60 g kg⁻¹ e 11,70 g kg⁻¹, respectivamente). De forma geral, esse comportamento se estendeu para as demais feições.

5 CONCLUSÕES

Com relação aos estudos morfométricos, podemos concluir que:

- A caracterização morfométrica da microbacia do Córrego Jaqueira aponta para uma bacia de forma mais circular com tendência a sofrer enchentes, sendo comprovado pelo índice de circularidade, coeficiente de compacidade, fator de forma e razão de alongação, em condições normais de pluviosidade anual;
- Embora a microbacia tenha apresentado tendência a sofrer enchentes isto não foi evidenciado no período de avaliação. Isso porque os valores de declividade S1, S2, S3 possuem pequena variação, o curso d'água se mostra retilíneo e por apresentar um total de três barragens pelo seu percurso. Porém, ainda assim devem ser adotadas medidas preventivas, como o uso e manejo adequados do solo e manutenção das barragens, para que esse fenômeno não ocorra;
- A densidade de drenagem é de 2,85 Km Km⁻², sendo considerada uma bacia de baixa densidade ou drenagem pobre, o que é justificado por praticamente não existir sinuosidade no curso d'água;
- O resultado do cálculo do coeficiente de rugosidade revela que a microbacia possui aptidão para atividades silviculturais, o que está de acordo com a utilização da área por parte do proprietário, que investe no aumento do plantio de eucalipto e destinação da área para ocupação florestal nativa;
- Com base no valor obtido pelo coeficiente de manutenção é possível ter um indicativo de área mínima para gerar a drenagem numérica por meio de SIG's apropriados;

- Com base no valor de razão de relevo, pode-se inferir que a quantidade de água a escoar superficialmente será de mesma grandeza, ou seja, maior velocidade de escoamento para alta razão de relevo;
- Pela análise da curva hipsométrica, verifica-se que a variação de altitude entre a seção do exutório e o seu ponto mais alto é de 219 m. Observa-se ainda que 50% da área da bacia encontram-se acima de 299 m de altitude;
- Os estudos morfométricos servem de base para trabalhos geomorfológicos e ambientais. Portanto o uso da terra deve considerar essas características estabelecendo formas de ocupação que permitam a sustentabilidade do meio.

Com relação aos estudos físicos do solo, podemos concluir que:

- O maior valor da Velocidade de Infiltração Básica (368,1mm/h) foi registrada para o solo sob o Sítio 5, o que é justificável, por apresentar os menores valores para Densidade de partículas ($2,50 \text{ g cm}^{-3}$), Densidade do solo ($1,35 \text{ g cm}^{-3}$), Argila dispersa em água ($42,30 \text{ g kg}^{-1}$), Areia fina ($76,0 \text{ g kg}^{-1}$), Silte ($26,2 \text{ g kg}^{-1}$) e o maior valor de Areia grossa ($722,2 \text{ g kg}^{-1}$);
- O Sítio 4 (área de vegetação nativa mais desenvolvida) contribuiu para a melhoria das condições físicas do solo, como o aumento da matéria orgânica, redução da densidade do solo, redução da compactação do solo e aumento da porosidade. Contudo, para alguns atributos do solo, essas mudanças não foram muito expressivas, o que deverá acontecer com o decorrer do tempo;
- As áreas de pastagem (Sítios 1 e 2) apresentaram os maiores valores para o atributo argila e os menores para o atributo areia, bem como os maiores valores para dispersão de argila e as maiores compactações para as três profundidades avaliadas, sugerindo influência direta da forma de uso do solo;
- Os Sítios 1 e 2, devido à alta taxa de impermeabilização de seus terrenos, advindos de altos valores dos atributos argila dispersa em água, compactação da camada superficial (0 – 15 cm) e reduzidos valores de velocidade de infiltração e porosidade total, implica numa taxa de escoamento superficial maior; que favorecida pela declividade do terreno,

pode acarretar em desprendimentos de partículas sólidas por meio de processos erosivos;

- A resistência mecânica à penetração do solo mostrou-se altamente relacionada com a macroporosidade e a densidade do solo. O incremento na densidade do solo e a redução de macroporos provocaram aumento linear da resistência à penetração na profundidade de 15 a 20 cm. Observou também de maneira geral, redução na porosidade total com o aumento da resistência à penetração;
- De forma a contribuir para a manutenção da microbacia do Córrego Jaqueira, foram apontadas algumas práticas conservacionistas, a fim de possibilitar um manejo adequado, voltado para a sustentabilidade dos recursos naturais; tais como:
 - As áreas de preservação permanente são respeitadas em quase toda a microbacia, porém ainda existem trechos que necessitam de restituição. Grande parte das áreas declivosas da microbacia necessitam de cobertura florestal para evitar processos erosivos e a formação de voçorocas;
 - Aumento da biomassa vegetal com plantio de árvores nas pastagens, visto que estas se encontram em áreas de relevo fortemente ondulado, com elevada predisposição à erosão;
 - Construção de aceiros na microbacia, já que é comum a prática de limpeza do terreno por queimadas. A construção de aceiro somente não será definitiva para o controle dos incêndios, mas permitirá a redução do material combustível e sua descontinuidade. Desta forma, sugere-se então, a construção ao longo das divisas confrontantes da propriedade, na qual está inserida a microbacia;
 - Deve-se reduzir a compactação dos solos; para tanto técnicas apropriadas devem ser implementadas, como: manutenção da cobertura vegetal, movimentação mínima do solo, uso de pousio, reforma e manejo adequado das pastagens e aumentar o teor de matéria orgânica, sendo que para este último, recomenda-se a consorciação de adubo verde, uso de culturas com maior relação C/N e incorporação de cobertura morta;

- Uso de cordões de vegetação permanente ou uso de cordões em contorno nas áreas declivosas de forma a reduzir a energia de escoamento superficial.

6 REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, J.A.; ARGENTON, J.; BAYER, C. relationship of soil attributes with aggregate stability of a hapludox under distinct tillage systems and Summer cover crops. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. Campinas/SP. v.29, n.3, p. 415-424. 2005.

ALCANTARA, E.H.; AMORIM, A.J. Análise morfométrica de uma bacia hidrográfica costeira: um estudo de caso. **Caminhos de Geografia**, v.7, n.14, p.70-77, 2005.

ALVARENGA, R.C. **Potencialidade de adubos verdes para conservação e recuperação de solos**. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas). Universidade Federal de Viçosa. Viçosa/MG. 1993.

ALVES, J.M.P.; CASTRO, P.T.A. Influencia de Feições Geológicas na Morfologia da Bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de Parâmetros Morfométricos e Análise de Padrões de Lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 117-127, 2003.

ANGELOTTI NETTO, A.; FERNANDES, E.J. Avaliação da taxa de infiltração de água em um latossolo vermelho submetido a dois sistemas de manejo. **Irriga**, Botucatu – SP, v.10, n.2, p.107-115, maio-julho, 2005.

ARAÚJO, M.A.; TORMENA, C.A.; SILVA, A.P. Propriedades físicas de um Latossolo Vermelho distrófico cultivado e sob mata nativa. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.28, p.337-345, 2004.

ARCHER, J.R.; SMITH, P.D. The relation between bulk density available water capacity, and air capacity of soils. **Journal of Soil Science**, v.23, n.4, p.475-480, 1972.

AZEVEDO, A C. **Comparação de curvas de tensão de umidade obtidas para Latossolo no campo e no laboratório**. Monografia Graduação. UNESP. 58 p. 1990.

AZEVEDO, A.C.; BONUMÁ, A.S. Colloidal particles, dispersion and aggregation in Latossolos (Oxisols). **Ciência Rural**, 2004, vol.34, n. 2, ISSN 0103-8478.

BAPTISTA, M.; VON SPERLING, M. **Estudos e modelagem da qualidade da água de rios**. Pag.139-183, Belo Horizonte-MG: DESA-UFMG, 2007, 588 p.

BARACUHY, J. G. de; KURTZ, S. M. de J. M.; KURTZ, F. C.; DUARTE, S. M. A.; LIMA, V. L. A. de; ROCHA, J. S. M. da; NETO, J. D. Deterioração físico-conservacionista da microbacia hidrográfica do riacho Paus Brancos, Campina Grande, PB. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7, n.1, p.159-164, 2003.

BARROS, E.O.; MACIEL, G.F.; MAIA,F.G.; SCHMIDT, G. **Caracterização fisiográfica da microbacia hidrográfica do córrego tiúba, município de palmas/TO**. Congreso Interamericano de Ingeniería Sanitaria y Ambiental, 29, San Juan, 22-27 Ago. 2004.

BERTOL, I.; GONZÁLEZ, A.P.; VÁZQUEZ, E.V. Rugosidade superficial do solo sob diferentes doses de resíduo de milho submetido à chuva simulada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.42, n.1, p.103-110, 2007.

BERTSCH, P.M.; SEAMAN, J.C. Characterization of complex mineral assemblages: implications for contaminant transport and environmental remediation. **Proceedings of National Academy of Science USA**. v.96, p.3350-3357, 1999.

BEUTLER, A.N.; CENTURION, J.F.; SOUZA, Z.M.; ANDRIOLI, I.; ROQUE, C.G. Retenção de água em dois tipos de Latossolos sob diferentes usos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.26, p.829-834, 2002.

BOLMA, J. Influence of soil macroporosity on environmental quality. **Advances in Agronomy**, San Diego, v.46, p.1-37, 1991.

BORGES, E.N.; NOVAES, R.F.; BARROS, N.F.; COSTA, L.M.; NEVES, S.J.C.L. Resposta de mudas de eucalipto à camadas compactadas de solo. **Revista Árvore**, Viçosa/MG, v.10, n.4, p.181-195,1986.

BORSATO, F.H.; MARTONI, A.M. Estudo da Fisiografia das Bacias Hidrográficas Urbanas no Município de Maringá, Estado do Paraná. **Acta Scientiarum. Human and Social Sciences**. V.26, nº2, p.273-285, 2004.

BORSATO, F.H. **Caracterização física das bacias de drenagem do município de Maringá e os postos de combustíveis como potenciais poluidores**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá . Maringá– PR. 2005.

BRANDÃO, V.S.; CECILIO, R.A.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. 98 p., Ed. UFV: Universidade Federal de Viçosa. Viçosa/MG. 2006.

BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. 3ª 117d., Ed. UFV. Universidade Federal de Viçosa. Viçosa/MG. 2002.

BRANDÃO, V.S.; SILVA, D.D.; RUIZ, H.A.; PRUSKI, F.F.; SCHAEFER, C.E.G.R.; MARTINEZ, M.A.; MENEZES, S.J.M.C. Crust hydraulic resistance in soils under simulated rain. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 2005, vol.30, n. 1.

BUCKMAN, H.O.; BRADY, C.A. **Natureza e propriedades dos solos**. 4 ed. São Paulo: Freitas Bastos, 1989. 594p.

CAMPOS, S. **Diagnóstico físico-conservacionista da Bacia do Rio Lavapés-Botucatu (SP)**. Botucatu, Universidade Estadual Paulista, 1997. 140p. (Tese de Livre-Docência).

CABRAL, J.B.P.; OLIVEIRA, S.F.; ASSUNÇÃO, H.F.; BECEGATO, V.A., MACHADO, W.C.P. Análise ambiental da bacia hidrográfica do córrego da Onça, no município de Jataí – GO. **Revista Eletrônica do curso de Geografia do Campus Jataí**. Universidade Federal de Goiás. Jataí/GO. n.10. jan/jun 2008.

CAMARGO, O.A. **Compactação do solo e desenvolvimento de plantas**. Campinas, Fundação Cargill, 1983. 44p.

CAMARGO, O.A.; ALLEONI, L.R.F. **Compactação do solo e o desenvolvimento das plantas**. Piracicaba: USP/ESALQ, 1997.132p.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do instituto agrônomo. **Boletim Técnico n. 106**. Instituto Agrônomo de Campinas, 1996.

CANARACHE, A. Penetr – A generalized semi-empirical model estimating soil resistance to penetration. **Soil Tillage Research**, 16: 51-70, 1990.

CANDIDO, D.H. **Inundações no 117d117P117ca117o de Santa Barbara d'Oeste, SP: condicionantes e impactos**. Dissertação (mestre em Geografia). Universidade Estadual de Campinas. Campinas – SP. Instituto de Geociências. 2007.

CARDOSO, C.A.; DIAS, H.C.T.; SOARES, C.P.B.; MARTINS, V.M. Caracterização Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Revista Árvore**, v.30, n.2, p.241-248, 2006.

CARVALHO JUNIOR, I.A. **Estimativas de parâmetros sedimentológicos para estudo de camadas compactadas e/ou adensadas em Latossolo de textura média sob diferentes usos**. 1995. 83p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Viçosa, UFV. 1995.

CASTRO, P.; LOPES, J.D.S. **Recuperação e Conservação de Nascentes**. Viçosa, MG: CPT, 2001. 84p.

CAVALIERI, K.M.V., TORMENA, C.A., VIDIGAL FILHO, P.S.; GONÇALVES, A.C.A.; COSTA, A.C.S. Efeitos de sistemas de preparo nas propriedades físicas de um Latossolo Vermelho distrófico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.30, n.1, p.137-147, 2006.

CECÍLIO, R.A.; SILVA, D.D.; PRUSKI, F.F.; MARTINEZ, M.A. Modelagem da Infiltração de Água no Solo sob Condições de Estratificação Utilizando-se a Equação de Green-Ampt. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7, n.3, p.415-422, 2003.

CENTURION, J.F.; ROQUE, C.G.; CENTURION, M.A.P.C.; PRADO, R.M. Manejo mecânico e cultura de cobertura na entrelinhada seringueira (PB 235 e RRIM701) e os atributos físicos de um latossolo vermelho no planalto paulista. **Revista Árvore**, Viçosa/MG, v.28, n.1, p.7-13,2004.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

CICHOTA, R.; LIER, Q.J.; ROJAS, C.A.L. Variabilidade espacial da taxa de infiltração em argissolo vermelho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 27:789-798, 2003.

COUTO, L.; SANS, L.M.A. Características Físico-Hídricas e Disponibilidade de Água no Solo. **Circular Técnica**. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. N.21. Sete Lagoas/MG. 2002.

COLET, M.J. **Alteração de Atributos Físicos de um Solo, sob Pastagem degrada, Submetido à escarificação**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). Universidade Estadual de Campinas – Faculdade de Engenharia Agrícola. Campinas/SP. 2006.

COLLARES, E. G. **Avaliação de alterações em redes de drenagem de microbacias como subsídio ao zoneamento geoambiental de bacias hidrográficas**: aplicação na bacia do Rio Capivari, SP. 193 f. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia, Universidade de São Paulo, São Carlos, SP, 2000.

CORREA, J.C.; REICHARDT, K. Efeito do tempo de uso das pastagens sobre as propriedades de um latossolo amarelo da Amazônia central. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.30, n.1, p.107-114, 1995.

COSTA, A.M.; SOUZA, M.A.S.; SILVA JUNIOR, A.M.; FALQUETO, R.J.; BORGES, E.N. **Influência da cobertura vegetal na densidade de três solos do cerrado**. II Simpósio Regional de Geografia “perspectivas para o cerrado no século XXI”. Universidade Federal de Uberlândia – Instituto de Geografia. 2003.

CUNHA, J.P.A.R.; VIEIRA, L.B.; MAGALHÃES, A.C. resistência mecânica do solo à penetração sob diferentes densidades e teores de água. **Engenharia na Agricultura**, v.10, n.1-4, Jan./Dez., 2002.

CUNHA, M. R. ; MARTINS, M. S. M. ; SOUSA, J. S. ; TORRES, J. L. R. ; FABIAN, A. J. . Análise morfométrica e diagnóstico ambiental da microbacia do córrego Limo em Uberaba-MG. **Sociedade & Natureza**, v. 19, p. 157-167, 2007.

DAMIN, V. **Biodegradação, sorção e dessorção do herbicida C-Diuron em dois latossolos tratados com lodo de esgoto**. Dissertação (Mestre em Agronomia). Universidade de São Paulo, Piracicaba/SP. 2005.

DARDENGO, M.C.J.D. **Influência da Disponibilidade Hídrica no Crescimento Inicial do Cafeeiro Conilon**. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal). Universidade Federal do Espírito Santo. Alegre/ES. 2006.

DEBO, T.N., REESE, A.J. Municipal Storm Water Management. **Lewis Publishers**, 1995.

DEMATTE, J.A.M.; DEMETRIUS, V.A. Fotointerpretação de padrões de drenagem de bacias hidrográficas na caracterização de solos desenvolvidos de rochas eruptivas básicas no estado do Paraná. **Sci. Agric.** 52 (3) 569-577, Piracicaba – SP.1995.

DOURADO NETO, D.; JONG van LIER, Q.; BOTREAL, T. A.; LIBARDI, P. L. Programa para confecção da curva de retenção no solo utilizando o modelo de genuchten. **Eng. Rur.**, v.1, p.92-102, 1990.

DUFRANC, G., DECHEN, S. C. F., FREITAS, S. S.; CAMARGO, O.A. Atributos físicos, químicos e biológicos relacionados com a estabilidade de agregados de dois latossolos em plantio direto no Estado de São Paulo. **Ver. Bras. Ciênc. Solo**, maio/jun. 2004, vol.28, no.3, p.505-517.

EGUCHI, E.S.; SILVA, E.L.; OLIVEIRA, M.S. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do Solo saturado e da taxa de infiltração básica determinadas “in situ”. **Ciênc. Agrotec.**, Lavras. Edição Especial, p.1607-1613, dez., 2003.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análises de solo**. Centro Nacional de Levantamento e Conservação do Solo. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 1997. 212p.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, 1979. 247p.

EPAGRI – Gerência Regional da E. E. de Urussanga. Plano de gestão e gerenciamento da bacia do Rio Araranguá – Zoneamento da disponibilidade e da qualidade hídrica. **Análise das Características Físicas**. V. 3. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente/Secretaria de Estado do Desenvolvimento Rural e da Agricultura. Florianópolis – SC, 1997.

EFFGEN, T.A.M. **Atributos do Solo em Função de Tratos Culturais em Lavouras de Cafeeiro Conilon no Sul do Estado do Espírito Santo**. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal). Universidade federal do Espírito Santo. Alegre/ES. 2006.

FELGUEIRAS, C.A.; CAMARA, G. Disponível em: http://www.rc.unesp.br/igce/geologia/GAA01048/aulas_files/cap7-mnt.pdf2007, acesso em: 20 dez. 2007.

FELTRAN FILHO, A.; LIMA, E.F. Considerações morfométricas da bacia do Rio Uberabinha – Minas Gerais. **Sociedade & Natureza**. Uberlândia, 19 (1): 65-80, jun. 2007.

FERRÃO, R.G.; FONSECA, A.F.A.; FERRÃO, M.A.G.; DEMUNER, L.H.; VERDIN FILHO, A.C.; VOLPI, P.S.; MARQUES, E.M.G.; ZUCATELI, F. Café conilon: técnicas de produção com variedades melhoradas. Vitória: INCAPER, 2004. 60p. **Circular técnica**, 03-1.

FRANÇA, G.V. **Interpretação Fotográfica de Bacias e de Redes de Drenagem Aplicada a Solos da Região de Piracicaba**. Tese (Doutorado). Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiroz – Universidade de São Paulo. Piracicaba/SP. 1968.

GAVANDE, S.S. **Física de suelos: principios y aplicaciones**. Arco de Belém:Editorial Limusa-Wiley, 1972. 351p.

GOMES, P. C.; MOURA FILHO, W.; COSTA, L. M.; FORTES, M. P. F. Influência da cobertura vegetal na formação e evolução de húmus e sua relação com grau de

floculação de um Latossolo Vermelho-Amarelo do Município de Viçosa, Minas Gerais. **Revista Ceres**, Viçosa, v. 41, n. 235, p. 223-233, 1994.

GONZÁLES, A.P.; ALVES, M. Armazenamento de água e densidade do solo sob três condições de superfície, em um Cambissol gleico de Lugo, Espanha. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, n.1, p.45-50, Campina Grande/PB. DEAg/UFCG. 2005.

GREGO, C.R.; VIEIRA, S.R. Variabilidade espacial de propriedades físicas do solo em uma parcela experimental. **Revista brasileira de ciências do solo**, v. 29, p. 169-177, 2005.

GUBIANI, P.I.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.M. Método alternativo para a determinação da densidade de partículas do solo – exatidão, precisão e tempo de processamento. **Ciência Rural**, v.36, n.2, mar-abr, 2006.

HAMBLIN, A. P. The influence of soil structure on water movement, crop root growth and water uptake. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 38, p. 95- 58, 1985.

HILLEL, D. **Soil and water – Physical principles and process**. Academic Press, NY, 1971.

HOTT, M.C.; FURTADO, A.L.S. **Metodologia para a determinação automática de parâmetros morfométricos de bacias hidrográficas**. Embrapa – Monitoramento por Satélite. Documento 43. Campinas/SP. 2005.

HOTT, M.C.; FURTADO, A.L.S.; RIBEIRO, C.A.A.S. **Determinação automática de parâmetros morfométricos de bacias hidrográficas no município de Campinas – SP**. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 2007, INPE, p. 3381-3388.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Manual Técnico em Geociências – Manual técnico em Pedologia**. N.4, 2ª edição, Rio de Janeiro. 2005.

IMHOFF, S. Del C. **Indicadores de qualidade e estrutural e trafegabilidade de Latossolos Argissolos Vermelhos**. 2002. 94p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Piracicaba, ESAQ/USP. 2002.

JUNQUEIRA JUNIOR, J.A.. **Escoamento de Nascentes Associado à Variabilidade Espacial de Atributos Físicos e Uso do Solo em uma Bacia Hidrográfica de Cabeceira do Rio Grande – Mg**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). Universidade federal de Lavras. Lavras/MG. 2006.

KIEHL, JE. **Manual de edafologia**: relações solo-planta. São Paulo, Editora Agronômica Ceres, 1979. 264p.

LANA, C. E.; Alves, J. M. de P.; Castro, P. de T. A. **Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG – Brasil**. Rem: Ver. Esc. Minas. 2001.

LANÇA, R. **Contribuição Para o Estudo de Cheias Recorrendo a um Modelo Distribuído**. Dissertação Mestrado em Engenharia Solo e da água). Universidade de Évora. 2000.

LANÇA, R.M.M.; RODRIGUES, A.C. **Um modelo distribuído de precipitação/escoamento superficial aplicação à ribeira de alportel em condições de cheia**. 5º Congresso da Água. 2000.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica de água no solo**. Departamento de Física e Meteorologia. ESALQ. Piracicaba/SP. 1995.

LIBARDI, P.L. et al. Variabilidade da Umidade gravimétrica de um solo hidromórfico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.20, n.1, p.1-12, 1996.

LIBARDI, P. L.; PREVEDELLO, C. L.; PAULETO, E. A.; MORAES, S. O. Variabilidade espacial da umidade, textura e densidade de partículas ao longo de uma transeção. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Campinas, SP, v. 10, n. 2, p. 85-90, 1986.

LIMA, W.P. **Princípios de Hidrologia Florestal para o Manejo de Bacias Hidrográficas**. São Paulo: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1986. 242p.

LINDNER, E.A.; GOMIG, K.; KOBIYAMA, M. **Sensoriamento remoto aplicado à caracterização morfométrica e classificação do uso do solo na bacia do rio do Peixe/SC**. XIII Simpósio Brasileiro de sensoriamento Remoto. Florianópolis/SC. INPE. 2007.

LINSLEY, R.K. Jr. et al. **Hydrology for Engineers**. 2nd ed. New York: McGraw-Hill, 1975. (McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering).

MAGALHÃES, R.T.; KLIEMANN, H.J.; OLIVEIRA, I.P. Evolução das propriedades físicas de solos submetidos ao manejo do sistema barreirão, **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Brasília, v.31, p.7-13, 2001.

MANIERI, J.M. **Utilização de um Penetrômetro de Impacto Combinado com Sonda de TDR para Medidas Simultâneas de Resistência e de Umidade do Solo**

na Avaliação da Compactação em Cana-de-Açúcar. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical e Subtropical). Instituto Agronômico. Campinas/SP. 2005.

MARTINS, S.G.; SILVA, M.L.N.; CURI, N.; FERREIRA, M.M. Avaliação de atributos físicos de um latossolo vermelho distroférrico sob diferentes povoamentos florestais. **R. CERNE**, V.8, N.1, P.032-041, 2002.

MEDEIROS, Y. **Apostila de Hidrologia – Grupo de Recursos Hídricos.** Departamento de Hidráulica e Saneamento. Universidade Federal da Bahia. 2005.

MENDES, F.G.; MELLONI, E.G.P.; MELLONI, R. Aplicação de atributos físicos do solo no estudo da qualidade de áreas impactadas, em Itajubá/MG. **Cerne**, Lavras, v. 12, n. 3, p. 211-220, jul./set. 2006.

MOSCA, A.A.O. **Caracterização Hidrológica de Duas Microbacias Visando a Identificação de Indicadores Hidrológicos para o Monitoramento Ambiental do Manejo de Florestas Plantadas.** Dissertação (Mestrado em Recursos florestais). Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo. Piracicaba/SP. 2003.

MORAES, M. F.; OLIVEIRA, G. C.; KLIEMANN, H. J.; SEVERIANO, E. C.; SARMENTO, P. H. L.; NASCIMENTO, M. O. Densidade e porosidade do solo como diagnóstico do estado de degradação de solos sob pastagens na região dos Cerrados. In: V Simpósio Nacional sobre Recuperação de Áreas Degradadas, Belo Horizonte. **Anais do V Simpósio Nacional sobre Recuperação de Áreas Degradadas: água e biodiversidade.** Belo Horizonte – MG : SOBRADE, 2002. P. 256-258.

MORISAWA, M.E. Quantitative Geomorphology of Some Watersheds in the Appalachian Plateau. **Geological Society of America Bulletin.** V.73, n.9, p.1025-1046. 1962.

NOVAES, L.F.; AMARAL, L.G.H.; TERRA, A.A. **Determinação das características físicas da bacia hidrográfica do rio Corrente.** In: XIV Congresso Nacional de Irrigação e Drenagem, 2004, Porto Alegre.

OTTONI FILHO, T. B. Uma classificação físico-hídrica dos solos. **Ver. Bras. Ciênc. Solo**, mar./abr. 2003, vol.27, no.2, p.211-222.

PEDROTI, A.; FERREIRA, M.M.; CURI, N.; SILVA, M.L.N.; LIMA, J.M.; CARVALHO, C. Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.27, p.1-9, 2003.

PISSARRA, T.C.T.; POLITANO, W.; FERRAUDO, A. S. Avaliação de Características Morfométricas na Relação Solo-Superfície da Bacia Hidrográfica do Córrego Rico, Jaboticabal (Sp). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 28:297-305, 2004.

POLITANO, W.; PISSARRA, T.C.T. Relações entre características morfométricas quantitativas e estimativa da vazão em função da área em microbacias hidrográficas de 2ª ordem de magnitude. **Eng. Agríc.**, Jaboticabal, v.23, n.1, p.179-186, jan. 2003.

PRADO, R.M.; CENTURION, J.F. Alterações na cor e no grau de floculação de um Latossolo Vermelho-Escuro sob cultivo contínuo de cana-de-açúcar. **Pesq. Agropec. 124d124P.**, Jan. 2001, vol.36, no.1, p.197-203.

PREVEDELLO, J.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.M.; BRAGA, F.V.A.; GUBIANI, P.I.; CORCINI, A.L.M. **Efeito do manejo do solo nas propriedades físicas e no desenvolvimento inicial de Eucalyptus grandis**. XXXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. 2007.

REICHARDT, K. Capacidade de Campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, p.211-216, 1988.

REICHARDT, K. **A Água em Sistemas Agrícolas**. Universidade de São Paulo-USP – Piracicaba- São Paulo, 1990, 186 p.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera – Conceitos processos e aplicações**. Ed Manole. 2004. Barueri – SP.

RENGASAMY, P., GREENE, R.S.B. & FORD, G.W. Influence of magnesium on aggregate stability in sodic Red-Brown earths. **Aust. J. Soil. Res**, 24:229-237, 1986.

RENNÓ, C.D.; SOARES, J.V. **Modelos Hidrológicos para a Gestão Ambiental**. Programa de Ciência e Tecnologia para Gestão de Ecossistemas – Ação “Métodos, modelos e geoinformação para gestão ambiental”. Ministério da Ciência e Tecnologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Relatório técnico Parcial. 2000.

RIFFEL, S.B. **Curva hipsométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa**. Dissertação (mestre em Geologia Ambiental). Universidade Federal do Paraná. Curitiba/PR. 2005.

ROCHA, J.S.M. **Manual de projetos ambientais**. Santa Maria, Universidade Federal de Santa Maria, 1997. 423p.

ROCHA, J. S. M. da; KURTZ, S. M. J. M. **Manejo integrado de bacias hidrográficas**. 4. 124d. Santa Maria: UFSM, 2001. 302 p.

ROSSI, M.; PFEIFER, R.M. **Remoção de material erodido dos solos de pequenas bacias hidrográficas no Parque Estadual da Serra do Mar em Cubatão (SP)**. *Bragantia*, Campinas, 58(1):141-156, 1999.

ROTH, C.H.; CASTRO FILHO, C.D.; MEDEIROS, G.B.D. Análise de fatores físicos e químicos relacionados com a agregação de um Latossolo Roxo distrófico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.15, n.3, p.241-248, 1991.

RUSSEL, E.W. **Soil conditions and plant growth**. 10.ed. London: Longman, 1973.

SALES, L.E.O.; FERREIRA, M.M.; OLIVEIRA, M.S.; CURI, N. ESTIMATION OF THE SOIL BASIC INFILTRATION VELOCITY. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 1999, vol.34, n. 11.

SANTO, C.R.E. **Adequação e dinâmica do uso agrícola das terras na microbacia hidrográfica do córrego Água Limpa: Araçatuba/SP**. Dissertação (mestrado). Universidade Estadual de Campinas – Faculdade de Engenharia agrícola. Campinas/SP. 1996.

SANTOS, A.R. **ArcGis – Aplicação para Dados espaciais**. Fundação de Desenvolvimento Agropecuário do Espírito Santo – FUNDAGRES. Vitória/ES. 2007.

SANTOS, A.R. **Zoneamento agroclimatológico para a cultura do café conilon (Coffea canephora L.) e arábica (Coffea 125d125P125ca L.) na bacia do Rio Itapemirim, ES**. 1999, 62p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Viçosa, UFV. 1999.

SATTLER, M.A. **Variabilidade espacial de atributos de um Argissolo vermelho-amarelo sob pastagem e vegetação nativa na bacia hidrográfica do Itapemirim**. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal). Universidade Federal do Espírito Santo. Alegre/ES. 2006.

SCHEINOST, A; SINOWSKI; AUERSWALD, K. Rationalization of soil water retention curves in a highly variable soils cape. **Developing a new pedotransfer function**. University of Muchen, Germany. *Geoderma* 78: 129-143. 1997.

SENGIK, E. **Roteiros de Aulas Práticas – Solos e Adubação**. Curso de Zootecnia. Universidade Estadual de Maringá. Maringá/PR. 2005.

SENE, M.; VEPRASKAS, M.J.; NADERMAN, G.C.; DENTON, H.P. Relationships of soil texture and structure to corn yield response to subsoiling. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madson, 49: 422-427, 1985.

SILVA, A.M.; MELLO, C.R. **Apostila de Hidrologia**. Universidade Federal de Lavras. In Site:
www.deg.ufla.br/Irriga%C3%A7%C3%A3o/ Disciplinas/ENG%20170/hidrologia_eng_170.htm. Acesso em: 03/2008.

SILVA, J.M.A. **Modelo hidrológico para o cálculo do balanço hídrico e obtenção do hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas: desenvolvimento e aplicação**. Viçosa, MG: UFV. 2002. 156p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, 2002.

SILVA, J.C.A. ANDRADE, A.P., SILVA, I.F.S. Avaliação da infiltração da água no solo como indicador de modificações edáficas em três sistemas de manejo. **Agropecuária Técnica**. v.27, n.2, 2006, Areia, PB, CCA/UFPB.

SILVA, S.R.; BARROS, N.F.; BOAS, J.E.B.V. Crescimento e nutrição de eucalipto em resposta à compactação de latossolos com diferentes umidades. **R. Bras. Ci. Solo**, 30:759-768, 2006.

SOUSA, J.R.; QUEIROZ, J.E.; GHEYI, H.R. Variabilidade espacial de características físico-hídricas e de água disponível em um solo aluvial no semi-árido paraibano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.3, n.2, p.140-144, 1999. Campina Grande, PB, DEAg/UFPB.

SOUZA, Z.M.; ALVES, M.C. Propriedades físicas e teor de matéria orgânica em um Latossolo Vermelho de Cerrado sob diferentes usos e manejos. Maringá/PR: **Acta Scientiarum: Agronomy**. v.25, n.1, p.27-34, 2003.

SOUZA, Z.M.; JUNIOR, J.M.; PEREIRA, G.T.; MOREIRA, L.F. Influência da pedofoma na variabilidade espacial de alguns atributos físicos e hídricos de um latossolo sob cultivo de cana-de-açúcar. **Irriga**, Botucatu, v.9, n.1, p.1-11, janeiro-abril, 2004.

STRAHLER, A.N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, Ven Te (Ed.). **Handbook of applied Hidrology**. New York: McGraw-Hill, 1964. p. 4.39-4.76.

TEIXEIRA, A.J.A., CRUZ, C.B.M. **Classificação de bacias de drenagem com o suporte do sensoriamento remoto e geoprocessamento - o caso da Baía de Guanabara**. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 2779-2786.

THEODORO, V.C.A.; ALVARENGA, M.I.N.; GUIMARÃES, R.J.; MOURÃO JÚNIOR, M. Propriedades físicas e um latossolo vermelho-escuro sob mata nativa e sistemas de produção de café orgânico, em conversão e convencional. **Planeta Orgânico**.

2002. In site: <http://www.planetaorganico.com.br/trabVanessa2.htm>; acesso em: 04/01/08.

TONELLO, K.C.; DIAS, H.C.T.; SOUZA, A.L.; RIBEIRO, C.A.A.S.; LEITE, F.P. Morfometria da Bacia Hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhões – MG. **Revista Árvore**, Viçosa/MG, v.30, n.5, p.849-857, 2006.

TORMENA, C.A.; BARBOSA, M.C.; COSTA, A.C.S.; GONÇALVES, C.A. Densidade, porosidade e resistência à penetração em latossolo cultivado sob diferentes sistemas e preparo do solo. **Scientia Agricola**, v.59, n.4, p.795-801, out./dez. 2002.

TORMENA, C.A.; SILVA, A.P. Incorporação da densidade no ajuste de dois modelos à curva de retenção de água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.26, p.305-314, 2002.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2 ed. Porto Alegre: Editora da Universidade: ABRH, 1997. Coleção ABRH de Recursos Hídricos; v.4.

VANACKER, V.; MOLINA, A.; GOVERS, G.; POESEN, J.; DERCON, G.; DECKERS, S. River channel response to short-term human-induced change in landscape connectivity in Andean ecosystems. **Geomorphology**, v. 72, n. 1-4, p. 340-353, 2005.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.44, n.5, p.892-898, 1980.

VENDRUSCOLO, J. **Regionalização dos Parâmetros de um Modelo Chuva-Vazão para Estimativa de Vazões em Bacias Sem Monitoramento Sistemático**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). Universidade Federal de Santa Maria. Santa Maria/RS. 2005.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 245p.

WARRICK, A.W.; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D., (Ed.). **Application of soil physics**. New York: Academic Press, 1980.p. 319-324.

WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. **Predicting rainfall erosion losses – aguide to conservation planning**. Washington. Departament of agriculture, 1978. 58 p. Agriculture Handbook.

WISLER, C.O.; BRATER, E.F. **Hidrologia**. Tradução e publicação de Missão Norte-Americana pela Cooperação Econômica e Técnica no Brasil. Rio de Janeiro: ao Livro Técnico S.A., 1964.

ZIMBACH, C.R.L. **Formação dos solos**. Grupo de estudos e pesquisas agrárias georreferenciadas. Universidade Estadual Paulista – Faculdade de Ciências Agrônomicas. Botucatu/20003.

ZUCOLOTO, M.; SENNA, R.S.; POLASTRERI, R.; PASSOS, R.R.; GRIFFO, E. **Argila dispersa em água e grau de flocculação de um latossolo vermelho amarelo sob diferentes coberturas vegetais**. XI Encontro Latino Americano de Iniciação Científica e VII Encontro Latino Americano de Pós-Graduação – Universidade do Vale do Paraíba. Universidade do Vale do Paraíba. São José dos Campos - SP. 2006.

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](#)