

**DISTRIBUIÇÃO DE VAZIOS,
DETERMINADA PELA TEORIA
GEOMÉTRICA PROBABILÍSTICA, E SUA
INFLUÊNCIA NA CARACTERIZAÇÃO
FÍSICO-HÍDRICA DOS SOLOS**

KÁTIA DANIELA RIBEIRO

2008

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

KÁTIA DANIELA RIBEIRO

**DISTRIBUIÇÃO DE VAZIOS, DETERMINADA PELA TEORIA
GEOMÉTRICA PROBABILÍSTICA, E SUA INFLUÊNCIA NA
CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-HÍDRICA DOS SOLOS**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Curso de Doutorado em Engenharia Agrícola, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para obtenção do título de “Doutor”.

Orientador:

Prof. Dr. Stélio Maia Menezes.

LAVRAS
MINAS GERAIS - BRASIL

2008

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Ribeiro, Kátia Daniela.

Distribuição de vazios, determinada pela Teoria Geométrica Probabilística, e sua influência na caracterização físico hídrica dos solos / Kátia Daniela Ribeiro. – Lavras: UFLA, 2008.

171 p.: il.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Lavras, 2008.

Orientador: Stélio Maia Menezes.

Bibliografia.

1. Atributos físico-hídricos do solo. 2. Curva granulométrica. 3. Distribuição de poros por tamanho. 4. Vazio tangente. 5. Análise combinatória. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD-631.43

KÁTIA DANIELA RIBEIRO

**DISTRIBUIÇÃO DE VAZIOS, DETERMINADA PELA TEORIA
GEOMÉTRICA PROBABILÍSTICA, E SUA INFLUÊNCIA NA
CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-HÍDRICA DOS SOLOS**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Curso de Doutorado em Engenharia Agrícola, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para obtenção do título de “Doutor”.

APROVADA em 20 de agosto de 2008.

Prof. Dr. Lucas Monteiro Chaves	UFLA
Prof. Dr. Luiz Roberto Cavicchia	UNICAMP
Prof. Dr. Mozart Martins Ferreira	UFLA
Prof. Dr. Paulo José Rocha de Albuquerque	UNICAMP


Prof. Dr. Stélio Maia Menezes

UFLA
(Orientador)

LAVRAS
MINAS GERAIS - BRASIL

*“Tudo o que pedirdes em oração,
crendo, recebereis.”*

(Marcos, 11:24)

À minha mãe, Ivone Aparecida
Ribeiro, exemplo de vida, pelo amor
incondicional, eterno incentivo e
confiança em meu potencial,

OFEREÇO

Ao que tenho de mais precioso,
minha filha Daniele,

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus, presença constante em minha vida, por tudo o que sou e tudo o que tenho.

A minha família, pelos valores transmitidos de forma tão nobre, pela compreensão dos meus momentos de ausência, pelo amor acima de qualquer coisa e pela segurança de hoje e sempre.

Ao meu namorado, André Luiz, que sempre desejou o melhor para mim, pelo amor, amizade, incentivo, paciência e compreensão.

À Universidade Federal de Lavras (UFLA), em especial ao Departamento de Engenharia (DEG), pela oportunidade de realização do curso.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), pelo financiamento do projeto de pesquisa.

Ao professor Dr. Stélio Maia Menezes, pela orientação ao longo de tantos anos, pela convivência, confiança e amizade.

A todo o corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, pelos ensinamentos e bom convívio.

À aluna de graduação Camila Cristina Alvarenga, pela valiosa parceria e colaboração na execução deste trabalho.

Ao meu irmão Kleber Mariano Ribeiro, pelo auxílio nos trabalhos de campo.

À secretária do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Ana Daniela dos Santos, pelo apoio e presteza e, acima de tudo, pela amizade sincera e personalidade fraterna.

À amiga Pamela Mattioli de Oliveira, que nos momentos difíceis me ouviu e carinhosamente me apoiou, pelo amor e pelas orações.

A todos os colegas de pós-graduação, pelos quais guardarei um enorme carinho para sempre, pelo apoio e convivência amiga. Em especial àqueles que se transformaram em grandes amigos, Reinaldo Freitas Aquino e Dilson Neander Botelho Alves, pela confiança, atenção, carinho, admiração, solidariedade e prontidão.

Enfim, a todos aqueles que colaboraram de alguma forma para o cumprimento desta etapa da minha vida.

MUITO OBRIGADO!

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE SÍMBOLOS	i
LISTA DE TABELAS.....	v
LISTA DE FIGURAS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1 INTRODUÇÃO.....	01
2 REFERENCIAL TEÓRICO.....	04
2.1 Caracterização físico-hídrica dos solos	04
2.1.1 Granulometria do solo	04
2.1.2 Densidade de partículas	05
2.1.3 Densidade do solo.....	05
2.1.4 Porosidade total	06
2.1.5 Estrutura do solo.....	07
2.1.5.1 Compactação do solo.....	08
2.1.6 Condutividade hidráulica do solo saturado.....	09
2.1.7 Retenção da água no solo	12
2.1.7.1 Água disponível para as plantas	14
2.1.7.2 Capacidade de campo	16
2.1.7.3 Ponto de murcha permanente	17
2.2 Distribuição de vazios do solo.....	18
2.3 Teoria Geométrica Probabilística	24
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	42
3.1 Solos estudados	42
3.2 Amostragem	42
3.3 Ensaio realizados.....	45
3.3.1 Densidade do solo (Ds)	45

3.3.2 Densidade de partículas (Dp)	45
3.3.3 Porosidade total (PT) e índice de vazios (e)	46
3.3.4 Granulometria.....	47
3.3.5 Argila dispersa em água (ADA) e índice de floculação (IF)	48
3.3.6 Estabilidade de agregados em água	48
3.3.7 Grau de compactação (GC)	49
3.3.8 Condutividade hidráulica do solo saturado (Ko)	49
3.3.9 Curva característica de retenção de água no solo	50
3.3.10 Água disponível (A _z)	52
3.3.11 Distribuição de vazios do solo (método da dessorção de água)....	52
3.3.12 Teoria Geométrica Probabilística	53
3.4 Análise estatística	57
4 RESULTADO E DISCUSSÃO.....	58
4.1 Caracterização físico-hídrica dos solos	58
4.1.1 Granulometria do solo	58
4.1.2 Densidade de partículas, densidade do solo e porosidade total....	60
4.1.3 Estabilidade dos agregados em água	63
4.1.4 Compactação do solo.....	65
4.1.5 Condutividade hidráulica do solo saturado	68
4.1.6 Retenção de água no solo	70
4.2 Distribuição de vazios do solo (método da dessorção de água)	74
4.3 Teoria Geométrica Probabilística	79
4.4 Correlações entre os atributos físico-hídricos e a distribuição de vazios dos solos	98
5 CONCLUSÕES	111
CONSIDERAÇÕES FINAIS	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
ANEXOS	133

LISTA DE SÍMBOLOS

A	área da seção transversal da amostra de solo [L^2];
a, b, c, η , χ	parâmetros de ajuste do modelo representativo da curva granulométrica;
ADA	argila dispersa em água [$M M^{-1}$];
AF	areia fina;
AG	areia grossa;
AM	areia média;
AMF	areia muito fina;
AMG	areia muito grossa;
$A_{x,3}^r$	arranjos com repetição de x elementos tomados três a três;
$A_{x,4}^r$	arranjos com repetição de x elementos tomados quatro a quatro;
A_z	água disponível, em lâmina, para uma dada camada do perfil do solo [L];
$C_{x,3}$	combinações simples (sem repetição) de x elementos tomados três a três;
$C_{x,4}$	combinações simples (sem repetição) de x elementos tomados quatro a quatro;
$C_{x,3}^r$	combinações com repetição de x elementos tomados três a três;
$C_{x,4}^r$	combinações com repetição de x elementos tomados quatro a quatro;
$C_{i,i,i}^r$	combinações com repetição de três partículas iguais;
$C_{i,j,k}^r$	combinações com repetição de três partículas diferentes;
$C_{i,i,j}^r$	combinações com repetição de duas partículas iguais e uma diferente;
$C_{i,i,i,i}^r$	combinações com repetição de quatro partículas iguais;
$C_{i,i,i,j}^r$	combinações com repetição de três partículas iguais e a quarta diferente;
$C_{i,i,j,j}^r$	combinações com repetição de dois pares de partículas de iguais diâmetros;
$C_{i,i,j,k}^r$	combinações com repetição de duas partículas iguais e duas diferentes;

$C_{i,j,k,m}^r$	combinações com repetição de quatro partículas diferentes;
CV	coeficiente de variação;
d_i, d_j, d_k	diâmetros das partículas sólidas do solo [L];
d_m, d_n, d_p	diâmetros das partículas sólidas do solo [L];
d_w, d_x, d_z	diâmetros das partículas sólidas do solo [L];
DMG	diâmetro médio geométrico dos agregados [L];
DMP	diâmetro médio ponderado dos agregados [L];
Dp	densidade de partículas [$M L^{-3}$];
Ds	densidade do solo [$M L^{-3}$];
$D_{S_{max}}$	densidade máxima obtida pelo ensaio de Proctor Normal [$M L^{-3}$];
dv	diâmetro do vazio (poro) do solo determinado pelo método da dessorção de água [L];
dv_{10}	diâmetro efetivo dos vazios do solo [L];
d'	diâmetro do vazio do solo determinado pela Teoria Geométrica Probabilística [L];
e	índice de vazios [$L^3 L^{-3}$];
F_i	porcentagem acumulada (porcentagem que passa) correspondente ao diâmetro da partícula sólida d_i da curva granulométrica;
g	aceleração da gravidade [$L T^{-2}$];
GC	grau de compactação (%);
h	sucção da água no solo (potencial matricial) [L];
H	potencial de pressão (carga hidráulica) no topo da amostra [L];
IF	índice de floculação (%);
K	condutividade hidráulica do solo não-saturado [$L T^{-1}$];
K_o	condutividade hidráulica do solo saturado [$L T^{-1}$];
$K_{o_{20^\circ C}}$	valor da condutividade hidráulica do solo saturado à temperatura de 20°C [$L.T^{-1}$];
K_{o_T}	valor da condutividade hidráulica do solo saturado à temperatura de ensaio [$L.T^{-1}$];
L	comprimento da amostra de solo [L];
LVA _d	Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico;
LVA _q	Latossolo Vermelho-Amarelo psamítico;

LVd	Latossolo Vermelho distrófico;
Ms	massa de sólidos [M];
n e m	parâmetros adimensionais de ajuste do modelo de Genuchten (1980);
N	número total de agrupamentos possíveis;
N'	número de arranjos realmente necessários para a determinação da curva de distribuição de vazios a partir da Teoria Geométrica Probabilística;
PB	poros bloqueados [$L^3 L^{-3}$];
PT	porosidade total [$L^3 L^{-3}$];
PT _{calc}	porosidade total calculada [$L^3 L^{-3}$];
PT _{det}	porosidade total determinada [$L^3 L^{-3}$];
P(ijk)	probabilidade de ocorrência do agrupamento (ijk);
P(ijklm)	probabilidade de ocorrência do agrupamento (ijklm);
P _i , P _j , P _k	probabilidades de ocorrência das partículas de diâmetros d _i , d _j , d _k ;
P _m , P _n , P _p	probabilidades de ocorrência das partículas de diâmetros d _m , d _n , d _p ;
P _w , P _x , P _z	probabilidades de ocorrência das partículas de diâmetros d _w , d _x , d _z ;
P'	probabilidade de ocorrência do vazio de diâmetro d';
r	coeficiente de correlação simples;
R ²	coeficiente de determinação;
RQ	Neossolo Quartzarênico;
Sv _c	área do vazio efetivamente formado pela tangência das partículas sólidas [L^2];
Syx	erro padrão de estimativa;
t	tempo de coleta [T];
TGP	Teoria Geométrica Probabilística;
U	umidade base peso [$M M^{-1}$];
U _{ot}	umidade ótima de compactação [$M M^{-1}$];
V	volume total do solo [L^3];
Va	volume de água coletado [L^3];
Vs	volume de sólidos [L^3];

V_v	volume de vazios [L^3];
x	número de subdivisões da curva granulométrica no processo de discretização;
y	porcentagem dos agregados retidos em uma determinada peneira (forma decimal);
z	espessura da camada do solo [L];
$\%V$	porcentagem de vazios (método da dessorção de água);
α	parâmetro de ajuste do modelo de Genuchten (1980) [$M^{-1} L T^2$];
β	constante relacionada ao número de agrupamentos possíveis de serem formados pelas partículas sólidas do solo;
ϕ	diâmetro médio de uma determinada faixa de tamanho do agregado [L];
φ	ângulo de contato entre a água e a parede do vazio do solo (graus);
μ_T	viscosidade dinâmica da água à temperatura de ensaio [$L^2 \cdot T^{-1}$];
$\mu_{20^\circ C}$	viscosidade dinâmica da água à temperatura de $20^\circ C$ [$L^2 \cdot T^{-1}$];
θ	umidade volumétrica do solo [$L^3 L^{-3}$];
θ_{ad}	umidade volumétrica correspondente ao conteúdo de água disponível no solo para as plantas [$L^3 L^{-3}$];
θ_{cc}	umidade volumétrica do solo na capacidade de campo [$L^3 L^{-3}$];
θ_{pmp}	umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente [$L^3 L^{-3}$];
θ_r	umidade volumétrica residual do solo [$L^3 L^{-3}$];
θ_s	umidade volumétrica de saturação do solo [$L^3 L^{-3}$];
θ'	umidade volumétrica correspondente à tensão utilizada para o cálculo do diâmetro dos vazios pelo método da dessorção de água [$L^3 L^{-3}$];
ρ_w	massa específica da água [$M L^{-3}$];
σ	tensão superficial da água [$M T^{-2}$];
$\omega, \varepsilon, \gamma, \delta$	ângulos internos;
Ψ_m	potencial matricial [$M L^{-1} T^{-2}$].

LISTA DE TABELAS

	Página
TABELA 1. Classificação e localização dos solos estudados	42
TABELA 2. Coordenadas geográficas dos pontos de coleta das amostras de solo, com as respectivas observações.....	43
TABELA 3. Granulometria, argila dispersa em água (ADA) e índice de floculação (IF) dos solos estudados	58
TABELA 4. Classificação textural dos solos estudados	59
TABELA 5. Fracionamento da areia dos solos estudados	60
TABELA 6. Densidade de partículas (D_p), densidade do solo (D_s), porosidade total calculada (PT_{calc}), porosidade total determinada (PT_{det}), poros bloqueados (PB) e índice de vazios (e) dos solos estudados	61
TABELA 7. Diâmetro médio geométrico (DMG) e diâmetro médio ponderado (DMP) dos agregados dos solos estudados	64
TABELA 8. Densidade máxima ($D_{s,max}$), umidade ótima (U_{ot}) e grau de compactação (GC) dos solos estudados	66
TABELA 9. Condutividade hidráulica do solo saturado (K_o), à temperatura padrão de 20°C, com os respectivos coeficientes de variação (CV)	68
TABELA 10. Classificação dos solos em função da condutividade hidráulica do solo saturado	69
TABELA 11. Parâmetros de ajuste do modelo de Genuchten (1980).....	72
TABELA 12. Umidade na capacidade de campo (θ_{cc}), umidade no ponto de murcha permanente (θ_{pmp}) e lâmina de água disponível (A_z) dos solos estudados	73

TABELA 13. Distribuição dos vazios obtida pelo método da dessorção de água, em intervalos de tamanho, dos solos estudados	76
TABELA 14. Macro e microporosidade dos solos estudados	78
TABELA 15. Parâmetros de ajuste da equação representativa das curvas granulométricas	80
TABELA 16. Erro padrão de estimativa (Syx) da TGP para os solos 1 (RQ) e 2 (LVAd)	96
TABELA 17. Erro padrão de estimativa (Syx) da TGP para os solos 3 (LVAq) e 4 (LVd).....	97
TABELA 18. Coeficientes de correlação simples (r) entre a distribuição de vazios e os atributos granulometria, densidade do solo e grau de compactação dos solos estudados	99
TABELA 19. Coeficientes de correlação simples (r) entre a distribuição de vazios e o fracionamento da areia dos solos estudados	103
TABELA 20. Coeficientes de correlação simples (r) entre a distribuição de vazios e os atributos diâmetro médio geométrico, diâmetro médio ponderado, condutividade hidráulica saturada e água disponível dos solos estudados	106

LISTA DE FIGURAS

	Página
FIGURA 1. Discretização das curvas de distribuição granulométrica	25
FIGURA 2. Representação do vazio tangente no estado compacto	26
FIGURA 3. Representação do vazio tangente no estado fofo.....	31
FIGURA 4. Representação do vazio equivalente no estado compacto	37
FIGURA 5. Representação do vazio equivalente no estado fofo	37
FIGURA 6. Valor mínimo do intervalo de variação do ângulo δ para o vazio equivalente no estado fofo.....	39
FIGURA 7. Valor máximo do intervalo de variação do ângulo δ para o vazio equivalente no estado fofo.....	39
FIGURA 8. Distribuição percentual média dos agregados dos solos.....	63
FIGURA 9. Curvas de compactação dos solos estudados, obtidas a partir do ensaio de Proctor Normal	66
FIGURA 10. Curvas características de retenção de água dos solos estudados.	71
FIGURA 11. Curvas de distribuição de vazios dos solos estudados, obtidas pelo método da dessorção de água.....	74
FIGURA 12. Curvas granulométricas dos solos estudados.....	79
FIGURA 13. Gráficos de dispersão dos valores de F_i estimados pela equação representativa das curvas granulométricas e dos valores de F_i observados em laboratório.	81
FIGURA 14. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 1 (RQ) no estado compacto	82

FIGURA 15. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 1 (RQ) no estado fofo.....	83
FIGURA 16. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 1 (RQ) no estado medianamente compacto	84
FIGURA 17. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 2 (LVAd) no estado compacto.	85
FIGURA 18. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 2 (LVAd) no estado fofo	86
FIGURA 19. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 2 (LVAd) no estado medianamente compacto	87
FIGURA 20. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 3 (LVAq) no estado compacto.	88
FIGURA 21. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 3 (LVAq) no estado fofo	89
FIGURA 22. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 3 (LVAq) no estado medianamente compacto	90
FIGURA 23. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 4 (LVd) no estado compacto.	91
FIGURA 24. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 4 (LVd) no estado fofo.....	92
FIGURA 25. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 4 (LVd) no estado medianamente compacto	93

RESUMO

RIBEIRO, Kátia Daniela. **Distribuição de vazios, determinada pela Teoria Geométrica Probabilística, e sua influência na caracterização físico-hídrica dos solos.** 2008. 171 p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.*

A distribuição dos vazios na matriz do solo desempenha papel fundamental nas relações entre as fases sólida, líquida e gasosa, exercendo importante influência sobre suas propriedades físico-hídricas, de modo que, para uma caracterização físico-hídrica minuciosa do solo, a diferenciação dos poros por seus tamanhos é essencial. O arranjo das partículas que compõem a matriz do solo é que determina e caracteriza os espaços porosos, podendo-se considerar que a geometria do espaço poroso dos solos é o reflexo da geometria do espaço ocupado pelas partículas sólidas. Assim sendo, Silveira (1964) propôs uma metodologia para a determinação da curva de distribuição de vazios – a Teoria Geométrica Probabilística – na qual o cálculo do tamanho dos vazios do solo pode ser feito a partir da sua distribuição granulométrica. Objetivou-se com este trabalho: (i) avaliar a influência da distribuição de vazios na caracterização físico-hídrica dos solos; e (ii) analisar a validade e adequacidade da aplicação da Teoria Geométrica Probabilística aos solos agrícolas. Para tanto, coletaram-se amostras na camada superficial (0-20 cm) de quatro classes diferentes de solos (RQ, LVAd, LVAq e LVd) para a determinação dos atributos físico-hídricos (D_s , D_p , PT, e , granulometria, ADA, IF, DMG, DMP, GC, K_o , A_z) e da distribuição de vazios pelo método da dessorção de água. Procedeu-se ainda à determinação da distribuição de vazios por meio da Teoria Geométrica Probabilística, utilizando o conceito de vazio tangente e considerando três estados de compactação e seis relações entre os diâmetros básicos das partículas sólidas. Verificou-se que diferentes classes de tamanhos de vazios condicionaram os valores dos atributos físico-hídricos dos solos estudados, sendo as propriedades físicas dos solos mais influenciadas pelos poros com diâmetro inferior a 0,0002mm e as propriedades hídricas pelos poros com diâmetro maior que 0,0375 mm. A Teoria Geométrica Probabilística subestimou os diâmetros dos vazios no estado compacto e superestimou-os no estado fofo, sendo os melhores resultados encontrados para o estado medianamente compacto, principalmente para o RQ.

* Orientador: Stélio Maia Menezes – UFLA.

ABSTRACT

RIBEIRO, Kátia Daniela. **Pore size distribution, determined by Probabilistic Geometric Theory, and its influence on the characterization of physical and hydraulic properties of soils.** 2008. 171 p. Thesis (Doctor Program in Agricultural Engineering) – Federal University of Lavras, Lavras, Minas Gerais, Brazil.*

The pores distribution of soil interferes on relationships among solid, liquid and gaseous phases, influencing its physical and hydraulic properties; therefore, the pore size differentiation is essential to a meticulous characterization of physical and hydraulic properties of soils. The arrangement of soil particles determines and characterizes the porous spaces, in way that the geometry of soils porous space is the reflex of the geometry of space filled out by their solid particles. Thus, Silveira (1964) proposed a methodology for determination of the void distribution curve – the Probabilistic Geometric Theory – in which the calculation of soil pore size can be made based on its granulometric distribution. The objectives of this study were: (i) to evaluate the influence of void distribution on the characterization of physical and hydraulic properties of soils; and (ii) to analyze if the Probabilistic Geometric Theory is valid and adequate when it is applied to agricultural soils. Samples from the superficial layer (0-20 cm) of four different soils (Quartzarenic Neosol, Dystrophic Red Yellow Latosol, Psammentic Red Yellow Latosol and Dystrophic Red Latosol) were collected for physical and hydraulic attributes evaluation and for void distribution determination by the water desorption method. Void distribution was also determined through the Probabilistic Geometric Theory, using the tangent void concept and considering three compaction states and six relations among the basic diameters of solid particles. It was verified that physical and hydraulic properties of studied soils were conditioned by different classes of pore size, observing that the physical properties of soils were more influenced by pores with diameter smaller than 0,0002 mm, and the hydraulic properties of soils were more interfered by pores with diameter larger than 0,0375 mm. For the compact state, the Probabilistic Geometric Theory provided underestimated void diameters and, for the less dense state, the void diameters were overestimated, while the best results were obtained with the medium compaction state, mainly for Quartzarenic Neosol.

* Major Professor: Stélio Maia Menezes – UFLA.

1 INTRODUÇÃO

O solo e a água são os principais suportes da produção agrícola. A necessidade de explorá-los e manejá-los eficientemente torna-se uma das mais importantes tarefas do dia-a-dia. Portanto, o conhecimento da dinâmica da água no solo é de interesse fundamental para qualquer tomada de decisão sobre o uso agrícola dos solos, visto que todos os processos que concorrem para uma melhoria das condições do solo envolvem o movimento da água no seu espaço poroso. Logo, a melhor caracterização dos fatores que interferem neste movimento torna-se imprescindível.

A porosidade representa o espaço onde ocorrem os processos dinâmicos do ar (gases) e água (solução) do solo, sendo necessário, para um estudo detalhado da porosidade de um solo, diferenciar a porosidade total de acordo com o tamanho de seus vazios.

A distribuição dos vazios na matriz do solo desempenha papel fundamental nas relações entre as fases sólida, líquida e gasosa, determinando a evolução espacial e temporal dos processos que envolvem o movimento da água no solo. Assim sendo, a distribuição dos poros por seus tamanhos condiciona o comportamento físico-hídrico do solo, influenciando os processos pedogenéticos e a potencialidade agrícola dos solos. Espera-se, portanto, que o estudo detalhado da porosidade apresente-se como uma promissora metodologia para a caracterização e quantificação das propriedades físico-hídricas do solo.

Para um conhecimento minucioso da permeabilidade do solo, dos processos de infiltração e redistribuição, da capacidade de retenção, e da extensão na qual a zona radicular é suprida com ar, a diferenciação da porosidade total de acordo com o tamanho dos poros é essencial. A presença de uma rede ideal de poros no solo, com ampla variação de diâmetros, também

exerce expressiva influência sobre a fertilidade do solo, afetando as relações entre drenagem, absorção de nutrientes, penetração de raízes, aeração e temperatura, relacionando-se diretamente com o desenvolvimento e produtividade das culturas.

Observa-se que o estudo da distribuição dos diâmetros dos poros do solo é muito importante. No entanto, ainda são poucas as técnicas adequadamente avaliadas e aceitas para a determinação da distribuição do tamanho dos vazios em solos, havendo a necessidade de novas pesquisas e experimentações. Isso porque os métodos atualmente utilizados para a determinação da distribuição dos diferentes diâmetros dos poros de um solo, como o método de dessorção de água (modelo capilar) e a análise de imagens de lâminas delgadas de solo por microscopia, demandam muito tempo para preparação da amostra e/ou execução do ensaio.

As partículas que compõem a matriz do solo diferem quanto ao tamanho, forma, orientação, composição química e mineral, sendo o arranjo dessas partículas responsável pela determinação e caracterização dos espaços porosos, podendo-se considerar que a geometria do espaço poroso dos solos é o reflexo da geometria do espaço ocupado pelas suas partículas sólidas.

Baseado nessa hipótese, Silveira (1964) propôs um método para a determinação da curva de distribuição de vazios. Tal método ficou conhecido como “Teoria Geométrica Probabilística”, em que o cálculo do tamanho dos vazios do solo pode ser feito a partir da sua distribuição granulométrica.

Assim sendo, a Teoria Geométrica Probabilística, que calcula o tamanho dos vazios do solo a partir da análise granulométrica, apresenta-se como um método prático e rápido para a determinação da distribuição de poros por tamanho. Isso porque as curvas de distribuição granulométrica são de fácil obtenção em laboratório, por meio de processos rotineiros.

Todavia, Silveira (1964) limitou a aplicação dessa teoria a materiais granulares (particularmente areias) utilizados como material base de filtros de proteção, criando-se uma lacuna a ser preenchida relacionada à sua aplicação a outras condições de solos, fazendo com que a precisão e validade dos dados obtidos por essa teoria, quando aplicada a solos agrícolas, ainda requeiram estudos mais aprofundados.

Se a geometria do espaço poroso de um solo é realmente o reflexo do arranjo de suas partículas sólidas, espera-se que a Teoria Geométrica Probabilística seja adequada para determinação do tamanho dos vazios de qualquer solo, com qualquer granulometria, visto que essa teoria foi fundamentada na referida hipótese. Por sua vez, a comprovação da adequacidade da Teoria Geométrica Probabilística irá proporcionar a determinação de forma prática e rápida da distribuição do tamanho dos poros, possibilitando inferir sobre o comportamento físico-hídrico do solo, visto que atributos como densidade global, condutividade hidráulica, velocidade de infiltração e retenção de água no solo, estão diretamente relacionados com o espaço poroso do solo.

Nesse contexto, este trabalho propôs o estudo detalhado da porosidade, a partir da Teoria Geométrica Probabilística, e a caracterização físico-hídrica de diferentes classes de solos utilizadas para fins agrícolas, com o objetivo geral de avaliar a influência da distribuição dos vazios do solo nas suas propriedades físico-hídricas.

Para tanto, os objetivos específicos consistiram em:

- avaliar a validade e adequacidade da aplicação da Teoria Geométrica Probabilística aos solos agrícolas;
- determinar um diâmetro de vazios que mais interfira na determinação de cada propriedade físico-hídrica do solo.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Caracterização físico-hídrica dos solos

A caracterização físico-hídrica de um solo pode ser realizada de diversas maneiras, utilizando-se várias de suas propriedades índices, como: granulometria, densidade de partículas, densidade do solo, porosidade total, curva de retenção de água no solo, condutividade hidráulica, entre outros.

2.1.1 Granulometria do solo

A granulometria ou textura do solo constitui-se numa de suas características físicas mais estáveis e representa a distribuição quantitativa das partículas minerais unitárias constituintes do solo - argila, areia e silte (Carvalho et al., 1988). É considerada um elemento de grande importância na descrição, identificação e classificação dos solos (Dias Junior et al., 2000), pois muitas das propriedades físicas, hídricas e químicas do solo se correlacionam com a distribuição dos diferentes grupos de tamanhos das partículas (Andrade, 1997).

Solos argilosos ou de textura fina possuem teores elevados de argila coloidal, sendo plásticos e coesos quando úmidos, tornando-se duros, com formação de torrões, quando secos. Solos arenosos são friáveis, desagregáveis, de boa drenagem, aeração adequada e aração fácil (Assis, 2004).

Uma das aplicações práticas da análise granulométrica é a determinação do índice de floculação, que corresponde à relação entre a argila floculada e a argila total de uma amostra de solo. O índice de floculação permite inferir sobre a suscetibilidade do solo à erosão.

2.1.2 Densidade de partículas

A densidade de partículas de um solo, também conhecida como densidade real ou massa específica dos sólidos, representa a relação entre a massa das partículas sólidas e o volume ocupado pelas mesmas. Esse atributo do solo permite determinar a porosidade total, calcular o tempo de sedimentação das partículas na análise granulométrica, e ainda fornece uma idéia aproximada da composição mineralógica do solo (Ferreira et al., 2003).

É uma propriedade física bastante estável, pois depende exclusivamente da composição da fração sólida do solo, ou seja, da constituição mineralógica do perfil e conteúdo da matéria orgânica. Pesquisas têm mostrado que a densidade de partículas será tanto menor quanto maior for o conteúdo da matéria orgânica no solo (Andrade, 1997). Na maioria dos solos minerais, a densidade de partículas varia de 2,6 a 2,8 g.cm⁻³, sendo esses valores consequência da predominância do quartzo cujo peso específico é de 2,65 g.cm⁻³.

2.1.3 Densidade do solo

A densidade do solo, também denominada densidade global ou massa específica aparente seca, representa a relação entre a massa de sólidos de uma amostra de solo e o volume total dessa amostra (Ferreira et al., 2003). A densidade do solo é usada principalmente para transformar a umidade gravimétrica em volumétrica, para calcular a porosidade total e para estimar o grau de compactação do solo (Andrade, 1997), sendo também utilizada na avaliação do estado estrutural do solo (Scapini et al., 1998).

Os valores de densidade dos solos argilosos são bem menores que aqueles obtidos em solos arenosos, devido à textura do solo (Cavichiolo et al., 2005); e quanto maior o teor de matéria orgânica do solo, menor será sua

densidade (Zanette et al., 1998). Segundo Reichardt (1987), as amplitudes de variação da densidade do solo situam-se dentro dos seguintes limites médios: 1,0 a 1,4 g.cm⁻³ para solos argilosos; 1,2 a 1,6 g.cm⁻³ para solos arenosos; 0,77 a 1,0 g.cm⁻³ para solos humíferos; 0,22 a 0,5 g.cm⁻³ para solos turfosos.

Ao contrário da densidade de partículas, a densidade do solo é uma propriedade muito variável entre os vários tipos de solos e é afetada principalmente pelo manejo empregado. Solos superficiais, bem estruturados, sob matas e pastagens nativas, de maneira geral, exibem baixos valores de densidade do solo. Em contrapartida, nos solos submetidos a cultivos contínuos, o excessivo tráfego de máquinas agrícolas e o uso repetido de implementos causam compactação e adensamento do solo, que acabam por se traduzir em altos valores da densidade do solo (Rubin et al., 1998).

2.1.4 Porosidade total

A porosidade total representa a porção do solo em volume não ocupada por sólidos (Dias Junior et al., 2000), e corresponde à razão entre o volume de vazios e o volume total de uma amostra de solo. Para as plantas, a porosidade do solo é de grande importância, pois interfere na aeração, na condução e retenção de água, na capacidade de penetração e ramificação das raízes e, conseqüentemente, no aproveitamento de água e nutrientes disponíveis, afetando diretamente seu crescimento e desenvolvimento (Tognon, 1991; Kay & Vandenbygaart, 2002).

A porosidade do solo está relacionada com sua textura, estrutura e teor de matéria orgânica (Bertol & Santos, 1995; Brito et al., 2006). Solos de textura fina possuem maior volume total de poros e alto volume de poros de menores tamanhos que lhes confere boa retenção de água (Buckman & Brady, 1989; Cavichiolo et al., 2005). Apesar de um solo arenoso apresentar porosidade total

relativamente reduzida, a movimentação da água e do ar é mais rápida devido ao predomínio de poros de maiores tamanhos (Buckman & Brady, 1989; Rigatto et al., 2005).

A porosidade também é uma propriedade física bastante influenciada pelo manejo do solo. O uso inadequado de máquinas agrícolas, o pisoteio de animais e o adensamento aumentam a densidade do solo e, conseqüentemente, reduzem a porosidade do solo (Streck et al., 2004).

Antonio & Dorfman (1986) apresentam dados das amplitudes de porosidade total dos solos: 25 a 60% para solos minerais superficiais; 35 a 50% para solos superficiais arenosos; 40 a 60% para solos argilosos; 25 a 30% para subsolos densos; podendo ultrapassar 90% em solos orgânicos.

2.1.5 Estrutura do solo

A estrutura do solo, considerada como uma de suas mais importantes propriedades do ponto de vista agrícola (Ferreira et al., 2003), refere-se ao arranjo das partículas sólidas e à adesão de partículas menores na formação de maiores, denominadas de agregados. Os agregados são unidades complexas em que todos os componentes do solo estabelecem íntimas relações estruturais e funcionais (Moreira & Siqueira, 2002). Solos bem estruturados, com agregados estáveis e poros com tamanhos diversos, são requeridos para uma boa atividade microbiana (Soler et al., 2003), retenção e movimentação de água, transferência de calor, aeração (Letey, 1985) e penetração das raízes, resultando em uma boa qualidade do solo (Moreira & Siqueira, 2002).

A estrutura do solo pode ser avaliada através da densidade do solo, macro e microporosidade (Martins et al., 2002), podendo ainda ser caracterizada a partir de índices alternativos para expressar a distribuição dos agregados por

tamanho, como o diâmetro médio geométrico e o diâmetro médio ponderado (Ferreira et al., 2003).

A qualidade estrutural do solo é um indicador da sustentabilidade dos sistemas agrícolas, sendo influenciada por vários fatores, dentre os quais a matéria orgânica constitui o principal fator (Oliveira et al., 2004); e sua degradação, refletida pelo aumento da densidade do solo, redução da porosidade total e aumento da proporção de poros pequenos em relação aos grandes (Soler et al., 2003), dificulta a infiltração e circulação de água pelo solo (Brice et al., 2003), o que pode gerar problemas de erosão e o decréscimo da produtividade das culturas (Campos et al., 1995; Wohlenberg et al., 2002).

Conforme Klein & Libardi (2002a,b), a estrutura do solo, por determinar o arranjo das partículas e, por conseqüência, a distribuição dos diâmetros dos poros, afeta em muito a disponibilidade de água às culturas. Em seus trabalhos, os autores constataram que alterações na estrutura, como aumento da densidade do solo, provocaram alterações na distribuição de poros por tamanho, acarretando redução do volume de macroporos e, conseqüentemente, diminuição da condutividade hidráulica saturada e da porosidade de aeração.

2.1.5.1 Compactação do solo

A compactação do solo é um processo de densificação no qual há um aumento da sua resistência mecânica, redução da porosidade, menor permeabilidade e diminuição da disponibilidade de nutrientes, água e oxigênio, reduzindo o crescimento e o desenvolvimento radicular das culturas (Gupta et al., 1987; Müller et al., 2001a; Tavares Filho et al., 2001; Streck et al., 2004; Freddi et al., 2007). Ainda como conseqüências do processo de compactação, verificam-se maiores perdas de nitrogênio por desnitrificação.

A umidade do solo é um fator indispensável para que o processo de compactação ocorra (Zanette et al., 1998): quando seco, o solo é bastante coeso e apresenta grande resistência à compactação; em contrapartida, à medida que ele vai umedecendo, ocorre a formação de um pequeno filme de água entre os agregados do solo, facilitando o deslocamento e o rearranjo das partículas sólidas da matriz do solo, diminuindo a resistência do solo à compactação (Hillel, 1980).

A compactação do solo é um processo que ocorre ao longo do tempo, com intensidade variável de acordo com suas características intrínsecas (textura, tipo de argilomineral presente, quantidade e tipo de cátions trocáveis, conteúdo e tipo de substâncias orgânicas, agregação, densidade do solo, etc.) e com as técnicas de cultivo empregadas (Zanette et al., 1998). Assim, o manejo incorreto de máquinas e implementos agrícolas leva à formação de camadas compactadas, constituindo-se numa das principais causas da degradação da estrutura do solo (Campos et al., 1995).

Apesar de a compactação ser um fenômeno característico da agricultura mecanizada, um solo pode apresentar, naturalmente, elevados graus de compactação devido ao próprio processo de intemperismo, sendo que nesse caso dizemos que o solo se encontra adensado. Logo, o adensamento do solo é caracterizado pelo rearranjo das partículas do solo devido a processos naturais, acarretando redução da porosidade e aumento da densidade.

2.1.6 Condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica representa a propriedade que expressa a facilidade com que um fluido é transportado através de um meio poroso (Libardi, 2000). Sendo o solo e a água, respectivamente, o meio poroso e o fluido de interesse, define-se, então, condutividade hidráulica do solo (K) como

o parâmetro que traduz a facilidade com que a água flui através do solo (Carvalho, 2002).

A condutividade hidráulica do solo pode ser descrita como uma função $K(\theta)$, em que θ representa a umidade volumétrica do solo, que traduz o quanto o solo conduz água em dada umidade (Klein & Libardi, 2002b). Portanto, para um dado solo, a condutividade hidráulica é tanto maior quanto maior for sua umidade, atingindo seu valor máximo quando o solo está saturado, denominando-se condutividade hidráulica do solo saturado (K_0).

A condutividade hidráulica do solo saturado é considerada um dos parâmetros mais importantes no manejo da água no solo, sendo largamente aplicada em projetos de irrigação e drenagem (Klute, 1965), bem como na resolução de diversos problemas práticos de engenharia, como rebaixamento de aquíferos e recalques por adensamento (Menezes, 2003), além de fornecer informações indiretas da estrutura e estabilidade estrutural do solo (Klute, 1965).

A condutividade hidráulica depende das propriedades do fluido (solução do solo) e do material poroso (solo). Quanto às propriedades do fluido, tanto a viscosidade como a densidade da solução do solo dependem da temperatura, pressão, concentração de sais solúveis e teor de água no solo (Pizarro, 1978; Reichardt, 1996; Menezes, 2003).

Como o meio poroso de interesse é o solo, salienta-se como importante: a distribuição do tamanho e forma das partículas (Carvalho, 2002), densidade do solo, estabilidade estrutural, tamanho dos agregados, atividade de microorganismos e presença de ar (Hillel, 1972), grau de compactação (Andrade, 1997), tortuosidade, superfície específica, distribuição do tamanho dos poros e umidade (Libardi, 2000).

A porosidade do solo apresenta geometria variável de solo para solo devido a alterações na forma, direção e largura dos poros (Reichardt, 1996), e para um mesmo solo, variações no arranjo poroso também ocorrem, fazendo

com que a condutividade hidráulica varie de horizonte para horizonte (Andrade, 1997). Portanto, a condutividade hidráulica de um solo é muito influenciada pelo arranjo e distribuição dos poros (Hillel, 1972).

Jarvis & Messing (1995) observaram que maiores valores de condutividade hidráulica foram encontrados em solos com textura fina com alto grau de estruturação, e menores valores de condutividade hidráulica em solos de textura mais arenosa, refletindo a importância do tamanho dos macroporos para o fluxo de água próximo da saturação. Logo, a macroporosidade é fator de extrema importância na condutividade hidráulica do solo saturado. Manfredini et al. (1984), Silva & Kato (1997) e Sampaio (2004) encontraram, em seus trabalhos, valores elevados da macroporosidade correlacionados positivamente com elevada condutividade hidráulica saturada.

Bouma (1991) detalha os possíveis efeitos e interferências das características dos solos no movimento de água e solutos, principalmente da porosidade, discutindo a influência da continuidade dos poros no solo. O autor afirma que poros menores, porém contínuos, permitem maior fluxo de água e de solutos do que poros maiores descontínuos no perfil do solo.

Segundo Baver et al. (1972), White (1985) e Buckman & Brady (1989) a condutividade hidráulica, a infiltração, a redistribuição rápida da água e a aeração ocorrem principalmente através dos poros de maior diâmetro, nos quais o efeito da força da gravidade é o componente principal que rege o movimento da água.

Oliveira (1991), trabalhando com solos superficiais da cidade de Londrina-PR, observou que a maior compactação, juntamente com a maior quantidade de matéria orgânica existente, proporcionou ao solo uma menor macroporosidade e, com isso, o solo interagiu mais com a água infiltrada, fazendo com que a água tivesse uma menor velocidade e, conseqüentemente, valores de difusividade e condutividade hidráulica menores.

2.1.7 Retenção da água no solo

O solo tem a capacidade de atrair e reter água no estado líquido e na forma de vapor (Dias Junior et al., 2000), sendo o estudo da retenção de água de um solo feito através de um gráfico que relaciona a umidade do solo com o potencial mátrico denominado curva de retenção da água no solo (Marques, 2000).

A curva de retenção da água no solo possibilita a realização de avaliações importantes sobre as características do solo e seu comportamento hidráulico, sendo de importância fundamental para estudos que envolvem interações água-solo-planta, aeração, irrigação e drenagem (Centurion et al., 1997). Com os dados da curva, é possível calcular a difusividade capilar, conhecer a variação do potencial de água no solo e inferir sobre sua disponibilidade às plantas (Correa, 1984).

Libardi (2000) salienta que a retenção da água no solo pode ser explicada por dois processos: capilaridade e adsorção. Essas duas forças, que operam na matriz do solo para a retenção da água, são denominadas de forças mátricas. A capilaridade atua na retenção de água dos solos na faixa úmida, quando os poros se apresentam razoavelmente cheios de água. Quando o solo seca, os poros vão se esvaziando e filmes de água recobrem as partículas sólidas. Nessas condições, o fenômeno de adsorção passa a dominar a retenção (Baver et al., 1972). A energia de retenção da água na adsorção é muito maior e, por isso, grandes quantidades de energia são requeridas para se retirar essa água do solo (Reichardt, 1987).

Para altos valores de umidade (baixas tensões), a curva de retenção está relacionada ao tamanho, distribuição e forma dos poros, que, por sua vez, são influenciados pela estrutura e estabilidade dos agregados (Baver et al., 1972; Reichardt, 1985, 1987; Klute, 1986; Costa & Libardi, 1999). Por outro lado, a

retenção a altas tensões ocorre devido ao incremento na adsorção, sendo influenciada mais pela textura, que determina a área de contato entre as partículas sólidas e a água (Rivers & Shipp, 1978; Cunha et al., 2001). Por consequência, de uma maneira geral, quanto maior o conteúdo de argila, maior será a retenção de água a uma dada tensão (Marinho & Pereira, 1998, citados por Lins, 2003), sendo a inclinação da curva mais gradual (Portela, 2000).

A curva de retenção de água ainda está relacionada ao conteúdo e à qualidade da matéria orgânica presente no solo. A baixas tensões, a matéria orgânica tem efeito indireto na retenção de água, devido à sua influência na agregação de partículas sólidas do solo e, a altas tensões, tem uma atuação direta em função de sua elevada superfície específica e capacidade de adsorção (Petersen et al., 1968).

Or & Wraith (1997), citados por Faria (1998) afirmam que a descrição matemática da curva de retenção é de interesse para a caracterização, modelagem e análise de diferentes solos e cenários físico-hídricos, sendo que uma expressão matemática para a curva de retenção deve conter poucos parâmetros para simplificar a sua estimativa e descrever o seu comportamento, que é fortemente não linear, em toda sua extensão.

Atualmente, um dos modelos matemáticos mais utilizados para descrever o comportamento da curva característica de retenção da água no solo, é a equação desenvolvida por Genuchten (1980), apresentada a seguir:

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

em que:

θ = umidade volumétrica para um dado potencial matricial [$L^3 L^{-3}$];

ψ_m = potencial matricial [$M L^{-1} T^{-2}$];

θ_r = umidade volumétrica residual do solo [$L^3 L^{-3}$];

θ_s = umidade volumétrica de saturação do solo [$L^3 L^{-3}$];

α = parâmetro de ajuste do modelo [$M^{-1} L T^2$];

n, m = parâmetros adimensionais de ajuste do modelo, sendo $m = 1-1/n$.

2.1.7.1 Água disponível para as plantas

Childs (1940) afirma que as curvas de retenção se destacam quanto ao estudo do comportamento da água no solo devido às informações que são possíveis de se obter, principalmente, quanto à disponibilidade de água para as plantas.

Segundo Bernardo et al. (2005), a água disponível para as plantas é aproximadamente a diferença entre o conteúdo volumétrico de água na capacidade de campo e o conteúdo da mesma no ponto de murcha permanente, equivalentes às tensões de 33 e 1500 kPa, respectivamente. Esse conceito pressupõe que a água do solo entre as tensões de 0 kPa (solo saturado) e 33 kPa não seja disponível às plantas, indo perder-se nas partes mais profundas do perfil do solo, por ação da gravidade. Em verdade, esta água, erroneamente designada gravitacional, muitas vezes é absorvida pelas plantas. Só em casos de solos muito permeáveis, submetidos a irrigações ou chuvas excessivas, com culturas de sistema radicular pouco profundo, é que muita água é perdida por percolação, mas, mesmo assim, não existe um intervalo fixo de tensão como de 0 e 33 kPa para definir a água sujeita à ação da gravidade. Esse conceito de água disponível também supõe que a água do solo acima de 1500 kPa de tensão não seja mais disponível às plantas, o que também não pode ser generalizado, pois diferentes culturas apresentam diferentes capacidades de resistência à deficiência de água no solo.

Não obstante, esse conceito de água disponível, cujos limites superior e inferior são representados, respectivamente, pela capacidade de campo e pelo

ponto de murcha permanente, prevalece nos estudos de física do solo e irrigação (Castro & Vieira, 1996), sendo utilizado como um critério para caracterizar o solo quanto à sua capacidade de armazenar água.

Em termos numéricos, calcula-se a água disponível empregando-se a seguinte equação:

$$\theta_{ad} = \theta_{cc} - \theta_{pmp} \quad (2)$$

em que:

θ_{ad} = umidade volumétrica correspondente ao conteúdo de água disponível no solo para as plantas [$L^3 L^{-3}$];

θ_{cc} = umidade volumétrica do solo na capacidade de campo [$L^3 L^{-3}$];

θ_{pmp} = umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente [$L^3 L^{-3}$].

O valor da água disponível em termos de lâmina pode ser obtido empregando-se a equação:

$$A_z = \theta_{ad} \cdot z \quad (3)$$

em que:

A_z = água disponível, em lâmina, para uma dada camada do perfil do solo [L];

z = espessura da camada do solo [L].

No caso de projetos de irrigação, devem-se considerar várias camadas do perfil do solo que abranjam toda a profundidade efetiva da zona radicular da cultura, determinando os limites superior e inferior, bem como a água disponível para cada camada (Faria, 1998).

2.1.7.2 Capacidade de campo

Define-se a capacidade de campo como o conteúdo de água que permanece no solo 2 a 5 dias depois de o mesmo ter sido saturado e a drenagem interna ter praticamente cessado (Prevedello, 1996). Solos com elevada capacidade de campo são os que apresentam as melhores condições para a exploração agrícola, já que, nessa condição, o solo encontra-se com a máxima quantidade de água que ele pode reter contra a ação da força gravitacional terrestre. No entanto, ela deve estar bem abaixo da umidade de saturação, de modo que o conteúdo de ar do solo seja suficiente para a planta.

A capacidade de campo foi por muito tempo assumida como uma característica física constante para cada tipo de solo. Com o avanço dos conhecimentos sobre o movimento de água em solos saturados e não-saturados, tornou-se evidente que a capacidade de campo é um conceito arbitrário e não uma característica física do solo (Bernardo et al., 2005). Ela varia de 4% nos solos arenosos até 45% nos solos muito argilosos, podendo ainda ser maior nos solos orgânicos. Os principais fatores que a afetam são: textura, tipo de argila, teor de matéria orgânica, profundidade de molhamento, umidade anterior ao umedecimento, presença de camadas de impedimento e evapotranspiração (Klar, 1991).

Quanto à obtenção da capacidade de campo a partir das curvas de retenção de água no solo, alguns autores sugerem como limite superior da água disponível o conteúdo de umidade do solo em equilíbrio com a tensão de 6 kPa (Otto, 1988, citado por Ribeiro et al., 2007c); já outros aconselham a aplicação de uma tensão de 10 kPa (Carlesso, 1995, citado por Silva et al., 2005), enquanto outros recomendam a tensão de 33 kPa (Reichardt, 1987).

Apesar de todas as objeções ao conceito de capacidade de campo, essa é uma informação importante (Andrade et al., 1998) e necessária na elaboração de

projetos de irrigação, pois é utilizada no cálculo da água disponível às plantas no solo (Klar, 1991).

2.1.7.3 Ponto de murcha permanente

Segundo Bernardo et al. (2005), o ponto de murcha permanente representa o teor de umidade no solo em que, abaixo dele, a planta não conseguirá retirar água do mesmo na mesma intensidade em que ela transpira, aumentando a cada instante a sua deficiência, o que a levará à morte caso não seja irrigada. Ponto de murchamento é, pois, o limite mínimo da água armazenada no solo que será usada pelos vegetais. Ainda, segundo o mesmo autor, esse conceito é muito útil, mas deve-se lembrar que o seu valor depende do tipo de solo e que diferentes plantas são capazes de extrair água até diferentes limites.

Muitos têm sido os métodos e dispositivos ensaiados na determinação da umidade dos solos no ponto de murcha permanente, baseados nas distintas propriedades e características dos mesmos, sendo bastante usados os métodos fisiológicos em laboratório, que utilizam principalmente o girassol. A escolha do girassol como planta indicadora deve-se, provavelmente, às necessidades hídricas da mesma, que são relativamente altas (600 a 1000 mm) em comparação com a maioria das culturas. Adicionalmente, admite-se que, para uma grande quantidade de solos diferentes, existe uma elevada correlação entre a percentagem de umidade no ponto de murcha permanente e a tensão de 1500 kPa (Cirino, 1992).

Na prática, deve-se lembrar que a planta nunca deve ser submetida ao murchamento permanente. Para a maioria das culturas, as irrigações são planejadas para serem realizadas muito antes de se consumir 50% da água disponível. De acordo com Faria (1998), a determinação do momento ótimo de

se realizar as irrigações de cada cultura é muito mais importante do que o próprio limite inferior de água disponível.

2.2 Distribuição de vazios do solo

O solo funciona como suporte físico e reservatório de água para as plantas, além de, na maioria dos casos, ser o fornecedor dos principais nutrientes necessários à produção. As partículas do solo, arranjadas em grânulos e agregados, constituem um meio poroso com grande diversidade de forma e geometria, o que confere ao sistema solo-água grande complexidade (Andrade et al., 1998).

O papel do espaço poroso na dinâmica da água no solo é objeto de destaque, ressaltando que mais importante que a porosidade total é a distribuição dos poros por seus tamanhos. A esse respeito, Hurtado & Lier (2003) afirmam que, para muitos objetivos tais como o movimento e armazenamento de água e gases, o fluxo e retenção de calor e o desenvolvimento do sistema radicular, a simples determinação da porosidade total fornece informações de limitada importância. Dessa forma, mais importante que a determinação da porosidade total é a medição da distribuição dos poros por seu tamanho, visto que uma distribuição deficiente dos diferentes tamanhos dos poros pode provocar uma lenta movimentação de fluido.

A análise dos vazios do solo exige uma classificação dos mesmos em intervalos distintos de tamanho (São Mateus, 1994). A esse respeito, muitos conceitos têm surgido no sentido de estabelecer um padrão no tamanho da distribuição dos poros, considerando a geometria e a configuração do espaço poroso (Marques, 2000).

Nos solos, embora não exista uma nítida separação entre poros pequenos e poros grandes, inúmeras classificações do diâmetro de poros são citadas na

literatura, sendo que uma forma mais simplificada separa os poros em duas classes: micro e macroporos. Os microporos, também denominados poros capilares, representam os poros responsáveis pela retenção da água no solo, enquanto os macroporos representam os poros responsáveis pela drenagem e aeração do solo (Brady, 1979).

Kiehl (1979) classifica como macro e microporos os poros com diâmetro maior e menor, respectivamente, que 0,06 mm, enquanto Richards (1965) utiliza diâmetro igual a 0,05 mm como limite de separação entre macro e microporos.

Vários autores incluem nessa classificação os mesoporos como uma classe intermediária, como Luxmoore (1981), que sugeriu uma classificação na qual os microporos apresentam diâmetro menor que 0,01 mm; os mesoporos apresentam diâmetro entre 0,01 e 1,0 mm; e os macroporos, diâmetro maior que 1,0 mm.

Klein & Libardi (2002a) classificam como macroporos os poros com diâmetro maior que 0,05 mm (que perdem a água em tensões menores que 6 kPa), microporos, aqueles com diâmetro entre 0,05 e 0,0002 mm (que são esvaziados a tensões entre 6 e 1500 kPa) e criptoporos, poros com diâmetro menor que 0,0002 mm (que perdem a água apenas para tensões maiores que 1500 kPa).

Observa-se que existe uma variação muito grande na definição dos limites de diâmetro entre uma classe e outra. E parece que uma terminologia padrão para classificar esses poros ainda não foi estabelecida (São Mateus, 1994).

Dentre os métodos para a determinação do tamanho dos poros de um solo, destaca-se o método da dessorção de água, baseado na teoria da capilaridade (Bouma, 1973). Nesse método, considera-se que os vazios dos solos são tão pequenos, que podem ser associados a tubos capilares, ainda que muito irregulares e interconectados.

O ensaio de determinação da distribuição de poros por tamanho através do método da dessorção de água consiste em aplicar pressões diferentes ao solo, através da retirada de água do mesmo, medindo o teor de umidade volumétrica correspondente a cada pressão. Essa umidade será medida depois de a amostra ter atingido o equilíbrio em cada estágio, ou seja, após a amostra ter atingido uma sucção (potencial matricial) igual à pressão aplicada (São Mateus, 1994). O cálculo do diâmetro do maior poro preenchido por água, em cada equilíbrio, é realizado pela equação apresentada a seguir:

$$dv = (4 \cdot \sigma \cdot \cos\varphi) / (\rho_w \cdot g \cdot h) \quad (4)$$

em que:

dv = diâmetro do maior poro preenchido por água [L];

σ = tensão superficial da água [$M T^{-2}$];

φ = ângulo de contato entre a água e a parede do poro (considera-se $\varphi = 0^\circ$);

ρ_w = massa específica da água [$M L^{-3}$];

g = aceleração da gravidade [$L T^{-2}$];

h = altura de ascensão da água (sucção da água no solo, potencial matricial) [L].

Assumindo como constantes alguns parâmetros da Equação 4, a mesma pode ser simplificada da seguinte maneira:

$$dv = 0,3 / h \quad (5)$$

em que:

h = altura de ascensão da água (sucção da água no solo, potencial matricial) (cm);

dv = diâmetro do poro (vazio) do solo (cm).

Portanto, se uma amostra de solo, inicialmente saturada, sofrer drenagem por etapas, e o volume de água extraído for medido para cada etapa, torna-se possível comparar o volume de água removido com o volume de poros drenados. Sendo assim, o intervalo de tamanho dos poros drenados durante cada etapa poderá ser calculado e a distribuição de tamanho dos vazios será determinada (São Mateus, 1994).

Klein (1998), avaliando as propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo sob diferentes sistemas de uso e manejo, constatou que o manejo do solo alterou o raio de poros predominantes com relação a áreas de mata nativa (área não manejada), sendo que o efeito do manejo sobre a distribuição do diâmetro dos poros no solo diminui à medida que se aumenta a profundidade. Em seu trabalho, o autor também observou que a redução do volume de poros maiores provocou a redução da taxa de infiltração da água no solo, relatando que a velocidade de infiltração não é única e varia muito com o diâmetro dos poros.

Kertzmann (1996) relata que na região de Guairá-SP, com a intensificação do cultivo, principalmente em áreas irrigadas, o volume de macroporos foi drasticamente destruído, ficando o espaço poroso reduzido e os poros mais irregulares.

Forsythe (1975), citado por Bertol et al. (2000) afirmam que o ideal é que a distribuição do tamanho dos poros em um solo deve situar-se em torno de 33% de macroporos em relação à porosidade total.

Segundo Borges et al. (1999), o aumento no conteúdo volumétrico de sólidos pela aplicação da compactação afeta a distribuição dos poros por tamanho. A pressão mecânica exercida sobre os agregados pela compactação provoca a ruptura destes, facilitando a aproximação das partículas. A consequência imediata é a redução da porosidade total, pela diminuição dos poros maiores, com aumento no número de poros menores.

Cunha et al. (2001) verificaram que alterações na distribuição dos tamanhos de poros permitem detectar a degradação da estrutura do solo decorrente do manejo inadequado praticado. Os autores observaram redução tanto da porosidade total como das frações relativas aos micro, meso e, principalmente, macroporos ao longo do tempo em cultivos mecanizados.

Estudos realizados por Abreu et al. (2004) indicaram que poros com raio superior a 1,5 mm não são atuantes no fluxo de água no solo.

Ao avaliar a influência da distribuição de poros por tamanho na condutividade hidráulica de solos saturados, Poulsen et al. (1999) e Ribeiro (2005) constataram que a presença de macroporos governa todo o processo de drenagem, e que existe uma relação direta e positiva entre estas duas propriedades do solo.

Ribeiro et al. (2007a), avaliando a influência da distribuição de poros sobre as propriedades físicas de seis classes de solos sob vegetação natural da região de Lavras-MG, constataram que a variação na condutividade hidráulica do solo saturado, densidade do solo, porosidade total e índice de vazios foi explicada pela variação na distribuição do tamanho dos poros dos solos. Os autores também verificaram que poros com diâmetro entre 0,03 e 0,0375 mm não influenciaram as propriedades físicas dos solos.

Fernandes et al. (1983), estudando a influência do sistema de manejo na condutividade hidráulica do solo saturado, ressaltam que, de um modo geral, os valores de condutividade hidráulica saturada estão correlacionados com as quantidades de poros com diâmetro superior a 0,07 mm.

Em trabalho realizado por Amaro Filho (1982), os menores valores de condutividade hidráulica corresponderam às zonas que apresentaram os valores mais elevados de poros de menor diâmetro. Houve uma tendência de os valores mais elevados de fluxo serem consequência da elevada proporção de poros com diâmetro superior a 0,01 mm.

Curmi et al. (1994), em estudo realizado num Latossolo Roxo, utilizando a técnica de análise de imagens de lâminas delgadas, relacionaram a distribuição do tamanho dos poros com algumas propriedades hidráulicas desse solo, relatando que a condutividade hidráulica do solo saturado foi negativamente afetada pela ausência de poros tubulares biológicos (bioporos), como consequência da compactação ou pelo uso de pesticidas.

Cooper (1999) ressalta que os poros que contribuem para a rápida movimentação da água no solo incluem a macroporosidade e parte da mesoporosidade. Segundo o autor, a macro e mesoporosidade têm, geralmente, uma origem estrutural e/ou biológica e estão sujeitas a uma forte heterogeneidade ao longo do perfil, o que pode explicar as variabilidades observadas das condutividades hidráulicas ao longo do perfil de um solo.

Othmer et al. (1991) e Chen et al. (1993) estimaram a condutividade hidráulica do solo saturado em um estudo no qual se considerou a distribuição bimodal do diâmetro dos poros no solo. Pelos resultados obtidos, confirmou-se a falta de homogeneidade dos perfis de solo estudados. Na distribuição bimodal, os poros do solo são classificados em poros inter-agregados e poros intra-agregados. Os primeiros são rapidamente esvaziados, fazendo com que a condutividade hidráulica decresça também rapidamente, e os segundos, por sua vez, são esvaziados mais lentamente, proporcionando uma condutividade hidráulica menor (Othmer et al., 1991).

Bullock & Thomasson (1979), citados por Espírito Santo (1998), estudando a distribuição e a configuração do espaço poroso, avaliaram comparativamente os métodos de análise por imagem e o da dessorção de água, para uma série de solos, destacando que muito mais importante que testar metodologias é obter resultados que caracterizem o espaço poroso em relação ao fluxo da água e às principais limitações a este.

2.3 Teoria Geométrica Probabilística

Silveira (1964) analisou o carregamento de partículas em um meio granular heterogêneo visando, fundamentalmente, o dimensionamento de filtros de proteção. O objetivo do trabalho era o de indicar um estudo sistemático do dimensionamento dos filtros, compreendendo com isto, não apenas o estabelecimento da granulometria mais adequada, mas a determinação da espessura necessária, tomando-se como ponto de partida exatamente a parte que ainda não contava com nenhum processo ou nenhuma base teórica mais profunda, que se referia ao carregamento das partículas sólidas pelos filtros (Nogueira, 1990).

Para a análise do carregamento, tornou-se necessária a determinação da curva de distribuição dos vazios formados pelo material granular. Silveira (1964) propôs, então, um método aproximado que, através de hipóteses simplificadoras de arranjos das partículas do meio em questão e da probabilidade de ocorrência dos agrupamentos de partículas, possibilita obter a curva de distribuição de vazios (Aramaki, 1993).

Um ponto importante a ser considerado é o fato de que a geometria do espaço poroso de determinado meio é o reflexo da geometria do espaço ocupado pelas suas partículas sólidas. Portanto, na ocasião de seu trabalho, devido à falta de qualquer processo direto de determinação, Silveira (1964) propôs um método de cálculo dos vazios de um material granular a partir da sua distribuição granulométrica, denominado “Teoria Geométrica Probabilística”, no qual os arranjos das partículas sólidas formariam em seu interior os vazios procurados. Dessa forma, observa-se na curva granulométrica que para cada diâmetro das partículas ter-se-á uma probabilidade de ocorrência. Conseqüentemente, ter-se-á a probabilidade de ocorrência de determinados agrupamentos de partículas, aos quais corresponderão determinados vazios, chegando-se assim às probabilidades

de ocorrência dos vazios possíveis, o que permitirá a reprodução da sua provável distribuição.

Normalmente, as curvas de distribuição granulométrica são apresentadas em gráficos semi-logarítmicos, tendo nas abscissas (escala logarítmica) os diâmetros das partículas sólidas e nas ordenadas (escala aritmética) as porcentagens acumuladas em massa, supondo-se, dessa maneira, uma função de distribuição contínua. Para a determinação da curva de distribuição de vazios, há a necessidade de se transformar esta distribuição contínua em discreta, de se passar do contínuo para o descontínuo. Portanto, a curva granulométrica inicial é subdividida em x partes, sendo cada parte definida por um diâmetro médio d_i e uma correspondente porcentagem acumulada F_i associada a uma probabilidade de ocorrência P_i , conforme indicado na Figura 1. Cada uma das x frações do meio poroso ficará associada a uma probabilidade P_i , através de sua porcentagem de ocorrência (Silveira, 1964).

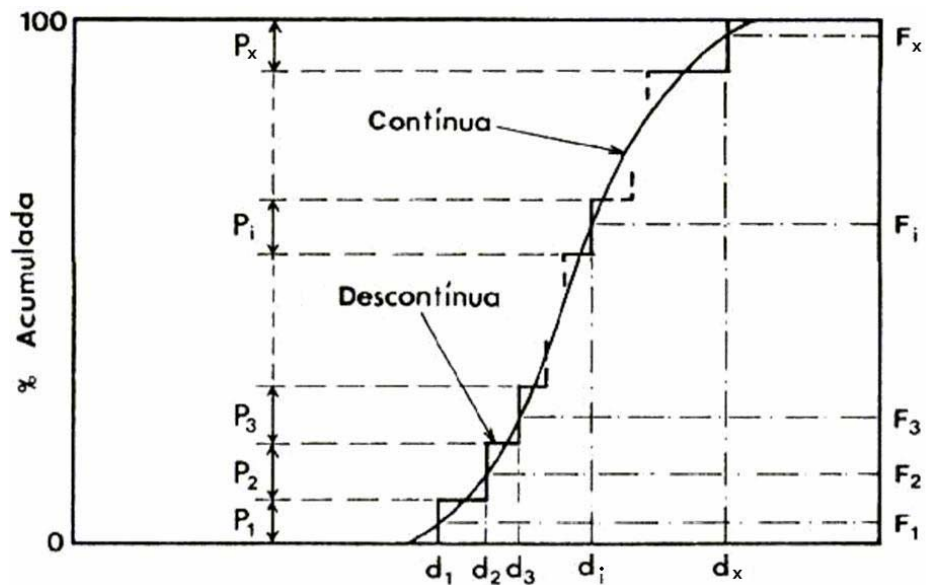


FIGURA 1. Discretização das curvas de distribuição granulométrica.

A curva granulométrica passa, portanto, a ser definida por uma série de diâmetros determinados d_i e suas respectivas probabilidades de ocorrências P_i .

Considerando-se como hipóteses fundamentais: a) as partículas apresentam a forma esferoidal; b) as posições relativas ocupadas pelas partículas são independentes; e c) o material se encontra em seu estado máximo de compactação (estado compacto), Silveira (1964) compôs uma formação genérica de três partículas, representada pelas circunferências ao plano que passa pelos centros das partículas (Figura 2). O agrupamento das três circunferências de diâmetros genéricos d_i , d_j e d_k , tangenciando-se duas a duas, descreve em seu interior um vazio no qual pode ser inscrita uma circunferência de diâmetro d' , que representa este vazio. Essa conceituação de vazios foi denominada por Peixoto Júnior (1972) de vazio tangente, pois considera o diâmetro da circunferência tangente àquelas representativas das partículas sólidas como sendo o diâmetro do vazio formado pelas mesmas.

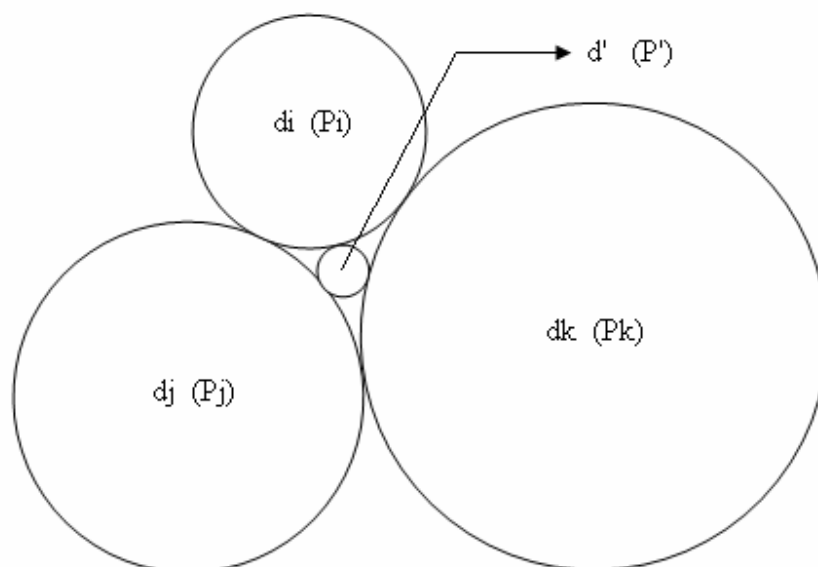


FIGURA 2. Representação do vazio tangente no estado compacto.

O diâmetro d' , então, representa o vazio resultante do agrupamento de três partículas quaisquer, que serão também representadas pelos seus diâmetros d_i , d_j e d_k ; logo, o diâmetro d' será função apenas destes três diâmetros.

$$d' = f(d_i, d_j, d_k) \quad (6)$$

em que:

d_i , d_j e d_k = diâmetros das partículas sólidas [L];

d' = diâmetro do vazio [L].

A probabilidade P' de ocorrência do vazio de diâmetro d' será igual à probabilidade de tangência das três partículas de diâmetros d_i , d_j e d_k , ou seja, a probabilidade da formação de agrupamentos (ijk). Logo, P' será igual ao produto das probabilidades de ocorrência de cada um dos três diâmetros, que são respectivamente P_i , P_j e P_k .

$$P(ijk) = P_i \cdot P_j \cdot P_k \quad (7)$$

em que:

$P(ijk)$ = probabilidade de ocorrência do agrupamento (ijk);

P_i , P_j e P_k = porcentagens da distribuição granulométricas representativas das probabilidades de ocorrência das partículas de diâmetros d_i , d_j e d_k .

Como os agrupamentos (ijk) podem ser obtidos de várias maneiras, poderá haver diferentes formas de se obter d' . Portanto, a probabilidade P' será igual β vezes o produto $P_i \cdot P_j \cdot P_k$, em que β depende do tipo de agrupamento.

$$P' = \beta (P_i \cdot P_j \cdot P_k) \quad (8)$$

em que:

β = constante relacionada ao número de agrupamentos possíveis de serem formados pelas partículas sólidas;

P' = probabilidade de ocorrência do vazio com diâmetro d' .

Uma vez que a curva granulométrica do meio poroso está representada pelos seus x diâmetros ($d_1, d_2, d_3, \dots, d_i, \dots, d_j, \dots, d_k, \dots, d_x$) e suas respectivas probabilidades ($P_1, P_2, P_3, \dots, P_i, \dots, P_j, \dots, P_k, \dots, P_x$), onde os índices i, j e k indicam elementos genéricos quaisquer, o número total de agrupamentos possíveis com três partículas será o número de arranjos com repetição (Santos et al., 1995) de x elementos, três a três.

$$N = A_{x,3}^r = x^3 \quad (9)$$

em que:

N = número total de agrupamentos possíveis;

$A_{x,3}^r$ = arranjos com repetição de x elementos tomados três a três;

x = número de subdivisões da curva granulométrica.

Entretanto, não será necessário o conhecimento destes x^3 arranjos, visto que muitos deles são obtidos uns dos outros, através de simples permutações dos elementos. Serão de interesse apenas os agrupamentos em que não se leve em consideração a ordem dos elementos, ou seja, apenas as suas combinações, no caso, também com repetições (Santos et al., 1995). Assim, dos N arranjos, interessar-nos-ão apenas N' , dado por:

$$N' = C_{x,3}^r = [x(x+1)(x+2)] / 3! \quad (10)$$

em que:

N' = número de arranjos realmente necessários para a determinação da curva de distribuição de vazios a partir da Teoria Geométrica Probabilística;

$C_{x,3}^r$ = combinações com repetição de x elementos tomados três a três.

A fim de facilitar a separação dos agrupamentos obtidos por permutação, N' pode ser decomposto em três classes de combinações com repetição:

$$N' = C_{i,i,i}^r + C_{i,j,k}^r + C_{i,i,j}^r \quad (11)$$

em que:

$C_{i,i,i}^r$ = combinações com repetição nas quais se têm as três partículas iguais;

$C_{i,j,k}^r$ = combinações com repetição nas quais se têm as três partículas diferentes;

$C_{i,i,j}^r$ = combinações com repetição nas quais se têm duas partículas iguais e a terceira diferente.

O número de combinações do tipo $C_{i,i,i}^r$ é igual a x :

$$C_{i,i,i}^r = x \quad (12)$$

O número de combinações do tipo $C_{i,j,k}^r$ é o número de combinações simples de x elementos, três a três:

$$C_{i,j,k}^r = C_{x,3} = [x (x-1) (x-2)] / 3! \quad (13)$$

em que $C_{x,3}$ = combinações simples (sem repetição) de x elementos tomados três a três.

O número de combinações do tipo $C_{i,i,j}^r$ é igual à diferença entre o número de arranjos necessários e as combinações entre três partículas iguais e três partículas diferentes:

$$C_{i,i,j}^r = N^3 - C_{i,i,i}^r - C_{i,j,k}^r = x(x-1) \quad (14)$$

Cada combinação do tipo $C_{i,j,k}^r$ poderá ser obtida de seis maneiras diferentes, correspondendo às permutações das suas três partículas constituintes. Nesse caso, $\beta = 3! = 6$.

Cada combinação do tipo $C_{i,i,j}^r$ poderá ser formada de três maneiras diferentes, segundo as permutações das três partículas com duas de igual diâmetro. Nesse caso, $\beta = 3! / 2! = 3$.

Quanto à combinação do tipo $C_{i,i,i}^r$, só existe uma possibilidade de formação, uma vez que as três partículas possuem o mesmo diâmetro. Nesse caso, $\beta = 1$.

Considerando-se, portanto, todas as possibilidades de repetições, tem-se como resultado final:

$$P^r(C_{i,i,i}^r) = 1 \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_i = P_i^3 \quad (15)$$

$$P^r(C_{i,i,j}^r) = 3 \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_j = 3 \cdot P_i^2 \cdot P_j \quad (16)$$

$$P^r(C_{i,j,k}^r) = 6 \cdot P_i \cdot P_j \cdot P_k \quad (17)$$

Nas Equações 15, 16 e 17, P^r representa a probabilidade de cada combinação com repetição, à qual corresponde um diâmetro de vazão d^r , função dos diâmetros d_i, d_j, d_k das partículas da respectiva combinação com repetição.

Portanto, reproduzindo-se as possíveis combinações com repetição entre os x diâmetros representativos da curva granulométrica do material poroso,

obtém-se para cada uma das combinações um correspondente diâmetro de vazio d' com sua respectiva probabilidade de ocorrência P' . Com os valores de d' e P' determina-se a curva de distribuição de vazios para o estado compacto, conforme o conceito de vazio tangente.

No intuito de ampliar as bases teóricas de estudo da distribuição de vazios dos materiais granulares, Silveira (1966) apresentou uma extensão da Teoria Geométrica Probabilística para uma configuração representativa de um estado de compactação menos denso (estado fofo), bem como a respectiva forma de determinação de sua curva de distribuição de vazios.

Na configuração do estado fofo, ou menos denso, do material granular, Silveira (1966) admitiu a formação genérica desse estado pelo arranjo de quatro partículas, tangenciando-se duas a duas entre si, conforme Figura 3.

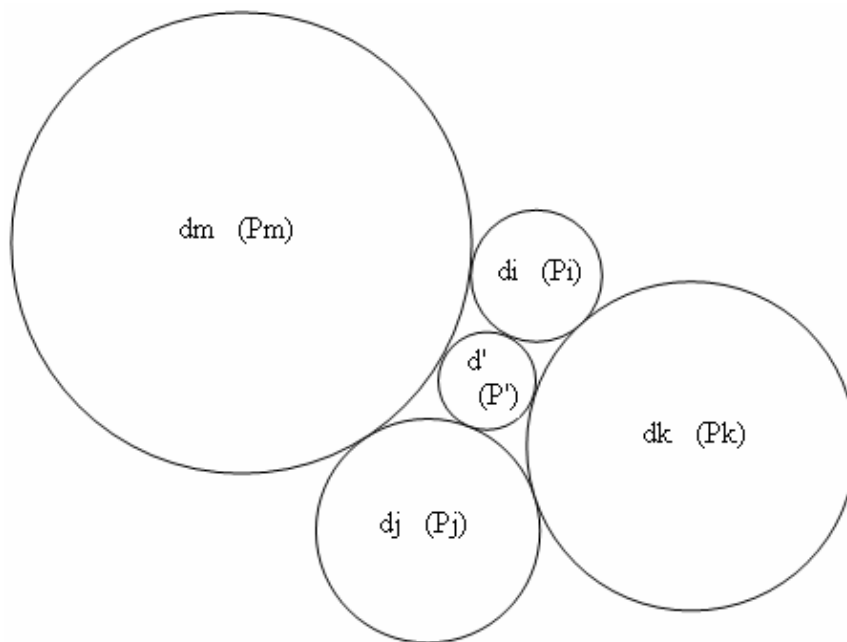


FIGURA 3. Representação do vazio tangente no estado fofo.

Para a determinação da curva de distribuição de vazios considerando-se o estado menos denso, uma consideração adicional foi introduzida por Silveira (1966), que se refere ao fato de que, quando se consideram quatro circunferências conforme mostrado na Figura 3, as próprias permutações, que alteram a ordem das partículas, conduzem a vazios diferentes, trazendo como conseqüência a necessidade de ser examinado um número muito maior de arranjos. Como o objetivo de Silveira (1966) era analisar os maiores vazios do material granular, admitiu-se que o vazio correspondente a cada combinação com repetição de quatro partículas seria o da permutação que conduzisse ao maior vazio. Assim, deverá ser procurada a posição relativa das quatro partículas tangentes entre si que resulte no máximo vazio possível.

O procedimento de cálculo para a determinação dos diâmetros dos vazios e suas respectivas probabilidades de ocorrência seguiu os mesmos passos básicos utilizados na configuração do estado compacto.

A curva granulométrica contínua é discretizada em x partes, passando a ser representada pelos diâmetros das partículas e suas respectivas probabilidades de ocorrência. O diâmetro do vazio d' , resultante do agrupamento de quatro partículas quaisquer, será função dos diâmetros d_i , d_j , d_k e d_m das partículas sólidas.

$$d' = f(d_i, d_j, d_k, d_m) \quad (18)$$

A probabilidade P' de ocorrência do vazio de diâmetro d' será igual à probabilidade de tangência das quatro partículas de diâmetros d_i , d_j , d_k e d_m , dada pela probabilidade da formação de agrupamentos (ijkm).

$$P(ijkm) = P_i \cdot P_j \cdot P_k \cdot P_m \quad (19)$$

Uma vez que os agrupamentos (ijklm) podem ser obtidos de várias maneiras, a probabilidade P' será igual β vezes o produto $P_i \cdot P_j \cdot P_k \cdot P_m$.

$$P' = \beta (P_i \cdot P_j \cdot P_k \cdot P_m) \quad (20)$$

O número total de agrupamentos possíveis com quatro partículas será o número de arranjos com repetição de x elementos, quatro a quatro (Equação 21), dos quais apenas será necessário avaliar as combinações com repetição (Equação 22).

$$N = A_{x,4}^r = x^4 \quad (21)$$

$$N' = C_{x,4}^r = [x(x+1)(x+2)(x+3)] / 4! \quad (22)$$

A Equação 22 poderá ser desmembrada em cinco classes de combinações com repetição:

$$N' = C_{i,i,i,i}^r + C_{i,i,i,j}^r + C_{i,i,j,j}^r + C_{i,i,j,k}^r + C_{i,j,k,m}^r \quad (23)$$

em que:

$C_{i,i,i,i}^r$ = combinações com repetição de quatro partículas iguais;

$C_{i,i,i,j}^r$ = combinações com repetição de três partículas iguais e a quarta diferente;

$C_{i,i,j,j}^r$ = combinações com repetição de dois pares de partículas de iguais diâmetros;

$C_{i,i,j,k}^r$ = combinações com repetição de duas partículas iguais e duas diferentes;

$C_{i,j,k,m}^r$ = combinações com repetição de quatro partículas diferentes.

O número de combinações do tipo $C_{i,i,i,i}^r$ é igual a x :

$$C_{i,i,i,i}^r = x \quad (24)$$

O número de combinações do tipo $C_{i,j,k,m}^r$ é o número de combinações simples de x elementos, quatro a quatro:

$$C_{i,j,k,m}^r = C_{x,4} = [x (x-1) (x-2) (x-3)] / 4! \quad (25)$$

Considerando-se (ii) como um único elemento (i) e (jj) como um único elemento (j), é possível igualar $C_{i,i,j,j}^r$ a $C_{i,j}^r$, ou seja, à combinação com repetição de x elementos tomados dois a dois. Assim, o número de combinações do tipo $C_{i,i,j,j}^r$ é dado pelo número de combinações simples de x elementos, dois a dois:

$$C_{i,i,j,j}^r = C_{x,2} = [x (x-1)] / 2! \quad (26)$$

As combinações do tipo $C_{i,i,j,k}^r$ podem ser representadas por $(C_{i,i}^r)(C_{j,k}^r)$. Logo, o número de combinações do tipo $C_{i,i,j,k}^r$ é dado pela multiplicação do número de combinações do tipo $C_{i,i}^r$ (igual a x) pelo número de combinações do tipo $C_{j,k}^r$ (igual ao número de combinações simples de $x-1$ elementos, dois a dois):

$$C_{i,i,j,k}^r = x \cdot C_{(x-1),2} = [x(x-1)(x-2)] / 2! \quad (27)$$

O número de combinações do tipo $C_{i,i,i,j}^r$ é igual à diferença entre o número de arranjos necessários e os demais tipos de combinações entre quatro partículas:

$$C_{i,i,i,j}^r = N^4 - C_{i,i,i,i}^r - C_{i,i,j,j}^r - C_{i,i,j,k}^r - C_{i,j,k,m}^r = x (x-1) \quad (28)$$

Cada combinação do tipo $C_{i,j,k,m}^r$ poderá ser obtida de vinte e quatro maneiras diferentes, correspondendo às permutações das suas quatro partículas constituintes. Nesse caso, $\beta = 4! = 24$.

Cada combinação do tipo $C_{i,i,j,k}^r$ poderá ser formada de doze maneiras diferentes, segundo as permutações das quatro partículas com duas de igual diâmetro. Nesse caso, $\beta = 4! / 2! = 12$.

Cada combinação do tipo $C_{i,i,j,j}^r$ poderá ser formada de seis maneiras diferentes, segundo as permutações das quatro partículas com dois pares de partículas de igual diâmetro. Nesse caso, $\beta = 4! / (2! 2!) = 6$.

Cada combinação do tipo $C_{i,i,i,j}^r$ poderá ser formada de quatro maneiras diferentes, segundo as permutações das quatro partículas com três de igual diâmetro. Nesse caso, $\beta = 4! / 3! = 4$.

E quanto à combinação do tipo $C_{i,i,i,i}^r$, só existe uma possibilidade de formação, uma vez que as quatro partículas possuem o mesmo diâmetro. Nesse caso, $\beta = 1$.

Logo, considerando-se todas as possibilidades de repetições, tem-se:

$$P' (C_{i,i,i,i}^r) = 1 \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_i = P_i^4 \quad (29)$$

$$P' (C_{i,i,i,j}^r) = 4 \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_j = 4 \cdot P_i^3 \cdot P_j \quad (30)$$

$$P' (C_{i,i,j,j}^r) = 6 \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_j \cdot P_j = 6 \cdot P_i^2 \cdot P_j^2 \quad (31)$$

$$P' (C_{i,i,j,k}^r) = 12 \cdot P_i \cdot P_i \cdot P_j \cdot P_k = 12 \cdot P_i^2 \cdot P_j \cdot P_k \quad (32)$$

$$P' (C_{i,j,k,m}^r) = 24 \cdot P_i \cdot P_j \cdot P_k \cdot P_m \quad (33)$$

As Equações de 29 a 33 permitem calcular a probabilidade P' correspondente ao diâmetro de vazio d' , função dos diâmetros d_i , d_j , d_k , d_m das partículas da respectiva combinação com repetição. Dessa forma, com os valores

de d' e P' determina-se a curva de distribuição de vazios para o estado fofo, conforme o conceito de vazio tangente.

Adotando os mesmos princípios de Araken Silveira, Nogueira (1972) apresentou uma abordagem diferente para a determinação da curva de distribuição de vazios dos materiais granulares, substituindo o conceito de vazio tangente pelo conceito de vazio equivalente, que considera que d' é igual ao diâmetro da circunferência de mesma área que o vazio efetivamente formado pela tangência das partículas sólidas. Os esquemas básicos do vazio equivalente, representativos dos estados compacto e fofo, são apresentados nas Figuras 4 e 5.

Para o estado compacto, o diâmetro d' segundo o conceito de vazio equivalente é determinado usando-se as seguintes expressões (Peixoto Júnior, 1972; Nogueira, 1990):

$$d' = (4 \cdot S_{v_c} / \pi)^{0,5} \quad (34)$$

$$S_{v_c} = [\frac{1}{16} \cdot (d_i + d_j + d_k) \cdot d_i \cdot d_j \cdot d_k]^{0,5} - \frac{1}{8} (\omega d_i^2 + \varepsilon d_j^2 + \gamma d_k^2) \quad (35)$$

em que:

S_{v_c} = área do vazio efetivamente formado pela tangência das partículas sólidas no estado compacto [L^2];

$\omega, \varepsilon, \gamma$ = ângulos internos (Figura 4).

A Equação 35 constitui a área do vazio $A'B'C'$, expressa pela diferença entre a área do triângulo ABC e a soma das áreas dos setores circulares de ângulos internos $\omega, \varepsilon, \gamma$ (Figura 4).

As probabilidades P' de ocorrência dos vazios de diâmetros d' , para o vazio equivalente no estado compacto, são calculadas pelas Equações 15, 16 e 17, conforme proposta de Silveira (1964).

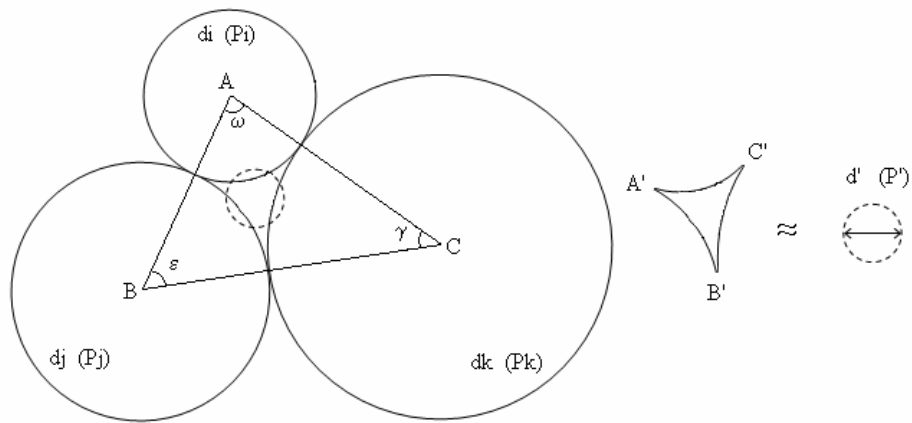


FIGURA 4. Representação do vazio equivalente no estado compacto (Adaptado de Peixoto Júnior, 1972).

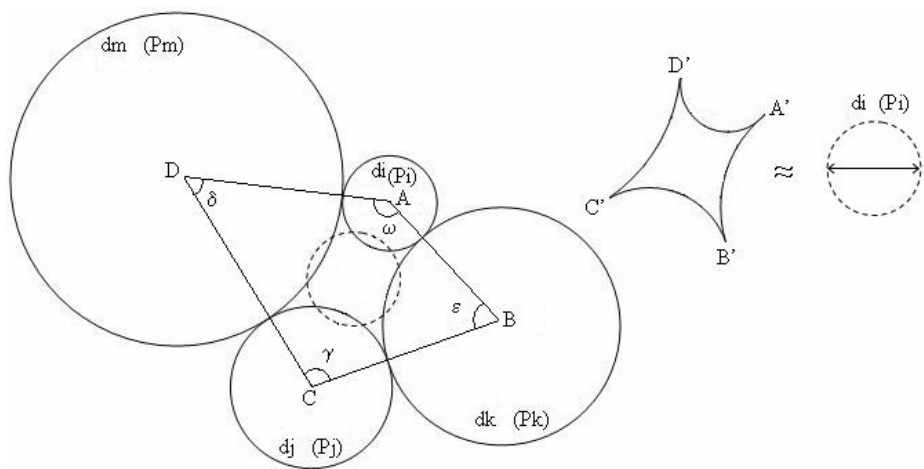


FIGURA 5. Representação do vazio equivalente no estado fofo (Adaptado de Peixoto Júnior, 1972).

Para o vazio equivalente no estado fofo, o diâmetro d' é determinado através das expressões (Peixoto Júnior, 1972; Nogueira, 1990):

$$d' = (4 \cdot Sv_f / \pi)^{0,5} \quad (36)$$

$$Sv_f = 1/8 [(d_i + d_m)(d_j + d_m) \text{sen } \delta + (d_i + d_k)(d_j + d_k) \text{sen } \varepsilon - (\omega d_i^2 + \gamma d_j^2 + \varepsilon d_k^2 + \delta d_m^2)] \quad (37)$$

em que:

Sv_f = área do vazio efetivamente formado pela tangência das partículas sólidas no estado fofo [L^2];

$\omega, \varepsilon, \gamma, \delta$ = ângulos internos (Figura 5).

A Equação 37 constitui a área do vazio $A'B'C'D'$, expressa pela diferença entre a área do quadrilátero ABCD e a soma das áreas dos setores circulares de ângulos internos $\omega, \varepsilon, \gamma, \delta$ (Figura 5).

No cálculo de Sv_f , Nogueira (1972) supôs que o valor procurado era correspondente ao máximo vazio possível de ser formado pelo agrupamento (ijkm). O autor propôs, então, um processo de cálculo iterativo no qual os valores de δ eram dados, obtendo-se ω, ε e γ através de relações trigonométricas.

Observa-se que a variável independente escolhida foi o ângulo interno da circunferência de maior diâmetro, que no caso do esquema apresentado na Figura 5 corresponde ao ângulo δ . Dessa forma, Nogueira (1972) definiu o intervalo de variação de δ através de considerações geométricas de contato dos quatro círculos. Os valores limites de δ estão esquematizados nas Figuras 6 e 7.

Uma vez definidos os limites máximo e mínimo de δ , determina-se o máximo valor de Sv_f para cada agrupamento de partículas, que será utilizado para o cálculo de d' . As probabilidades P' de ocorrência dos diâmetros d' , para o vazio equivalente no estado fofo, são calculadas posteriormente pelas Equações de 29 a 33, conforme proposta de Silveira (1966).

Para um mesmo agrupamento de partículas, o vazio tangente será sempre menor que o vazio equivalente.

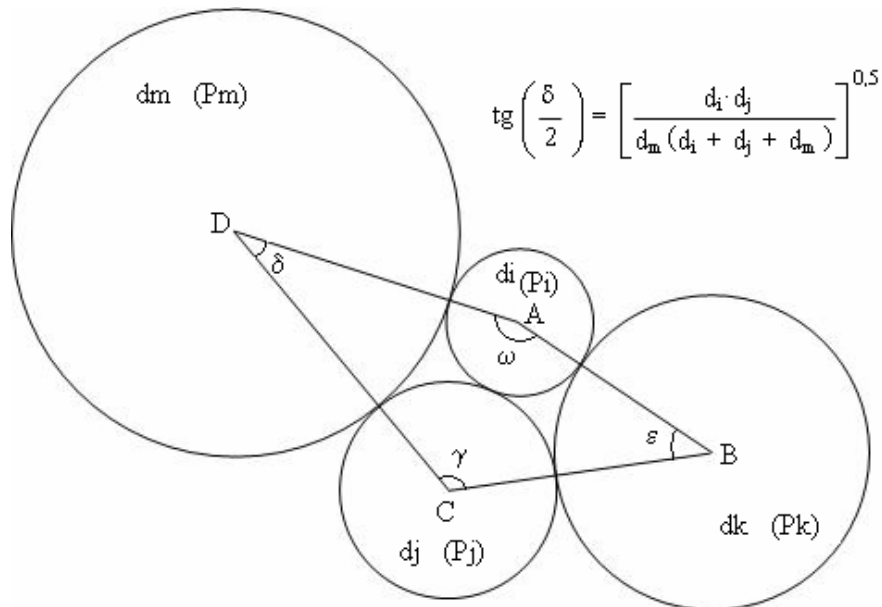


FIGURA 6. Valor mínimo do intervalo de variação do ângulo δ para o vazio equivalente no estado fofo (Adaptado de Peixoto Júnior, 1972).

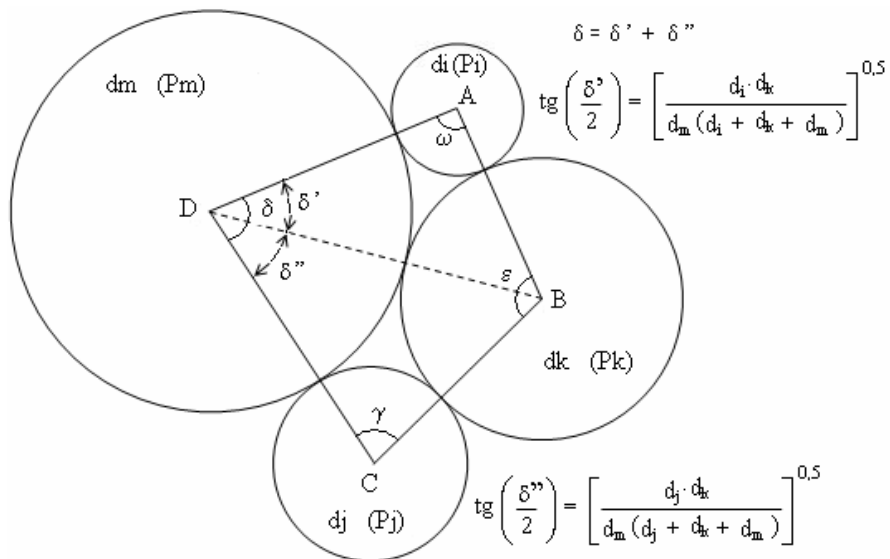


FIGURA 7. Valor máximo do intervalo de variação do ângulo δ para o vazio equivalente no estado fofo (Adaptado de Peixoto Júnior, 1972).

Ziems (1968) fez críticas à metodologia proposta por Silveira (1964), sugerindo que o cálculo da curva de distribuição de vazios fosse realizado em função do número de partículas, propondo a transformação da curva granulométrica em massa para uma curva em número de partículas.

Peixoto Júnior (1972), trabalhando com material de granulometria situada entre areia fina e média, desenvolveu correlações entre o coeficiente de permeabilidade de um solo e um diâmetro de vazios característico que o autor denominou de diâmetro efetivo de vazios de um solo (dv_{10}), ou seja, diâmetro tal que 10% dos vazios existentes no solo possuem diâmetro inferior a ele. Neste trabalho, a distribuição dos vazios do solo foi determinada utilizando-se a Teoria Geométrica Probabilística, empregando-se as conceituações de vazio tangente (Silveira, 1964, 1966) e de vazio equivalente (Nogueira, 1972), resultando em fórmulas que apresentaram boa correlação. No estudo da permeabilidade de Peixoto Júnior (1972), verificou-se que o vazio tangente forneceu correlações mais bem ajustadas do que o vazio equivalente.

Felex (1975), realizando uma ampliação do estudo apresentado por Peixoto Júnior (1972) para materiais de granulometria situada entre areia grossa e pedregulho, apresentou novas fórmulas e várias considerações de ordem prática quanto à determinação do coeficiente de permeabilidade.

Tsutiya (1982), utilizando um pedregulho e uma brita com mesma granulometria e representativos de casos extremos de esfericidade e arredondamento, avaliou a influência da forma da partícula na curva de distribuição de vazios de um material granular. O autor verificou boa correlação entre os diâmetros reais e teóricos do pedregulho, não sendo os mesmos correlacionáveis para a brita; porém não conseguiu introduzir um fator de forma nas fórmulas teóricas de Silveira (1964, 1966).

Kenney et al. (1985) propuseram uma forma de calcular a curva de distribuição de vazios de materiais granulares, tomando por base a proposta de

Silveira (1964, 1966), porém usando a curva granulométrica em número de partículas proposta por Ziems (1968) e um fator de correção (coeficiente de redução) proposto por Wittmann (1979).

Tsutiya & Nogueira (1986), analisando o carreamento de partículas em meios porosos, avaliaram diferentes metodologias de cálculo da distribuição de vazios e verificaram que a metodologia proposta por Silveira (1964) apresentou melhores estimativas do que a de Kenney et al. (1985) para a areia média.

Cavicchia (1986) realizou uma análise crítica da determinação indireta da permeabilidade de areias grossas e médias em função da distribuição de vazios, constatando uma forte dependência entre a permeabilidade e a curva de distribuição de vazios de um material granular, representada por um de seus diâmetros (dv_{10}), confirmando os resultados dos trabalhos de Peixoto Júnior (1972) e Felex (1975).

Aramaki (1993) e Sória et al. (1993) realizaram estudos experimentais para a obtenção da curva de distribuição de vazios de materiais granulares através de uma nova concepção prática da Teoria Geométrica Probabilística, que consistiu de sucessivos testes de percolação em diferentes materiais granulares, em diferentes espessuras. Sória & Viviani (1993), na mesma linha de pesquisa, encontraram resultados bastantes coerentes com a Teoria Geométrica Probabilística, evidenciando-a.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Solos estudados

No presente trabalho foram utilizadas amostras de quatro classes de solos localizadas nos municípios de Itumirim e Itutinga, região sul de Minas Gerais (Tabela 1).

TABELA 1. Classificação e localização dos solos estudados.

Solo	Classificação ⁽¹⁾	Localização (município)
1	Neossolo Quartzarênico (RQ)	Itutinga (MG)
2	Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico (LVAd)	Itutinga (MG)
3	Latossolo Vermelho-Amarelo psamítico (LVAq)	Itumirim (MG)
4	Latossolo Vermelho distrófico típico (LVd)	Itumirim (MG)

⁽¹⁾ segundo Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Embrapa (1999).

3.2 Amostragem

Foram coletadas, em locais representativos escolhidos aleatoriamente, amostras deformadas e indeformadas dos solos estudados, na camada superficial de 0 a 20 cm (Anexo 1B). A descrição de cada local de amostragem é apresentada na Tabela 2.

Para a coleta das amostras, foram removidos os primeiros 5 cm de solo da camada superficial. As amostras foram coletadas com o solo umedecido, a fim de facilitar a amostragem. Esse é um aspecto importante a ser observado durante o processo de coleta de amostras com estrutura indeformada, uma vez

que o solo muito úmido causa aderência ao anel e, muito seco, provoca rachaduras.

TABELA 2. Coordenadas geográficas dos pontos de coleta das amostras de solo, com as respectivas observações.

Solo	Coordenadas UTM ⁽²⁾		Altitude (m)	Observações
	X (m)	Y (m)		
1	540.184	7.644.087	921	Área sob mata nativa.
2	536.528	7.645.091	957	Área sob pastagem; solo que apresentou maior resistência à penetração dos cilindros amostradores.
3	526.088	7.646.121	884	Área sob pastagem natural.
4	515.323	7.646.502	957	Área sob um pequeno canal, com verificação de alta concentração de raízes e presença de minhocas.

⁽²⁾ Datum SAD 69, zona 23K.

As amostras de solo com estrutura deformada destinadas à realização dos ensaios de compactação, e os torrões de solo destinados à realização dos ensaios de estabilidade de agregados, foram acondicionados em sacos plásticos e coletados em quantidade suficiente para as determinações dos respectivos ensaios.

As amostras de solo com estrutura indeformada foram coletadas com o auxílio de amostrador tipo Uhland (Anexo 2B), envolvidas por filme plástico e, posteriormente, parafinadas para fins de transporte, armazenamento e preservação da umidade obtida no momento de amostragem dos solos.

As amostras destinadas às determinações da condutividade hidráulica do solo saturado (K_o) foram coletadas em cilindros de alumínio com 69,5 mm de diâmetro e 82,0 mm de altura, aproximadamente. Para cada um dos quatro solos estudados, foram obtidas seis amostras, das quais três foram selecionadas aleatoriamente para determinação de K_o . Cada uma das três amostras foi ensaiada apenas uma vez (sem repetição), totalizando três determinações de K_o para cada classe de solo estudada.

A densidade do solo, a curva de retenção e a distribuição de vazios (método da dessorção) a baixas tensões, e a umidade de saturação foram determinadas a partir das mesmas amostras utilizadas para a determinação de K_o . Posteriormente a essas determinações e ainda utilizando-se as mesmas amostras, retirou-se e colocou-se, separadamente, o solo de cada cilindro em sacos plásticos, totalizando três amostras deformadas de cada solo que foram utilizadas para a determinação da densidade de partículas, granulometria e argila dispersa em água. Em ambas situações, cada amostra foi ensaiada apenas uma vez (sem repetição), totalizando, para cada classe de solo estudada, três determinações de cada um dos parâmetros do solo citados neste parágrafo.

Para as determinações das curvas de retenção e distribuição de vazios (método da dessorção) a altas tensões, foram coletadas em cilindros de PVC com, aproximadamente, 35,0 mm de diâmetro e 30,0 mm de altura, seis amostras indeformadas de cada um dos quatro solos estudados, das quais três foram escolhidas aleatoriamente para serem submetidas aos ensaios laboratoriais. Da mesma maneira, cada uma das três amostras foi ensaiada apenas uma vez (sem repetição), totalizando três determinações da curva de retenção e da distribuição de vazios (método da dessorção) a altas tensões.

Na avaliação do grau de compactação do solo e estabilidade de agregados em água, as determinações foram realizadas com 3 repetições.

3.3 Ensaaios realizados

Os ensaios foram realizados no Laboratório de Mecânica dos Solos do Departamento de Engenharia e no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciência do Solo, ambos pertencentes à Universidade Federal de Lavras.

3.3.1 Densidade do solo (D_s)

É a relação entre a massa de sólidos e o volume total do solo.

$$D_s = M_s/V \quad (38)$$

em que:

D_s = densidade do solo [$M L^{-3}$];

M_s = massa de sólidos [M];

V = volume total do solo [L^3].

Para a determinação de D_s , utilizou-se o método do anel volumétrico, conforme descrito por Blake & Hartge (1986).

3.3.2 Densidade de partículas (D_p)

É a relação entre a massa de sólidos e o volume de sólidos.

$$D_p = M_s/V_s \quad (39)$$

em que:

D_p = densidade de partículas [$M L^{-3}$];

M_s = massa do sólidos [M];

V_s = volume de sólidos [L^3].

Para a determinação de D_p , utilizou-se o método do picnômetro (Anexo 3B), segundo NBR-6508/84 (Associação Brasileira de Normas Técnicas - ABNT, 1984a).

3.3.3 Porosidade total (PT) e índice de vazios (e)

A porosidade total do solo é a relação entre o volume de vazios e o volume total do solo.

$$PT = V_v/V \quad (40)$$

em que:

PT = porosidade total [$L^3 L^{-3}$];

V_v = volume de vazios [L^3];

V = volume total do solo [L^3].

A porosidade total foi calculada pela relação entre a densidade do solo (D_s) e a densidade de partículas (D_p), conforme equação proposta por Vomocil (1965).

$$PT_{calc} = 1 - D_s/D_p \quad (41)$$

em que PT_{calc} = porosidade total calculada [$L^3 L^{-3}$].

A porosidade total foi determinada experimentalmente, considerando-a igual à umidade de saturação do solo (θ_s).

$$PT_{det} = \theta_s \quad (42)$$

em que PT_{det} = porosidade total determinada [$L^3 L^{-3}$].

A quantidade de poros bloqueados de cada solo também foi calculada pela diferença entre a porosidade total calculada e a porosidade total determinada.

$$PB = PT_{\text{calc}} - PT_{\text{det}} \quad (43)$$

em que PB = poros bloqueados [$L^3 L^{-3}$].

O índice de vazios é expresso pela relação entre o volume de vazios e o volume de sólidos.

$$e = V_v/V_s \quad (44)$$

em que e = índice de vazios [$L^3 L^{-3}$].

O índice de vazios foi calculado a partir da porosidade total calculada (PT_{calc}), utilizando-se a equação a seguir:

$$e = PT_{\text{calc}}/(1-PT_{\text{calc}}) \quad (45)$$

3.3.4 Granulometria

A granulometria do solo representa a distribuição quantitativa das partículas individuais do solo quanto ao tamanho.

A análise granulométrica foi realizada segundo NBR-7181/84 (ABNT, 1984b) (Anexo 4B), sendo que a individualização das partículas do solo foi feita de maneira física, usando-se dispersor elétrico, e química, utilizando-se solução de hexametáfosfato de sódio na concentração de $45,7g L^{-1}$ como dispersante.

A distribuição dos tamanhos das partículas do solo foi feita de acordo com o Departamento de Agricultura dos Estados Unidos - USDA (Brady, 1979)

e a classificação textural foi feita segundo Lemos & Santos (1982) e conforme NBR-6502/95 (ABNT, 1995).

3.3.5 Argila dispersa em água (ADA) e índice de floculação (IF)

A argila dispersa em água (ADA) representa a quantidade de argila não floculada existente numa amostra de solo. Para a determinação da ADA, utilizou-se o método da pipeta (Gee & Bauder, 1986).

O índice de floculação (IF) corresponde à relação entre a argila floculada e a argila total de uma amostra de solo. O índice de floculação foi calculado pela expressão:

$$IF = (\text{argila total} - ADA) / (\text{argila total}) \quad (46)$$

3.3.6 Estabilidade de agregados em água

A estabilidade de agregados em água foi avaliada pelo método descrito por Kemper & Rosenau (1986), sendo utilizados para peneiramento via úmida (Anexo 5B) os agregados que passaram na peneira de 9,52 mm e ficaram retidas na peneira de 4,76 mm. Para realização do ensaio, as amostras de agregados sofreram pré-umedecimento por 2,5 horas.

Com base nos dados de agregados por classe, calculou-se o diâmetro médio geométrico (DMG) e o diâmetro médio ponderado (DMP), conforme as expressões:

$$DMG = 10^{\frac{\sum [y \log \phi / \sum y]}{\sum y}} \quad (47)$$

$$DMP = \sum y_i \phi_i \quad (48)$$

em que:

y = porcentagem dos agregados retidos em uma determinada peneira (forma decimal);

ϕ = diâmetro médio de uma determinada faixa de tamanho do agregado [L].

3.3.7 Grau de compactação (GC)

Para avaliação do estado de compactação dos solos foram utilizadas amostras deformadas, sendo que a densidade máxima do solo ($D_{s_{max}}$) e a umidade ótima de compactação (U_{ot}) foram determinadas através do ensaio de Proctor Normal (Anexo 6B), conforme NBR 7182/86 (ABNT, 1986).

O grau de compactação foi determinado conforme Barber et al. (1989), através da relação entre a densidade do solo observada em campo e a densidade máxima obtida pelo ensaio de Proctor Normal em laboratório.

$$GC = 100 (D_s/D_{s_{max}}) \quad (49)$$

em que:

GC = grau de compactação (%);

D_s = densidade do solo observada em campo [$M L^{-3}$];

$D_{s_{max}}$ = densidade máxima obtida pelo ensaio de Proctor Normal [$M L^{-3}$].

3.3.8 Condutividade hidráulica do solo saturado (K_o)

A condutividade hidráulica do solo saturado foi determinada usando-se um permeâmetro de carga constante (Anexo 7B), seguindo-se a metodologia descrita por Klute (1965). Para a manutenção da carga hidráulica constante utilizou-se um Frasco de Mariotte.

As amostras de solo foram saturadas lentamente, no sentido ascendente, e a análise ocorreu após toda a amostra estar submersa. Para calcular o valor da condutividade hidráulica foi utilizada a Lei de Darcy, conforme a equação:

$$K_o = V_a \cdot L / [A \cdot t \cdot (L + H)] \quad (50)$$

em que:

K_o = condutividade hidráulica do solo saturado [$L T^{-1}$];

V_a = volume de água coletado no intervalo de tempo “t” [L^3];

L = comprimento da amostra [L];

A = área da seção transversal da amostra [L^2];

H = potencial de pressão (carga hidráulica) no topo da amostra [L];

t = tempo de coleta [T].

Com o objetivo de padronizar o efeito da variação da viscosidade do fluido percolante, devido à oscilação de temperatura, os valores de K_o foram corrigidos para a temperatura-padrão de 20°C, usando-se a seguinte expressão:

$$K_{o_{20^\circ C}} = K_{o_T} \cdot \mu_T / \mu_{20^\circ C} \quad (51)$$

em que:

$K_{o_{20^\circ C}}$ = valor da condutividade hidráulica à temperatura de 20°C [$L T^{-1}$];

K_{o_T} = valor da condutividade hidráulica à temperatura de ensaio [$L T^{-1}$];

μ_T = viscosidade dinâmica da água à temperatura de ensaio [$L^2 T^{-1}$];

$\mu_{20^\circ C}$ = viscosidade dinâmica da água à temperatura de 20°C [$L^2 T^{-1}$].

3.3.9 Curva característica de retenção de água no solo

A curva característica de retenção de água no solo foi determinada utilizando-se o método da dessorção de água, em amostras com estrutura

indeformada. As amostras foram saturadas lentamente, de baixo para cima, e iniciou-se o ensaio depois de toda a amostra estar submersa.

As amostras foram submetidas às tensões de 2, 4, 6, 8, 10, 33, 500 e 1500 kPa. Utilizou-se uma mesa de tensão (Embrapa, 1997) para baixas tensões (2, 4, 6, 8 e 10 kPa) (Anexos 8B) e câmaras de pressão (Richards & Fireman, 1943) para altas tensões (33, 500 e 1500 kPa) (Anexo 9B).

Depois de as amostras terem atingido o equilíbrio, ou seja, depois de atingirem uma sucção igual à pressão aplicada, esperaram-se 24 horas para a estabilização das mesmas. As amostras foram então pesadas (para determinação da massa de solo úmido) e recolocadas diretamente (sem ressaturação) no aparelho para aplicação da próxima tensão.

Optou-se por não ressaturar as amostras de solo no intervalo de aplicação entre uma e outra tensão, devido à possibilidade de ocorrer histerese. Portanto, levando-se em consideração o fenômeno da histerese, as amostras foram saturadas somente uma vez, ou seja, anteriormente à aplicação da primeira tensão (2 kPa). A opção pela não-ressaturação das amostras em cada estágio do ensaio também levou em consideração o fato de que repetidos ciclos de secagem e umedecimento são responsáveis pelo rearranjo das partículas do solo, alterando sua estrutura e, conseqüentemente, a porosidade e a distribuição dos poros. A esse respeito, resultados encontrados por Santos (2000) indicaram um efeito pronunciado de reestruturação do solo pelo umedecimento e secagem, com formação de fendas e de crostas superficiais finas.

Ao final do ensaio, determinou-se a massa de solo seco das amostras e calculou-se a umidade gravimétrica correspondente a cada estágio (tensão) do ensaio. Multiplicaram-se os valores de umidade gravimétrica de cada solo pelos respectivos valores de densidade do solo, obtendo-se, assim, os valores de umidade volumétrica correspondentes a cada tensão.

Com os dados obtidos foram construídas as curvas de retenção (tensão *versus* umidade volumétrica) de água no solo. Utilizando o software *Soil Water Retention Curve (SWRC) version 3.00 beta*, desenvolvido por Dourado Neto et al. (2001), as curvas de retenção foram ajustadas ao modelo de Genuchten (1980) (Equação 1).

3.3.10 Água disponível (A_z)

A água disponível foi determinada utilizando-se a Equação 3. Adotaram-se as tensões de 10 e 1500 kPa como representativas da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente, respectivamente. As umidades volumétricas na capacidade de campo (θ_{cc}) e no ponto de murcha permanente (θ_{pmp}) foram obtidas a partir das curvas de retenção.

3.3.11 Distribuição de vazios do solo (método da dessorção de água)

A determinação da distribuição de vazios dos solos através do método da dessorção de água (Bouma, 1973) foi feita utilizando-se dados obtidos das curvas de retenção de água determinadas para cada classe de solo.

O cálculo do diâmetro do maior poro preenchido por água, em cada equilíbrio, foi realizado pela Equação 5. A porcentagem de vazios com diâmetro superior ao calculado para cada tensão foi obtida pela expressão:

$$\%V = 100 [1 - (\theta_s - \theta') / \theta_s] \quad (52)$$

em que:

$\%V$ = porcentagem de vazios do solo com diâmetro maior que aquele calculado pela Equação 5;

θ_s = umidade de saturação do solo [$L^3 L^{-3}$];

θ' = umidade volumétrica correspondente à pressão (sucção) utilizada na Equação 5 para o cálculo do diâmetro dos vazios [$L^3 L^{-3}$].

Com os dados obtidos, foram construídas as curvas de distribuição de vazios (diâmetro do vazio *versus* porcentagem de vazios), pelo método da dessorção de água, para os solos estudados.

3.3.12 Teoria Geométrica Probabilística

No presente trabalho, a determinação das curvas de distribuição de vazios através da Teoria Geométrica Probabilística foi realizada conforme Silveira (1964, 1966), isto é, foi utilizado somente o conceito de vazio tangente. Essa opção baseou-se nos resultados encontrados por Peixoto Júnior (1972), nos quais se verificou que o vazio tangente forneceu correlações mais bem ajustadas do que o vazio equivalente para a permeabilidade de materiais granulares, em condições de saturação. Além disso, considerou-se a hipótese de que, se o vazio tangente apresenta melhor correlação com o coeficiente de permeabilidade na saturação (K_o), é provável que este também apresente melhor correlação com os demais atributos do solo, visto que os valores de K_o permitem inferir sobre a maioria dos atributos físicos dos solos.

As análises foram realizadas considerando-se ambas as propostas de arranjo das partículas sólidas feitas por Silveira (1964, 1966): estado compacto e estado fofo.

A resolução da Teoria Geométrica Probabilística, para determinação da curva de distribuição de vazios, apresenta duas limitações importantes, que se referem primeiro ao valor de x adotado para a discretização da curva granulométrica e, segundo, às Equações 6 e 18.

O valor de x não pode ser muito grande, porque conduzirá a um número excessivo de agrupamentos, tornando o processo de resolução muito trabalhoso. Basta-se ver que, para $x = 10$, resultará $N' = 220$. Por outro lado, valores muito pequenos de x irão diminuir a precisão do processo, sendo que essa diminuição de precisão dependerá sobretudo da forma da curva granulométrica.

Silveira (1964, 1966), depois de alguns estudos, chegou à conclusão de que $x = 5$ pode ser considerado um bom valor. Para $x = 5$, tem-se que $N' = 35$ para o estado compacto e $N' = 70$ para o estado fofo.

Atendendo à recomendação de Silveira (1964, 1966), a curva de distribuição de vazios foi obtida a partir da transformação da curva granulométrica contínua em outra discreta, que passou a ser representada por cinco diâmetros d_1, d_2, d_3, d_4 e d_5 , com as respectivas porcentagens de ocorrência P_1, P_2, P_3, P_4 e P_5 .

A fim de facilitar o processo de discretização, um modelo matemático (Equação 53) foi desenvolvido para representação da curva granulométrica contínua. A curva granulométrica subdividida em cinco partes terá cada parte definida por um diâmetro médio d_i e uma correspondente porcentagem acumulada F_i . Dessa forma, usando-se o modelo matemático desenvolvido, foi possível calcular o valor de F_i correspondente a cada d_i previamente fixado no processo de discretização. Conhecendo-se F_i , este foi associado a uma probabilidade de ocorrência P_i , conforme indicado na Figura 1.

$$F_i = \ln(a \cdot d_i) + b \cdot \ln [1 + (c \cdot d_i)^\eta]^\chi \quad (53)$$

em que:

F_i = porcentagem acumulada (porcentagem que passa) correspondente ao diâmetro da partícula sólida d_i da curva granulométrica;

d_i = diâmetro da partícula sólida [L];

a, b, c, η e χ = parâmetros de ajuste do modelo.

Quanto às Equações 6 e 18, relativas aos agrupamentos de três e quatro partículas respectivamente, elas também são muito trabalhosas para serem utilizadas diretamente. Tanto assim que, apesar de se saber exatamente a sua forma e os caminhos para a sua dedução, não se tem notícia na literatura matemática de nenhum desenvolvimento completo de sua forma explícita.

Para o caso em que as combinações são formadas com todos os diâmetros iguais, a forma explícita das Equações 6 e 18 é bastante simples, resumindo-se nas Equações 54 e 55, respectivamente.

$$d' = 0,155 d_i \quad (54)$$

$$d' = 0,41 d_i \quad (55)$$

Para a solução das combinações restantes, para as quais não se dispõe de uma relação simples como as Equações 54 e 55, resolveu-se graficamente cada combinação com repetição, fixando-se uma relação determinada entre os diâmetros. Cabe ressaltar que, para o estado fofo, levou-se em consideração a exigência de Silveira (1966) de representar o vazio tangente pela maior circunferência inscrita no vazio formado pelo agrupamento de quatro partículas.

A solução gráfica, por razões de simples semelhança, será mantida em qualquer escala, desde que se conserve a relação fixada entre os diâmetros.

As relações foram definidas todas em relação ao diâmetro d_1 , sendo d_1 o menor dos diâmetros prefixados no processo de discretização. Para maior conveniência, também os resultados de d' (obtidos graficamente) foram relacionados a d_1 .

As relações utilizadas nas soluções gráficas foram as seguintes:

- A. $d_1/d_1 = 1$; $d_2/d_1 = 2$; $d_3/d_1 = 4$; $d_4/d_1 = 8$; $d_5/d_1 = 16$ → relação 1:2:4:8:16
- B. $d_1/d_1 = 1$; $d_2/d_1 = 4$; $d_3/d_1 = 8$; $d_4/d_1 = 16$; $d_5/d_1 = 32$ → relação 1:4:8:16:32
- C. $d_1/d_1 = 1$; $d_2/d_1 = 8$; $d_3/d_1 = 16$; $d_4/d_1 = 32$; $d_5/d_1 = 64$ → relação 1:8:16:32:64

- D. $d_2/d_1 = 2$; $d_3/d_1 = 16$; $d_4/d_1 = 32$; $d_5/d_1 = 64$; $d_6/d_1 = 128$ → relação 2:16:32:64:128
 E. $d_2/d_1 = 4$; $d_3/d_1 = 32$; $d_4/d_1 = 64$; $d_5/d_1 = 128$; $d_6/d_1 = 256$ → relação 4:32:64:128:256
 F. $d_1/d_1 = 1$; $d_2/d_1 = 4$; $d_3/d_1 = 16$; $d_4/d_1 = 64$; $d_5/d_1 = 256$ → relação 1:4:16:64:256

Para cada uma dessas relações, obtiveram-se os valores de d'/d_1 , correspondentes às combinações possíveis, os quais permitiram calcular os diâmetros dos vazios d' .

Quanto às probabilidades de ocorrência P' dos vazios de diâmetros d' , seus valores foram calculados conforme as Equações de 15 a 17 para o estado compacto e conforme as Equações de 29 a 33 para o estado fofo.

A fim de facilitar os cálculos, foram organizadas tabelas para o estado compacto (Anexos de 1A a 6A) e para o estado fofo (Anexos de 7A a 12A). Nessas tabelas, os valores de d'/d_1 correspondentes às possíveis combinações com repetição dos cinco diâmetros encontram-se ordenados em ordem crescente para todas as relações, e as equações para cálculo de P' são apresentadas de forma simplificada para cada uma das possíveis combinações. A coluna identificada por $\Sigma P'$ é obtida a partir das somas acumuladas de P' .

Com os valores de d' determinados e com os valores de $\Sigma P'$ calculados, construíram-se as curvas de distribuição de vazios dos solos estudados a partir da Teoria Geométrica Probabilística, colocando-se nas abscissas os diâmetros dos vazios tangentes, em milímetros, e marcando-se nas ordenadas as probabilidades acumuladas, em porcentagem ($\Sigma P'_{\%} = 100 \cdot \Sigma P'_{\text{decimal}}$).

Considerando-se que os solos agrícolas, em suas condições naturais, dificilmente se encontram num estado totalmente compacto ou totalmente fofo, tabelas foram organizadas para um estado intermediário de compactação: medianamente compacto (Anexos de 13A a 18A), que melhor representaria o que realmente acontece nos solos.

Nesta nova consideração (estado medianamente compacto), para $x = 5$ temos $N' = 105$, que corresponde à soma das combinações possíveis obtidas

para os estados compacto e fofo, segundo proposta de Silveira (1964, 1966). Dessa forma, as tabelas dos Anexos de 13A a 18A foram confeccionadas pela união dos parâmetros contidos nas tabelas do estado compacto e do estado fofo para todas as relações, sendo os valores de d'/d_1 ordenados em ordem crescente.

A determinação da curva de distribuição de vazios para o estado medianamente compacto foi feita de maneira similar aos dos outros dois estados de compactação, com os diâmetros dos vazios tangentes representados em milímetros e as probabilidades acumuladas representadas em porcentagem, calculada por $\Sigma P' \% = 50 \cdot \Sigma P'_{\text{decimal}}$.

As curvas de distribuição de vazios dos solos determinadas a partir da Teoria Geométrica Probabilística foram então comparadas com aquelas obtidas pelo método da dessorção de água para avaliação da adequacidade da aplicação da Teoria Geométrica Probabilística a solos agrícolas.

3.4 Análise estatística

A análise estatística dos dados consistiu de análise de variância, segundo delineamento experimental inteiramente casualizado, com três repetições. Foi utilizado o teste de Scott-Knott a 5 % de probabilidade para comparação das médias. Também foram realizadas análises de correlação.

A verificação da precisão das estimativas das curvas de distribuição de vazios pela Teoria Geométrica Probabilística (TGP) foi feita pela determinação do erro padrão de estimativa (Syx) (Ribeiro et al., 2007c), que mede a dispersão entre os valores determinados pelo método da dessorção de água e os valores determinados pela TGP, aritmética da variável dependente.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Caracterização físico-hídrica dos solos

4.1.1 Granulometria do solo

A Tabela 3 apresenta os resultados da análise granulométrica, da argila dispersa em água e do índice de floculação, e a Tabela 4 apresenta a classificação textural dos solos estudados.

Os valores referentes aos percentuais de areia e silte foram todos estatisticamente diferentes. Quanto aos percentuais de argila, os valores encontrados não apresentaram diferença estatística para os solos 1, 2 e 3, sendo o maior valor encontrado para o solo 4.

TABELA 3. Granulometria, argila dispersa em água (ADA) e índice de floculação (IF) dos solos estudados.

Solo	Granulometria			ADA	IF
	Areia ⁽¹⁾	Silte ⁽²⁾	Argila ⁽³⁾		
----- % -----					
1	91,3 a	2,5 d	6,2 b	0,49 d	91,95 a
2	56,8 c	27,5 b	15,7 b	5,90 b	62,06 b
3	71,1 b	18,4 c	10,5 b	3,21 c	68,41 b
4	20,0 d	52,3 a	27,7 a	9,46 a	13,22 c

Médias seguidas pela mesma letra nas colunas não diferem entre si pelo teste de Scott & Knott, a 5% de probabilidade.

⁽¹⁾ Areia (2,0 - 0,05 mm).

⁽²⁾ Silte (0,05 - 0,002 mm).

⁽³⁾ Argila (< 0,002 mm).

TABELA 4. Classificação textural dos solos estudados.

Classe textural	
Lemos & Santos (1982)	NBR-6502/95
Arenosa	Areia
Franco-arenosa	Areia silto-argilosa
Franco-arenosa	Areia silto-argilosa
Franco-siltosa	Silte argilo-arenoso

Os valores de argila dispersa em água e do índice de floculação permitem inferir sobre a suscetibilidade de um solo à erosão. Logo, é possível dizer que o solo 4 tende a apresentar uma maior suscetibilidade à erosão em comparação aos demais, visto que esse solo apresentou o maior valor de ADA, juntamente com o menor valor de IF.

Pedrotti et al. (2003), trabalhando com 10 solos, concluíram que o aumento do teor de matéria orgânica favorecia a dispersão da argila dos solos, devido à presença de agrupamentos carboxílicos, responsáveis pelo surgimento de cargas negativas. Santos & Muraoka (1997) relatam que os ânions orgânicos podem ainda complexar o ferro e o alumínio que têm poder agregante, contribuindo para a menor floculação do solo. O solo 4 localiza-se sob uma área onde existe o cultivo de cana, realizada sob a forma de agricultura familiar. Na ocasião da coleta das amostras desse solo, pôde-se observar que grande parte dos restos culturais (folhas e raízes) é deixada sobre a superfície do solo. Estes restos culturais tendem a ser incorporados à camada superficial do solo, podendo provocar incremento de matéria orgânica, o que pode justificar o menor valor de IF encontrado para esse solo.

A Tabela 5 apresenta os resultados referentes ao fracionamento da areia dos solos estudados. De uma maneira geral, a fração areia dos solos estudados é constituída basicamente por areia média e fina, com predominância de areia fina.

TABELA 5. Fracionamento da areia dos solos estudados.

Solo	AMG ⁽¹⁾	AG ⁽²⁾	AM ⁽³⁾	AF ⁽⁴⁾	AMF ⁽⁵⁾
	----- % -----				
1	0,3 b C	6,0 a B	39,0 a A	39,3 a A	6,7 c B
2	1,1 a E	3,7 b D	16,3 c B	28,0 c A	7,7 b C
3	0,8 a E	2,7 c D	20,5 b B	38,1 b A	9,0 a C
4	0,4 b E	1,5 d D	5,2 d B	10,2 d A	2,7 d C

Médias seguidas pela mesma letra minúscula nas colunas e pela mesma letra maiúscula nas linhas não diferem entre si pelo teste de Scott & Knott, a 5% de probabilidade.

⁽¹⁾ Areia muito grossa (2,0 – 1,0 mm).

⁽²⁾ Areia grossa (1,0 - 0,5 mm).

⁽³⁾ Areia média (0,50 - 0,25 mm).

⁽⁴⁾ Areia fina (0,25 - 0,10 mm).

⁽⁵⁾ Areia muito fina (0,10 - 0,05 mm).

Manfredini et al. (1984) relatam que em solos de textura média e em areias quartzosas, a distribuição dos poros é determinada predominantemente pela granulometria da fração areia, ressaltando que existe uma correlação significativa entre a porcentagem de areia fina e a capacidade de armazenamento de água pelos solos arenosos, indicando maior microporosidade.

4.1.2 Densidade de partículas, densidade do solo e porosidade total

Na Tabela 6 são apresentados os resultados de densidade de partículas, densidade do solo, porosidade total calculada, porosidade total determinada, poros bloqueados e índice de vazios dos solos analisados nesta pesquisa.

TABELA 6. Densidade de partículas (Dp), densidade do solo (Ds), porosidade total calculada (PT_{calc}), porosidade total determinada (PT_{det}), poros bloqueados (PB) e índice de vazios (e) dos solos estudados.

Solo	Dp	Ds	PT _{calc}	PT _{det}	PB	e
	----- g cm ⁻³ -----		----- cm ³ cm ⁻³ -----			
1	2,614 b	1,547 a	0,4083 b	0,3964 b	0,0119 b	0,69 b
2	2,585 b	1,491 a	0,4233 b	0,3753 c	0,0480 a	0,73 b
3	2,617 b	1,483 a	0,4334 b	0,3986 b	0,0348 a	0,77 b
4	2,798 a	1,038 b	0,6289 a	0,6158 a	0,0131 b	1,70 a

Médias seguidas pela mesma letra nas colunas não diferem entre si pelo teste de Scott-Knott, a 5% de probabilidade.

O maior valor de densidade de partículas foi observado para o solo 4, provavelmente devido aos maiores teores de óxidos de ferro desse solo em comparação aos demais, conforme Guidin et al. (2006) que encontraram correlação significativa entre teor total de ferro e a Dp do solo.

A densidade do solo é um parâmetro controlador das relações água-ar e indicador das condições de compactação do solo, sendo muito usada na avaliação do estado estrutural, servindo como subsídio para o manejo adequado do solo. O solo 4 apresentou o menor valor de Ds. Solos com maiores concentrações de raízes e atividade biológica, como foi constatado para o solo 4, tendem a apresentar menores valores de Ds. Além disso, por ser cultivado, o solo 4 sofre preparo periódico que o destorroa e faz com que apresente menor densidade em sua superfície.

O índice de vazios expressa a relação existente entre o volume de vazios e o volume de sólidos de um solo. O solo 4 foi o que apresentou o maior valor para o índice de vazios (o volume de vazios é 1,7 vezes maior que o volume ocupado pelos sólidos do solo). Esse maior valor encontrado para o índice de

vazios permite dizer que o solo 4 caracteriza-se como um solo solto e poroso, corroborando com o baixo valor de D_s encontrado para o mesmo.

A porosidade total calculada pela Equação 41 representa o volume real de vazios existente na amostra de solo, constituído tanto pelos vazios que se encontram interconectados quanto aqueles ditos bloqueados. Já a porosidade total determinada pela Equação 42 equivale à umidade de saturação do solo, ou seja, a umidade do solo na qual se considera que todos os vazios estão preenchidos por água.

Se todos os vazios do solo encontram-se interconectados, PT_{calc} é igual a PT_{det} , ou seja, não existem poros bloqueados na amostra. Os poros bloqueados são macroporos que não recebem água durante o processo de saturação, devido à obstrução por microporos, que não deixam a água passar. Assim, se existem poros bloqueados na amostra de solo, PT_{calc} é maior que PT_{det} e a diferença entre seus valores corresponde à quantidade de PB.

Tanto a PT_{calc} quanto a PT_{det} apresentaram os maiores valores para o solo 4, sugerindo uma maior permeabilidade desse solo com relação aos demais, considerando as mesmas condições topográficas e de manejo do solo.

De modo geral, a porosidade do solo é determinada pela forma como se arranjam suas partículas sólidas, destacando que se elas se arranjam em íntimo contato, ocorre predominância de sólidos na amostra de solo e a porosidade total é baixa; e se, ao contrário, as partículas se encontram arranjas em agregados, há a predominância de vazios na amostra de solo e a porosidade é alta. Dessa forma, observa-se que os menores valores de índice de vazios correspondem aos solos 1, 2 e 3, que são mais arenosos que o solo 4, indicando que suas partículas sólidas tendem a estar arranjas em contato mais íntimo, justificando os menores valores de PT e maiores valores de D_s encontrados para esses solos.

4.1.3 Estabilidade dos agregados em água

Na Figura 8 são apresentados os resultados da distribuição percentual média de agregados no solo retidos nas diferentes classes de tamanho, conforme metodologia adotada. O solo 1 é predominantemente arenoso e, depois de os torrões terem sido secos ao ar e peneirados para homogeneização do tamanho dos agregados e obtenção das amostras que seriam ensaiados, não apresentou formação de agregados.

Para os solos 2, 3 e 4 observa-se que houve concentração dos agregados na classe de maior tamanho ($> 2,0$ mm), o que indica, segundo Braunack & Dexter (1989), que esses solos apresentam-se adequados para o bom desenvolvimento e produção de várias culturas. A existência de agregados maiores atende a um dos requisitos do manejo conservacionista do solo, uma vez que os agregados grandes conferem ao solo maior resistência contra a erosão (Carvalho Filho et al., 2007).

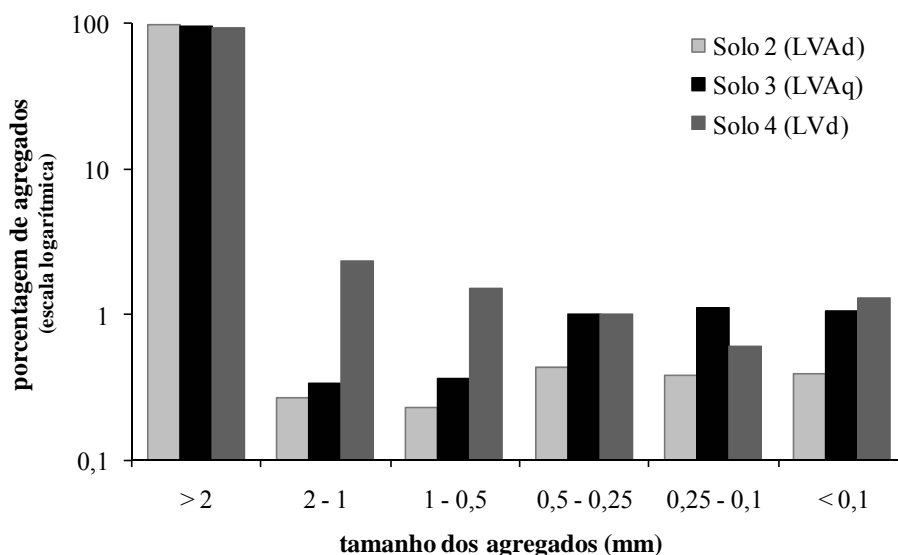


FIGURA 8. Distribuição percentual média dos agregados dos solos.

Baver et al. (1972) relatam que agregados maiores normalmente são de boa qualidade, apresentando boa distribuição de tamanho dos poros. No entanto, solos adensados também podem formar agregados grandes, os quais normalmente apresentam baixo volume de macroporos em relação à porosidade total, comprometendo principalmente o processo de infiltração da água no solo.

Os índices alternativos DMG e DMP dos solos estudados, utilizados na avaliação da estabilidade de agregados em água, são apresentados na Tabela 7. Os valores de DMG e DMP encontram-se elevados (o máximo valor que poderia ser obtido seria de 5,76 mm, conforme metodologia adotada), indicando a predominância de agregados estáveis nos solos estudados, com exceção do solo 1, que não apresentou formação de agregados.

TABELA 7. Diâmetro médio geométrico (DMG) e diâmetro médio ponderado (DMP) dos agregados dos solos estudados.

Solo	DMG	DMP
	----- mm -----	
1	-	-
2	5,47 a	5,67 a
3	5,07 b	5,55 b
4	4,85 b	5,42 c

Médias seguidas pela mesma letra nas colunas não diferem entre si pelo teste de Scott-Knott, a 5% de probabilidade.

Conforme visto anteriormente, os valores de ADA e IF podem ser usados como indicadores da erodibilidade de um solo. Numa análise preliminar e simplificada, constatou-se que o solo 4 tenderia a apresentar uma maior suscetibilidade à erosão (Tabela 3). No entanto, os valores de DMG e DMP deste solo apresentam-se elevados, o que lhe confere boa estabilidade estrutural

e menor erodibilidade. Portanto, nos estudos relacionados aos processos erosivos do solo, a análise estrutural é fundamental. Cabe ressaltar que a suscetibilidade de um solo à erosão não depende apenas de propriedades físicas como textura, estrutura e permeabilidade, mas também de outros fatores como topografia, manejo, cobertura vegetal e erosividade da chuva e/ou vento.

Campos et al. (1995), ao analisarem fatores que poderiam ter afetado a agregação do solo, verificaram uma alta correlação entre o conteúdo de carbono orgânico e a atividade microbiana com o DMG, indicando que os aumentos dos compostos orgânicos e da ação microbiana atuaram na formação e estabilização dos agregados. Silva & Mielniczuk (1997) reforçam que esses efeitos benéficos são atribuídos, principalmente, à alta densidade de raízes que promove a aproximação de partículas pela constante absorção de água pelo perfil do solo, às periódicas renovações do sistema radicular e à uniforme distribuição dos exudatos no solo. Bertol et al. (2000), Beutler et al. (2001) e Silva et al. (2006) também verificaram que a matéria orgânica favoreceu a agregação do solo.

4.1.4 Compactação do solo

A Figura 9 ilustra as curvas de compactação e a Tabela 8 apresenta os valores da umidade ótima e densidade máxima de compactação, bem como o grau de compactação dos solos estudados.

As curvas de compactação, embora sejam diferentes para cada tipo de solo, assemelham-se quanto à forma (Caputo, 1973). À medida que a umidade gravimétrica aumenta, a densidade do solo também aumenta até atingir um valor máximo e, a seguir, diminui devido à baixa compressibilidade da água. No vértice da parábola obtêm-se os valores de $D_{s_{max}}$ e de U_{ot} (Pacheco & Dias Junior, 1990). Na porção ascendente da curva forma-se um conjunto mais denso, devido à ação lubrificante da água que permite uma orientação e aproximação

das partículas. Acima da umidade ótima de compactação, a redução dos valores de densidade do solo é atribuída ao efeito de diluição das partículas, devido ao fato de o solo se encontrar num meio de elevado grau de saturação, conforme observado por Ekwue & Stone (1997).

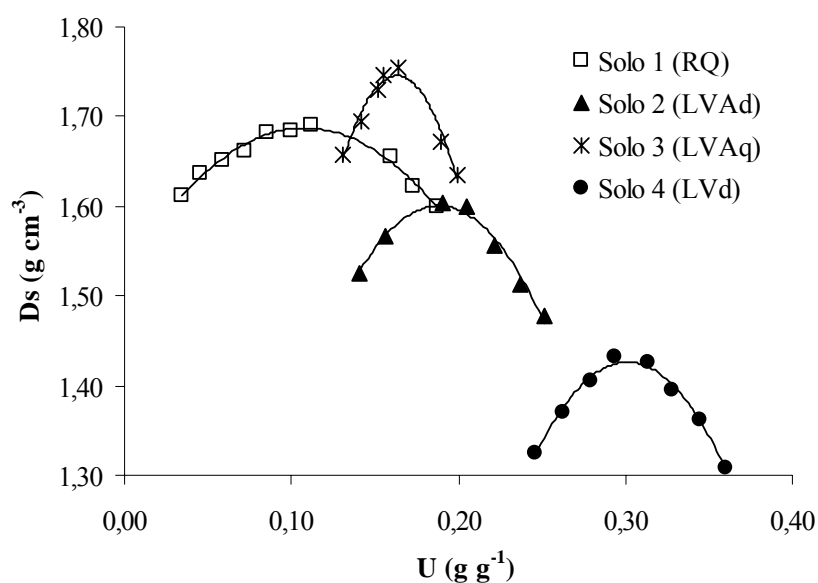


FIGURA 9. Curvas de compactação dos solos estudados, obtidas a partir do ensaio de Proctor Normal.

TABELA 8. Densidade máxima ($D_{s_{max}}$), umidade ótima (U_{ot}) e grau de compactação (GC) dos solos estudados.

Solo	U_{ot}	$D_{s_{max}}$	GC
	$g\ g^{-1}$	$g\ cm^{-3}$	
1	0,1079	1,687	91,68 a
2	0,1882	1,601	93,15 a
3	0,1632	1,745	84,94 b
4	0,3011	1,426	72,80 c

Médias seguidas pela mesma letra nas colunas não diferem entre si pelo teste de Scott-Knott, a 5% de probabilidade.

Os valores de $D_{s_{max}}$ e U_{ot} obtidos no ensaio de compactação dependem da natureza do solo, sendo que o esforço de compactação será mais ou menos efetivo conforme sua granulometria e plasticidade. De uma maneira geral, pode-se dizer que, para um mesmo esforço de compactação, atinge-se nos solos arenosos maiores valores de $D_{s_{max}}$ sob menores U_{ot} , ocorrendo o inverso para os solos argilosos (Vargas, 1977), como pode ser verificado na análise das Tabelas 3 e 8 juntamente com a Figura 9. O maior valor de $D_{s_{max}}$ e de U_{ot} foi observado, respectivamente, para os solos 3 e 4.

O maior valor de $D_{s_{max}}$ verificado para o solo 3 foi atingido dentro da faixa mais estreita de umidade, mostrando que esse solo foi o mais sensível à compactação dentre os solos estudados, ou seja, o processo de compactação foi mais efetivo para o solo 3. A composição granulométrica desse solo (Tabelas 3 e 4), com proporções variadas dos diferentes diâmetros das partículas sólidas, permite uma mais fácil reorganização dessas partículas, ajustando-se as frações finas entre os espaços porosos das frações maiores, favorecendo o processo de compactação, conforme Bodman & Constantin (1965).

O maior valor de U_{ot} do solo 4 é devido ao seu maior teor de argila. De acordo com Silva et al. (1986) e Camargo & Alleoni (1997), maiores teores de argila no solo provocam redução na amplitude das curvas de compactação, diminuindo, conseqüentemente, a $D_{s_{max}}$ e aumentando a U_{ot} do solo. Isso ocorre em função da alta superfície específica da argila, que influi no poder de adsorção de água no solo.

O menor teor de água necessário para se atingir $D_{s_{max}}$ foi observado para o solo 1, demonstrando que esse solo apresenta menor estabilidade da estrutura em relação aos demais. A instabilidade estrutural do solo 1 já havia sido constatada anteriormente, ao se observar, na preparação das amostras para determinação de DMG e DMP, que esse solo não apresentou formação de agregados.

Os solos 1 e 2 apresentaram os maiores valores de grau de compactação. Nos solos predominantemente arenosos, como o solo 1, geralmente não há formação de agregados e as partículas sólidas se encontram arrançadas em contato mais íntimo, originando um conjunto mais denso, o que resulta, naturalmente, num maior GC. No caso do solo 2, de textura média, seu maior GC está relacionado, provavelmente, com seu histórico de uso e manejo (área sob pastagem). Conforme Vzzotto et al. (2000), em áreas de pastagem, o pisoteio animal ocasiona redução da porosidade total e aumento da densidade do solo, compactando, principalmente, a camada superficial do solo.

4.1.5 Condutividade hidráulica do solo saturado

Na Tabela 9 são apresentados os resultados da condutividade hidráulica saturada dos solos estudados. O solo 4 apresentou o maior valor de condutividade hidráulica saturada, corroborando com o menor valor de Ds e maior valor de PT e de índice de vazios encontrados para esse solo.

TABELA 9. Condutividade hidráulica do solo saturado (Ko), à temperatura padrão de 20°C, com os respectivos coeficientes de variação (CV).

Solo	Ko	CV
	cm h ⁻¹	%
1	10,29 a	23,85
2	0,25 b	77,23
3	0,28 b	14,59
4	14,23 a	77,21

Médias seguidas pela mesma letra nas colunas não diferem entre si pelo teste de Scott-Knott, a 5% de probabilidade.

Em estudo desenvolvido por Ribeiro (2005), a autora constatou que a porosidade total não se correlacionou significativamente com K_o , evidenciando que, para o estudo das propriedades hídricas do solo, mais importante que determinar a porosidade total é determinar a distribuição de poros por seus tamanhos. A autora verificou que solos com porosidades totais semelhantes apresentaram distribuição de poros muito distinta.

De acordo com o *U.S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engineering* (Antonio & Dorfman, 1986), os solos podem ser classificados em função da sua condutividade hidráulica do solo saturado (Tabela 10). Para ambos os solos 2 e 3, a K_o caracteriza-se como lenta. Para os solos 1 e 4, a K_o classifica-se como moderadamente rápida e rápida, respectivamente.

Os valores de CV indicam a variabilidade dos dados. Warrick & Nielsen (1980) consideram que um $CV \geq 52\%$ indica elevada variabilidade do parâmetro físico do solo analisado. Dessa forma, os solos 2 e 4 apresentaram elevada variabilidade dos dados de condutividade hidráulica do solo saturado.

TABELA 10. Classificação dos solos em função da condutividade hidráulica do solo saturado.

Classe	K_o (cm h⁻¹)
1. Muito lenta	< 0,13
2. Lenta	0,13 a 0,51
3. Moderadamente lenta	0,51 a 2,00
4. Moderada	2,00 a 6,30
5. Moderadamente rápida	6,30 a 12,70
6. Rápida	12,70 a 25,40
7. Muito rápida	> 25,40

Fonte: Antonio & Dorfman (1986).

Essa elevada variabilidade pode ser explicada pela heterogeneidade das características físico-hídricas do solo, tais como: textura, estrutura e porosidade do solo, que influenciam diretamente a condutividade hidráulica saturada, como também pela presença de raízes de plantas, atividade microbiana, entre outros fatores (Queiroz, 1995). No caso específico de dados relacionados à infiltração e condutividade hidráulica do solo, os coeficientes de variação normalmente são muito elevados, podendo atingir valores de até 3300% (Anderson & Cassel, 1986).

Jarvis & Messing (1995) observaram que os maiores valores de K_o foram encontrados nos solos de textura mais fina, notando uma relação inversa existente entre quantidade de areia e K_o , ou seja, os menores valores de K_o foram encontrados em solos de textura arenosa, refletindo a importância da distribuição do tamanho dos poros para o fluxo de água próximo à saturação. Isso é o contrário das relações de K_o e textura relatadas na literatura e amplamente aceitas. Portanto, a simples análise do tamanho das partículas do solo pode não ser tão relevante para a compreensão dos maiores valores de K_o , pois a estrutura é mais importante que a textura no que diz respeito ao comportamento hidráulico dos solos (Ribeiro, 2005), fazendo com que K_o seja mais dependente da distribuição do tamanho dos poros e de sua continuidade (Mesquita, 2001).

4.1.6 Retenção de água no solo

Na Figura 10 podem ser visualizadas as curvas características de retenção de água dos solos estudados. Observa-se que a capacidade de retenção de água para tensões menores que 3 kPa seguiu a ordem: solo 4 > solo 3 > solo 1 > solo 2. Para tensões maiores que 3 kPa, houve uma inversão no

comportamento dos solos, sendo que a capacidade de retenção de água passou a seguir a ordem: solo 4 > solo 2 > solo 3 > solo 1.

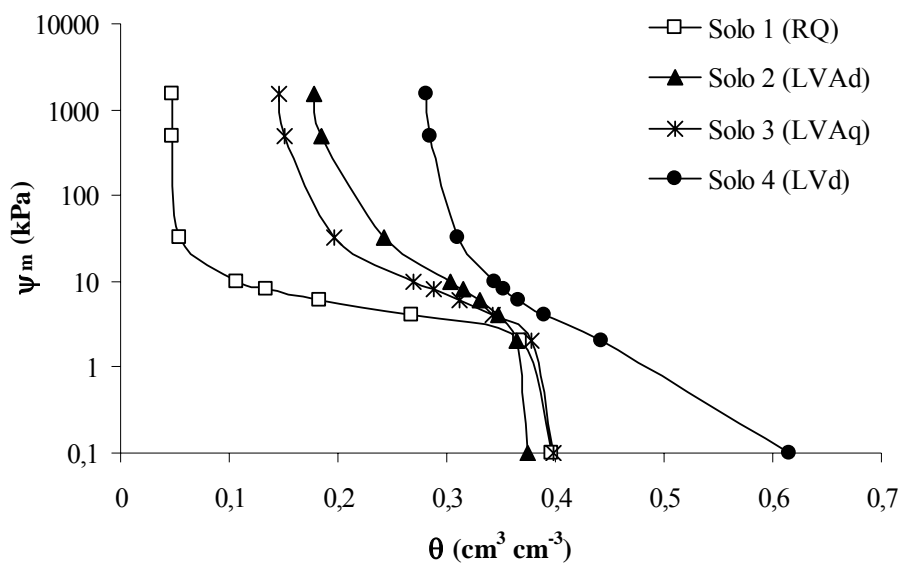


FIGURA 10. Curvas características de retenção de água dos solos estudados.

Para todas as tensões, o solo 4 apresentou a maior capacidade de retenção de água, devido ao fato de apresentar a granulometria mais fina dentre os solos estudados. A fração argila apresenta elevada superfície específica e boa capacidade de adsorção, o que favorece sua interação com as moléculas de água, elevando a retenção (Portela, 2000).

Solos arenosos geralmente apresentam baixa capacidade de retenção de água, corroborando com os menores valores de umidade do solo 1 para as diferentes tensões.

Os valores de umidade compreendidos entre as tensões de 3 e 300 kPa são os mais importantes para os cálculos de fluxos de água no solo não-saturado, devido ao fato da tensão exercida pelos capilares estarem inseridos nessa faixa

de tensão. Ainda nessa faixa de tensão, os fluidos que atravessam os poros obedecem às leis da capilaridade e o fluxo normalmente é laminar obedecendo à equação de Darcy-Buckingham para movimento da água em solo não-saturado. A maior parte do processo de redistribuição da água também ocorre nessa faixa de tensão (Ribeiro et al., 2007b). Nesse contexto, por apresentar o maior gradiente de umidade entre as tensões de 3 e 300 kPa, espera-se que os parâmetros de quantificação da dinâmica da água no solo em condições de não-saturação sejam maiores para o solo 1.

A Tabela 11 apresenta os parâmetros de ajuste da equação de Genuchten (1980) aos dados das curvas de retenção dos solos estudados. Os altos valores encontrados para o coeficiente de determinação (R^2) indicam um bom ajuste da Equação 1 aos dados das curvas características de retenção de umidade dos solos estudados.

O maior valor do parâmetro ‘n’ encontrado para o solo 1 indica uma larga distribuição dos tamanhos dos poros nesse solo (Genuchten & Nielsen, 1985). Maiores valores do parâmetro ‘ α ’ podem indicar que o ar começa a entrar no solo a uma menor tensão, indicando a presença de poros com maior diâmetro. Portanto, o maior valor de ‘ α ’ encontrado para o solo 4 permite inferir sobre uma elevada macroporosidade desse solo.

TABELA 11. Parâmetros de ajuste do modelo de Genuchten (1980) (Equação 1), para θ em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ e ψ_m em kPa.

Solo	θ_s	θ_r	α	n	m	R^2
	----- $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ -----		kPa^{-1}			
1	0,3964	0,0480	0,2516	2,8804	0,6528	0,9964
2	0,3753	0,1716	0,1592	1,6274	0,3855	0,9811
3	0,3986	0,1439	0,2125	1,7947	0,4428	0,9953
4	0,6158	0,2787	1,4825	1,6098	0,3788	0,9969

A Tabela 12 apresenta as umidades volumétricas na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente, bem como o conteúdo de água disponível para os solos estudados. Segundo Salter & Willians (1965), a retenção de água por um solo, tanto na capacidade de campo (θ_{cc}) quanto no ponto de murcha permanente (θ_{pmp}), aumenta de solos arenosos para argilosos em função de suas classes texturais. Analisando as Tabelas 3 e 12 observa-se uma relação inversamente proporcional entre conteúdo de areia e as umidades θ_{cc} e θ_{pmp} . Verifica-se ainda uma relação diretamente proporcional entre o conteúdo de silte + argila e as umidades θ_{cc} e θ_{pmp} , devido à alta superfície específica dessas partículas que favorece os processos de adsorção.

Os solos 2 e 3 apresentaram os maiores valores de água disponível para as plantas. Entretanto, particularmente para o solo 2, esta maior quantidade de água dificilmente estaria realmente disponível para as plantas, pois esse solo apresenta-se compactado (elevado valor de GC). Dessa forma, a raiz da planta, além de gastar energia para romper a camada compactada, teria que dispor de mais energia para retirar a água do solo, pois, devido ao adensamento, essa água estaria retida com mais força.

TABELA 12. Umidade na capacidade de campo (θ_{cc}), umidade no ponto de murcha permanente (θ_{pmp}) e lâmina de água disponível (A_z) dos solos estudados.

Solo	θ_{cc}^1	θ_{pmp}^2	A_z
	----- cm ³ cm ⁻³ -----	-----	mm de água por cm de solo
1	0,1169 d	0,0480 d	0,69 b
2	0,3172 b	0,1716 b	1,46 a
3	0,2756 c	0,1439 c	1,32 a
4	0,3514 a	0,2787 a	0,73 b

¹ Umidade volumétrica à tensão de 10 kPa

² Umidade volumétrica à tensão de 1500 kPa

4.2 Distribuição de vazios do solo (método da dessorção de água)

As curvas de distribuição de vazios dos solos estudados, obtidas pelo método da dessorção de água, podem ser visualizadas na Figura 11. De um modo geral, quanto mais inclinada for a curva de distribuição de vazios do solo, maior tende a ser a diversidade do tamanho dos poros. Dessa forma, observa-se que o solo 1 foi o que apresentou maior diversidade de tamanhos dos poros, uma vez que a curva de distribuição de seus vazios foi a que apresentou maior inclinação. Essa maior diversidade da distribuição dos tamanhos dos poros corrobora com o maior valor do parâmetro de ajuste 'n' do modelo de Genuchten (1980) para descrição da curva de retenção do solo 1, conforme conceitos de Genuchten & Nielsen (1985).

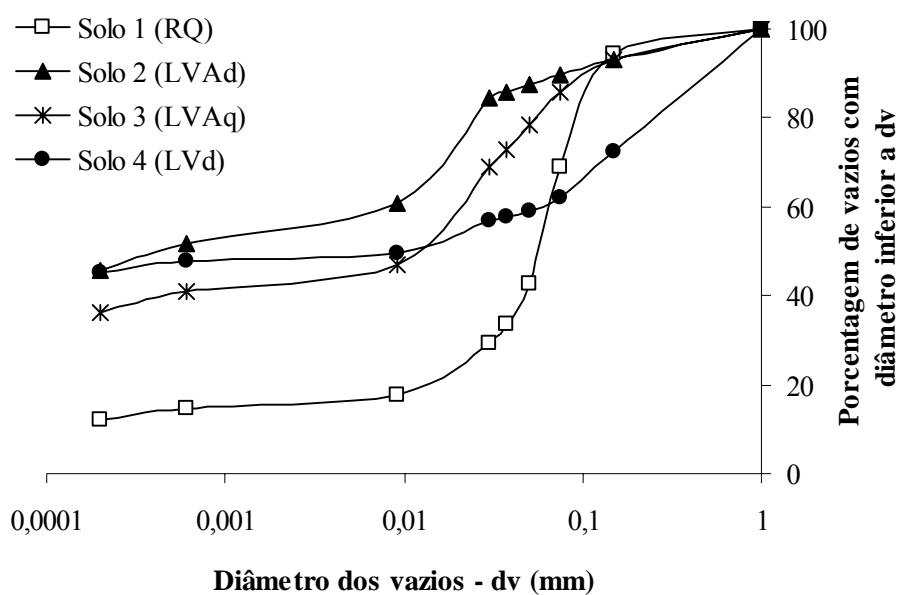


FIGURA 11. Curvas de distribuição de vazios dos solos estudados, obtidas pelo método da dessorção de água.

A maior diversidade dos tamanhos dos poros verificada para o solo 1 contraria, a princípio, a teoria clássica por se tratar de um solo predominantemente arenoso. Era de se esperar que o resultado fosse o contrário, principalmente se houvesse a predominância de areia grossa em relação à areia fina. Todavia, ao se analisar a Tabela 5, observa-se que não há predominância de areia grossa no solo 1 e sim, de areia média e fina, fato este que possivelmente justifica a maior diversidade de tamanho dos poros encontrada para o mesmo.

Cabe ressaltar que na distribuição de vazios determinada pelo método da dessorção de água não são incluídos os poros bloqueados, pois o ensaio consiste em promover a drenagem, sob diferentes tensões, de uma amostra inicialmente saturada. Assim, como todos os cálculos foram realizados em função da umidade de saturação ($\theta_s = PT_{det}$), a quantificação dos diâmetros dos poros bloqueados não pode ser realizada por esse método.

A curva de distribuição de vazios do solo 2 concentrou-se na parte superior da Figura 11. Isso sugere uma menor variedade de tamanho de poros e reflete a predominância de poros pequenos nesse solo, o que justifica seu baixo valor de condutividade hidráulica saturada.

Os solos 1 e 3 apresentaram porosidades totais (PT_{det}) semelhantes (Tabela 6). Entretanto, observa-se na Figura 11 que esses solos apresentaram curvas de distribuição de vazios distintas. A diferença encontrada na distribuição de vazios desses solos justifica seus diferenciados valores de K_o , evidenciando que, no estudo do movimento da água no solo, a análise da distribuição dos poros por tamanho apresenta-se mais importante que a simples determinação da porosidade total. Isso porque a curva de distribuição de vazios fornece informações que permitem diferenciar K_o e outros atributos do solo de uma maneira mais sensível.

Na Tabela 13 são apresentados os resultados da distribuição dos vazios obtidos pelo método da dessorção de água, em intervalos de tamanho, dos solos estudados.

Ao avaliar a porosidade do solo através da porosimetria por intrusão de mercúrio, Tognon (1991) detectou que a distribuição de poros é bimodal, com um primeiro máximo entre 0,005 e 0,20 mm de diâmetro, e um outro entre 0,00001 e 0,0001 mm. Pelo método da dessorção de água, portanto, é possível verificar apenas o primeiro máximo, visto que o menor diâmetro que pode ser determinado por esse método é de 0,0002 mm, correspondente à tensão de 1500 kPa. Logo, com exceção do solo 1, os solos apresentaram uma distribuição unimodal bem marcada. Assim como foi observado para o fracionamento da areia (Tabela 5), a distribuição dos vazios do solo 1 por classes de tamanho foi bimodal.

TABELA 13. Distribuição dos vazios obtida pelo método da dessorção de água, em intervalos de tamanho, dos solos estudados.

Diâmetro do poro (mm)	Solo			
	1	2	3	4
	----- cm ³ cm ⁻³ -----			
> 0,15	0,0227 c B	0,0259 c B	0,0273 c B	0,1694 b A
0,15 - 0,075	0,0998 a A	0,0124 d D	0,0296 c C	0,0638 c B
0,075 - 0,05	0,1045 a A	0,0085 d D	0,0294 c B	0,0198 d C
0,05 - 0,0375	0,0367 b A	0,0074 d B	0,0213 d A	0,0080 d B
0,0375 - 0,03	0,0158 c A	0,0038 d B	0,0153 d A	0,0033 d B
0,03 - 0,009	0,0477 b B	0,0885 b A	0,0881 b A	0,0454 c B
0,009 - 0,0006	0,0115 c B	0,0347 c A	0,0248 c A	0,0124 d B
0,0006 - 0,0002	0,0098 c B	0,0224 c A	0,0188 d A	0,0149 d B
< 0,0002	0,0480 b D	0,1716 a B	0,1439 a C	0,2787 a A

Médias seguidas pela mesma letra minúscula nas colunas e pela mesma letra maiúscula nas linhas não diferem entre si pelo teste de Scott-Knott, a 5% de probabilidade.

Klein (1998) define criptoporos como sendo os poros nos quais a água pode permanecer retida com energia muito alta, tornando-se indisponível às plantas. Segundo o autor, os criptoporos correspondem à quantidade de água retida no solo sob potencial matricial abaixo do ponto de murcha permanente (1500 kPa), armazenada nos poros com diâmetro inferior a 0,0002 mm. Dessa forma, a menor disponibilidade de água para as plantas verificada na Tabela 12 para o solo 4 pode ser justificada pelo fato desse solo ter apresentado a maior quantidade de criptoporos.

Dirksen (1991) define bioporos como sendo as cavidades do solo originadas pela presença de minhocas e cupins e pelo desenvolvimento de raízes no interior do solo. Camadas superficiais do solo normalmente são dotadas de bioporos e resíduos de raízes e, se presentes, esses grandes poros são preenchidos com água na saturação, dominando completamente o transporte de água na amostra. No processo de amostragem do solo 4, foram observadas altas concentrações de raízes e presença de minhocas, o que evidencia a existência de bioporos que ajudam a justificar o maior valor de K_o desse solo.

Na Tabela 14 são apresentados os valores de macro e microporosidade dos solos estudados. Para tanto, adotou-se como limite de separação entre essas duas classes de poros o diâmetro de 0,05 mm, valor esse tido como estimativa mais adequada para efeito de física do solo (Ferreira et al., 2003).

Os solos 1 e 4 apresentaram os maiores valores de macroporosidade e de K_o , corroborando com diversas citações da literatura, nas quais é relatado que a macroporosidade é fator de extrema importância na condutividade hidráulica do solo saturado (os valores de K_o aumentam com o incremento da macroporosidade). A predominância de macroporos na distribuição do tamanho dos poros é uma característica de solos de textura arenosa, caso do solo 1 (Freitas et al., 1998), e a maior macroporosidade do solo 4 condiz com o maior valor do parâmetro α da Equação 1 para descrição da sua curva de retenção.

TABELA 14. Macro e microporosidade dos solos estudados.

Solo	Macroporosidade	Microporosidade
	----- cm ³ cm ⁻³ -----	
1	0,2269 a	0,1695 c
2	0,0468 c	0,3285 b
3	0,0863 b	0,3123 b
4	0,2530 a	0,3627 a

Médias seguidas pela mesma letra nas colunas não diferem entre si pelo teste de Scott-Knott, a 5% de probabilidade.

Os microporos são os responsáveis pela retenção e redistribuição da água no solo (Brady, 1979), de modo que, quanto maior a quantidade de microporos maior tende a ser a capacidade de retenção do solo, como pode ser constatado pela análise da Tabela 14 e da Figura 10.

Kiehl (1979) recomenda que o valor da relação entre macroporosidade e porosidade total seja igual ou maior a 0,3 para permitir adequada circulação de água e difusão de oxigênio nos macroporos e suficiente armazenamento de água nos microporos. Os valores dessa relação foram 0,6; 0,1; 0,2 e 0,4 respectivamente para os solos 1, 2, 3 e 4. Observa-se que os valores encontrados para os solos 2 e 3 encontram-se abaixo do valor mínimo recomendado pelo autor, sugerindo que esses solos não apresentam boas condições de circulação de água (baixa K_o) e aeração do solo, fundamentais ao desenvolvimento das culturas.

Bertol et al. (2000) relatam que, quando alguma pressão mecânica é exercida sobre o solo, os macroporos são os primeiros e mais intensamente afetados. Dessa forma, por apresentarem maior macroporosidade, os solos 1 e 4 seriam mais facilmente compactados se submetidos ao tráfego de máquinas e equipamentos pesados.

Considerando apenas o alto valor de macroporosidade, esperava-se que o valor de D_s para o solo 1 fosse menor. Este comportamento pode ser explicado pela predominância de quartzo nesse solo (textura arenosa), de modo que o peso específico desse mineral passa a ser refletido no valor de D_s .

4.3 Teoria Geométrica Probabilística

A determinação da curva de distribuição de vazios pela Teoria Geométrica Probabilística (TGP), como já foi exposto nos capítulos anteriores, é realizada de forma indireta a partir da distribuição granulométrica do solo. A Figura 12 apresenta as curvas granulométricas contínuas dos solos estudados.

De um modo geral, quanto mais inclinada é a curva granulométrica mais grosseira é a textura do solo, como pode ser verificado nas Tabelas 3 e 4.

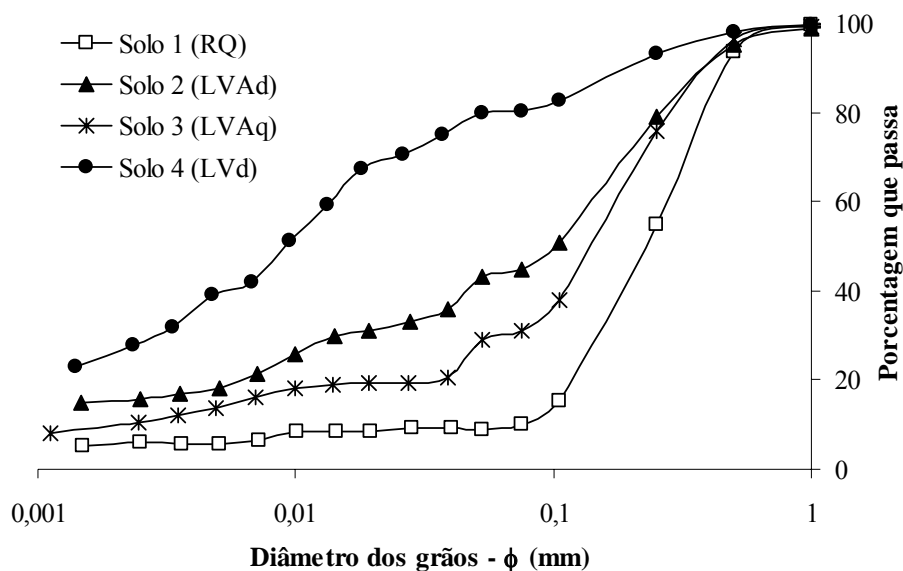


FIGURA 12. Curvas granulométricas dos solos estudados.

A resolução da TGP exige a discretização das curvas granulométricas contínuas. Para facilitar o processo de discretização, desenvolveu-se um modelo matemático (Equação 53) que foi ajustado às curvas granulométricas da Figura 12, cujos parâmetros de ajuste estão apresentados na Tabela 15. Os elevados valores encontrados para o coeficiente de determinação indicam um bom ajuste do modelo às curvas granulométricas dos solos estudados.

Os valores de F_i estimados através da Equação 53 *versus* os valores de F_i observados em laboratório (Figura 13) foram plotados para se verificar a capacidade de estimativa do modelo desenvolvido neste trabalho e, como critério de avaliação da capacidade de estimativa do modelo, adotou-se a linha 1:1, que indica o quanto os valores estimados estão próximos dos observados. Para todos os solos estudados, as estimativas obtidas pela Equação 53 apresentaram resultados satisfatórios, verificando-se que os pontos situam-se na adjacência ou sobre a curva 1:1. Esse comportamento dos pontos nos gráficos de dispersão indica que os valores estimados pelo modelo encontram-se muito próximos dos valores observados em laboratório, validando-o.

TABELA 15. Parâmetros de ajuste da Equação 53⁽¹⁾, para F_i em porcentagem e d_i em mm.

Solo	a	b	c	η	χ	R^2
1	138.933	67,02	3,33	34,99	0,0635	0,9994
2	$1,8 \times 10^9$	64,93	3,35	9,58	0,0632	0,9969
3	$3,1 \times 10^6$	63,06	4,03	9,38	0,0979	0,9935
4	$6,3 \times 10^8$	45,24	78,46	3,71	0,1904	0,9955

⁽¹⁾ $F_i = \ln(a.d_i) + b.\ln[1 + (c.d_i)^\eta]^\chi$

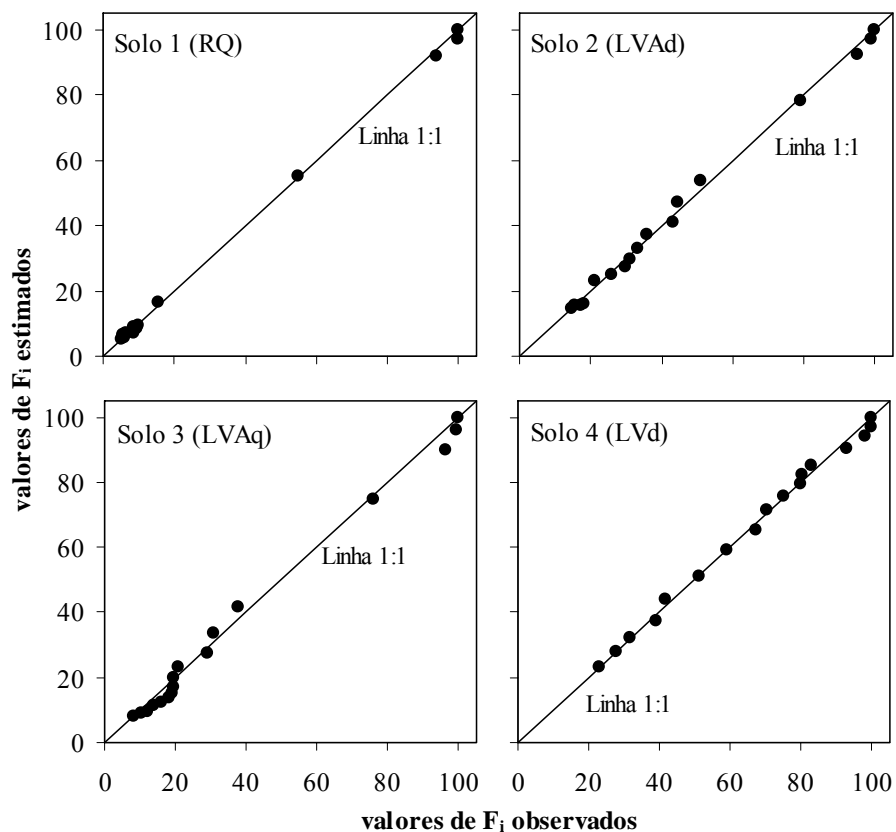


FIGURA 13. Gráficos de dispersão dos valores de F_i estimados pela Equação 53 e dos valores de F_i observados em laboratório.

Nas Figuras de 14 a 25 são apresentadas as curvas de distribuição de vazios dos solos estudados obtidas pela TGP segundo conceito de vazio tangente para o estado compacto, estado fofo e estado medianamente compacto e para as seis relações entre os diâmetros das partículas do solo prefixadas no capítulo 3, nas quais, propositadamente, se fizeram variar os cinco diâmetros básicos de cálculo. Nessas figuras, as curvas obtidas pelo método da dessorção de água representam a distribuição de vazios dos solos para o grau de compactação verificado no campo (Tabela 8), ou seja, para o estado natural de compactação.

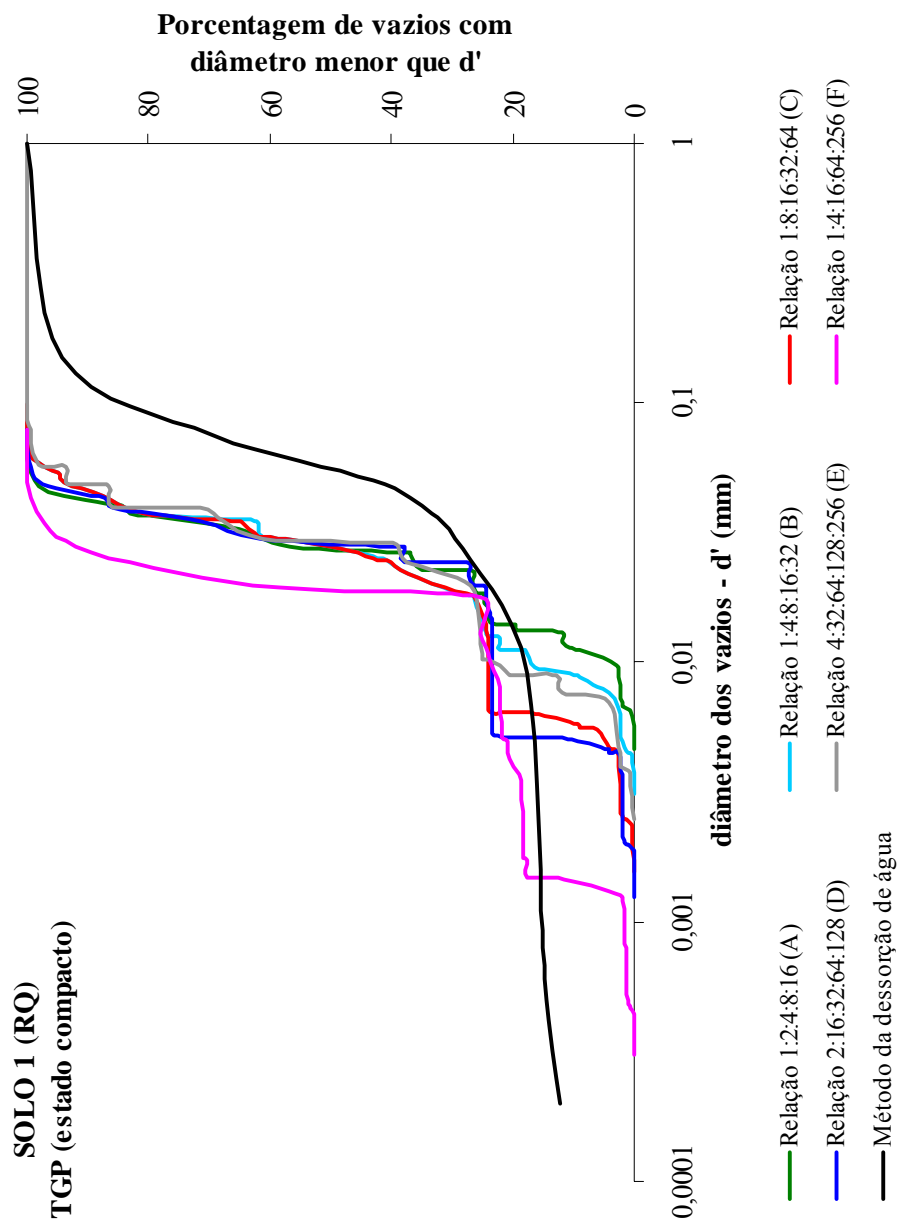


FIGURA 14. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 1 (RQ) no estado compacto.

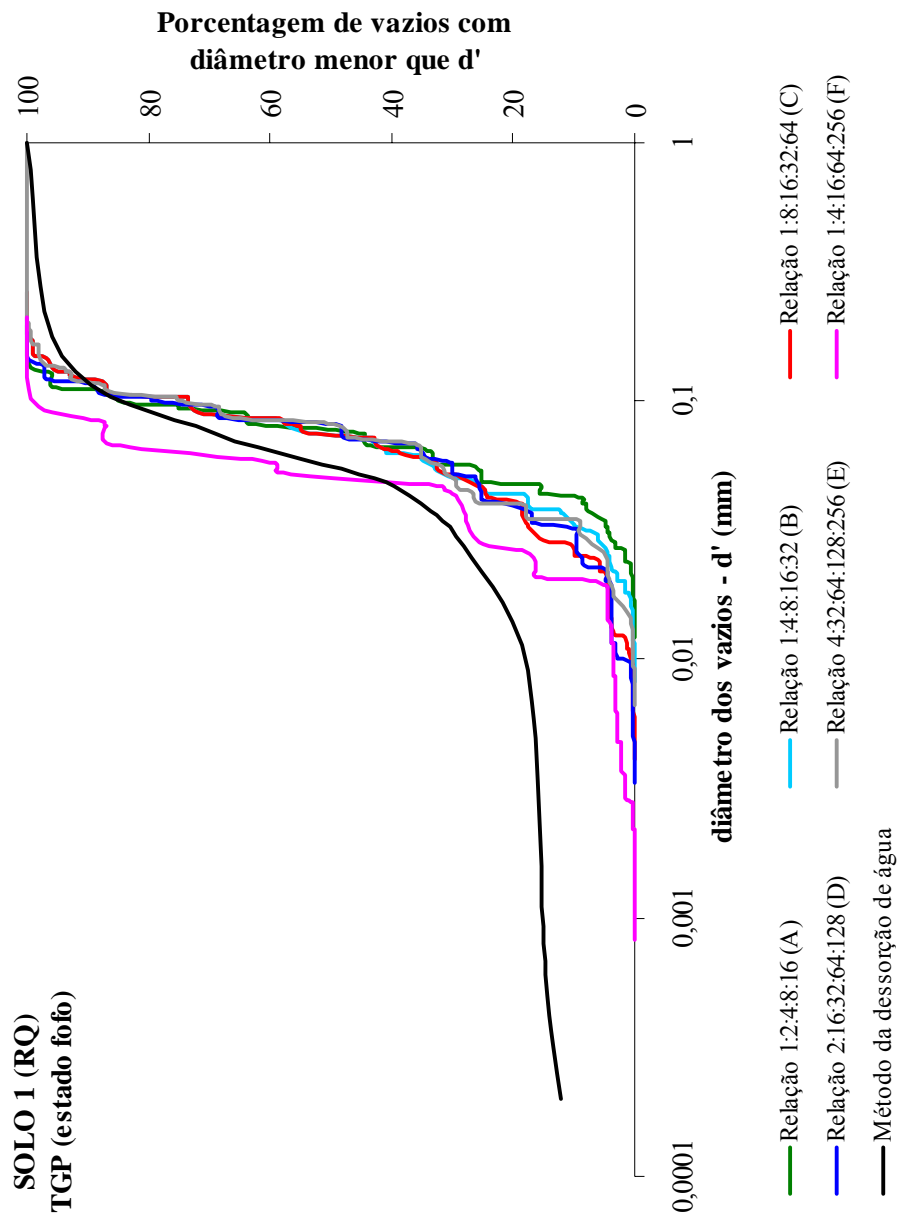


FIGURA 15. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 1 (RQ) no estado fofo.

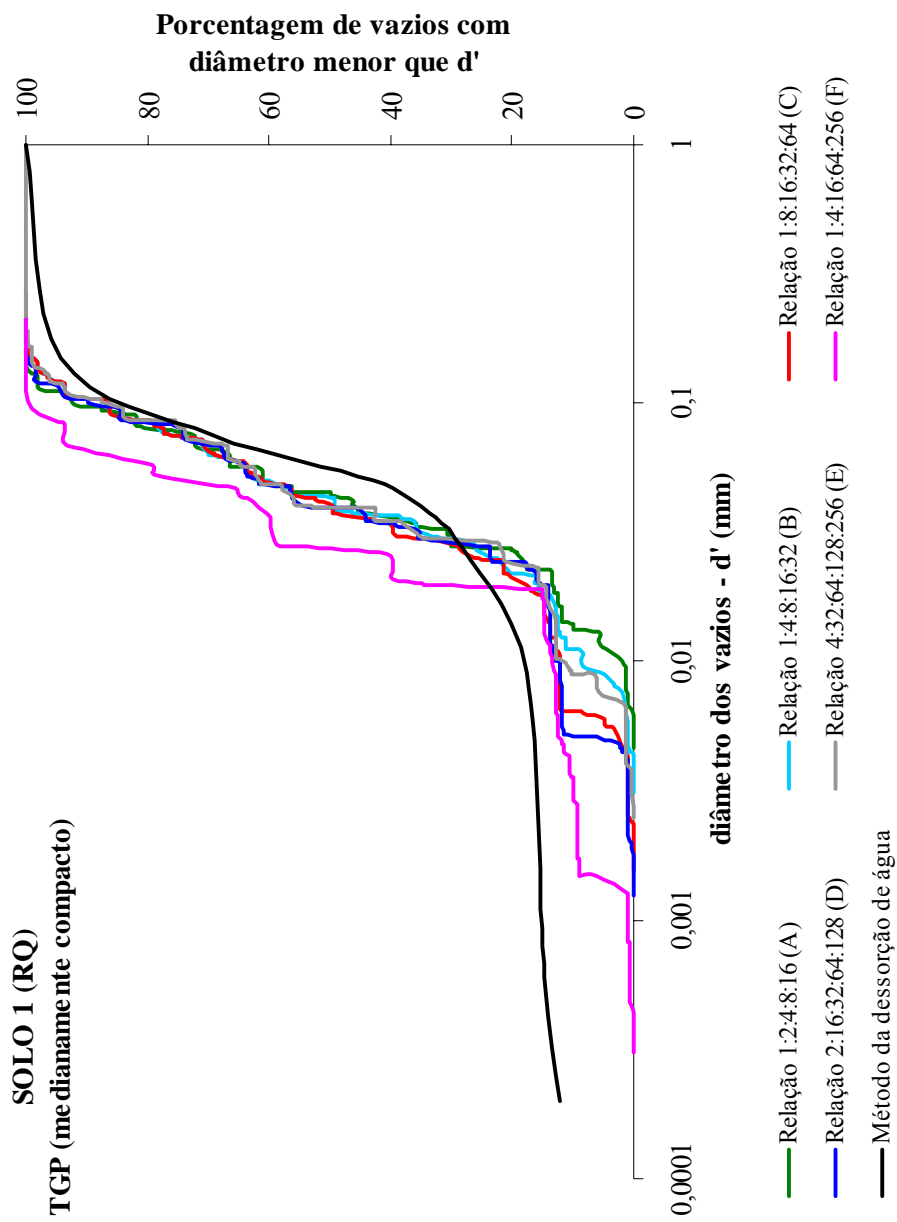


FIGURA 16. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 1 (RQ) no estado medianamente compacto.

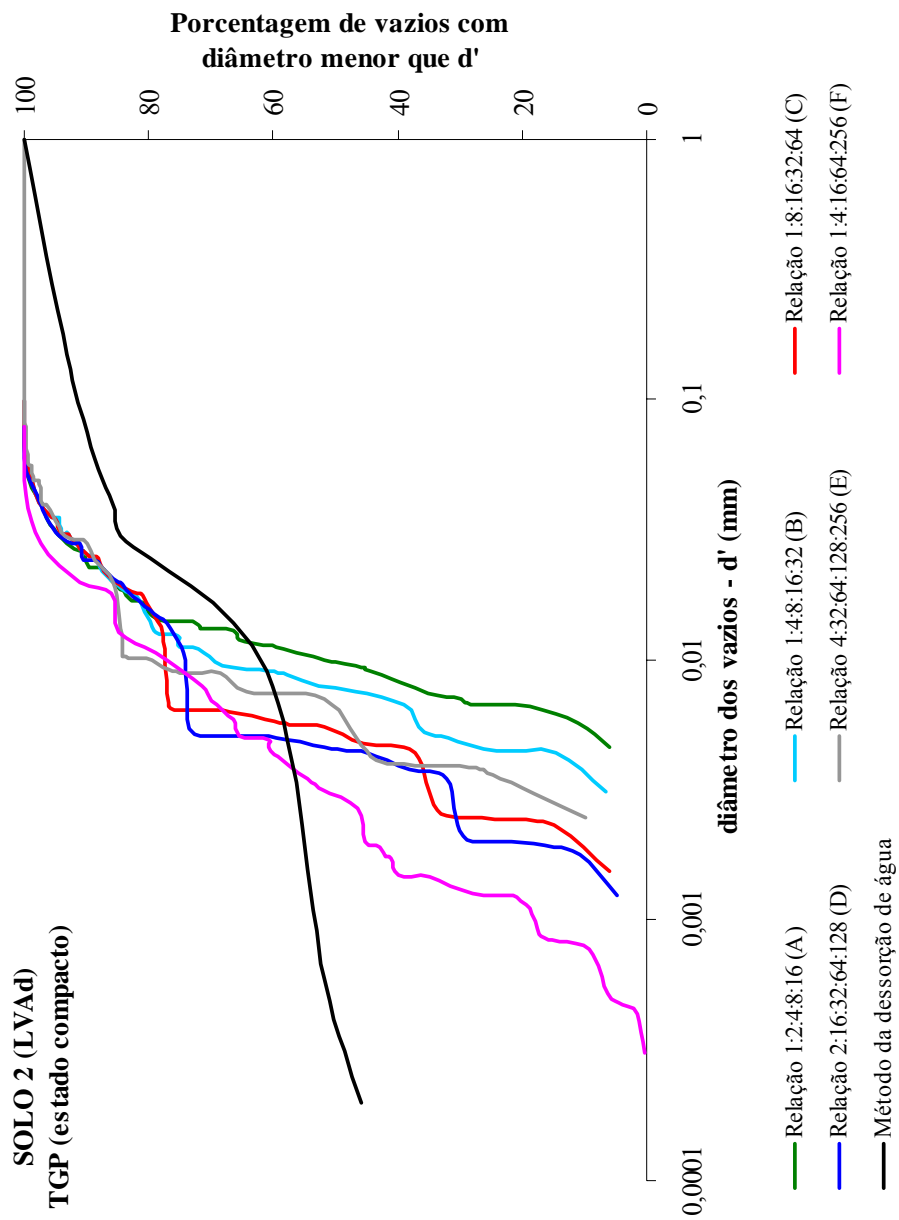


FIGURA 17. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 2 (LVAd) no estado compacto.

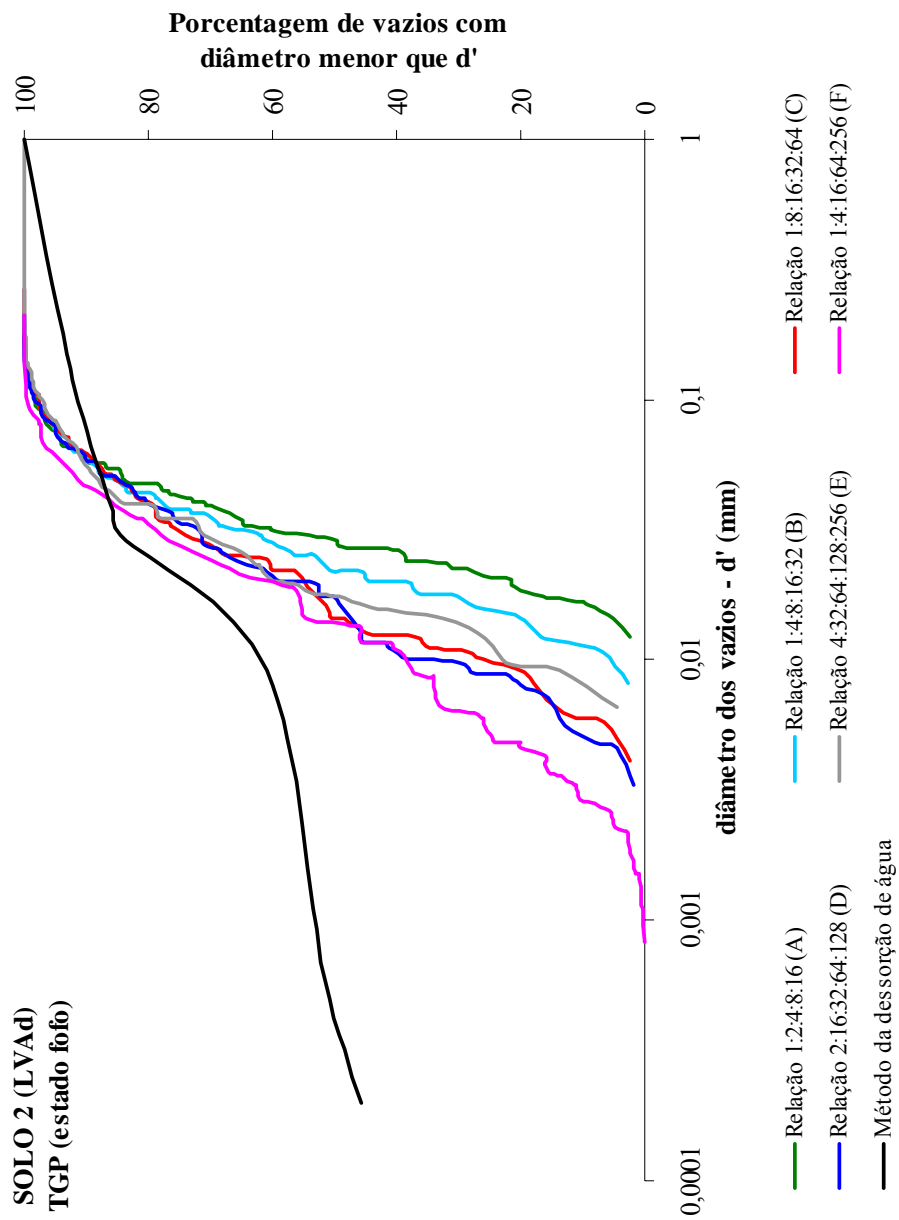


FIGURA 18. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 2 (LVAd) no estado fofo.

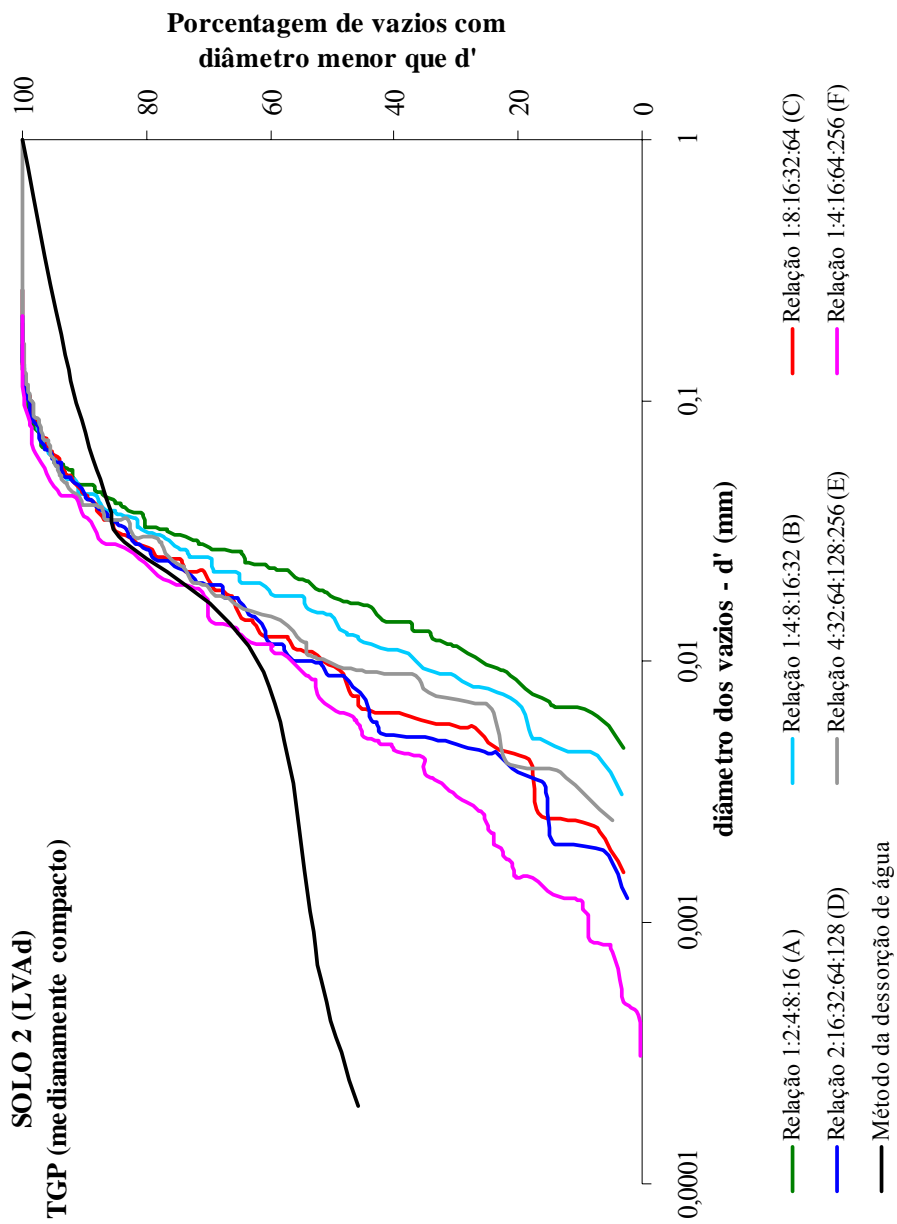


FIGURA 19. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 2 (LVAd) no estado medianamente compacto.

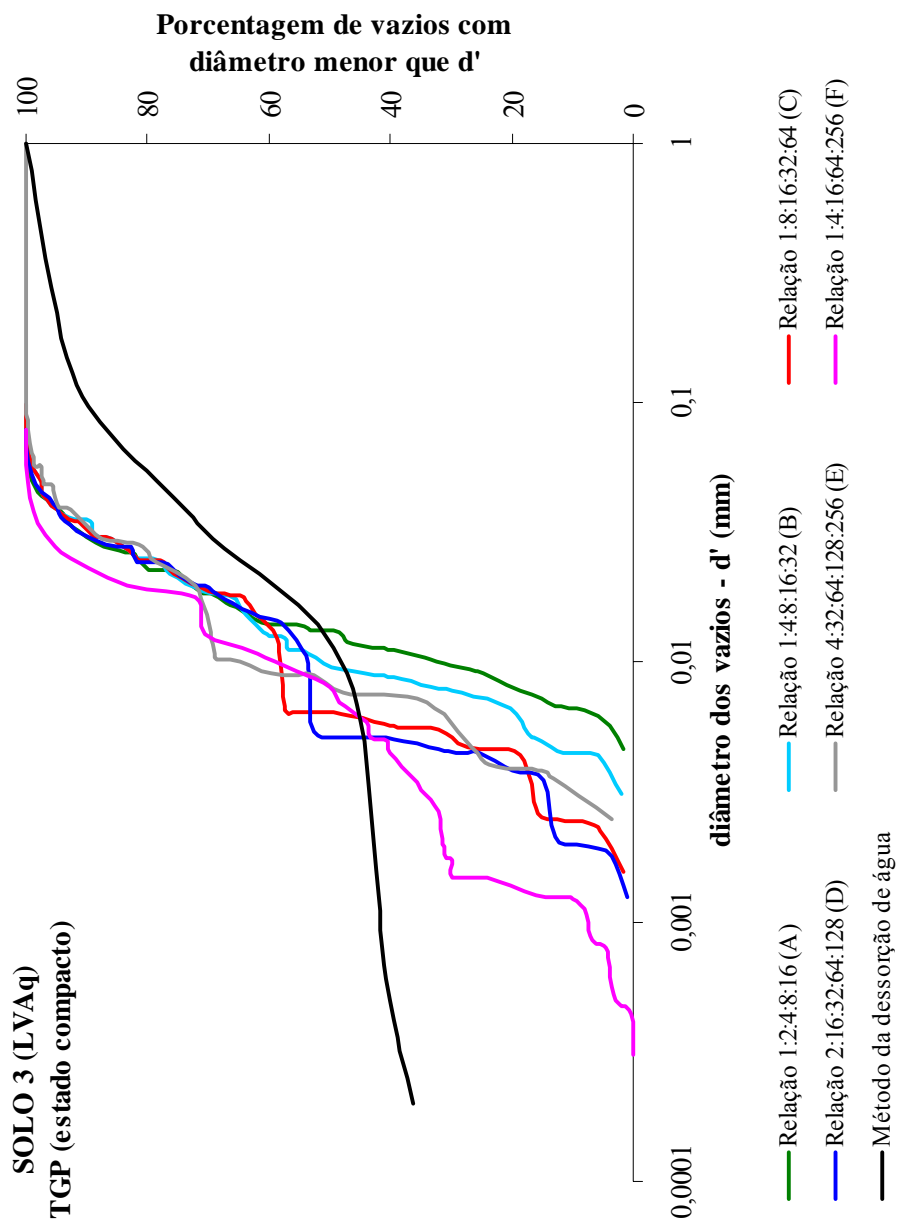


FIGURA 20. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 3 (LVAq) no estado compacto.

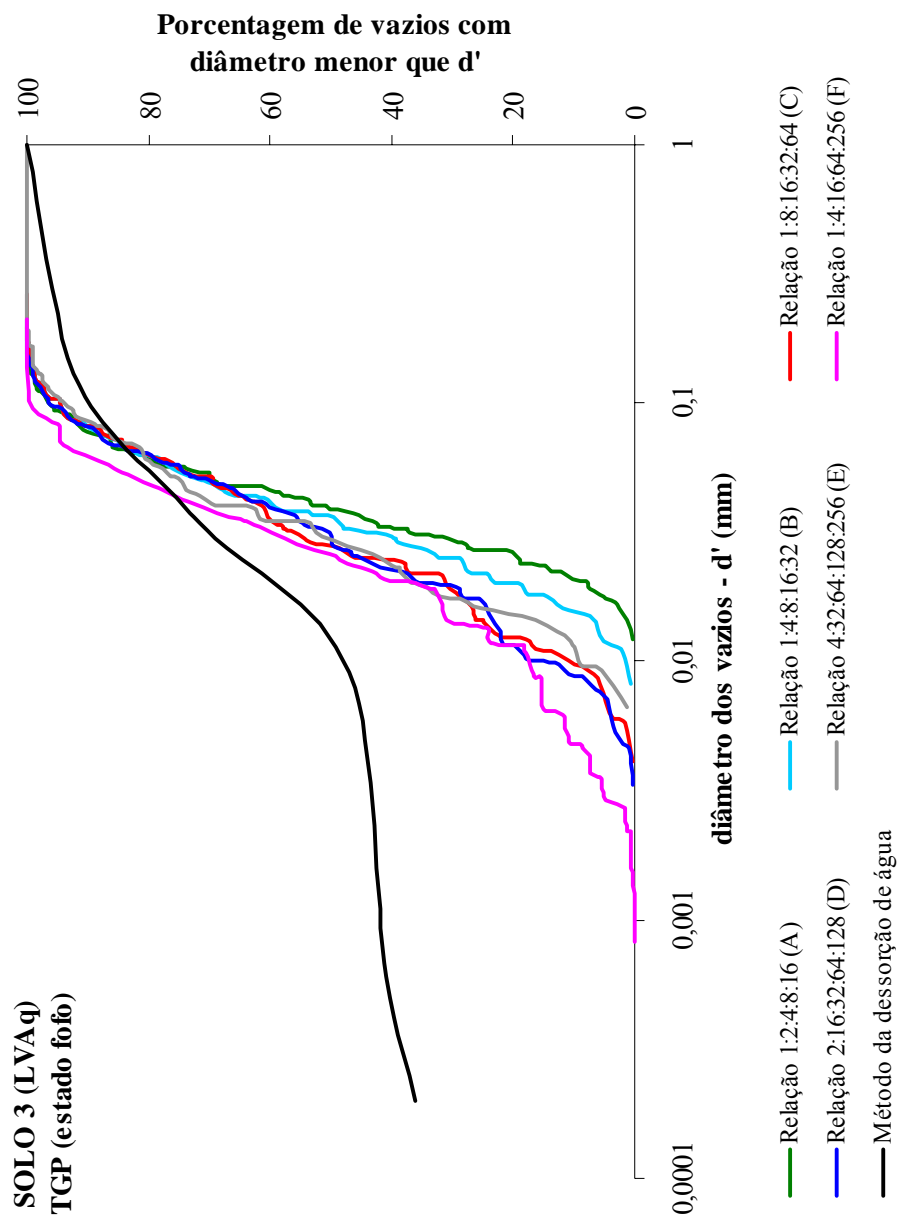


FIGURA 21. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 3 (LVAq) no estado fofo.

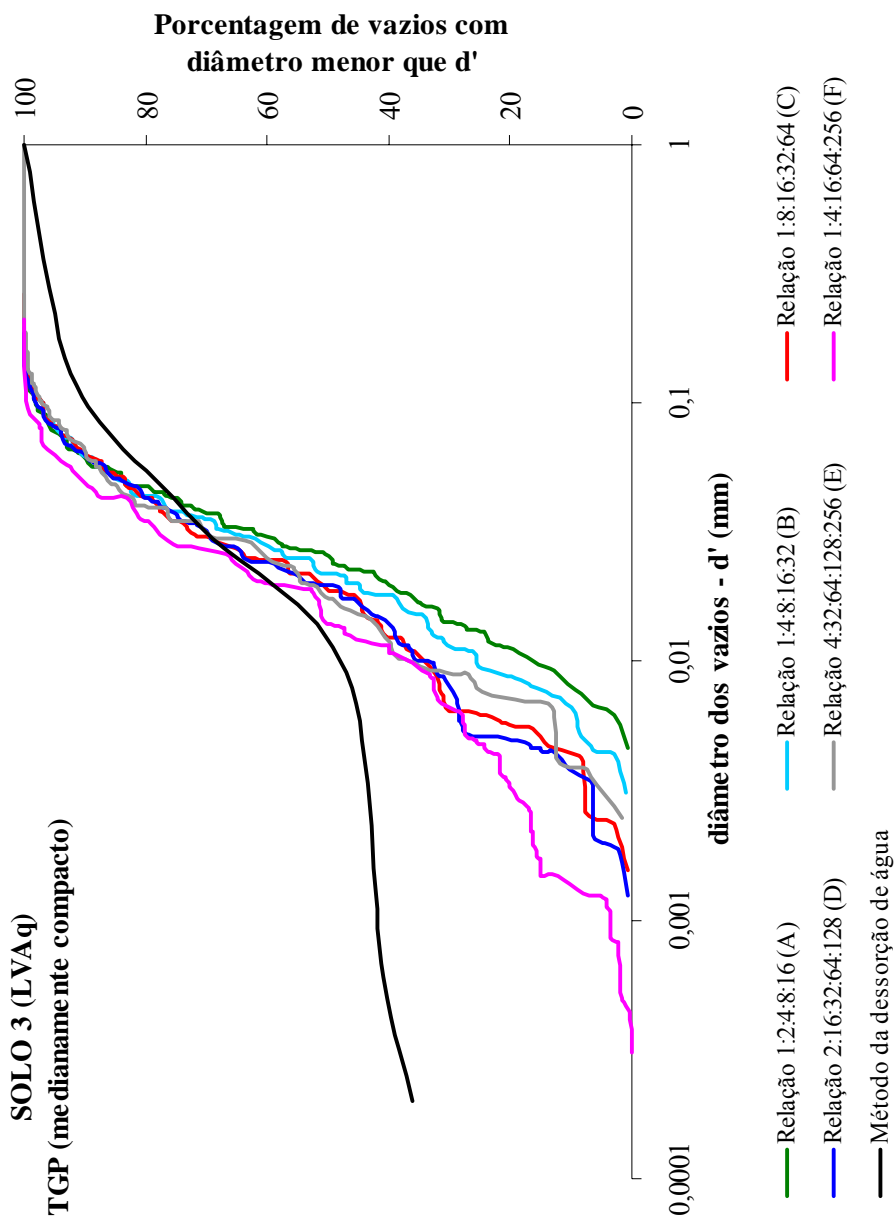


FIGURA 22. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 3 (LVAq) no estado medianamente compacto.

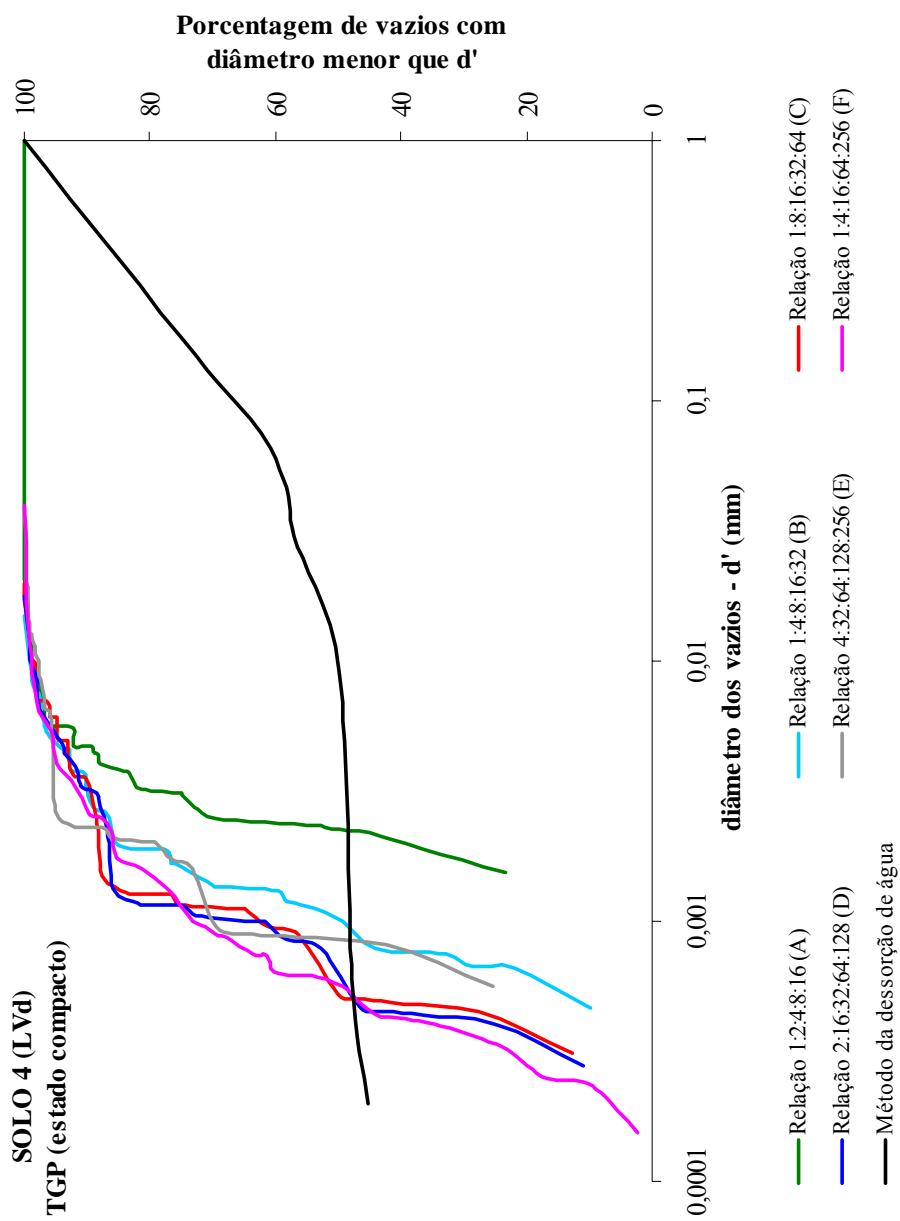


FIGURA 23. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 4 (LVd) no estado compacto.

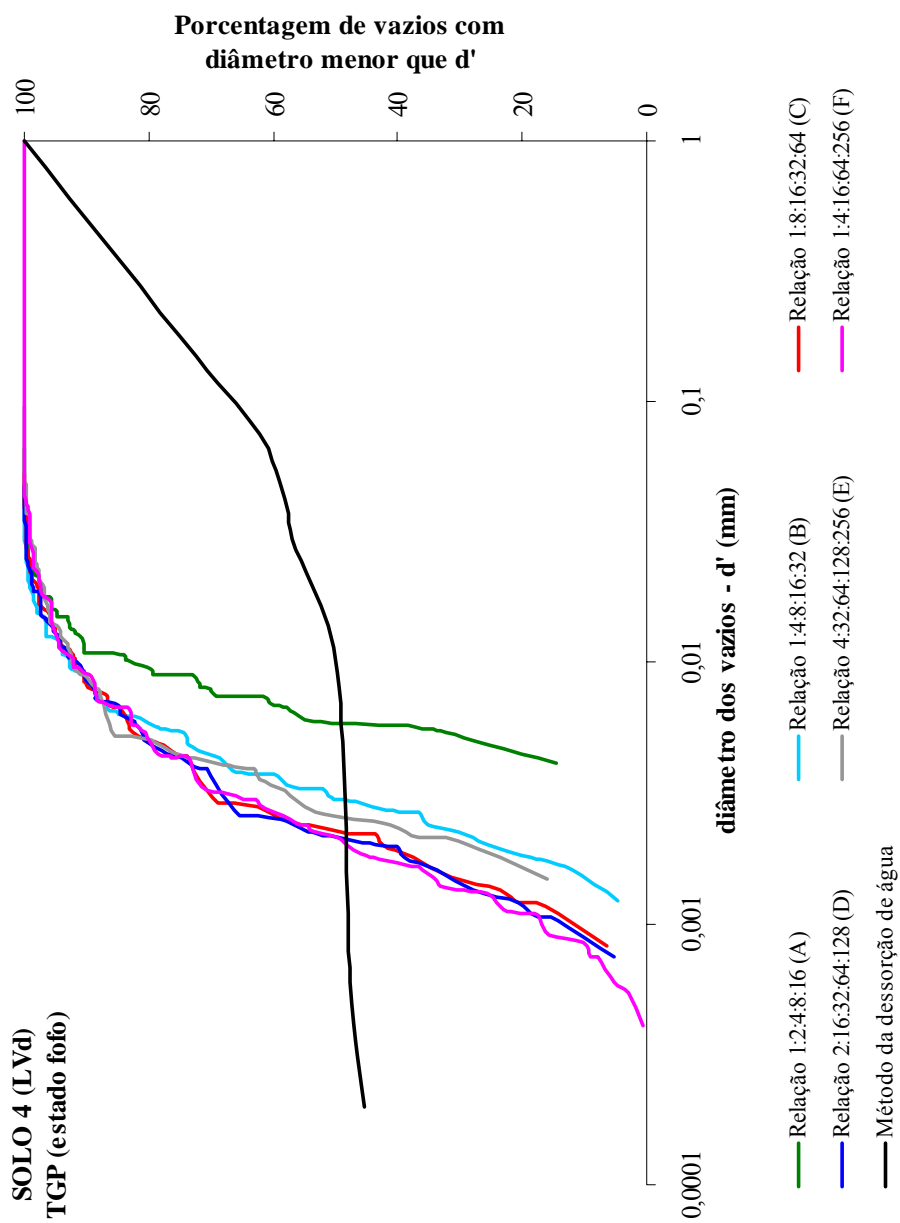


FIGURA 24. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 4 (LVd) no estado fofo.

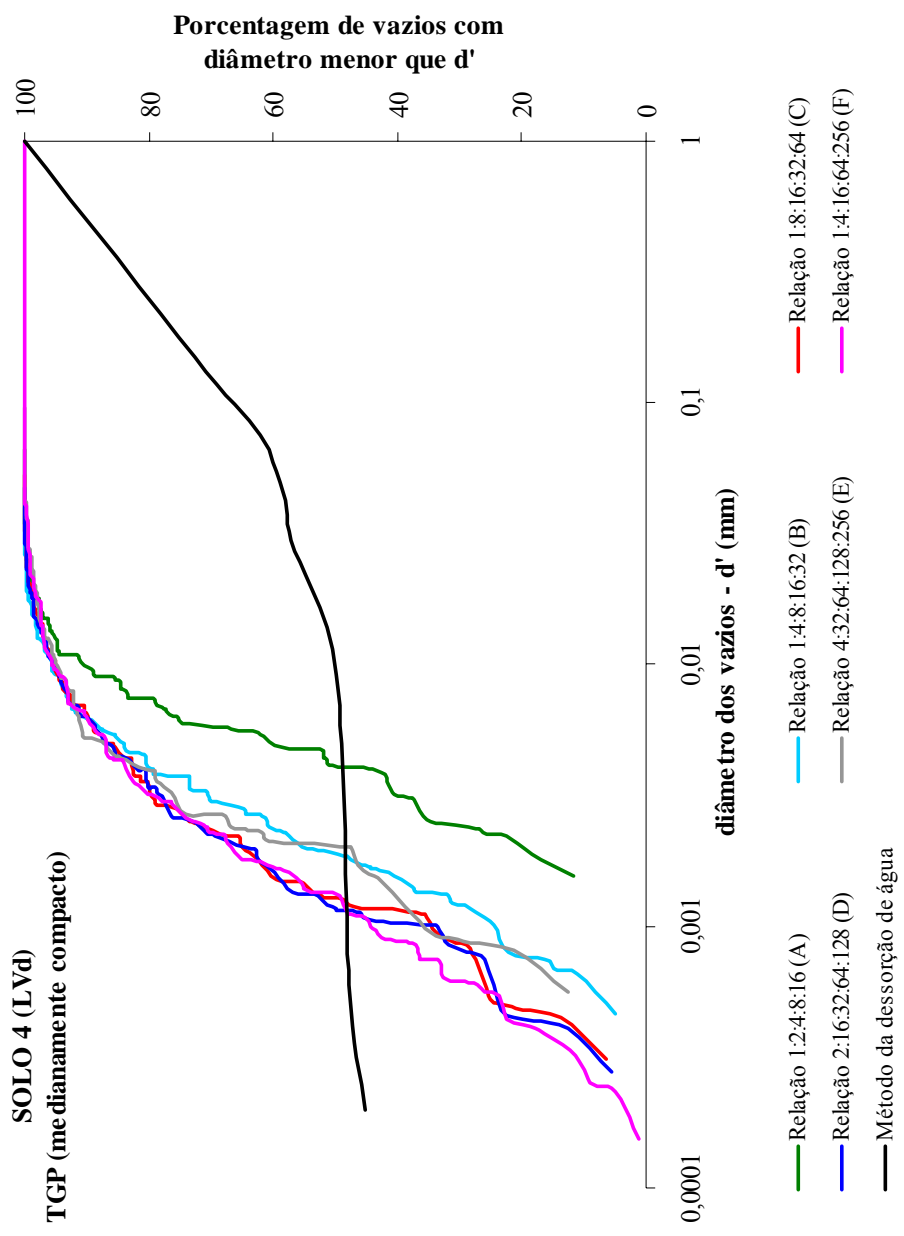


FIGURA 25. Curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP (vazio tangente), para o solo 4 (LVd) no estado medianamente compacto.

Os valores adotados para os cinco diâmetros básicos de cálculo interferem no comportamento da curva de distribuição de vazios determinada pela TGP, de modo que, se os valores dos diâmetros básicos concentrarem na direção das partículas mais finas, a curva obtida apresentará predominância de vazios menores; caso os valores dos diâmetros básicos concentrem-se na direção das partículas mais grossas, haverá predominância dos vazios maiores na curva obtida. O reflexo dessas variações se dá principalmente nas extremidades das curvas de vazios, havendo uma maior coincidência na parte central. Dessa forma, para todas as relações, os valores dos diâmetros básicos foram selecionados procurando-se dar uma cobertura mais uniforme à curva de distribuição granulométrica, com tendência a abranger mais sua parte central, visto que, diferentemente dos materiais granulares utilizados por Silveira (1964, 1966) para elaboração da TGP, os solos avaliados neste trabalho apresentam ampla faixa granulométrica.

Para os solos 1, 2 e 3, observa-se que, para o estado compacto, as curvas determinadas pela TGP tendem a se concentrar do lado esquerdo da curva obtida pelo método da dessorção de água, o que indica uma subestimativa dos diâmetros dos vazios dos solos. Para o estado fofo, as curvas obtidas pela TGP concentram-se do lado direito da curva obtida pelo método da dessorção de água, indicando a superestimativa dos diâmetros dos vazios dos solos. Uma das possíveis explicações para este fato é que esses solos não se encontravam nas condições máximas de compactação ou afofamento conforme propôs Silveira (1964, 1966), condições estas que muito dificilmente ocorrerão na realidade.

O mais usual é obter-se um estado entre a compactação máxima e o estado menos denso. Portanto, o ideal seria levantar possibilidades de uma interpretação de um estado de compactação considerando-se ponderações entre o estado compacto e o estado fofo, para melhor representar a prática, conforme foi feito ao se determinar a curva de distribuição de vazios adotando-se um novo

estado denominado medianamente compacto. Observa-se, para os solos 1, 2 e 3, que as curvas de vazios determinadas pela TGP para esse novo estado (medianamente compacto) foram as mais se aproximaram das curvas obtidas pelo método da dessorção de água.

Ainda quanto ao comportamento das curvas obtidas pela TGP, para os diâmetros de vazios situados entre 0,01 e 0,10 mm verifica-se a maior proximidade de todas as curvas dos solos 1, 2 e 3 à curva determinada pelo método da dessorção de água, indicando que a TGP forneceu melhores estimativas para essa faixa de diâmetro de vazios.

Para o solo 4, a simples análise visual das Figuras 23, 24 e 25 já permite dizer que a TGP não foi adequada para a determinação das suas curvas de distribuição de vazios. Nesse solo, as curvas determinadas pela TGP não coincidem com a curva obtida pelo método da dessorção em praticamente nenhum trecho, verificando-se a predominância de vazios subestimados (vazios de menores diâmetros). Entretanto, esse solo apresentou, juntamente com o solo 1, o maior valor de macroporosidade (Tabela 14), o que não condiz com as determinações da TGP.

Dentre os solos estudados, o solo 4 é o que apresenta textura mais fina, com predominância das frações silte e argila. Sua maior macroporosidade, portanto, está condicionada à sua estrutura e à presença de agregados estáveis. A subestimação dos diâmetros de vazios pela TGP deve-se ao fato de que, sendo o silte e a argila partículas de pequenos tamanhos, ao serem combinadas três a três ou quatro a quatro logicamente configuram vazios também de pequenos tamanhos. Dessa forma, pode-se dizer que uma melhor estimativa da distribuição de vazios do solo 4 tenderia a ser obtida com a aplicação da TGP à curva de distribuição de agregados no lugar da curva granulométrica. Isso porque, em solos de textura mais fina, a presença de agentes cimentantes (óxidos de ferro, matéria orgânica, etc.) faz com que as partículas de silte e argila

deixem de ser encontradas isoladamente no solo, agrupando-as em agregados de diversos tamanhos e conferindo ao solo, muitas vezes, características de solos arenosos.

Todavia, neste trabalho, a distribuição de agregados obtida para os solos (Figura 8) não permitiria uma determinação adequada da curva de distribuição de vazios utilizando-se a TGP, pois 95% em média dos agregados apresentaram tamanho superior a 2,0 mm, que é o limite superior da areia grossa. Logo, se fosse utilizada a distribuição de agregados da Figura 8, obter-se-ia basicamente uma curva composta predominantemente de vazios de maiores diâmetros.

O erro padrão de estimativa determinado para as curvas de distribuição de vazios obtidas pela TGP é apresentado nas Tabelas 16 e 17. Quanto menor o valor do erro padrão de estimativa melhor é o ajuste do modelo empírico às condições reais.

TABELA 16. Erro padrão de estimativa (Syx) da TGP para os solos 1 (RQ) e 2 (LVAd).

Relação	Syx					
	SOLO 1			SOLO 2		
	CP	FF	MC	CP	FF	MC
A	636,3	331,1	92,9	423,0	988,3	377,3
B	734,1	226,0	91,2	363,4	735,1	338,9
C	727,1	185,1	82,7	325,9	422,2	259,3
D	676,1	231,0	97,9	353,5	439,1	318,1
E	675,8	198,7	93,7	288,1	428,6	356,7
F	823,9	140,2	265,7	268,3	624,2	214,4

CP = estado compacto; FF = estado fofo; MC = estado medianamente compacto.

A = relação 1:2:4:8:16; B = relação 1:4:8:16:32; C = relação 1:8:16:32:64; D = relação 2:16:32:64:128; E = relação 4:32:64:128:256; F = relação 1:4:16:64:256

TABELA 17. Erro padrão de estimativa (Syx) da TGP para os solos 3 (LVAq) e 4 (LVd).

Relação	Syx					
	SOLO 3			SOLO 4		
	CP	FF	MC	CP	FF	MC
A	503,4	876,2	434,5	1483,6	1288,1	1181,7
B	443,0	600,0	358,6	1209,5	1150,6	1196,8
C	364,5	478,7	236,1	1290,8	1222,0	1205,7
D	410,9	493,7	291,9	1278,3	1197,7	1190,0
E	346,5	506,3	294,6	1382,1	1374,5	1244,9
F	327,2	464,9	277,6	1095,3	1059,1	1118,4

CP = estado compacto; FF = estado fofo; MC = estado medianamente compacto.
 A = relação 1:2:4:8:16; B = relação 1:4:8:16:32; C = relação 1:8:16:32:64;
 D = relação 2:16:32:64:128; E = relação 4:32:64:128:256; F = relação 1:4:16:64:256

Portanto, de uma maneira geral, o estado medianamente compacto apresentou as melhores estimativas da distribuição de vazios dos solos 1, 2 e 3, conforme já havia se observado na análise visual das Figuras de 14 a 22. Para os solos 1 e 3, a relação 1:8:16:32:64 proporcionou as melhores estimativas; já para o solo 2, a relação 1:4:16:64:256 foi a que melhor se ajustou. O solo 2 apresenta maior diversidade granulométrica que os solos 1 e 3, sendo necessário, para maior representatividade deste solo, que a relação adotada para o cálculo da TGP abranja uma faixa granulométrica mais ampla.

Os elevados valores de Syx para o solo 4, em todos os estados de compactação e todas as relações consideradas, confirmam que a TGP não foi adequada para descrever a distribuição de vazios desse solo.

O solo 1 é o mais arenoso dos solos estudados, sendo o que mais se aproxima dos solos granulares utilizados por Silveira (1964, 1966) no

desenvolvimento da TGP. Observa-se que os menores valores de S_{xy} foram obtidas para esse solo, no estado medianamente compacto e para todas as relações adotadas, exceto para a relação 1:4:16:64:256 que parece abranger uma faixa granulométrica ampla demais para um solo que apresenta baixa diversidade do tamanho das partículas sólidas. Logo, as melhores estimativas da distribuição de vazios pela TGP foram obtidas para o solo 1, no estado medianamente compacto.

4.4 Correlações entre os atributos físico-hídricos e a distribuição de vazios dos solos

Análises de correlação entre os atributos físico-hídricos dos solos e sua distribuição de vazios foram realizadas com o intuito de determinar o diâmetro de vazios que mais interfere na determinação de cada propriedade físico-hídrica do solo. Para tanto, utilizou-se a distribuição de vazios determinada pelo método da dessorção de água, visto que a Teoria Geométrica Probabilística não se apresentou adequada para quantificação da distribuição de vazios de todos os solos avaliados neste trabalho.

As Tabelas 18, 19 e 20 apresentam os coeficientes de correlação simples (r) entre a distribuição de vazios determinada pelo método da dessorção de água e os atributos físico-hídricos dos solos estudados. As frações granulométricas areia, silte e argila correlacionaram-se melhor com os poros de diâmetro inferior a 0,0002 mm (criptoporos) – os maiores valores de r desses parâmetros foram observados para essa classe de tamanho de poros – indicando que, quanto maior o conteúdo de silte e argila do solo, maior a quantidade de criptoporos. Em contrapartida, quanto mais arenoso for o solo, menor será o volume de criptoporos, confirmando a teoria no que se refere à tendência de solos de textura fina possuírem maior volume de poros de menores tamanhos e solos arenosos apresentarem predomínio de poros de maiores tamanhos.

TABELA 18. Coeficientes de correlação simples (r) entre a distribuição de vazios e os atributos granulometria, densidade do solo e grau de compactação dos solos estudados.

Diâmetro dos vazios	Areia	Silte	Argila	Ds	GC
mm	----- % -----			g cm ⁻³	%
0,0002 - 0,0006	-0,2442 ^{ns}	0,2926 ^{ns}	0,1132 ^{ns}	0,0411 ^{ns}	0,0780 ^{ns}
0,0002 - 0,009	-0,0591 ^{ns}	0,1107 ^{ns}	-0,0564 ^{ns}	0,2544 ^{ns}	0,3051 ^{ns}
0,0002 - 0,03	0,0853 ^{ns}	-0,0585 ^{ns}	-0,1314 ^{ns}	0,4039 ^{ns}	0,3906 ^{ns}
0,0002 - 0,0375	0,2288 ^{ns}	-0,1985 ^{ns}	-0,2653 ^{ns}	0,5136*	0,4538 ^{ns}
0,0002 - 0,05	0,5301*	-0,4977*	-0,5352*	0,7396**	0,6243*
0,0002 - 0,075	0,9720**	-0,9585**	-0,8845**	0,8793**	0,7239**
0,0002 - 0,15	0,8512**	-0,8599**	-0,7316**	0,5875*	0,4538 ^{ns}
0,0006 - 0,009	0,0367 ^{ns}	0,0147 ^{ns}	-0,1403 ^{ns}	0,3536 ^{ns}	0,4096 ^{ns}
0,0006 - 0,03	0,1409 ^{ns}	-0,1190 ^{ns}	-0,1703 ^{ns}	0,4540 ^{ns}	0,4322 ^{ns}
0,0006 - 0,0375	0,3021 ^{ns}	-0,2764 ^{ns}	-0,3200 ^{ns}	0,5734*	0,4992*
0,0006 - 0,05	0,6233*	-0,5963*	-0,6056*	0,8021**	0,6693**
0,0006 - 0,075	0,9764**	-0,9689**	-0,8758**	0,8527**	0,6969**
0,0006 - 0,15	0,8288**	-0,8411**	-0,7043**	0,5546*	0,4245 ^{ns}
0,009 - 0,03	0,1726 ^{ns}	-0,1675 ^{ns}	-0,1629 ^{ns}	0,4443 ^{ns}	0,3883 ^{ns}
0,009 - 0,0375	0,3778 ^{ns}	-0,3678 ^{ns}	-0,3539 ^{ns}	0,5872*	0,4646 ^{ns}
0,009 - 0,05	0,7469**	-0,7359**	-0,6811**	0,8304**	0,6440*
0,009 - 0,075	0,9409**	-0,9452**	-0,8199**	0,7498**	0,5857*
0,009 - 0,15	0,7599**	-0,7791**	-0,6291*	0,4584 ^{ns}	0,3297 ^{ns}
0,03 - 0,0375	0,8066**	-0,7875**	-0,7508**	0,6055*	0,3435 ^{ns}
0,03 - 0,05	0,8100**	-0,8013**	-0,7318**	0,5895*	0,4033 ^{ns}
0,03 - 0,075	0,7780**	-0,7840**	-0,6726**	0,4889 ^{ns}	0,3644 ^{ns}

...continua...

TABELA 18, Cont.

0,03 - 0,15	0,6106*	-0,6287*	-0,5000*	0,2738 ^{ns}	0,1778 ^{ns}
0,0375 - 0,05	0,7355**	-0,7323**	-0,6545*	0,5270*	0,3927 ^{ns}
0,0375 - 0,075	0,7499**	-0,7590**	-0,6415*	0,4588 ^{ns}	0,3556 ^{ns}
0,0375 - 0,15	0,5777*	-0,5982*	-0,4658 ^{ns}	0,2397 ^{ns}	0,1596 ^{ns}
0,05 - 0,075	0,7130**	-0,7260**	-0,6007*	0,4080 ^{ns}	0,3220 ^{ns}
0,05 - 0,15	0,5159*	-0,5400*	-0,4037 ^{ns}	0,1697 ^{ns}	0,1046 ^{ns}
0,075 - 0,15	0,2554 ^{ns}	-0,2900 ^{ns}	-0,1524 ^{ns}	-0,1089 ^{ns}	-0,1454 ^{ns}
> 0,0002	-0,0257 ^{ns}	-0,0028 ^{ns}	0,0824 ^{ns}	-0,4042 ^{ns}	-0,4671 ^{ns}
> 0,0006	-0,0035 ^{ns}	-0,0273 ^{ns}	0,0677 ^{ns}	-0,3824 ^{ns}	-0,4446 ^{ns}
> 0,009	-0,0084 ^{ns}	-0,0260 ^{ns}	0,0795 ^{ns}	-0,3848 ^{ns}	-0,4471 ^{ns}
> 0,03	-0,0490 ^{ns}	0,0203 ^{ns}	0,1035 ^{ns}	-0,4168 ^{ns}	-0,4529 ^{ns}
> 0,0375	-0,1038 ^{ns}	0,0735 ^{ns}	0,1552 ^{ns}	-0,4623 ^{ns}	-0,4813 ^{ns}
> 0,05 (macro)	-0,2221 ^{ns}	0,1899 ^{ns}	0,2633 ^{ns}	-0,5646*	-0,5637*
> 0,075	-0,6070*	0,5761*	0,5997*	-0,8544**	-0,8111**
> 0,15	-0,8799**	0,8607**	0,8154**	-0,9860**	-0,9134**
< 0,0002	-0,9818**	0,9700**	0,8898**	-0,8640**	-0,7572**
< 0,0006	-0,9756**	0,9672**	0,8771**	-0,8418**	-0,7349**
< 0,009	-0,9497**	0,9480**	0,8401**	-0,7785**	-0,6669**
< 0,03	-0,8655**	0,8652**	0,7631**	-0,6320*	-0,5393*
< 0,0375	-0,8536**	0,8547**	0,7497**	-0,6221*	-0,5436*
< 0,05 (micro)	-0,8455**	0,8473**	0,7410**	-0,6178*	-0,5524*
< 0,075	-0,9006**	0,8917**	0,8121**	-0,7648**	-0,7243**
< 0,15	-0,7280**	0,6872**	0,7269**	-0,9128**	-0,9028**

** significativo a 1%;

* significativo a 5%;

^{ns} não significativo.

Freitas et al. (1998) e Rigatto et al. (2005) relatam que, de uma maneira geral, existe uma tendência da predominância de macroporos na distribuição do tamanho dos poros de solos de textura arenosa, indicando que há uma correlação significativa e positiva entre teor de areia e macroporosidade. No entanto, a correlação entre areia e os vazios com diâmetro superior a 0,05 mm (macroporosidade) não foi significativa neste trabalho. Já Guidin et al. (2006), avaliando a relação entre mineralogia da fração argila e propriedades físicas do solo, constataram que horizontes mais argilosos apresentaram maior porcentagem de macroporos. Neste trabalho, a correlação entre a fração argila e a macroporosidade também não foi significativa. Evidencia-se, dessa forma, que a distribuição de vazios na matriz do solo não depende somente da textura, sendo fortemente influenciada pela sua estrutura.

Para a densidade do solo e o grau de compactação, os maiores valores de r encontram-se associados aos vazios com diâmetro superior a 0,15 mm, de modo que quanto maior o volume desses vazios, menor é a D_s e, conseqüentemente, o GC.

Vários trabalhos confirmam a existência de uma relação inversa entre a D_s e o volume de macroporos (Spera, 1995; Müller et al., 2001b; Bergamin et al., 2002; Guidin et al., 2006), o que também pôde ser verificado neste trabalho. Todavia, o valor de r encontrado para D_s e macroporosidade apresenta-se como um dos mais baixos dentre aqueles classificados como significativos.

Secco et al. (2004), avaliando as propriedades físicas de um latossolo submetido a diferentes sistemas de manejo, verificaram que houve uma relação direta entre a D_s e o volume de microporos, o que não foi verificado neste trabalho. Observa-se que, além de negativo (relação inversa), o valor de r para D_s e microporosidade é relativamente baixo, indicando que a microporosidade exerceu pequena influência sobre a D_s dos solos estudados, visto que as

diferenças verificadas nos valores de D_s foram devidas principalmente aos poros com diâmetro superior a 0,15 mm.

Oliveira (1991) e Albuquerque et al. (2001) observaram que um maior grau de compactação proporcionou ao solo uma menor macroporosidade, sendo os poros grandes os mais afetados pelo manejo (Cunha et al., 2007). Apesar do baixo valor de r , neste trabalho também foi verificado uma relação inversa e significativa entre GC e a macroporosidade do solo.

Quanto ao fracionamento da areia, as classes de tamanho das partículas arenosas apresentaram melhor correlação com diferentes classes de tamanhos de vazios. A AMG correlacionou-se melhor com os vazios de diâmetros entre 0,0002 e 0,03 mm (relação direta). O maior valor de r para AG associou-se aos vazios com diâmetro inferior a 0,075 mm (relação inversa). A AM apresentou melhor correlação com os vazios de diâmetro inferior a 0,009 mm (relação inversa). Já a AF correlacionou-se melhor com os vazios de diâmetro entre 0,0002 e 0,075 mm (relação direta). E os vazios com diâmetros entre 0,0006 e 0,05 mm foram os que mais se correlacionaram com a AMF (relação direta).

Essas relações são condizentes com os conceitos da teoria clássica, com exceção da relação observada para AMG. Era de se esperar relações inversas entre AMG e vazios de pequenos tamanhos, o que não aconteceu. Isso ocorreu devido aos solos estudados apresentarem baixa AMG e predominância de AF. Dessa forma, os grãos de AF tendem a ocupar os espaços porosos formados pela AMG, fazendo com que predominem no solo os poros pequenos.

Manfredini et al. (1984) relatam que existe uma correlação positiva e significativa entre AF e microporosidade. Neste trabalho, o valor de r para AF e microporosidade foi significativo, porém negativo, o que não condiz com a teoria clássica. Entretanto, observa-se que a classe de vazios que mais se correlacionou com AF (0,0006 e 0,05 mm) corresponde a uma faixa da microporosidade.

TABELA 19. Coeficientes de correlação simples (r) entre a distribuição de vazios e o fracionamento da areia dos solos estudados.

Diâmetro dos vazios	AMG	AG	AM	AF	AMF
mm	----- % -----				
0,0002 - 0,0006	0,6806**	-0,3525 ^{ns}	-0,4696 ^{ns}	-0,1023 ^{ns}	0,3648 ^{ns}
0,0002 - 0,009	0,7193**	-0,1783 ^{ns}	-0,2946 ^{ns}	0,0729 ^{ns}	0,5102*
0,0002 - 0,03	0,8259**	-0,1502 ^{ns}	-0,2091 ^{ns}	0,2591 ^{ns}	0,7043**
0,0002 - 0,0375	0,7967**	-0,0527 ^{ns}	-0,0743 ^{ns}	0,4053 ^{ns}	0,8075**
0,0002 - 0,05	0,6513*	0,2046 ^{ns}	0,2501 ^{ns}	0,6796**	0,9476**
0,0002 - 0,075	0,0513 ^{ns}	0,8086**	0,9031**	0,9558**	0,7695**
0,0002 - 0,15	-0,3701 ^{ns}	0,8463**	0,9440**	0,7403**	0,3355 ^{ns}
0,0006 - 0,009	0,7140**	-0,0840 ^{ns}	-0,1959 ^{ns}	0,1590 ^{ns}	0,5662*
0,0006 - 0,03	0,8220**	-0,1087 ^{ns}	-0,1551 ^{ns}	0,3142 ^{ns}	0,7394**
0,0006 - 0,0375	0,7800**	0,0030 ^{ns}	-0,0007 ^{ns}	0,4764 ^{ns}	0,8482**
0,0006 - 0,05	0,5924*	0,2862 ^{ns}	0,3567 ^{ns}	0,7617**	0,9724**
0,0006 - 0,075	-0,0294 ^{ns}	0,8297**	0,9355**	0,9440**	0,7079**
0,0006 - 0,15	-0,4082 ^{ns}	0,8332**	0,9357**	0,7116**	0,2882 ^{ns}
0,009 - 0,03	0,7693**	-0,1068 ^{ns}	-0,1162 ^{ns}	0,3481 ^{ns}	0,7281**
0,009 - 0,0375	0,6921**	0,0423 ^{ns}	0,0887 ^{ns}	0,5496*	0,8488**
0,009 - 0,05	0,4199 ^{ns}	0,3860 ^{ns}	0,5201*	0,8641**	0,9480**
0,009 - 0,075	-0,1884 ^{ns}	0,8253**	0,9533**	0,8820**	0,5613*
0,009 - 0,15	-0,4857 ^{ns}	0,7823**	0,8941**	0,6330*	0,1800 ^{ns}
0,03 - 0,0375	-0,1913 ^{ns}	0,5548*	0,7666**	0,8160**	0,5588*
0,03 - 0,05	-0,3730 ^{ns}	0,6600**	0,8553**	0,7542**	0,4008 ^{ns}
0,03 - 0,075	-0,4991*	0,7926**	0,9125**	0,6497*	0,1972 ^{ns}

...continua...

TABELA 19, Cont.

0,03 - 0,15	-0,6349*	0,7077**	0,8072**	0,4519 ^{ns}	-0,0464 ^{ns}
0,0375 - 0,05	-0,4208 ^{ns}	0,6460*	0,8154**	0,6552*	0,2912 ^{ns}
0,0375 - 0,075	-0,5226*	0,7980**	0,9024**	0,6082*	0,1450 ^{ns}
0,0375 - 0,15	-0,6519*	0,6997**	0,7874**	0,4102 ^{ns}	-0,0930 ^{ns}
0,05 - 0,075	-0,5303*	0,8085**	0,8833**	0,5568*	0,0835 ^{ns}
0,05 - 0,15	-0,6639**	0,6737**	0,7405**	0,3397 ^{ns}	-0,1649 ^{ns}
0,075 - 0,15	-0,7594**	0,4699 ^{ns}	0,5225*	0,0711 ^{ns}	-0,4279 ^{ns}
> 0,0002	-0,7833**	0,1490 ^{ns}	0,2317 ^{ns}	-0,1773 ^{ns}	-0,5736*
> 0,0006	-0,7919**	0,1695 ^{ns}	0,2569 ^{ns}	-0,1576 ^{ns}	-0,5687*
> 0,009	-0,7941**	0,1599 ^{ns}	0,2524 ^{ns}	-0,1605 ^{ns}	-0,5780*
> 0,03	-0,8240**	0,1542 ^{ns}	0,2304 ^{ns}	-0,2137 ^{ns}	-0,6410*
> 0,0375	-0,8207**	0,1186 ^{ns}	0,1815 ^{ns}	-0,2711 ^{ns}	-0,6860**
> 0,05 (macro)	-0,7928**	0,0242 ^{ns}	0,0638 ^{ns}	-0,3846 ^{ns}	-0,7620**
> 0,075	-0,6587**	-0,3684 ^{ns}	-0,3592 ^{ns}	-0,7187**	-0,9240**
> 0,15	-0,3960 ^{ns}	-0,7038**	-0,7209**	-0,9171**	-0,8990**
< 0,0002	0,0554 ^{ns}	-0,9122**	-0,9726**	-0,9178**	-0,6525*
< 0,0006	0,0989 ^{ns}	-0,9146**	-0,9814**	-0,9037**	-0,6137*
< 0,009	0,1873 ^{ns}	-0,9053**	-0,9849**	-0,8638**	-0,5285*
< 0,03	0,3765 ^{ns}	-0,8946**	-0,9732**	-0,7383**	-0,3197 ^{ns}
< 0,0375	0,3831 ^{ns}	-0,9028**	-0,9702**	-0,7188**	-0,2962 ^{ns}
< 0,05 (micro)	0,3626 ^{ns}	-0,9186**	-0,9647**	-0,7053**	-0,2867 ^{ns}
< 0,075	0,1742 ^{ns}	-0,9465**	-0,9617**	-0,7871**	-0,4550 ^{ns}
< 0,15	-0,5013*	-0,5828*	-0,5514*	-0,7738**	-0,8715**

** significativo a 1%;

* significativo a 5%;

^{ns} não significativo.

A classe de tamanho de poros que melhor se correlacionou com os índices alternativos de avaliação da estabilidade estrutural dos solos foi a de 0,05 a 0,075 mm, caracterizando uma relação inversa entre os parâmetros, de modo que quanto maior for o valor de DMG e DMP, menor será o volume de poros com diâmetro entre 0,05 e 0,075 mm.

Guidin et al. (2006) encontraram maiores valores de DMG associados a solos com menor volume de macroporos, indicando a existência de uma relação inversa entre DMG e macroporosidade. Esse comportamento também foi verificado neste trabalho, entretanto os valores de r para macroporosidade de DMG/DMP foram os menores dentre os valores considerados significativos, mostrando que a macroporosidade como um todo não interferiu muito nos valores de DMG/DMP. Todavia, observa-se que os poros com diâmetros entre 0,05 e 0,075 mm correspondem a uma faixa da macroporosidade dos solos e influenciaram fortemente os valores de DMG/DMP. Logo, apenas uma parte da macroporosidade interferiu na estabilidade estrutural dos solos estudados.

Em estudo desenvolvido por Paiva et al. (2000), os autores verificaram menores valores de DMP em horizontes coesos de solos, relacionando-os à presença de maior quantidade de poros de menor diâmetro, indicando existir uma relação inversa entre DMP e microporosidade. Neste trabalho, porém, os valores de r para DMG/DMP e microporosidade foram altos e positivos, indicando uma relação direta entre os parâmetros, o que contraria a constatação de Paiva et al. (2000). Apesar de agregados maiores normalmente apresentarem diversificada distribuição de tamanho dos poros, é possível que ocorra a formação de agregados grandes e estáveis com predominância de poros pequenos, conforme relatam Baver et al. (1972), citados por Bertol et al. (2000).

A avaliação da influência da distribuição de vazios na condutividade hidráulica do solo saturado foi feita correlacionando-se os diferentes diâmetros dos vazios aos logaritmos de K_o .

TABELA 20. Coeficientes de correlação simples (r) entre a distribuição de vazios e os atributos diâmetro médio geométrico, diâmetro médio ponderado, condutividade hidráulica saturada e água disponível dos solos estudados.

Diâmetro dos vazios	DMG	DMP	log (Ko)	Az
----- mm -----			cm h ⁻¹	mm cm ⁻¹
0,0002 - 0,0006	0,7219**	0,7044**	-0,7264**	0,8265**
0,0002 - 0,009	0,6167*	0,5897*	-0,7757**	0,8642**
0,0002 - 0,03	0,6392*	0,6044*	-0,9417**	-
0,0002 - 0,0375	0,5391*	0,5063*	-0,9410**	0,8844**
0,0002 - 0,05	0,2440 ^{ns}	0,2129 ^{ns}	-0,8640**	0,8568**
0,0002 - 0,075	-0,6179*	-0,6376*	-0,1845 ^{ns}	0,1496 ^{ns}
0,0002 - 0,15	-0,9169**	-0,9185**	0,3338 ^{ns}	-0,3668 ^{ns}
0,0006 - 0,009	0,5422*	0,5113*	-0,7739**	0,8536**
0,0006 - 0,03	0,6015*	0,5648*	-0,9436**	0,8950**
0,0006 - 0,0375	0,4814 ^{ns}	0,4474 ^{ns}	-0,9432**	0,8663**
0,0006 - 0,05	0,1395 ^{ns}	0,1085 ^{ns}	-0,8170**	0,7915**
0,0006 - 0,075	-0,6868**	-0,7039**	-0,0952 ^{ns}	0,0495 ^{ns}
0,0006 - 0,15	-0,9311**	-0,9311**	0,3777 ^{ns}	-0,4173 ^{ns}
0,009 - 0,03	0,5536*	0,5188*	-0,9236**	0,8362**
0,009 - 0,0375	0,3807 ^{ns}	0,3504 ^{ns}	-0,8818**	0,8715**
0,009 - 0,05	-0,0609 ^{ns}	-0,0856 ^{ns}	-0,6691**	0,6039*
0,009 - 0,075	-0,7890**	-0,7988**	0,0808 ^{ns}	-0,1430 ^{ns}
0,009 - 0,15	-0,9424**	-0,9378**	0,4666 ^{ns}	-0,5154*
0,03 - 0,0375	-0,5854*	-0,5731*	0,0352 ^{ns}	-0,1208 ^{ns}
0,03 - 0,05	-0,7655**	-0,7565**	0,2219 ^{ns}	-0,3266 ^{ns}
0,03 - 0,075	-0,9506**	-0,9446**	0,4676 ^{ns}	-0,5293*

...continua...

TABELA 20, Cont.

0,03 - 0,15	-0,9707**	-0,9570**	0,6612**	-0,7069**
0,0375 - 0,05	-0,7757**	-0,7690**	0,2861 ^{ns}	-0,3897 ^{ns}
0,0375 - 0,075	-0,9672**	-0,9622**	0,5078*	-0,5646*
0,0375 - 0,15	-0,9736**	-0,9602**	0,6920**	-0,7332**
0,05 - 0,075	-0,9826**	-0,9785**	0,5602*	-0,5966*
0,05 - 0,15	-0,9621**	-0,9480**	0,7368**	-0,7634**
0,075 - 0,15	-0,8623**	-0,8383**	0,8742**	-0,8879**
> 0,0002	-0,6496*	-0,6094*	0,8826**	-0,8704**
> 0,0006	-0,6701**	-0,6308*	0,8888**	-0,8859**
> 0,009	-0,6629**	-0,6242*	0,8873**	-0,8964**
> 0,03	-0,6662**	-0,6267*	0,9364**	-0,9467**
> 0,0375	-0,6344*	-0,5953*	0,9448**	-0,9495**
> 0,05 (macro)	-0,5433*	-0,5035*	0,9434**	-0,9323**
> 0,075	-0,1479 ^{ns}	-0,1037 ^{ns}	0,8186**	-0,7879**
> 0,15	0,2841 ^{ns}	0,3252 ^{ns}	0,5296*	-0,4846 ^{ns}
< 0,0002	0,7402**	0,7663**	0,0479 ^{ns}	0,0080 ^{ns}
< 0,0006	0,7709**	0,7952**	-0,0010 ^{ns}	0,0621 ^{ns}
< 0,009	0,8229**	0,8428**	-0,0992 ^{ns}	0,1691 ^{ns}
< 0,03	0,9300**	0,9402**	-0,3316 ^{ns}	0,4018 ^{ns}
< 0,0375	0,9380**	0,9496**	-0,3471 ^{ns}	0,4149 ^{ns}
< 0,05 (micro)	0,9350**	0,9496**	-0,3462 ^{ns}	0,4049 ^{ns}
< 0,075	0,8126**	0,8437**	-0,1155 ^{ns}	0,1904 ^{ns}
< 0,15	0,0854 ^{ns}	0,1402 ^{ns}	0,6677**	-0,6003*

** significativo a 1%;

* significativo a 5%;

^{ns} não significativo.

Para a correta descrição da relação existente entre duas variáveis é necessário, primeiramente, verificar o modelo de distribuição de probabilidade de cada variável. No caso particular dos solos, a literatura (Mesquita et al., 2002; Mesquita & Moraes, 2004) revela que a condutividade hidráulica saturada é melhor descrita pela distribuição lognormal, enquanto que os demais atributos podem ser descritos pela distribuição normal. Portanto, para a avaliação da relação entre K_o e a distribuição de vazios dos solos deve-se considerar as diferentes distribuições de probabilidade das variáveis, ou seja, as correlações devem ser feitas adotando-se os logaritmos de K_o e os valores normais dos diâmetros dos vazios. Por definição, os logaritmos dos valores de uma variável descrita pela distribuição lognormal são descritos pela distribuição normal, permitindo a correlação entre variáveis com maior precisão na interpretação dos resultados, pois ambas variáveis passam a ser descritas pela mesma distribuição de probabilidade.

O maior valor de r foi encontrado para a interação entre $\log(K_o)$ e os vazios com diâmetro superior a 0,0375 mm, configurando uma relação diretamente proporcional entre esses parâmetros. Portanto, nesta pesquisa, os vazios do solo com diâmetro superior a 0,0375 mm foram os que mais interferiram na condutividade hidráulica do solo saturado, condicionando seus valores.

A relação diretamente proporcional existente entre a macroporosidade e K_o já se caracteriza como uma afirmação consagrada na literatura. Concordando com essa afirmação, verifica-se que o valor de r para macroporosidade e $\log(K_o)$ apresenta-se elevado, significativo e positivo, reforçando o conceito de que os macroporos constituem o caminho preferencial ao fluxo de água nos solos.

Solos que apresentam elevada quantidade de microporos tendem a conduzir menor quantidade de água, ou seja, espera-se que microporosidade e K_o sejam inversamente proporcionais. Todavia, a correlação encontrada neste

trabalho entre a microporosidade e $\log(Ko)$ não foi significativa, mostrando que a microporosidade, isoladamente, não foi capaz de explicar o comportamento hidráulico dos solos.

Observa-se na Tabela 20 que para a interação entre A_z e os vazios de diâmetros entre 0,0002 e 0,03 mm não foi apresentado coeficiente de correlação. No cálculo da água disponível dos solos representou-se a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente pelas tensões de 10 e 1500 kPa, respectivamente. Substituindo-se essas tensões na Equação 5, utilizada para o cálculo do diâmetro do vazio pelo método da dessorção de água, obtém-se os valores de 0,03 e 0,0002 mm, respectivamente. Portanto, o conteúdo de água disponível calculado para os solos estudados corresponde exatamente ao volume de água armazenado nos poros com diâmetro entre 0,0002 e 0,03 mm, o que resulta obviamente em $r = 1^{**}$ para a interação entre A_z e essa classe de tamanho de poros, motivo pelo qual optou-se por não apresentar esse valor de r na Tabela 20. Dessa forma, observa-se que, numa análise mais generalizada, a capacidade de retenção dos solos, representada pelo conteúdo de água disponível, correlacionou-se melhor com os vazios de diâmetro superior a 0,0375 mm, configurando uma relação inversamente proporcional.

Brady (1979) e Manfredini et al. (1984) relatam a existência de uma correlação diretamente proporcional entre a capacidade de armazenamento (retenção) de água pelos solos e a microporosidade. Entretanto, a correlação entre A_z e microporosidade não foi significativa. Isso aconteceu devido ao fato de A_z não representar a água retida em toda a microporosidade do solo, mas sim apenas uma parte desta.

Observa-se, portanto, que diferentes classes de tamanhos de poros condicionaram os valores dos atributos físico-hídricos dos solos estudados. No entanto, seria interessante obter uma visão mais generalizada e abrangente com relação à determinação do diâmetro de vazios que mais interferiu nos atributos

físico-hídricos dos solos, ou seja, a tentativa de padronização dos resultados apresentar-se-ia bastante conveniente. Com esse intuito, é possível verificar que os valores de r para os vazios com diâmetro inferior a 0,0002 mm (criptoporos) apresentaram-se significativos e elevados para quase todos os atributos do solo, com exceção de AMG, $\log(K_o)$ e A_z , que se correlacionaram melhor, de modo geral, com os vazios de diâmetro superior a 0,0375 mm. Logo, de uma maneira geral, é possível dizer que as propriedades físicas dos solos foram mais influenciadas pelos criptoporos, enquanto as propriedades hídricas foram condicionadas pelos poros com diâmetro maior que 0,0375 mm.

5 CONCLUSÕES

Com base nos resultados apresentados e nas análises realizadas, chegou-se às seguintes conclusões:

1. a caracterização físico-hídrica dos solos mostrou que o RQ não apresentou formação de agregados, ocorrendo a predominância de agregados de maiores tamanhos nos demais solos; o LVAq foi o solo mais sensível à compactação; e o LVd caracterizou-se como um solo solto, poroso e muito permeável, apresentando boa capacidade de retenção de água;
2. solos com porosidades totais semelhantes apresentaram distribuições de vazios distintas. Essas diferenças na distribuição de vazios influenciaram a caracterização físico-hídrica dos solos;
3. a equação proposta para representação da curva granulométrica dos solos ajustou-se bem aos solos estudados, fornecendo estimativas muito próximas dos valores determinados em laboratório, validando-a;
4. a Teoria Geométrica Probabilística não permitiu avaliar corretamente a curva de distribuição de vazios do LVd;
5. para os solos RQ, LVAd e LVAq, a Teoria Geométrica Probabilística subestimou os diâmetros dos vazios no estado compacto e superestimou-os no estado fofo, sendo os melhores resultados encontrados para o estado medianamente compacto, principalmente para o RQ;
6. de uma maneira geral, a Teoria Geométrica Probabilística forneceu as melhores estimativas para os diâmetros de vazios situados entre 0,01 e 0,10 mm;

7. diferentes classes de tamanhos de vazios condicionaram os valores dos atributos físico-hídricos dos solos estudados, sendo as propriedades físicas dos solos mais influenciadas pelos poros com diâmetro inferior a 0,0002 mm (criptoporos) e as propriedades hídricas pelos poros com diâmetro maior que 0,0375 mm.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para determinação da curva de distribuição de vazios de materiais granulares, Silveira (1964, 1966) propôs um método aproximado que possibilita obter a distribuição de vazios a partir das curvas de distribuição granulométrica do meio poroso em questão. A teoria elaborada pelo autor foi denominada de Teoria Geométrica Probabilística, que elucida resumidamente o seguinte: o agrupamento de partículas sólidas do material granular tangenciando-se duas a duas, descreve em seu interior um vazio no qual pode ser inscrita uma circunferência de diâmetro d' , que representa esse vazio, sendo que esta conceituação de vazios foi denominada de vazio tangente. Na elaboração de sua teoria, Silveira (1964, 1966) considerou agrupamentos de três e quatro partículas sólidas, que seriam representativos de um estado de máxima compactação (compacto) e de um estado menos denso (fofo). Posteriormente, aprimorando a Teoria Geométrica Probabilística, Nogueira (1972) apresentou uma outra abordagem para a determinação da curva de distribuição de vazios, substituindo o conceito de vazio tangente pelo conceito de vazio equivalente, que considera d' igual ao diâmetro da circunferência de mesma área que o vazio efetivamente formado pela tangência das partículas sólidas.

Desde então, para materiais granulares, o número de trabalhos realizados utilizando a Teoria Geométrica Probabilística apresentou-se relativamente grande, quando comparado a materiais de granulometria mais fina. Dessa forma, um dos objetivos deste trabalho foi avaliar a validade e adequacidade da aplicação da Teoria Geométrica Probabilística aos solos agrícolas, que se distanciam, em sua maioria, das características granulométricas dos materiais utilizados por Silveira (1964, 1966).

Procedeu-se, então, à determinação das curvas de distribuição de vazios através da Teoria Geométrica Probabilística, utilizando-se somente o conceito de vazio tangente, detectando-se duas limitações importantes durante os procedimentos:

- a) o valor de x adotado para a discretização da curva granulométrica não poderia ser muito grande (processo de resolução muito trabalhoso) nem muito pequeno (redução da precisão do processo);
- b) as equações 6 e 18, que expressam d' em função dos diâmetros das partículas sólidas constituintes de cada agrupamento, são muito trabalhosas para serem utilizadas diretamente e não possuem ainda nenhum desenvolvimento completo de suas formas explícitas.

Quanto ao valor de x , adotou-se $x = 5$, conforme recomendação de Silveira (1964, 1966). Quanto às equações 6 e 18, a análise teórica da Teoria Geométrica Probabilística teve de ser contornada na prática através de resoluções gráficas que conduziram a tabelas que facilitaram os cálculos, nas quais foram fixadas relações entre os cinco diâmetros das partículas sólidas. Evidentemente, para outros casos em que qualquer uma dessas relações não seja bem aplicável, podem ser facilmente construídas soluções gráficas para outras relações mais adequadas. Da mesma maneira, desde que se disponha de recursos, pode-se aumentar o valor de x .

Condiderando-se ainda que os solos agrícolas, em suas condições naturais, dificilmente se encontram nas condições máximas de compactação ou afofamento propostas por Silveira (1964, 1966), organizaram-se outras tabelas para um novo estado – medianamente compacto – na tentativa de melhor representar o que realmente acontece nos solos.

Pelos resultados obtidos, constatou-se que a Teoria Geométrica Probabilística não foi de aplicação tão ampla, aplicando-se bem a materiais uniformes e não se aplicando a um material bem graduado; ou seja, quanto mais

graduado o solo, mais os resultados da Teoria Geométrica Probabilística se distanciaram da “realidade” (curvas obtidas pelo método da dessorção de água).

Dessa forma, pensando em materiais bem graduados, talvez fossem obtidas melhores estimativas da distribuição de vazios assumindo-se válidas as hipóteses de Silveira (1964, 1966) e admitindo-se que o material possa ser repartido em fração grossa e fração fina. E com relação aos solos de textura mais fina, com predominância das frações silte e argila, mas com presença de agregados estáveis, talvez fossem verificados melhores resultados da Teoria Geométrica Probabilística utilizando-se uma curva de distribuição de agregados no lugar da curva granulométrica ou associada a ela.

Enfim, antes de validar ou não definitivamente a aplicação da Teoria Geométrica Probabilística aos solos agrícolas, é necessário que estudos direcionados a modificar ou corrigir a teoria sejam realizados. Assim, quem sabe através de fatores de correção e constantes a serem introduzidas no esquema básico desenvolvido, ou do aprimoramento da metodologia aumentando-se o valor de x e/ou incluindo a distribuição de agregados nas análises, possam ser corrigidos certos efeitos restritivos das hipóteses fundamentais.

Assim sendo, os resultados desta pesquisa podem ser considerados como preliminares de estudos mais amplos do problema, principalmente devido às limitações apresentadas, procurando-se nos trabalhos futuros:

- a. determinar a distribuição de vazios dos solos agrícolas através da Teoria Geométrica Probabilística utilizando o conceito de vazio equivalente;
- b. aumentar o valor de x adotado para a discretização da curva granulométrica e avaliar outras relações entre os diâmetros das partículas sólidas;
- c. ampliar as faixas de granulometria pesquisadas, variando-se também a uniformidade dos materiais;

- d. desenvolver matematicamente as equações que expressam o diâmetro do vazio em função dos diâmetros das partículas sólidas constituintes de cada agrupamento, expressando-as de uma forma explícita, o que possibilitaria a programação dos procedimentos para qualquer valor de x e para qualquer relação entre os diâmetros das partículas sólidas;
- e. levantar outras possibilidades de interpretação de um estado de compactação médio, considerando-se ponderações entre os estados considerados compactos e menos denso, para melhor representar a prática;
- f. calcular a distribuição de vazios através da Teoria Geométrica Probabilística, admitindo que a curva granulométrica possa ser repartida em fração grossa e fração fina;
- g. determinar a distribuição de vazios dos solos associando uma curva de distribuição de agregados à curva granulométrica;
- h. avaliar a possibilidade de introduzir, na concepção básica da Teoria Geométrica Probabilística, fatores de correção e constantes que permitam a obtenção de melhores estimativas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, S. L.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Escarificação mecânica e biológica para a redução da compactação em Argissolo franco-arenoso sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 28, p. 519-531. 2004.

ALBUQUERQUE, J. A.; SANGOL, L.; ENDER, M. Efeitos da integração lavoura-pecuária nas propriedades físicas do solo e características da cultura do milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 25, n. 3, p. 717-723, 2001.

AMARO FILHO, J. **Determinação da condutividade capilar mediante o método do perfil instantâneo**. 1982. 90 f. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, SP.

ANDERSON, S. N.; CASSEL, D. K. Statistical and autoregressive analysis of soil physical properties of Portsmouth Sandy Loam. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, p. 1096-1104, 1986.

ANDRADE, A. R. S. **Características físico-hídricas dos solos da Estação Experimental da Embrapa-Algodão**: variabilidade espacial. 1997. 101 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Pernambuco, Pelotas.

ANDRADE, C. de L. T.; COELHO, E. F.; COUTO, L.; SILVA, E. L. Parâmetros de solo-água para a engenharia de irrigação e ambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 28., 1998, Poços de Caldas, MG. **Anais...** Lavras: UFLA, 1998. p. 28-29.

ANTONIO, F. C.; DORFMAN, R. **Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem**. São Paulo: Nobel, 1986. 333 p.

ARAMAKI, R. T. **Estudo experimental de um método para determinação de curvas de distribuição de vazios de materiais granulares**. 1993. 76 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Transportes) - Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, SP.

ASSIS, S. V. **Unidade 5**: umidade do solo. Pelotas, RS: UFPEL, 204. Disponível em: <http://minerva.ufpel.tche.br/~assis/agro/agro_05.doc>. Acesso em: 31 mar. 2004.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6508/84**: solo: determinação da massa específica dos grãos. Rio de Janeiro, RJ, 1984a. 8 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 7181/84**: solo: análise granulométrica conjunta. Rio de Janeiro, RJ, 1984b. 13 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 7182/86**: solo: ensaio de compactação. Rio de Janeiro, RJ, 1986. 10 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6502/95**: rochas e solos: terminologia. Rio de Janeiro, RJ, 1995. 18 p.

BARBER, R. G.; HERRERA, C.; DIAZ, O. Compaction status and compaction susceptibility of alluvial soil in Santa Cruz, Bolívia. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 15, p. 153-167, 1989.

BAVER, L. D.; GARDNER, W. H.; GARDNER W. R. **Soil physics**. New York: J. Wiley, 1972. 498 p.

BERGAMIN, E. M.; FENDT, F. O.; SILVA, A. P. de; CIDIN, A. C. M.; TOMIYOSH JÚNIOR, E. M.; ABREU, S. L. de; SAMPAIO, F. A. R.; SILVA, R. J. S. da. Alterações causadas pela pastagem e sistema agroflorestal na densidade do solo e porosidade total em Argissolo Vermelho distrófico na Amazônia. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 14., 2002, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: Universidade Federal de Cuiabá, 2002. 1CD-ROM.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 7. ed. Viçosa, MG: UFV, 2005. 611 p.

BERTOL, I.; ALMEIDA, J. A. de; ALMEIDA, E. X. de; KURTZ, C. Propriedades físicas do solo relacionadas a diferentes níveis de oferta de forragem de capim-elefante-anão cv. mott. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, n. 5, p. 1047-1054, 2000.

BERTOL, I.; SANTOS, J. C. P. Uso do solo e propriedades físico-hídricas no Planalto Catarinense. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 30, n. 2, p. 263-267, fev. 1995.

BEUTLER, A. N.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; FERREIRA, M. M.; PEREIRA FILHO, I. A.; CRUZ, J. C. Agregação de Latossolo Vermelho distrófico típico relacionada com o manejo na região dos Cerrados no Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 25, n. 1, p. 129-36, 2001.

BLAKE, G. R.; HARTGE, K. H. Bulk density. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. Madison: ASA-SSSA, 1986. p. 363-375.

BODMAN, G. B.; CONSTANTIN, G. K. Influence of particle sizes distribution in soil compaction. **Hilgardia**, Berkeley, v. 36, p. 567-591, 1965.

BORGES, E. N.; LIMA NETO, F.; CORRÊA, G. F.; BORGES, E. V. S. Alterações físicas introduzidas por diferentes níveis de compactação em latossolo vermelho-escuro textura-média. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 34, n. 9, p. 1663-1667, set. 1999.

BOUMA, J. **Guide to the study of water movement in soil pedons above the watertable**. Madison: University of Wisconsin, 1973. 194 p.

BOUMA, J. Influence of soil macroporosity on environmental quality. **Advances in Agronomy**, San Diego, v. 46, p. 1-36, 1991.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. 5. ed. São Paulo: F. Bastos, 1979. 647 p.

BRAUNACK, W. A.; DEXTER, A. R. Soil aggregation in the seedbed: a review: II. effect of aggregate sizes on plant growth. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 14, n. 3, p. 281-298, 1989.

BRICE, J.; BUCHER, C. A.; PEREIRA, M. G.; RAVELLI NETO, A. Estabilidade de agregados e conteúdo de matéria orgânica em áreas de floresta secundária e pastagem na UFRRJ (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 29., 2003, Ribeirão Preto, SP. **Anais...** Ribeirão Preto: UNESP, 2003. 1CD-ROM.

BRITO, L. F.; SOUZA, Z. M.; MONTANARI, R.; JÚNIOR, J. M.; CAZZETA, D. A.; CALZAVARA, S. A.; OLIVEIRA, L. Influência de formas do relevo em atributos físicos de um Latossolo sob cultivo de cana-de-açúcar. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 6, p. 1749-1755, nov./dez. 2006.

BUCKMAN, H. D.; BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. São Paulo: F. Bastos, 1989. 594 p.

CAMARGO, O. S.; ALLEONI, L. R. F. **Compactação do solo e desenvolvimento das plantas**. Piracicaba: ESALQ, 1997. 132 p.

CAMPOS, B. C.; REINERT, D. J.; NICOLODI, R.; RUEDELL, J.; PETRERE, C. Estabilidade estrutural de um Latossolo Vermelho-Escuro distrófico após sete anos de rotação de culturas e sistemas de manejo de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 19, p. 121-126, 1995.

CAPUTO, H. P. **Mecânica dos solos e suas aplicações**. 3. ed. Rio de Janeiro: LTC, 1973. 242 p.

CARVALHO FILHO, A.; SILVA, R. da S.; CENTURION, J. F.; CARVALHO, L. C. C.; LOPES, A. Agregação de um latossolo vermelho submetido a cinco sistemas de preparo do solo em Uberaba – MG. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 27, n. 1, p. 317-325, jan./abr. 2007.

CARVALHO, L. A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. 2002. 86 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia – Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

CARVALHO, M. A.; FREIRE, J. C.; CURI, N.; BAHIA, V. G. Eficiência de dispersantes na análise granulométrica de materiais de solos com horizonte B textural. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 23, p. 415-421, 1988.

CASTRO, O. M. de; VIEIRA, R. S. Condutibilidade hidráulica de um Latossolo Roxo sob três sistemas de preparo. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIA DO SOLO “SOLO-SUELO 96”, 13., 1996, Águas de Lindóia, SP. **Resumos...** Águas de Lindóia, SP, 1996. 1CD-ROM.

CAVICCHIA, L. R. **Análise crítica da determinação indireta da permeabilidade dos materiais granulares em função da distribuição de vazios**. 1986. 166 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP.

CAVICHIOLO, S. R.; DEDECEK, R. A.; GAVA, J. L. Modificações nos atributos físicos de solos submetidos a dois sistemas de preparo em rebrota de *Eucalyptus saligna*. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 29, n. 4, p. 571-577, 2005.

CENTURION, J. F.; MORAES, M. H.; DELLA LIBERA, C. L. F. Comparação de métodos para determinação da curva de retenção de água em solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 173-179, 1997.

CHEN, C.; THOMAS, D. M.; GREEN, R. E.; WAGENET, R. J. Two-domain estimation of hydraulic properties in macropore soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 3, p. 680-686, May/June 1993.

CHILDS, E. C. The use of soil moisture characteristics in soil studies. **Soil Science**, Baltimore, v. 5, p. 239-252, 1940.

CIRINO, G. C. **Utilização das relações energia/umidade na caracterização físico-hídrica dos solos**. 1992. 81 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, PB.

COOPER, M. **Influência das condições físico-hídricas nas transformações estruturais entre horizontes B latossólico e B textural sobre diabásio**. 1999. 128 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

CORREA, J. C. Características físico-hídricas dos solos Latossolo Amarelo, Podzólico Vermelho-Amarelo e Podzol Hidromórfico do estado do Amazonas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 19, p. 347-360, 1984.

COSTA, A. C. S. da; LIBARDI, P. L. Caracterização físico-hídrica de um perfil de terra roxa estruturada latossólica pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 23, p. 669-677, 1999.

CUNHA, E. de Q.; BALBINO, L. C.; STONE, L. F.; LEANDRO, W. M.; OLIVEIRA, G. C. de. Influência de rotações de culturas nas propriedades físico-hídricas de um latossolo vermelho em plantio direto. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 27, n. 3, p. 665-674, set./dez. 2007.

CUNHA, T. J. F.; MACEDO, J. R.; RIBEIRO, L. P.; PALMIERE, F.; FREITAS, P. L.; AGUIAR, A. C. Impacto do manejo convencional sobre propriedades físicas e substâncias húmicas de solos sob cerrado. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 31, n. 1, p. 27-36, 2001.

CURMI, P.; KERTZMANN, F. F.; QUEIROZ NETO, J. P. Degradation of structure and hydraulic properties in an Oxisol under cultivation (Brazil). In: INTERNATIONAL WORKING MEETING ON SOIL MICROMORPHOLOGY, 9., 1994, Townswills. **Soil micromorphology: studies in management and genesis**. Amsterdam: Elsevier, 1994. p. 569-579.

DIAS JUNIOR, M. de S.; BERTONI, J. C.; BASTOS, A. R. R. **Física do solo**. Lavras: UFLA, 2000. 147 p. Apostila.

DIRKSEN, C. H. Unsaturated hydraulic conductivity. In: SMITH, K. A.; MULLINS, C. E. (Ed.). **Soil analysis: physical methods**. New York: M. Dekker, 1991. p. 209-269.

DOURADO NETO, D.; NIELSEN, D. R.; HOPMANS, J. W.; BACCHI, O. O. S.; LOPES, P. P. **Soil water retention curve**. Version 3.00. Piracicaba: ESALQ, 2001. Software.

EKWUE, E. J.; STONE, R. J. Density-moisture relations of some Trinidadian soils incorporated with sewage sludge. **Transaction of the ASAE**, Saint Joseph, v. 40, p. 317-323, 1997.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solos**. Rio de Janeiro, RJ: Embrapa Solos, 1997. 212 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, RJ: Embrapa Solos, 1999. 412 p.

ESPIRITO SANTO, F. R. C. **Retenção e transmissão de água em um Latossolo Roxo sob diferentes sistemas de cultivo**. 1998. 104 p. Tese (Doutorado em Agronomia – Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

FARIA, M. A de (Ed.). **Manejo de irrigação**. Lavras, MG: UFLA, 1998. 367 p.

FELEX, J. B. **Permeabilidade de materiais granulares grossos**. 1975. 75 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Transportes) – Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

FERNANDES, B.; GALLOWAY, H. M.; BRONSON, R. D.; MANNERING, J. V. Condutividade hidráulica do solo saturado, em três sistemas de manejo. **Revista Ceres**, Viçosa, MG, v. 30, n. 169, p. 232-241, 1983.

FERREIRA, M. M.; DIAS JUNIOR, M. S.; MESQUITA, M. G. B. F.; ALVES, E. A. B. F. **Física do solo**. Lavras: UFLA, 2003. 79 p.

FREDDI, O. S.; CENTURION, A. N.; ARATANI, R. G.; LEONEL, C. L. Compactação do solo no crescimento radicular e produtividade da cultura do milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 31, p. 627-636, 2007.

FREITAS, P. L. de; BLANCANEUX, P.; MOREAU, M. Caractérisation structurale de sols des Cerrados Brésiliens (Savanes) sous différents modes d'utilisation agricole. **Etude et Gestion des Sols**, Paris, v. 5, n. 2, p. 93-105, 1998.

GEE, G. W.; BAUDER, J. W. Particle size analysis. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis**: part 1. 2. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 383-411.

GENUCHTEN, M. T. van. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity unsaturated soils. **Soil Science America Journal**, Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

GENHCHTEN, M. T. van; NIELSEN, D. R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. **Annals of Geophysical**, Paris, v. 3, n. 5, p. 615-628, 1985.

GUIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. Toposequências de latossolos originados de rochas basálticas no Paraná II: relação entre mineralogia da fração argila e propriedades físicas do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 30, p. 307-319, 2006.

GUPTA, S. C.; HADAS, A.; SCHAFER, R. L. Modeling to assess the susceptibility of soil to excessive compaction. **Advice Soil Science**, Madison, v. 6, p. 65-100, 1987.

HILLEL, D. **Soil and water**: physical principles and processes. 3. ed. New York: Academic, 1972. 288 p.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. New York: Academic, 1980. 413 p.

HURTADO, A. L. B.; LIER, Q. J. van. Avaliação da variabilidade da condutividade hidráulica do solo em função da umidade e do potencial matricial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 29., 2003, Ribeirão Preto, SP. **Anais...** Ribeirão Preto: UNESP, 2003. 1CD-ROM.

JARVIS, N. J.; MESSING, I. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 1, p. 27-34, Jan./Feb. 1995.

KAY, B. D.; VANDENBYGAART, A. J. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 66, p. 107-118, 2002.

KEMPER, W. D.; ROSENAU, R. C. Aggregate stability and size distribution. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 425-442.

KENNEY, T. C.; CHAHAL, R.; CHIU, E.; OFOEGBU, G. L.; OMANGE, G. N.; UME, C. A. Controlling constriction sizes of granular filters. **Canadian Geotechnical Journal**, Toronto, v. 22, n. 1, p. 32-43, 1985.

KERTZMANN, F. F. **Modificações na estrutura e no comportamento de um latossolo roxo provocadas pela compactação**. 1996. 153 p. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

KIEHL, E. J. **Manual de edafologia**: relações solo-planta. São Paulo: Ceres, 1979. 262 p.

KLAR, A. E. **Irrigação**: frequência e quantidade de aplicação. São Paulo: Nobel, 1991. 156 p.

KLEIN, V. A. **Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo**. 1998. 150 f. Tese (Doutorado em Agronomia – Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Densidade e distribuição do diâmetro dos poros de um latossolo vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 26, p. 857-867, 2002a.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Condutividade hidráulica de um Latossolo Roxo, não saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 32, n. 6, p. 945-953, 2002b.

KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: _____. **Methods of soil analysis I**: physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison: American Society of Agronomy, 1965. cap. 13, p. 210-221.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: _____. **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. cap. 26, p. 635-662.

LEMOS, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 2. ed. Campinas: Unicamp, 1982. 45 p.

LETEY, J. Relationship between soil physical properties and crop productions. **Advances in Soil Science**, Madison, v. 1, p. 277-294, 1985.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 2. ed. Piracicaba: ESALQ, 2000. 509 p.

LINS, E. A. M. **A utilização da capacidade de campo na estimativa do percolado gerado no aterro de Muribeca**. 2003. 142 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE.

LUXMOORE, R. J. Micro, meso and macroporosity of soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 45, n. 3, p. 671-672, 1981.

MANFREDINI, S.; PADOVESE, P. P.; OLIVEIRA, J. B. Efeito da composição granulométrica da fração areia no comportamento hídrico de Latossolos de textura média e Areias Quartzosas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 8, p. 13-16, 1984.

MARQUES, J. D. de O. **Horizontes pedogenéticos e sua relação com camadas hidráulicas do solo**. 2000. 86 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

MARTINS, S. G.; SILVA, M. L. N.; CURTI, N.; FERREIRA, M. M. Avaliação de atributos físicos de um Latossolo Vermelho distroférico sob diferentes povoamentos florestais. **Cerne**, Lavras, v. 8, p. 32-41, 2002.

MENEZES, S. M. **Movimento da água no solo**. Lavras: UFLA, 2003. 128p.

MESQUITA, M. G. B. F. **Caracterização estatística da condutividade hidráulica saturada do solo**. 2001. 110 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n. 3, p. 963-969, 2004.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O.; CORRENTE, J. E. More adequate probability distributions to represent the saturated soil hydraulic conductivity. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 59, n. 4, p. 789-793, 2002.

MOREIRA, F. M. S.; SIQUEIRA, J. O. **Microbiologia e bioquímica do solo**. Lavras: UFLA, 2002. 626 p.

MÜLLER, M. M. L.; CECCON, G.; ROSOLEM, C. A. Influência da compactação do solo em subsuperfície sobre o crescimento aéreo e radicular de plantas de adubação verde de inverno. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 25, p. 531-538, 2001a.

MÜLLER, M. M. L.; GUIMARÃES, M. de F.; DESJARDINS, T.; MARTINS, P. F. da S. Degradação de pastagens na Região Amazônica: propriedades físicas do solo e crescimento de raízes. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 36, n. 11, p. 1409-1418, nov. 2001b.

NOGUEIRA, J. B. **Estudo experimental do carregamento de partículas em filtros de proteção**. 1972. 113 f. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Universidade de São Paulo, São Carlos, SP.

NOGUEIRA, J. B. Teoria do carregamento: análise dos 25 anos de existência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, 9.; CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6., 1990, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, BA, 1990. v. 1, p. 541-548.

OLIVEIRA, G. C.; DIAS JUNIOR, M. S.; RESCK, D. V. S.; CURI, N. Caracterização química e físico-hídrica de um latossolo vermelho após vinte anos de manejo e cultivo do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 28, p. 327-336, 2004.

OLIVEIRA, J. C. M. **Determinação de parâmetros do solo durante a infiltração horizontal e redistribuição da água por atenuação de raios gama e tensiometria**. 1991. 76 f. Dissertação (Mestrado Energia Nuclear na Agricultura) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

OTHMER, H.; DIEKKRUGER, B.; KUTILEK, M. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science**, Baltimore, v. 152, n. 3, p. 139-150, Sept. 1991.

PACHECO, A. A. R.; DIAS JUNIOR, M. S. Estudo comparativo de métodos de campo e laboratório aplicados à confecção de blocos de adobe. **Ciência e Prática**, Lavras, v. 14, p. 176-190, 1990.

PAIVA, A. Q.; SOUZA, L. S.; RIBEIRO, A. C.; COSTA, L. M. Propriedades físico-hídricas de solos de uma topossequência de tabuleiro do estado da Bahia. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, n. 11, p. 2295-2302, 2000.

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

PEIXOTO JÚNIOR, T. L. **Análise da permeabilidade de materiais granulares em função de sua distribuição de vazios**. 1972. 264 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Transportes) - Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, SP.

PETERSEN, G. W.; CUNNINGHAM, R. L.; MATELSKI, R. P. Moisture characteristics of Pennsylvania soils II: soil factors affecting moisture retention within a textural class silt-loam. **Proceedings of Soil Science of America**, Madison, v. 32, p. 866-870, 1968.

PIZARRO, F. **Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos**. Madrid: Agrícola Espanola, 1978. 525 p.

PORTELA, J. C. **Retenção de água em solo sob diferentes usos no ecossistema tabuleiros costeiros**. 2000. 58 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

POULSEN, T. G.; MOLDRUP, P.; YAMAGUCHI, T.; JACOBSEN, O. H. Predicting saturated and unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils from soil water characteristics. **Soil Science**, Baltimore, v. 164, n. 12, p. 877-887, Dec. 1999.

PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: [s.n.], 1996. 446 p.

QUEIROZ, J. E. **Parâmetros hidrodinâmicos de um solo de várzea para fins de drenagem subterrânea**. 1995. 167 f. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

REICHARDT, K. **Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. 4. ed. Piracicaba: Cargill, 1985. 430 p.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. Piracicaba: ESALQ, 1987. 186 p.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. 2. ed. Piracicaba: ESALQ, 1996. 505 p.

RIBEIRO, K. D. **Influência da distribuição de vazios na condutividade hidráulica do solo saturado**. 2005. 56 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola – Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

RIBEIRO, K. D.; MENEZES, S. M.; MESQUITA, M. da G. B. de F.; SAMPAIO, F. de M. T. Propriedades físicas do solo, influenciadas pela distribuição de poros, de seis classes de solos da região de Lavras-MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, n. 4, p. 1167-1175, jul./ago. 2007a.

RIBEIRO, K. D.; MENEZES, S. M.; RIBEIRO, K. M. Modelo de van Genuchten aplicado a solos da região de Lavras-MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 36., 2007, Bonito, MS. **Anais...** Bonito, MS, 2007b. 1CD-ROM.

RIBEIRO, K. D.; NASCIMENTO, J. M. S.; GOMES, N. M.; LIMA, L. A.; MENEZES, S. M. Relações matemáticas entre porosidade drenável e condutividade hidráulica do solo saturado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 6, p. 600-606, 2007c.

RICHARDS, L. A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society for Testing and Materials, 1965. p. 128-152.

RICHARDS, L. A.; FIREMAN, M. Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. **Soil Science**, Washington, v. 56, p. 395-404, 1943.

RIGATTO, P. A.; DEDECEK, R. A.; MATTOS, J. L. M. Influência dos atributos do solo sobre a produtividade de *Pinus taeda*. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 29, n. 5, p. 701-709, 2005.

RIVERS, E. D.; SHIPP, R. F. Soil water retention to particle size: selected sands and loamy sands. **Soil Science**, Baltimore, v. 26, p. 94-100, 1978.

RUBIN, R. B.; SILVA, R. V.; REINERT, D. J.; BACH, A. D. Resistência do solo influenciada pelo tráfego e sistemas de cultivo. In: REUNIÃO SUL-BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO: “MANEJO SUSTENTÁVEL DO SOLO”, 2., 1998, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: UFRGS, 1998. p. 26-29.

SALTER, P. J.; WILLIAMS, J. B. The sinfulness of texture on the moisture characteristics of soil II: available water capacity and moisture release characteristics. **Soil Science**, Baltimore, v. 2, n. 16, p. 310-317, 1965.

SAMPAIO, F. M. T. **Permeabilidade superficial de solos da sub-bacia do córrego Centenário da cidade de Lavras-MG**. 2004. 42 p. Dissertação (Mestrado em Construções Rurais e Ambiente) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

SANTOS, C. S. V. **Formação de camadas superficiais adensadas em solo argiloso em resposta a flutuações de umidade**. 2000. 71 p. Tese (Doutorado Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

SANTOS, J. P. de O.; MELLO, M. P.; MURARI, I. T. C. **Introdução à análise combinatória**. Campinas, SP: Unicamp, 1995. 295 p.

SANTOS, R. V.; MURAOKA, T. Interações salinidade e fertilidade do solo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 26., 1997, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: Sociedade Brasileira de Engenharia Agrícola, 1997. p. 289-315.

SÃO MATEUS, M. S. C. **Determinação em laboratório da condutividade hidráulica de solos não saturados**. 1994. 186 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, SP.

SCAPINI, C. A.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; ZANETTE, A.; SILVA, V. R. Medição da densidade e porosidades do solo pelo método do cilindro e torrão parafinado em sistema de preparo do solo e pastejo animal. In: REUNIÃO SUL-BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO, 2., 1998, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1998. p.7-10.

SECCO, D.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; ROS, C. O. Produtividade de soja e propriedades físicas de um latossolo submetido a sistemas de manejo e compactação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 28, p. 797-804, 2004.

SILVA, A. P.; LIBARDI, P. L.; CAMARGO, O. A. Influência da compactação nas propriedades físicas de dois latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 10, p. 91-95, 1986.

SILVA, C. L. da; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 32, n. 2, p. 213-220, 1997.

SILVA, I. F.; MIELNICZUK, J. Ação do sistema radicular de plantas na formação e estabilização de agregados do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 113-117, 1997.

SILVA, M. A. S.; MAFRA, A. L.; ALBUQUERQUE, J. A.; BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Atributos físicos do solo relacionados ao armazenamento de água em um Argissolo Vermelho sob diferentes sistemas de preparo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 35, n. 3, p. 544-552, maio/jun. 2005.

SILVA, M. A. S.; MAFRA, A. L.; ALBUQUERQUE, J. A.; ROSA, J. D.; BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Propriedades físicas e teor de carbono orgânico de um Argissolo Vermelho sob distintos sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 30, p. 329-337, 2006.

SILVEIRA, A. **Algumas considerações sobre filtros de proteção**: uma análise do carreamento. 1964. 52 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Transportes) - Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, SP.

SILVEIRA, A. Considerações sobre a distribuição dos vazios em solos granulares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, 3., 1966, Belo Horizonte, MG. **Anais...** Belo Horizonte, 1966. v. 1, p. 47-61.

SOLER, M. A.; ROSA, J. D.; LAZAROT, A.; MAFRA, A. L.; ALBUQUERQUE, A. J.; BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Comparação entre métodos de avaliação da estabilidade de agregados num Argissolo Vermelho-Escuro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 29., 2003, Ribeirão Preto, SP. **Anais...** Ribeirão Preto: UNESP, 2003. 1CD-ROM.

SÓRIA, M. H. A.; ARAMAKI, R. T.; VIVIANI, E. Experimental determination of void size curves. In: FILTERS IN GEOTECHNICAL AND HIDRAULIC ENGEENERING INTERNATIONAL CONFERENCE "GEOFILTERS" A. BALKEMA, 1., 1993, Rotterdam. **Proceedings...** Rotterdam, 1993. p. 43-48.

SÓRIA, M. H. A.; VIVIANI, E. Determination of pore size distribution through filtration test and probabilistic theory. In: GEOSYNTHETICS CONFERENCE, 1993, Vancouver, Canada. **Proceedings...** Vancouver, 1993. v. 1, p. 519-531.

SPERA, S. T. **Inter-relações entre propriedades físico-hídricas do solo e a ocorrência de vegetações de mata e campo adjacentes no Alto Rio Grande (MG)**. 1995. 78 f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

STRECK, C. A.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; KAISER, D. R. Modificações em propriedades físicas com a compactação do solo causada pelo tráfego induzido de um trator em plantio direto. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, p. 755-760, 2004.

TAVARES FILHO, J.; BARBOSA, G. M.; GUIMARÃES, M. F.; FONSECA, I. C. B. Resistência à penetração e desenvolvimento do sistema radicular do milho (*Zea mays*) sob diferentes sistemas de manejo em um Latossolo Roxo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 25, p. 725-730, 2001.

TOGNON, A. A. **Propriedades físico-hídricas do Latossolo Roxo da região de Guairá-SP sob diferentes sistemas de cultivo**. 1991. 85 f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

TSUTIYA, A. M. **Estudo de algumas interferências sobre os vazios de um material granular**. 1982. 92 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Transportes) – Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos, SP.

TSUTIYA, A. M.; NOGUEIRA, J. B. Análise do carreamento de partículas, em meio poroso, através de três metodologias de cálculo da distribuição de vazios. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, 8., 1986, Porto Alegre, RS. **Anais...** Porto Alegre, 1986. p. 53-60.

VARGAS, M. **Introdução à mecânica dos solos**. São Paulo: McGraw-Hill, 1977. 509 p.

VOMOCIL, J. A. Porosity. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. pt 1, p. 299-314.

VZZOTTO, V. R.; MARCHEZAN, E.; SEGABINAZZI, T. Efeito do pisoteio bovino em algumas propriedades físicas do solo de várzea. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 30, n. 6, p. 965-969, 2000.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Application of soils physics**. New York: Academic, 1980. cap. 13, p. 319-344.

WHITE, R. E. The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. **Advances in Soil Science**, Boca Raton, v. 3, p. 95-120, 1985.

WITTMANN, L. The process of filtration: its physics and the approach in engineering practice. In: EUROPEAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 7., 1979, Brighton. **Anais...** Brighton, 1979. v. 1, p. 303-310.

WOHLENBERG, E. V.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J.; RHEINHEIMER, D. S.; AITA, C.; AMADO, T. J. C. Agregação do solo relacionada com características biológicas, físicas e químicas de quatro microbacias hidrográficas monitoradas pelo programa RS – RURAL. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 14., 2002, Cuiabá, MT. **Anais...** Cuiabá: UFMT, 2002. 1CD-ROM.

ZANETTE, A.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; SILVA, V. R. Compressibilidade de um latossolo e um podzólico associada ao preparo do solo e grau de saturação. In: REUNIÃO SUL-BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO, 2., 1998, Santa Maria, RS. **Anais...** Santa Maria: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1998. p. 3-9.

ZIEMS, J. **Beitrag zur kontaktersion nichtbindiger erdstoffe**. 1968. Dissertation (Master) – Technical University of Dresden, Dresden.

ANEXOS

ANEXO A	Página
TABELA 1A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:2:4:8:16 estado compacto (vazio tangente).....	135
TABELA 2A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:8:16:32 estado compacto (vazio tangente).....	136
TABELA 3A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:8:16:32:64 estado compacto (vazio tangente).....	137
TABELA 4A. Valores de d'/d_1 para a relação 2:16:32:64:128 estado compacto (vazio tangente).....	138
TABELA 5A. Valores de d'/d_1 para a relação 4:32:64:128:256 estado compacto (vazio tangente).....	139
TABELA 6A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:16:64:256 estado compacto (vazio tangente).....	140
TABELA 7A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:2:4:8:16 estado fofo (vazio tangente).....	141
TABELA 8A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:8:16:32 estado fofo (vazio tangente).....	143
TABELA 9A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:8:16:32:64 estado fofo (vazio tangente).....	145
TABELA 10A. Valores de d'/d_1 para a relação 2:16:32:64:128 estado fofo (vazio tangente).....	147

TABELA 11A. Valores de d'/d_1 para a relação 4:32:64:128:256 estado fofo (vazio tangente).....	149
TABELA 12A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:16:64:256 estado fofo (vazio tangente).....	151
TABELA 13A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:2:4:8:16 estado medianamente compacto (vazio tangente).....	153
TABELA 14A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:8:16:32 estado medianamente compacto (vazio tangente).....	155
TABELA 15A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:8:16:32:64 estado medianamente compacto (vazio tangente).....	157
TABELA 16A. Valores de d'/d_1 para a relação 2:16:32:64:128 estado medianamente compacto (vazio tangente).....	159
TABELA 17A. Valores de d'/d_1 para a relação 4:32:64:128:256 estado medianamente compacto (vazio tangente).....	161
TABELA 18A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:16:64:256 estado medianamente compacto (vazio tangente).....	163

TABELA 1A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:2:4:8:16 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO COMPACTO						Relação 1:2:4:8:16 (i, j, k, m, p)					
$d_1 = d_i =$			$P_1 = i =$								
$d_2 = d_j =$			$P_2 = j =$			$i =$	$j =$	$k =$	$m =$	$p =$	
$d_3 = d_k =$			$P_3 = k =$			$i^2 =$	$j^2 =$	$k^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$	
$d_4 = d_m =$			$P_4 = m =$			$i^3 =$	$j^3 =$	$k^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$	
$d_5 = d_p =$			$P_5 = p =$								
unidade: mm			$\Sigma =$								
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
iii	0,155		i^3			imp	0,475		6imp		
ijj	0,19		$3i^2j$			ijk	0,55		6ijk		
iik	0,22		$3i^2k$			ppi	0,56		$3p^2i$		
iim	0,225		$3i^2m$			jkp	0,617		6jkp		
jjj	0,235		$3j^2i$			kkk	0,62		k^3		
iip	0,25		$3i^2p$			mmj	0,67		$3m^2j$		
ijk	0,275		$6ijk$			jmp	0,76		6jmp		
ijm	0,308		$6ijm$			kkm	0,76		$3k^2m$		
jjj	0,31		j^3			kkp	0,87		$3k^2p$		
ijp	0,32		$6ijp$			ppj	0,88		$3p^2j$		
kki	0,335		$3k^2i$			mmk	0,94		$3m^2k$		
ikm	0,38		$6ikm$			kmp	1,1		6kmp		
jjk	0,38		$3j^2k$			mmm	1,24		m^3		
ikp	0,4		$6ikp$			ppk	1,34		$3p^2k$		
jjm	0,435		$3j^2m$			mmp	1,52		$3m^2p$		
mmi	0,44		$3m^2i$			ppm	1,88		$3p^2m$		
jjp	0,45		$3j^2p$			ppp	2,48		p^3		
kkj	0,47		$3k^2j$								

TABELA 2A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:8:16:32 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO COMPACTO						Relação 1:4:8:16:32 (i, k, m, p, z)					
$d_1 = d_i =$			$P_1 = i =$								
$d_2 = d_k =$			$P_2 = k =$			$i =$	$k =$	$m =$	$p =$	$z =$	
$d_3 = d_m =$			$P_3 = m =$			$i^2 =$	$k^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$	$z^2 =$	
$d_4 = d_p =$			$P_4 = p =$			$i^3 =$	$k^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$	$z^3 =$	
$d_5 = d_z =$			$P_5 = z =$								
unidade: mm			$\Sigma =$								
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
iii	0,155		i^3			kkz	0,9		$3k^2z$		
iik	0,22		$3i^2k$			mmk	0,94		$3m^2k$		
iim	0,225		$3i^2m$			kmp	1,1		$6kmp$		
iip	0,25		$3i^2p$			mmm	1,24		m^3		
iiz	0,264		$3i^2z$			zkm	1,265		$6zkm$		
kki	0,335		$3k^2i$			ppk	1,34		$3p^2k$		
ikm	0,38		$6ikm$			mmp	1,52		$3m^2p$		
ikp	0,4		$6ikp$			zkp	1,54		$6zkp$		
mmi	0,44		$3m^2i$			zzk	1,76		$3z^2k$		
izk	0,45		$6izk$			mmz	1,78		$3m^2z$		
imp	0,475		$6imp$			ppm	1,88		$3p^2m$		
izm	0,555		$6izm$			zmp	2,2		$6zmp$		
ppi	0,56		$3p^2i$			ppp	2,48		p^3		
kkk	0,62		k^3			zzm	2,68		$3z^2m$		
izp	0,633		$6izp$			ppz	3,04		$3p^2z$		
zzi	0,649		$3z^2i$			zzp	3,76		$3z^2p$		
kkm	0,76		$3k^2m$			zzz	4,96		z^3		
kkp	0,87		$3k^2p$								

TABELA 3A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:8:16:32:64 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO COMPACTO						Relação 1:8:16:32:64 (i, m, p, z, x)					
$d_1 = d_i =$			$P_1 = i =$								
$d_2 = d_m =$			$P_2 = m =$			$i =$	$m =$	$p =$	$z =$	$x =$	
$d_3 = d_p =$			$P_3 = p =$			$i^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$	$z^2 =$	$x^2 =$	
$d_4 = d_z =$			$P_4 = z =$			$i^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$	$z^3 =$	$x^3 =$	
$d_5 = d_x =$			$P_5 = x =$								
unidade: mm			$\Sigma =$								
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
iii	0,155		i^3			mmx	1,8		$3m^2x$		
iim	0,225		$3i^2m$			ppm	1,88		$3p^2m$		
iix	0,24		$3i^2x$			zmp	2,2		$6zmp$		
iip	0,25		$3i^2p$			ppp	2,48		p^3		
iiz	0,264		$3i^2z$			xmp	2,487		$6xmp$		
mmi	0,44		$3m^2i$			zzm	2,68		$3z^2m$		
imp	0,475		$6imp$			ppz	3,04		$3p^2z$		
izm	0,555		$6izm$			zxm	3,05		$6zxm$		
ppi	0,56		$3p^2i$			ppx	3,48		$3p^2x$		
ixm	0,58		$6ixm$			xxm	3,52		$3x^2m$		
izp	0,633		$6izp$			zzp	3,76		$3z^2p$		
ixp	0,639		$6ixp$			zxp	4,4		$6zxp$		
izx	0,64		$6izx$			zzz	4,96		z^3		
zzi	0,649		$3z^2i$			xzp	5,36		$3x^2p$		
xxi	0,74		$3x^2i$			zzx	6,08		$3z^2x$		
mmm	1,24		m^3			xxz	7,52		$3x^2z$		
mmp	1,52		$3m^2p$			xxx	9,92		x^3		
mmz	1,78		$3m^2z$								

TABELA 4A. Valores de d'/d_1 para a relação 2:16:32:64:128 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO COMPACTO						Relação 2:16:32:64:128 (j, p, z, x, n)					
$d_1 =$											
$d_2 = d_j =$			$P_2 = j =$								
$d_3 = d_p =$			$P_3 = p =$			$j =$	$p =$	$z =$	$x =$	$n =$	
$d_4 = d_z =$			$P_4 = z =$			$j^2 =$	$p^2 =$	$z^2 =$	$x^2 =$	$n^2 =$	
$d_5 = d_x =$			$P_5 = x =$			$j^3 =$	$p^3 =$	$z^3 =$	$x^3 =$	$n^3 =$	
$d_6 = d_n =$			$P_6 = n =$								
unidade: mm			$\Sigma =$								
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
jjj	0,31		j^3			ppn	3,6		$3p^2n$		
jjp	0,45		$3j^2p$			zzp	3,76		$3z^2p$		
jjn	0,48		$3j^2n$			zxp	4,4		$6zxp$		
jjz	0,5		$3j^2z$			znp	4,93		$6znp$		
jjx	0,528		$3j^2x$			zzz	4,96		z^3		
ppj	0,88		$3p^2j$			xxp	5,36		$3x^2p$		
jzp	0,95		$6jzp$			xnp	6,08		$6xnp$		
jxp	1,11		$6jxp$			zzx	6,08		$3z^2x$		
zzj	1,12		$3z^2j$			nnp	7,04		$3n^2p$		
jnp	1,16		$6jnp$			zzn	7,05		$3z^2n$		
jzx	1,266		$6jzx$			xxz	7,52		$3x^2z$		
jzn	1,28		$6jzn$			zxn	8,8		$6zxn$		
jxn	1,285		$6jxn$			xxx	9,92		x^3		
xxj	1,3		$3x^2j$			nnz	10,72		$3n^2z$		
nnj	1,48		$3n^2j$			xxn	12,16		$3x^2n$		
ppp	2,48		p^3			nnx	15,04		$3n^2x$		
ppz	3,04		$3p^2z$			nnn	19,84		n^3		
ppx	3,48		$3p^2x$								

TABELA 5A. Valores de d'/d_1 para a relação 4:32:64:128:256 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística												
ESTADO COMPACTO						Relação 4:32:64:128:256 (k, z, x, n, w)						
$d_1 =$												
$d_2 = d_k =$		$P_2 = k =$										
$d_3 = d_z =$		$P_3 = z =$		$k =$	$z =$	$x =$	$n =$	$w =$				
$d_4 = d_x =$		$P_4 = x =$		$k^2 =$	$z^2 =$	$x^2 =$	$n^2 =$	$w^2 =$				
$d_5 = d_n =$		$P_5 = n =$		$k^3 =$	$z^3 =$	$x^3 =$	$n^3 =$	$w^3 =$				
$d_6 = d_w =$		$P_6 = w =$										
unidade: mm		$\Sigma =$										
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	
kkk	0,62		k^3			zzw	7,2		$3z^2w$			
kkz	0,9		$3k^2z$			xxz	7,52		$3x^2z$			
kkw	0,96		$3k^2w$			zxn	8,8		$6zxn$			
kkx	1		$3k^2x$			zxw	9,86		$6zxw$			
kkn	1,06		$3k^2n$			xxx	9,92		x^3			
zzk	1,76		$3z^2k$			nnz	10,72		$3n^2z$			
kzx	1,9		$6kzx$			znw	12,16		$6znw$			
kzn	2,22		$6kzn$			xxn	12,16		$3x^2n$			
xxk	2,24		$3x^2k$			wwz	14,08		$3w^2z$			
kzw	2,32		$6kzw$			xxw	14,08		$3x^2w$			
kxn	2,53		$6kxn$			nnx	15,04		$3n^2x$			
kxw	2,56		$6kxw$			xnw	17,6		$6xnw$			
knw	2,565		$6knw$			nnn	19,84		n^3			
nnk	2,6		$3n^2k$			wwx	21,44		$3w^2x$			
wwk	2,96		$3w^2k$			nnw	24,32		$3n^2w$			
zzz	4,96		z^3			wwn	30,08		$3w^2n$			
zzx	6,08		$3z^2x$			www	39,68		w^3			
zzn	7,05		$3z^2n$									

TABELA 6A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:16:64:256 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO COMPACTO						Relação 1:4:16:64:256 (i, k, p, x, w)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_k =$		$P_2 = k =$		$i =$	$k =$	$p =$	$x =$	$w =$			
$d_3 = d_p =$		$P_3 = p =$		$i^2 =$	$k^2 =$	$p^2 =$	$x^2 =$	$w^2 =$			
$d_4 = d_x =$		$P_4 = x =$		$i^3 =$	$k^3 =$	$p^3 =$	$x^3 =$	$w^3 =$			
$d_5 = d_w =$		$P_5 = w =$									
unidade: mm		$\Sigma =$									
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
iii	0,155		i^3			kkx	1		$3k^2x$		
iik	0,22		$3i^2k$			ppk	1,34		$3p^2k$		
iix	0,24		$3i^2x$			xkp	1,6		$6xkp$		
iip	0,25		$3i^2p$			wkp	1,76		$6wkp$		
iiw	0,28		$3i^2w$			xxk	2,24		$3x^2k$		
kki	0,335		$3k^2i$			ppp	2,48		p^3		
ikp	0,4		$6ikp$			wxk	2,56		$6wxk$		
ixk	0,42		$6ixk$			wwk	2,96		$3w^2k$		
iwk	0,44		$6iwk$			ppx	3,48		$3p^2x$		
ppi	0,56		$3p^2i$			ppw	4		$3p^2w$		
iwp	0,62		$6iwp$			xxp	5,36		$3x^2p$		
kkk	0,62		k^3			wxp	6,4		$6wxp$		
ixp	0,639		$6ixp$			wwp	8,96		$3w^2p$		
xxi	0,74		$3x^2i$			xxx	9,92		x^3		
iwx	0,745		$6iwx$			xxw	14,08		$3x^2w$		
kkp	0,87		$3k^2p$			wwx	21,44		$3w^2x$		
wwi	0,88		$3w^2i$			www	39,68		w^3		
kkw	0,96		$3k^2w$								

TABELA 7A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:2:4:8:16 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado fofo segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO FOFO						Relação 1:2:4:8:16 (i, j, k, m, p)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_j =$		$P_2 = j =$		$i =$	$j =$	$k =$	$m =$	$p =$			
$d_3 = d_k =$		$P_3 = k =$		$i^2 =$	$j^2 =$	$k^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$			
$d_4 = d_m =$		$P_4 = m =$		$i^3 =$	$j^3 =$	$k^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$			
$d_5 = d_p =$		$P_5 = p =$		$i^4 =$	$j^4 =$	$k^4 =$	$m^4 =$	$p^4 =$			
unidade: mm		$\Sigma =$									
Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^r)	P'	Σ P'	Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^r)	P'	Σ P'
iiii	0,41		i^4			mmik	1,45		$12m^2ik$		
iiij	0,48		$4i^3j$			jjmm	1,5		$6j^2m^2$		
iiik	0,54		$4i^3k$			ppij	1,5		$12p^2ij$		
ijjj	0,56		$6i^2j^2$			kkjm	1,58		$12k^2jm$		
iiim	0,58		$4i^3m$			ikmp	1,6		$24ikmp$		
iiip	0,6		$4i^3p$			jjmp	1,6		$12j^2mp$		
ijjk	0,65		$12i^2jk$			mmmi	1,63		$4m^3i$		
jjji	0,68		$4j^3i$			kkkk	1,66		k^4		
ijjm	0,7		$12i^2jm$			kkjp	1,75		$12k^2jp$		
iikk	0,75		$6i^2k^2$			jjpp	1,8		$6j^2p^2$		
ijjp	0,75		$12i^2jp$			ppik	1,8		$12p^2ik$		
jjik	0,79		$12j^2ik$			mmjk	1,85		$12m^2jk$		
iikm	0,8		$12i^2km$			kkkm	1,9		$4k^3m$		
jjjj	0,83		j^4			mmip	1,9		$12m^2ip$		
jjim	0,88		$12j^2im$			jkmp	2,05		$24jkmp$		
iiimm	0,9		$6i^2m^2$			ppjk	2,1		$12p^2jk$		
iikp	0,9		$12i^2kp$			kkkp	2,15		$4k^3p$		
jjip	0,9		$12j^2ip$			mmmj	2,15		$4m^3j$		
kkij	0,92		$12k^2ij$			ppim	2,2		$12p^2im$		
jjjk	0,95		$4j^3k$			kkmm	2,25		$6k^2m^2$		
iimp	1		$12i^2mp$			pppi	2,5		$4p^3i$		

...continua...

TABELA 7A, Cont.

ijkm	1,03		24ijkm			mmjp	2,5		12m ² jp		
mmij	1,05		12m ² ij			kkmp	2,6		12k ² mp		
jjjm	1,08		4j ³ m			mmmj	2,7		4m ³ k		
kkki	1,08		4k ³ i			ppjm	2,9		12p ² jm		
ijkp	1,1		24ijkp			kkpp	3		6k ² p ²		
iipp	1,1		6i ² p ²			mmkp	3,15		12m ² kp		
jjkk	1,13		6j ² k ²			pppj	3,25		4p ³ j		
jjjp	1,15		4j ³ p			mmmm	3,31		m ⁴		
kkim	1,25		12k ² im			ppkm	3,65		12p ² km		
ijmp	1,3		24ijmp			mmmp	3,8		4m ³ p		
jjkm	1,3		12j ² km			pppk	4,3		4p ³ k		
kkkj	1,35		4k ³ j			mmpp	4,5		6m ² p ²		
kkip	1,35		12k ² ip			pppm	5,4		4p ³ m		
jjkp	1,4		12j ² kp			pppp	6,62		p ⁴		

TABELA 8A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:8:16:32 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado fofo segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO FOFO						Relação 1:4:8:16:32 (i, k, m, p, z)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_k =$		$P_2 = k =$		$i =$	$k =$	$m =$	$p =$	$z =$			
$d_3 = d_m =$		$P_3 = m =$		$i^2 =$	$k^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$	$z^2 =$			
$d_4 = d_p =$		$P_4 = p =$		$i^3 =$	$k^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$	$z^3 =$			
$d_5 = d_z =$		$P_5 = z =$		$i^4 =$	$k^4 =$	$m^4 =$	$p^4 =$	$z^4 =$			
unidade: mm		$\Sigma =$									
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^f)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^f)$	P'	$\Sigma P'$
iiii	0,41		i^4			pppi	2,5		$4p^3i$		
iiik	0,54		$4i^3k$			kkmp	2,6		$12k^2mp$		
iiim	0,58		$4i^3m$			mmm	2,7		$4m^3k$		
iiip	0,6		$4i^3p$			kkzm	2,8		$12k^2zm$		
iiiz	0,67		$4i^3z$			ppiz	2,9		$12p^2iz$		
iikk	0,75		$6i^2k^2$			kkpp	3		$6k^2p^2$		
iikm	0,8		$12i^2km$			zzim	3,1		$12z^2im$		
iimm	0,9		$6i^2m^2$			mmkp	3,15		$12m^2kp$		
iikp	0,9		$12i^2kp$			kkzp	3,2		$12k^2zp$		
iizk	1		$12i^2zk$			mmmm	3,31		m^4		
iimp	1		$12i^2mp$			mmzk	3,5		$12m^2zk$		
kkki	1,08		$4k^3i$			zzkk	3,6		$6z^2k^2$		
iipp	1,1		$6i^2p^2$			ppkm	3,65		$12p^2km$		
iizm	1,11		$12i^2zm$			mmmp	3,8		$4m^3p$		
iizp	1,25		$12i^2zp$			zkmp	4,1		$24zkmp$		
kkim	1,25		$12k^2im$			zzip	4,2		$12z^2ip$		
iizz	1,26		$6i^2z^2$			zzkm	4,2		$12z^2km$		
kip	1,35		$12k^2ip$			mmmz	4,3		$4m^3z$		
mmik	1,45		$12m^2ik$			pppk	4,3		$4p^3k$		
kkiz	1,53		$12k^2iz$			mmpp	4,5		$6m^2p^2$		
ikmp	1,6		$24ikmp$			ppzk	5		$12p^2zk$		

...continua...

TABELA 8A, Cont.

mmmi	1,63		$4m^3i$			zzzi	5,2		$4z^3i$		
kkkk	1,66		k^4			mmzp	5,2		$12m^2zp$		
ppik	1,8		$12p^2ik$			pppm	5,4		$4p^3m$		
izkm	1,85		$24izkm$			zzkp	5,8		$12z^2kp$		
kkkm	1,9		$4k^3m$			zzmm	6		$6z^2m^2$		
mmip	1,9		$12m^2ip$			ppzm	6,3		$12p^2zm$		
izkp	2,05		$24izkp$			zzzk	6,5		$4z3k$		
zzik	2,1		$12z^2ik$			pppp	6,62		p^4		
kkkp	2,15		$4k^3p$			zzmp	7,3		$12z^2mp$		
mmiz	2,2		$12m^2iz$			pppz	7,6		$4p^3z$		
ppim	2,2		$12p^2im$			zzzm	8,6		$4z^3m$		
kkmm	2,25		$6k^2m^2$			zzpp	9		$6z^2p^2$		
kkkz	2,3		$4k^3z$			zzzp	10,8		$4z^3p$		
izmp	2,5		$24izmp$			zzzz	13,23		z^4		

TABELA 9A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:8:16:32:64 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado fofo segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO FOFO						Relação 1:8:16:32:64 (i, m, p, z, x)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_m =$		$P_2 = m =$		$i =$	$m =$	$p =$	$z =$	$x =$			
$d_3 = d_p =$		$P_3 = p =$		$i^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$	$z^2 =$	$x^2 =$			
$d_4 = d_z =$		$P_4 = z =$		$i^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$	$z^3 =$	$x^3 =$			
$d_5 = d_x =$		$P_5 = x =$		$i^4 =$	$m^4 =$	$p^4 =$	$z^4 =$	$x^4 =$			
unidade: mm		$\Sigma =$									
Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^f)	P'	Σ P'	Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^f)	P'	Σ P'
iiii	0,41		i^4			zzzi	5,2		$4z^3i$		
iiim	0,58		$4i^3m$			mmzp	5,2		$12m^2zp$		
iiip	0,6		$4i^3p$			pppm	5,4		$4p^3m$		
iiiz	0,67		$4i^3z$			mmxp	5,6		$12m^2xp$		
iiix	0,75		$4i^3x$			xxip	5,85		$12x^2ip$		
iimm	0,9		$6i^2m^2$			zzmm	6		$6z^2m^2$		
iimp	1		$12i^2mp$			ppzm	6,3		$12p^2zm$		
iipp	1,1		$6i^2p^2$			mmzx	6,4		$12m^2zx$		
iizm	1,11		$12i^2zm$			zzix	6,5		$12z^2ix$		
iixm	1,22		$12i^2xm$			pppp	6,62		p^4		
iizp	1,25		$12i^2zp$			ppxm	7		$12p^2xm$		
iizz	1,26		$6i^2z^2$			xxmm	7,2		$6x^2m^2$		
iixp	1,4		$12i^2xp$			zzmp	7,3		$12z^2mp$		
iixx	1,45		$6i^2x^2$			pppz	7,6		$4p^3z$		
iizx	1,45		$12i^2zx$			xxiz	7,96		$12x^2iz$		
mmmi	1,63		$4m^3i$			zxmp	8,2		$24zxmp$		
mmip	1,9		$12m^2ip$			xxmp	8,4		$12x^2mp$		
mmiz	2,2		$12m^2iz$			pppx	8,6		$4p^3x$		
ppim	2,2		$12p^2im$			zzzm	8,6		$4z^3m$		
mmix	2,45		$12m^2ix$			zzpp	9		$6z^2p^2$		
izmp	2,5		$24izmp$			zzxm	10		$12z^2xm$		

...continua...

TABELA 9A, Cont.

pppi	2,5		$4p^3i$			xxxi	10,4		$4x^3i$		
ixmp	2,8		$24ixmp$			ppzx	10,4		$12p^2zx$		
ppiz	2,9		$12p^2iz$			zzzp	10,8		$4z^3p$		
zzim	3,1		$12z^2im$			xxzm	11,6		$12x^2zm$		
ppix	3,25		$12p^2ix$			xxpp	12		$6x^2p^2$		
mmmm	3,31		m^4			zzxp	12,6		$12z^2xp$		
izxm	3,5		$24izxm$			xxxm	13		$4x^3m$		
mmmp	3,8		$4m^3p$			zzzz	13,23		z^4		
xxim	4		$12x^2im$			xxzp	14,6		$12x^2zp$		
zzip	4,2		$12z^2ip$			zzzx	15,2		$4z^3x$		
mmmz	4,3		$4m^3z$			xxxp	17,2		$4x^3p$		
mmpp	4,5		$6m^2p^2$			zzxx	18		$6z^2x^2$		
mmmz	4,6		$4m^3x$			xxxz	21,6		$4x^3z$		
izxp	4,9		$24izxp$			xxxx	26,46		x^4		

TABELA 10A. Valores de d'/d_1 para a relação 2:16:32:64:128 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado fofo segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO FOFO						Relação 2:16:32:64:128 (j, p, z, x, n)					
d ₁ =											
d ₂ = d _j =	P ₂ = j =										
d ₃ = d _p =	P ₃ = p =	j =	p =	z =	x =	n =					
d ₄ = d _z =	P ₄ = z =	j ² =	p ² =	z ² =	x ² =	n ² =					
d ₅ = d _x =	P ₅ = x =	j ³ =	p ³ =	z ³ =	x ³ =	n ³ =					
d ₆ = d _n =	P ₆ = n =	j ⁴ =	p ⁴ =	z ⁴ =	x ⁴ =	n ⁴ =					
unidade: mm		Σ =									
Agr.	d'/d ₁	d'	P'(C ^r)	P'	Σ P'	Agr.	d'/d ₁	d'	P'(C ^r)	P'	Σ P'
jjjj	0,83		j ⁴			xxxj	10,4		4x ³ j		
jjjp	1,15		4j ³ p			ppzx	10,4		12p ² zx		
jjjz	1,2		4j ³ z			zzzp	10,8		4z ³ p		
jjjx	1,34		4j ³ x			ppzn	11,2		12p ² zn		
jjjn	1,5		4j ³ n			nnjz	11,7		12n ² jz		
jjpp	1,8		6j ² p ²			xxpp	12		6x ² p ²		
jjzp	2		12j ² zp			zzxp	12,6		12z ² xp		
jjzz	2,2		6j ² z ²			ppxn	12,8		12p ² xn		
jjxp	2,22		12j ² xp			xxjn	13		12x ² jn		
jjnp	2,44		12j ² np			zzzz	13,23		z ⁴		
jjzx	2,5		12j ² zx			zznp	14		12z ² np		
jjxx	2,52		6j ² x ²			nnpp	14,4		6n ² p ²		
jjzn	2,8		12j ² zn			xxzp	14,6		12x ² zp		
jjnn	2,9		6j ² n ²			zzzx	15,2		4z ³ x		
jjxn	2,9		12j ² xn			nnjx	15,92		12n ² jx		
pppj	3,25		4p ³ j			zxnp	16,4		24zxnp		
ppjz	3,8		12p ² jz			nnzp	16,8		12n ² zp		
ppjx	4,4		12p ² jx			zzzn	17,2		4z ³ n		
zzjp	4,4		12z ² jp			xxxp	17,2		4x ³ p		
ppjn	4,9		12p ² jn			zzxx	18		6z ² x ²		

...continua...

TABELA 10A, Cont.

jzxp	5		24jzxp			xxnp	20		$12x^2np$		
zzzj	5		$4z^3j$			zzxn	20,8		$12z^2xn$		
jznp	5,6		24jznp			nnnj	20,8		$4n^3j$		
zzjx	5,8		$12z^2jx$			xxxz	21,6		$4x^3z$		
xxjp	6,2		$12x^2jp$			nnxp	23,2		$12n^2xp$		
zzjn	6,5		$12z^2jn$			zznn	24		$6z^2n^2$		
pppp	6,62		p^4			xxxn	25,2		$12x^2zn$		
jxnp	7		24jxnp			nnnp	26		$4n^3p$		
pppz	7,6		$4p^3z$			xxxx	26,46		x^4		
nnjp	8		$12n^2jp$			nnzx	29,2		$12n^2zx$		
xxjz	8,4		$12x^2jz$			xxxn	30,4		$4x^3n$		
pppx	8,6		$4p^3x$			nnnz	34,4		$4n^3z$		
zzpp	9		$6z^2p^2$			xxnn	36		$6x^2n^2$		
pppn	9,2		$4p^3n$			nnnx	43,2		$4n^3x$		
jzxn	9,8		24jzxn			nnnn	52,92		n^4		

TABELA 11A. Valores de d'/d_1 para a relação 4:32:64:128:256 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado fofo segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística												
ESTADO FOFO						Relação 4:32:64:128:256 (k, z, x, n, w)						
$d_1 =$												
$d_2 = d_k =$	$P_2 = k =$											
$d_3 = d_z =$	$P_3 = z =$	$k =$	$z =$	$x =$	$n =$	$w =$						
$d_4 = d_x =$	$P_4 = x =$	$k^2 =$	$z^2 =$	$x^2 =$	$n^2 =$	$w^2 =$						
$d_5 = d_n =$	$P_5 = n =$	$k^3 =$	$z^3 =$	$x^3 =$	$n^3 =$	$w^3 =$						
$d_6 = d_w =$	$P_6 = w =$	$k^4 =$	$z^4 =$	$x^4 =$	$n^4 =$	$w^4 =$						
unidade: mm	$\Sigma =$											
Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^f)	P'	Σ P'	Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^f)	P'	Σ P'	
kkkk	1,66		k^4			zzxn	20,8		$12z^2xn$			
kkkz	2,3		$4k^3z$			nnnk	20,8		$4n^3k$			
kkkx	2,4		$4k^3x$			xxxz	21,6		$4x^3z$			
kkkn	2,68		$4k^3n$			zzxw	22,4		$12z^2xw$			
kkkw	3		$4k^3w$			wwkx	23,4		$12w^2kx$			
kkzz	3,6		$6k^2z^2$			zznn	24		$6z^2n^2$			
kkzx	4		$12k^2zx$			xxzn	25,2		$12x^2zn$			
kkxx	4,4		$6k^2x^2$			zznw	25,6		$12z^2nw$			
kkzn	4,44		$12k^2zn$			nknw	26		$12n^2kw$			
kkzw	4,88		$12k^2zw$			xxxx	26,46		x^4			
kkxn	5		$12k^2xn$			xxzw	28		$12x^2zw$			
kknn	5,04		$6k^2n^2$			zzww	28,8		$6z^2w^2$			
kkxw	5,6		$12k^2xw$			nnzx	29,2		$12n^2zx$			
kkww	5,8		$6k^2w^2$			xxxn	30,4		$4x^3n$			
kknw	5,8		$12k^2nw$			wwkn	31,84		$12w^2kn$			
zzzk	6,5		$4z^3k$			zxnw	32,8		$24zxnw$			
zzkx	7,6		$12z^2kx$			wwzx	33,6		$12w^2zx$			
zzkn	8,8		$12z^2kn$			xxxw	34,4		$4x^3w$			
xxkz	8,8		$12x^2kz$			nnnz	34,4		$4n^3z$			
zzkw	9,8		$12z^2kw$			xxnn	36		$6x^2n^2$			

...continua...

TABELA 11A, Cont.

kzxn	10		24kzxn			nnzw	40		12n ² zw		
xxxk	10		4x ³ k			wwwk	41,6		4w ³ k		
kzxw	11,2		24kzxw			xxnw	41,6		12x ² nw		
xxkn	11,6		12x ² kn			nnnx	43,2		4n ³ x		
nnkz	12,4		12n ² kz			wwzn	46,4		12w ² zn		
xxkw	13		12x ² kw			xxww	48		6x ² w ²		
zzzz	13,23		z ⁴			nnxw	50,4		12n ² xw		
kzwn	14		24kzwn			wwwz	52		4w ³ z		
zzzx	15,2		4z ³ x			nnnn	52,92		n ⁴		
wwkz	16		12w ² kz			wwxn	58,4		12w ² xn		
nnkx	16,8		12n ² kx			nnnw	60,8		4n ³ w		
zzzn	17,2		4z ³ n			wwwx	68,8		4w ³ x		
zzxx	18		6z ² x ²			nnww	72		6n ² w ²		
zzzw	18,4		4z ³ w			wwwn	86,4		4w ³ n		
kxnw	19,6		24kxnw			wwww	105,84		w ⁴		

TABELA 12A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:16:64:256 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado fofo segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
ESTADO FOFO						Relação 1:4:16:64:256 (i, k, p, x, w)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_k =$		$P_2 = k =$		$i =$	$k =$	$p =$	$x =$	$w =$			
$d_3 = d_p =$		$P_3 = p =$		$i^2 =$	$k^2 =$	$p^2 =$	$x^2 =$	$w^2 =$			
$d_4 = d_x =$		$P_4 = x =$		$i^3 =$	$k^3 =$	$p^3 =$	$x^3 =$	$w^3 =$			
$d_5 = d_w =$		$P_5 = w =$		$i^4 =$	$k^4 =$	$p^4 =$	$x^4 =$	$w^4 =$			
unidade: mm		$\Sigma =$									
Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^r)	P'	Σ P'	Agr.	d'/d₁	d'	P'(C^r)	P'	Σ P'
iiii	0,41		i^4			kkxx	4,4		$6k^2x^2$		
iiik	0,54		$4i^3k$			kkpw	4,5		$12k^2pw$		
iiip	0,6		$4i^3p$			ppkx	5,4		$12p^2kx$		
kkii	0,75		$6k^2i^2$			kkxw	5,6		$12k^2xw$		
iiix	0,75		$4i^3x$			kkww	5,8		$6k^2w^2$		
iiiw	0,85		$4i^3w$			xxip	5,85		$12x^2ip$		
iikp	0,9		$12i^2kp$			pppp	6,62		p^4		
kkki	1,08		$4k^3i$			ppkw	6,8		$12p^2kw$		
iipp	1,1		$6i^2p^2$			ixpw	7,04		$24ixpw$		
iiix	1,13		$12i^2kx$			xxkp	7,2		$12x^2kp$		
iikw	1,3		$12i^2kw$			pppx	8,6		$4p^3x$		
kkip	1,35		$12k^2ip$			wwip	9,2		$12w^2ip$		
iixp	1,4		$12i^2xp$			wwkp	9,6		$12w^2kp$		
iixx	1,45		$6i^2x^2$			pppw	9,6		$4p^3w$		
iipw	1,65		$12i^2pw$			xxxk	10		$4x^3k$		
kkkk	1,66		k^4			xxxi	10,4		$4x^3i$		
kkix	1,7		$12k^2ix$			kxpw	11,2		$24kxpw$		
ppki	1,8		$12p^2ki$			xxpp	12		$6x^2p^2$		
iiww	1,8		$6i^2w^2$			xxkw	13		$12x^2kw$		
iixw	1,85		$12i^2xw$			xxiw	14,3		$12x^2iw$		
kkiw	2		$12k^2iw$			xxxp	17,2		$4x^3p$		

...continua...

TABELA 12A, Cont.

kkkp	2,15		$4k^3p$			ppww	17,6		$6p^2w^2$		
kixp	2,3		$24kixp$			ppxw	18,08		$12p^2xw$		
kkkx	2,4		$4k^3x$			xpxw	21,6		$12x^2pw$		
xxki	2,4		$12x^2ki$			wwix	22,8		$12w^2ix$		
pppi	2,5		$4p^3i$			wwkx	23,4		$12w^2kx$		
kipw	2,85		$24kipw$			xxxx	26,46		x^4		
kkkw	3		$4k^3w$			wwxp	28,8		$12w^2xp$		
kkpp	3		$6k^2p^2$			xxxw	34,4		$4x^3w$		
wwki	3,1		$12w^2ki$			wwwp	40		$4w^3p$		
kixw	3,2		$24kixw$			wwwi	40,3		$4w^3i$		
ppix	3,25		$12p^2ix$			wwwk	41,6		$4w^3k$		
kkxp	3,6		$12k^2xp$			xxww	48		$6x^2w^2$		
pppk	4,3		$4p^3k$			wwwx	68,8		$4w^3x$		
ppiw	4,3		$12p^2iw$			wwww	105,84		w^4		

TABELA 13A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:2:4:8:16 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado medianamente compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
MEDIANAMENTE COMPACTO						Relação 1:2:4:8:16 (i, j, k, m, p)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_j =$		$P_2 = j =$		$i =$	$j =$	$k =$	$m =$	$p =$			
$d_3 = d_k =$		$P_3 = k =$		$i^2 =$	$j^2 =$	$k^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$			
$d_4 = d_m =$		$P_4 = m =$		$i^3 =$	$j^3 =$	$k^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$			
$d_5 = d_p =$		$P_5 = p =$		$i^4 =$	$j^4 =$	$k^4 =$	$m^4 =$	$p^4 =$			
unidade: mm		$\Sigma =$									
 Agr. 	 d'/d₁ 	 d' 	 P'(C^r) 	 P' 	 Σ P' 	 Agr. 	 d'/d₁ 	 d' 	 P'(C^r) 	 P' 	 Σ P'
iii	0,155		i^3			kkki	1,08		$4k^3i$		
ijj	0,19		$3i^2j$			kmp	1,1		$6kmp$		
iik	0,22		$3i^2k$			ijkp	1,1		$24ijkp$		
iim	0,225		$3i^2m$			iipp	1,1		$6i^2p^2$		
jjj	0,235		$3j^2i$			jjkk	1,13		$6j^2k^2$		
iip	0,25		$3i^2p$			jjjp	1,15		$4j^3p$		
ijk	0,275		$6ijk$			mmm	1,24		m^3		
ijm	0,308		$6ijm$			kkim	1,25		$12k^2im$		
jjj	0,31		j^3			ijmp	1,3		$24ijmp$		
ijp	0,32		$6ijp$			jjkm	1,3		$12j^2km$		
kki	0,335		$3k^2i$			ppk	1,34		$3p^2k$		
ikm	0,38		$6ikm$			kkkj	1,35		$4k^3j$		
jjk	0,38		$3j^2k$			kkip	1,35		$12k^2ip$		
ikp	0,4		$6ikp$			jjkp	1,4		$12j^2kp$		
iii	0,41		i^4			mmik	1,45		$12m^2ik$		
jjm	0,435		$3j^2m$			jjmm	1,5		$6j^2m^2$		
mmi	0,44		$3m^2i$			ppij	1,5		$12p^2ij$		
jjp	0,45		$3j^2p$			mmp	1,52		$3m^2p$		
kkj	0,47		$3k^2j$			kkjm	1,58		$12k^2jm$		
imp	0,475		$6imp$			ikmp	1,6		$24ikmp$		
iiij	0,48		$4i^3j$			jjmp	1,6		$12j^2mp$		

...continua...

TABELA 13A, Cont.

iiik	0,54	$4i^3k$	mmmi	1,63	$4m^3i$
jkm	0,55	$6jkm$	kkkk	1,66	k^4
ppi	0,56	$3p^2i$	kkjp	1,75	$12k^2jp$
ijj	0,56	$6i^2j^2$	jjpp	1,8	$6j^2p^2$
iiim	0,58	$4i^3m$	ppik	1,8	$12p^2ik$
iiip	0,6	$4i^3p$	mmjk	1,85	$12m^2jk$
jkp	0,617	$6jkp$	ppm	1,88	$3p^2m$
kkk	0,62	k^3	kkkm	1,9	$4k^3m$
ijk	0,65	$12i^2jk$	mmip	1,9	$12m^2ip$
mmj	0,67	$3m^2j$	jkmp	2,05	$24jkmp$
jjji	0,68	$4j^3i$	ppjk	2,1	$12p^2jk$
ijjm	0,7	$12i^2jm$	kkkp	2,15	$4k^3p$
iikk	0,75	$6i^2k^2$	mmmj	2,15	$4m^3j$
ijjp	0,75	$12i^2jp$	ppim	2,2	$12p^2im$
jmp	0,76	$6jmp$	kkmm	2,25	$6k^2m^2$
kkm	0,76	$3k^2m$	ppp	2,48	p^3
jjik	0,79	$12j^2ik$	pppi	2,5	$4p^3i$
iikm	0,8	$12i^2km$	mmjp	2,5	$12m^2jp$
jjjj	0,83	j^4	kkmp	2,6	$12k^2mp$
kkp	0,87	$3k^2p$	mmmk	2,7	$4m^3k$
ppj	0,88	$3p^2j$	ppjm	2,9	$12p^2jm$
jjim	0,88	$12j^2im$	kkpp	3	$6k^2p^2$
iimm	0,9	$6i^2m^2$	mmkp	3,15	$12m^2kp$
iikp	0,9	$12i^2kp$	pppj	3,25	$4p^3j$
jjip	0,9	$12j^2ip$	mmmm	3,31	m^4
kkij	0,92	$12k^2ij$	ppkm	3,65	$12p^2km$
mmk	0,94	$3m^2k$	mmmp	3,8	$4m^3p$
jjjk	0,95	$4j^3k$	pppk	4,3	$4p^3k$
iimp	1	$12i^2mp$	mmpp	4,5	$6m^2p^2$
ijkm	1,03	$24ijkm$	pppm	5,4	$4p^3m$
mmij	1,05	$12m^2ij$	pppp	6,62	p^4
jjjm	1,08	$4j^3m$			

TABELA 14A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:8:16:32 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado medianamente compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
MEDIANAMENTE COMPACTO						Relação 1:4:8:16:32 (i, k, m, p, z)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_k =$		$P_2 = k =$		$i =$	$k =$	$m =$	$p =$	$z =$			
$d_3 = d_m =$		$P_3 = m =$		$i^2 =$	$k^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$	$z^2 =$			
$d_4 = d_p =$		$P_4 = p =$		$i^3 =$	$k^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$	$z^3 =$			
$d_5 = d_z =$		$P_5 = z =$		$i^4 =$	$k^4 =$	$m^4 =$	$p^4 =$	$z^4 =$			
unidade: mm		$\Sigma =$									
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
iii	0,155		i^3			ppm	1,88		$3p^2m$		
iik	0,22		$3i^2k$			kkkm	1,9		$4k^3m$		
iim	0,225		$3i^2m$			mmip	1,9		$12m^2ip$		
iip	0,25		$3i^2p$			izkp	2,05		$24izkp$		
iiz	0,264		$3i^2z$			zzik	2,1		$12z^2ik$		
kki	0,335		$3k^2i$			kkkp	2,15		$4k^3p$		
ikm	0,38		$6ikm$			zmp	2,2		$6zmp$		
ikp	0,4		$6ikp$			mmiz	2,2		$12m^2iz$		
iii	0,41		i^4			ppim	2,2		$12p^2im$		
mmi	0,44		$3m^2i$			kkmm	2,25		$6k^2m^2$		
izk	0,45		$6izk$			kkkz	2,3		$4k^3z$		
imp	0,475		$6imp$			ppp	2,48		p^3		
iiik	0,54		$4i^3k$			pppi	2,5		$4p^3i$		
izm	0,555		$6izm$			izmp	2,5		$24izmp$		
ppi	0,56		$3p^2i$			kkmp	2,6		$12k^2mp$		
iiim	0,58		$4i^3m$			zzm	2,68		$3z^2m$		
iiip	0,6		$4i^3p$			mmm	2,7		$4m^3k$		
kkk	0,62		k^3			kkzm	2,8		$12k^2zm$		
izp	0,633		$6izp$			ppiz	2,9		$12p^2iz$		
zzi	0,649		$3z^2i$			kkpp	3		$6k^2p^2$		
iiiz	0,67		$4i^3z$			ppz	3,04		$3p^2z$		

...continua...

TABELA 14A, Cont.

iikk	0,75		$6i^2k^2$			zzim	3,1		$12z^2im$		
kkm	0,76		$3k^2m$			mmkp	3,15		$12m^2kp$		
iikm	0,8		$12i^2km$			kkzp	3,2		$12k^2zp$		
kkp	0,87		$3k^2p$			mmmm	3,31		m^4		
kkz	0,9		$3k^2z$			mmzk	3,5		$12m^2zk$		
iimm	0,9		$6i^2m^2$			zzkk	3,6		$6z^2k^2$		
iikp	0,9		$12i^2kp$			ppkm	3,65		$12p^2km$		
mmk	0,94		$3m^2k$			zzp	3,76		$3z^2p$		
iizk	1		$12i^2zk$			mmmp	3,8		$4m^3p$		
iimp	1		$12i^2mp$			zkmp	4,1		$24zkmp$		
kkki	1,08		$4k^3i$			zzip	4,2		$12z^2ip$		
kmp	1,1		$6kmp$			zzkm	4,2		$12z^2km$		
iipp	1,1		$6i^2p^2$			mmmz	4,3		$4m^3z$		
iizm	1,11		$12i^2zm$			pppk	4,3		$4p^3k$		
mmm	1,24		m^3			mmpp	4,5		$6m^2p^2$		
iizp	1,25		$12i^2zp$			zzz	4,96		z^3		
kkim	1,25		$12k^2im$			ppzk	5		$12p^2zk$		
iizz	1,26		$6i^2z^2$			zzzi	5,2		$4z^3i$		
zkm	1,265		$6zkm$			mmzp	5,2		$12m^2zp$		
ppk	1,34		$3p^2k$			pppm	5,4		$4p^3m$		
kip	1,35		$12k^2ip$			zzkp	5,8		$12z^2kp$		
mmik	1,45		$12m^2ik$			zzmm	6		$6z^2m^2$		
mmp	1,52		$3m^2p$			ppzm	6,3		$12p^2zm$		
kkiz	1,53		$12k^2iz$			zzzk	6,5		$4z^3k$		
zkp	1,54		$6zkp$			pppp	6,62		p^4		
ikmp	1,6		$24ikmp$			zzmp	7,3		$12z^2mp$		
mmmi	1,63		$4m^3i$			pppz	7,6		$4p^3z$		
kkkk	1,66		k^4			zzzm	8,6		$4z^3m$		
zzk	1,76		$3z^2k$			zzpp	9		$6z^2p^2$		
mmz	1,78		$3m^2z$			zzzp	10,8		$4z^3p$		
ppik	1,8		$12p^2ik$			zzzz	13,23		z^4		
izkm	1,85		$24izkm$								

TABELA 15A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:8:16:32:64 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado medianamente compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
MEDIANAMENTE COMPACTO						Relação 1:8:16:32:64 (i, m, p, z, x)					
$d_1 = d_i =$		$P_1 = i =$									
$d_2 = d_m =$		$P_2 = m =$		$i =$	$m =$	$p =$	$z =$	$x =$			
$d_3 = d_p =$		$P_3 = p =$		$i^2 =$	$m^2 =$	$p^2 =$	$z^2 =$	$x^2 =$			
$d_4 = d_z =$		$P_4 = z =$		$i^3 =$	$m^3 =$	$p^3 =$	$z^3 =$	$x^3 =$			
$d_5 = d_x =$		$P_5 = x =$		$i^4 =$	$m^4 =$	$p^4 =$	$z^4 =$	$x^4 =$			
unidade: mm		$\Sigma =$									
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
iii	0,155		i^3			ppx	3,48		$3p^2x$		
iim	0,225		$3i^2m$			izxm	3,5		$24izxm$		
iix	0,24		$3i^2x$			xxm	3,52		$3x^2m$		
iip	0,25		$3i^2p$			zzp	3,76		$3z^2p$		
iiz	0,264		$3i^2z$			mmmp	3,8		$4m^3p$		
iii	0,41		i^4			xxim	4		$12x^2im$		
mmi	0,44		$3m^2i$			zzip	4,2		$12z^2ip$		
imp	0,475		$6imp$			mmmz	4,3		$4m^3z$		
izm	0,555		$6izm$			zxp	4,4		$6zxp$		
ppi	0,56		$3p^2i$			mmpp	4,5		$6m^2p^2$		
ixm	0,58		$6ixm$			mmmz	4,6		$4m^3x$		
iiim	0,58		$4i^3m$			izxp	4,9		$24izxp$		
iiip	0,6		$4i^3p$			zzz	4,96		z^3		
izp	0,633		$6izp$			zzzi	5,2		$4z^3i$		
ixp	0,639		$6ixp$			mmzp	5,2		$12m^2zp$		
izx	0,64		$6izx$			xxp	5,36		$3x^2p$		
zzi	0,649		$3z^2i$			pppm	5,4		$4p^3m$		
iiiz	0,67		$4i^3z$			mmxp	5,6		$12m^2xp$		
xxi	0,74		$3x^2i$			xxip	5,85		$12x^2ip$		
iiix	0,75		$4i^3x$			zzmm	6		$6z^2m^2$		
iimm	0,9		$6i^2m^2$			zzx	6,08		$3z^2x$		

...continua...

TABELA 15A, Cont.

iimp	1		$12i^2mp$			ppzm	6,3		$12p^2zm$		
iipp	1,1		$6i^2p^2$			mmzx	6,4		$12m^2zx$		
iizm	1,11		$12i^2zm$			zzix	6,5		$12z^2ix$		
iixm	1,22		$12i^2xm$			pppp	6,62		p^4		
mmm	1,24		m^3			ppxm	7		$12p^2xm$		
iizp	1,25		$12i^2zp$			xxmm	7,2		$6x^2m^2$		
iizz	1,26		$6i^2z^2$			zzmp	7,3		$12z^2mp$		
iixp	1,4		$12i^2xp$			xxz	7,52		$3x^2z$		
iixx	1,45		$6i^2x^2$			pppz	7,6		$4p^3z$		
iizx	1,45		$12i^2zx$			xxiz	7,96		$12x^2iz$		
mmp	1,52		$3m^2p$			zxmp	8,2		$24zxmp$		
mmmi	1,63		$4m^3i$			xxmp	8,4		$12x^2mp$		
mmz	1,78		$3m^2z$			pppx	8,6		$4p^3x$		
mmx	1,8		$3m^2x$			zzzm	8,6		$4z^3m$		
ppm	1,88		$3p^2m$			zzpp	9		$6z^2p^2$		
mmip	1,9		$12m^2ip$			xxx	9,92		x^3		
zmp	2,2		$6zmp$			zzxm	10		$12z^2xm$		
mmiz	2,2		$12m^2iz$			xxxi	10,4		$4x^3i$		
ppim	2,2		$12p^2im$			ppzx	10,4		$12p^2zx$		
mmix	2,45		$12m^2ix$			zzzp	10,8		$4z^3p$		
ppp	2,48		p^3			xxzm	11,6		$12x^2zm$		
xmp	2,487		$6xmp$			xxpp	12		$6x^2p^2$		
izmp	2,5		$24izmp$			zzxp	12,6		$12z^2xp$		
pppi	2,5		$4p^3i$			xxxm	13		$4x^3m$		
zzm	2,68		$3z^2m$			zzzz	13,23		z^4		
ixmp	2,8		$24ixmp$			xxzp	14,6		$12x^2zp$		
ppiz	2,9		$12p^2iz$			zzzx	15,2		$4z^3x$		
ppz	3,04		$3p^2z$			xxxp	17,2		$4x^3p$		
zxm	3,05		$6zxm$			zzxx	18		$6z^2x^2$		
zzim	3,1		$12z^2im$			xxxz	21,6		$4x^3z$		
ppix	3,25		$12p^2ix$			xxxx	26,46		x^4		
mmmm	3,31		m^4								

TABELA 16A. Valores de d'/d_1 para a relação 2:16:32:64:128 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado medianamente compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
MEDIANAMENTE COMPACTO						Relação 2:16:32:64:128 (j, p, z, x, n)					
d ₁ =											
d ₂ = d _j =		P ₂ = j =									
d ₃ = d _p =		P ₃ = p =		j =	p =	z =	x =	n =			
d ₄ = d _z =		P ₄ = z =		j ² =	p ² =	z ² =	x ² =	n ² =			
d ₅ = d _x =		P ₅ = x =		j ³ =	p ³ =	z ³ =	x ³ =	n ³ =			
d ₆ = d _n =		P ₆ = n =		j ⁴ =	p ⁴ =	z ⁴ =	x ⁴ =	n ⁴ =			
unidade: mm			Σ =								
Agr.	d'/d ₁	d'	P'(C')	P'	Σ P'	Agr.	d'/d ₁	d'	P'(C')	P'	Σ P'
jjj	0,31		j ³			jxnp	7		24jxnp		
jjp	0,45		3j ² p			nnp	7,04		3n ² p		
jjn	0,48		3j ² n			zzn	7,05		3z ² n		
jjz	0,5		3j ² z			xxz	7,52		3x ² z		
jjx	0,528		3j ² x			pppz	7,6		4p ³ z		
jjj	0,83		j ⁴			nnjp	8		12n ² jp		
ppj	0,88		3p ² j			xxjz	8,4		12x ² jz		
jzp	0,95		6jzp			pppx	8,6		4p ³ x		
jxp	1,11		6jxp			zxn	8,8		6zxn		
zzj	1,12		3z ² j			zzpp	9		6z ² p ²		
jjjp	1,15		4j ³ p			pppn	9,2		4p ³ n		
jnp	1,16		6jnp			jzxn	9,8		24jzxn		
jjjz	1,2		4j ³ z			xxx	9,92		x ³		
jzx	1,266		6jzx			xxxj	10,4		4x ³ j		
jzn	1,28		6jzn			ppzx	10,4		12p ² zx		
jxn	1,285		6jxn			nnz	10,72		3n ² z		
xxj	1,3		3x ² j			zzzp	10,8		4z ³ p		
jjjx	1,34		4j ³ x			ppzn	11,2		12p ² zn		
nnj	1,48		3n ² j			nnjz	11,7		12n ² jz		
jjjn	1,5		4j ³ n			xxpp	12		6x ² p ²		

...continua...

TABELA 16A, Cont.

jjpp	1,8	$6j^2p^2$		xxn	12,16	$3x^2n$	
jjzp	2	$12j^2zp$		zzxp	12,6	$12z^2xp$	
jjzz	2,2	$6j^2z^2$		ppxn	12,8	$12p^2xn$	
jjxp	2,22	$12j^2xp$		xxjn	13	$12x^2jn$	
jjnp	2,44	$12j^2np$		zzzz	13,23	z^4	
ppp	2,48	p^3		zznp	14	$12z^2np$	
jjzx	2,5	$12j^2zx$		nnpp	14,4	$6n^2p^2$	
jjxx	2,52	$6j^2x^2$		xxzp	14,6	$12x^2zp$	
jjzn	2,8	$12j^2zn$		nnx	15,04	$3n^2x$	
jjnn	2,9	$6j^2n^2$		zzzx	15,2	$4z^3x$	
jjxn	2,9	$12j^2xn$		nnjx	15,92	$12n^2jx$	
ppz	3,04	$3p^2z$		zxnp	16,4	$24zxnp$	
pppj	3,25	$4p^3j$		nnzp	16,8	$12n^2zp$	
ppx	3,48	$3p^2x$		zzzn	17,2	$4z^3n$	
ppn	3,6	$3p^2n$		xxxp	17,2	$4x^3p$	
zpz	3,76	$3z^2p$		zzxx	18	$6z^2x^2$	
ppjz	3,8	$12p^2jz$		nnn	19,84	n^3	
xzp	4,4	$6zxp$		xxnp	20	$12x^2np$	
ppjx	4,4	$12p^2jx$		zzxn	20,8	$12z^2xn$	
zzjp	4,4	$12z^2jp$		nnnj	20,8	$4n^3j$	
ppjn	4,9	$12p^2jn$		xxxz	21,6	$4x^3z$	
znp	4,93	$6znp$		nnxp	23,2	$12n^2xp$	
zzz	4,96	z^3		zznn	24	$6z^2n^2$	
jzxp	5	$24jzxp$		xxzn	25,2	$12x^2zn$	
zzzj	5	$4z^3j$		nnnp	26	$4n^3p$	
xxp	5,36	$3x^2p$		xxxx	26,46	x^4	
jznp	5,6	$24jznp$		nnzx	29,2	$12n^2zx$	
zzjx	5,8	$12z^2jx$		xxxn	30,4	$4x^3n$	
xnp	6,08	$6xnp$		nnnz	34,4	$4n^3z$	
zzx	6,08	$3z^2x$		xxnn	36	$6x^2n^2$	
xxjp	6,2	$12x^2jp$		nnnx	43,2	$4n^3x$	
zzjn	6,5	$12z^2jn$		nnnn	52,92	n^4	
pppp	6,62	p^4					

TABELA 17A. Valores de d'/d_1 para a relação 4:32:64:128:256 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado medianamente compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
MEDIANAMENTE COMPACTO						Relação 4:32:64:128:256 (k, z, x, n, w)					
$d_1 =$											
$d_2 = d_k =$	$P_2 = k =$										
$d_3 = d_z =$	$P_3 = z =$	$k =$	$z =$	$x =$	$n =$	$w =$					
$d_4 = d_x =$	$P_4 = x =$	$k^2 =$	$z^2 =$	$x^2 =$	$n^2 =$	$w^2 =$					
$d_5 = d_n =$	$P_5 = n =$	$k^3 =$	$z^3 =$	$x^3 =$	$n^3 =$	$w^3 =$					
$d_6 = d_w =$	$P_6 = w =$	$k^4 =$	$z^4 =$	$x^4 =$	$n^4 =$	$w^4 =$					
unidade: mm	$\Sigma =$										
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
kkk	0,62		k^3			kznw	14		$24kznw$		
kkz	0,9		$3k^2z$			wwz	14,08		$3w^2z$		
kkw	0,96		$3k^2w$			xxw	14,08		$3x^2w$		
kkx	1		$3k^2x$			nnx	15,04		$3n^2x$		
kkn	1,06		$3k^2n$			zzzx	15,2		$4z^3x$		
kkkk	1,66		k^4			wwkz	16		$12w^2kz$		
zzk	1,76		$3z^2k$			nnkx	16,8		$12n^2kx$		
kzx	1,9		$6kzx$			zzzn	17,2		$4z^3n$		
kzn	2,22		$6kzn$			xnw	17,6		$6xnw$		
xxk	2,24		$3x^2k$			zzxx	18		$6z^2x^2$		
kkkz	2,3		$4k^3z$			zzzw	18,4		$4z^3w$		
kzw	2,32		$6kzw$			kxnw	19,6		$24kxnw$		
kkkx	2,4		$4k^3x$			nnn	19,84		n^3		
kxn	2,53		$6kxn$			zzxn	20,8		$12z^2xn$		
kxw	2,56		$6kxw$			nnnk	20,8		$4n^3k$		
knw	2,565		$6knw$			wwx	21,44		$3w^2x$		
nnk	2,6		$3n^2k$			xxxz	21,6		$4x^3z$		
kkkn	2,68		$4k^3n$			zzxw	22,4		$12z^2xw$		
wwk	2,96		$3w^2k$			wwkx	23,4		$12w^2kx$		
kkkw	3		$4k^3w$			zznn	24		$6z^2n^2$		

...continua...

TABELA 17A, Cont.

kkzz	3,6	$6k^2z^2$		nnw	24,32	$3n^2w$	
kkzx	4	$12k^2zx$		xxzn	25,2	$12x^2zn$	
kkxx	4,4	$6k^2x^2$		zznw	25,6	$12z^2nw$	
kkzn	4,44	$12k^2zn$		nnkw	26	$12n^2kw$	
kkzw	4,88	$12k^2zw$		xxxx	26,46	x^4	
zzz	4,96	z^3		xxzw	28	$12x^2zw$	
kkxn	5	$12k^2xn$		zzww	28,8	$6z^2w^2$	
kknn	5,04	$6k^2n^2$		nnzx	29,2	$12n^2zx$	
kkxw	5,6	$12k^2xw$		wwn	30,08	$3w^2n$	
kkww	5,8	$6k^2w^2$		xxxn	30,4	$4x^3n$	
kknw	5,8	$12k^2nw$		wwkn	31,84	$12w^2kn$	
zzx	6,08	$3z^2x$		zxnw	32,8	$24zxnw$	
zzzk	6,5	$4z^3k$		wwzx	33,6	$12w^2zx$	
zzn	7,05	$3z^2n$		xxxw	34,4	$4x^3w$	
zzw	7,2	$3z^2w$		nnnz	34,4	$4n^3z$	
xxz	7,52	$3x^2z$		xxnn	36	$6x^2n^2$	
zzkx	7,6	$12z^2kx$		www	39,68	w^3	
zxn	8,8	$6zxn$		nnzw	40	$12n^2zw$	
zzkn	8,8	$12z^2kn$		wwwk	41,6	$4w^3k$	
xxkz	8,8	$12x^2kz$		xxnw	41,6	$12x^2nw$	
zzkw	9,8	$12z^2kw$		nnnx	43,2	$4n^3x$	
zxw	9,86	$6zxw$		wwzn	46,4	$12w^2zn$	
xxx	9,92	x^3		xxww	48	$6x^2w^2$	
kzxn	10	$24kzxn$		nnxw	50,4	$12n^2xw$	
xxxk	10	$4x^3k$		wwwz	52	$4w^3z$	
nnz	10,72	$3n^2z$		nnnn	52,92	n^4	
kzwx	11,2	$24kzwx$		wwxn	58,4	$12w^2xn$	
xxkn	11,6	$12x^2kn$		nnnw	60,8	$4n^3w$	
znw	12,16	$6znw$		wwwx	68,8	$4w^3x$	
xxn	12,16	$3x^2n$		nnww	72	$6n^2w^2$	
nnkz	12,4	$12n^2kz$		wwwn	86,4	$4w^3n$	
xxkw	13	$12x^2kw$		wwww	105,84	w^4	
zzzz	13,23	z^4					

TABELA 18A. Valores de d'/d_1 para a relação 1:4:16:64:256 usados na determinação da curva de distribuição de vazios para o estado medianamente compacto segundo conceito de vazio tangente.

Distribuição de vazios – Teoria Geométrica Probabilística											
MEDIANAMENTE COMPACTO						Relação 1:4:16:64:256 (i, k, p, x, w)					
$d_1 = d_i =$			$P_2 = i =$								
$d_2 = d_k =$			$P_3 = k =$			$i =$	$k =$	$p =$	$x =$	$w =$	
$d_3 = d_p =$			$P_4 = p =$			$i^2 =$	$k^2 =$	$p^2 =$	$x^2 =$	$w^2 =$	
$d_4 = d_x =$			$P_5 = x =$			$i^3 =$	$k^3 =$	$p^3 =$	$x^3 =$	$w^3 =$	
$d_5 = d_w =$			$P_6 = w =$			$i^4 =$	$k^4 =$	$p^4 =$	$x^4 =$	$w^4 =$	
unidade: mm			$\Sigma =$								
Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$	Agr.	d'/d_1	d'	$P'(C^r)$	P'	$\Sigma P'$
iii	0,155		i^3			kkkw	3		$4k^3w$		
iik	0,22		$3i^2k$			kkpp	3		$6k^2p^2$		
iix	0,24		$3i^2x$			wwki	3,1		$12w^2ki$		
iip	0,25		$3i^2p$			kixw	3,2		$24kixw$		
iiw	0,28		$3i^2w$			ppix	3,25		$12p^2ix$		
kki	0,335		$3k^2i$			ppx	3,48		$3p^2x$		
ikp	0,4		$6ikp$			kkxp	3,6		$12k^2xp$		
iiii	0,41		i^4			ppw	4		$3p^2w$		
ixk	0,42		$6ixk$			pppk	4,3		$4p^3k$		
iwk	0,44		$6iwk$			ppiw	4,3		$12p^2iw$		
iiik	0,54		$4i^3k$			kkxx	4,4		$6k^2x^2$		
ppi	0,56		$3p^2i$			kkpw	4,5		$12k^2pw$		
iiip	0,6		$4i^3p$			xxp	5,36		$3x^2p$		
iwp	0,62		$6iwp$			ppkx	5,4		$12p^2kx$		
kkk	0,62		k^3			kkxw	5,6		$12k^2xw$		
ixp	0,639		$6ixp$			kkww	5,8		$6k^2w^2$		
xxi	0,74		$3x^2i$			xxip	5,85		$12x^2ip$		
iwx	0,745		$6iwx$			wxp	6,4		$6wxp$		
kkii	0,75		$6k^2i^2$			pppp	6,62		p^4		
iiix	0,75		$4i^3x$			ppkw	6,8		$12p^2kw$		
iiiw	0,85		$4i^3w$			ixpw	7,04		$24ixpw$		

...continua...

TABELA 18A, Cont.

kkp	0,87		$3k^2p$			xxkp	7,2		$12x^2kp$		
wwi	0,88		$3w^2i$			pppx	8,6		$4p^3x$		
iikp	0,9		$12i^2kp$			wwp	8,96		$3w^2p$		
kkw	0,96		$3k^2w$			wwip	9,2		$12w^2ip$		
kkx	1		$3k^2x$			wwkp	9,6		$12w^2kp$		
kkki	1,08		$4k^3i$			pppw	9,6		$4p^3w$		
iipp	1,1		$6i^2p^2$			xxx	9,92		x^3		
iikx	1,13		$12i^2kx$			xxxk	10		$4x^3k$		
iikw	1,3		$12i^2kw$			xxxi	10,4		$4x^3i$		
ppk	1,34		$3p^2k$			kxpw	11,2		$24kxpw$		
kkip	1,35		$12k^2ip$			xxpp	12		$6x^2p^2$		
iixp	1,4		$12i^2xp$			xxkw	13		$12x^2kw$		
iixx	1,45		$6i^2x^2$			xxw	14,08		$3x^2w$		
xkp	1,6		$6xkp$			xxiw	14,3		$12x^2iw$		
iipw	1,65		$12i^2pw$			xxxp	17,2		$4x^3p$		
kkkk	1,66		k^4			ppww	17,6		$6p^2w^2$		
kkix	1,7		$12k^2ix$			ppxw	18,08		$12p^2xw$		
wkp	1,76		$6wkp$			wwx	21,44		$3w^2x$		
ppki	1,8		$12p^2ki$			xxpw	21,6		$12x^2pw$		
iiww	1,8		$6i^2w^2$			wwix	22,8		$12w^2ix$		
iixw	1,85		$12i^2xw$			wwkx	23,4		$12w^2kx$		
kkiw	2		$12k^2iw$			xxxx	26,46		x^4		
kkkp	2,15		$4k^3p$			wwxp	28,8		$12w^2xp$		
xxk	2,24		$3x^2k$			xxxw	34,4		$4x^3w$		
kixp	2,3		$24kixp$			www	39,68		w^3		
kkkx	2,4		$4k^3x$			wwwp	40		$4w^3p$		
xxki	2,4		$12x^2ki$			wwwi	40,3		$4w^3i$		
ppp	2,48		p^3			wwwk	41,6		$4w^3k$		
pppi	2,5		$4p^3i$			xxww	48		$6x^2w^2$		
wxk	2,56		$6wxk$			wwwx	68,8		$4w^3x$		
kipw	2,85		$24kipw$			wwww	105,84		w^4		
wwk	2,96		$3w^2k$								

ANEXO B	Página
FIGURA 1B. Localização dos pontos de amostragem.....	166
FIGURA 2B. Amostradores tipo Uhland	167
FIGURA 3B. Equipamentos utilizados na determinação da densidade de partículas dos solos	167
FIGURA 4B. Equipamentos utilizados na análise granulométrica dos solos.....	168
FIGURA 5B. Aparelhos de oscilação vertical para avaliação da estabilidade de agregados por peneiramento via úmida.....	169
FIGURA 6B. Instrumentos do ensaio Proctor Normal.....	170
FIGURA 7B. Desenho esquemático do permeâmetro de carga constante montado para a determinação da condutividade hidráulica saturada dos solos	170
FIGURA 8B. Mesa de tensão utilizada na determinação das curvas de retenção de água dos solos (baixas tensões).....	171
FIGURA 9B. Câmaras de pressão utilizadas na determinação das curvas de retenção de água dos solos (altas tensões).....	171

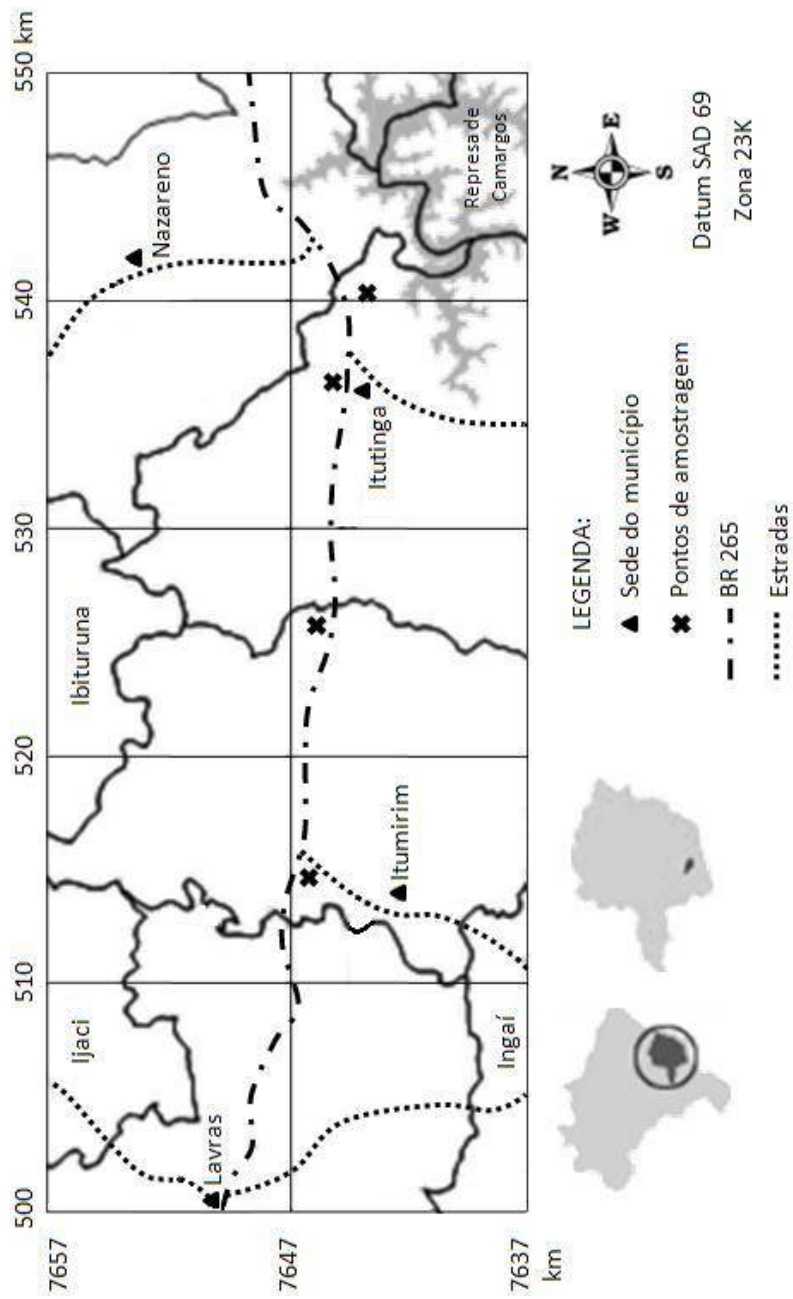


FIGURA 1B. Localização dos pontos de amostragem.

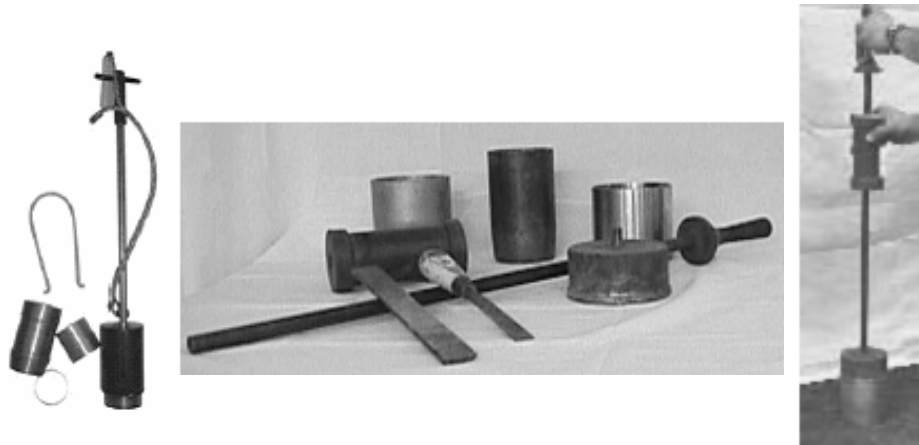


FIGURA 2B. Amostradores tipo Uhland.

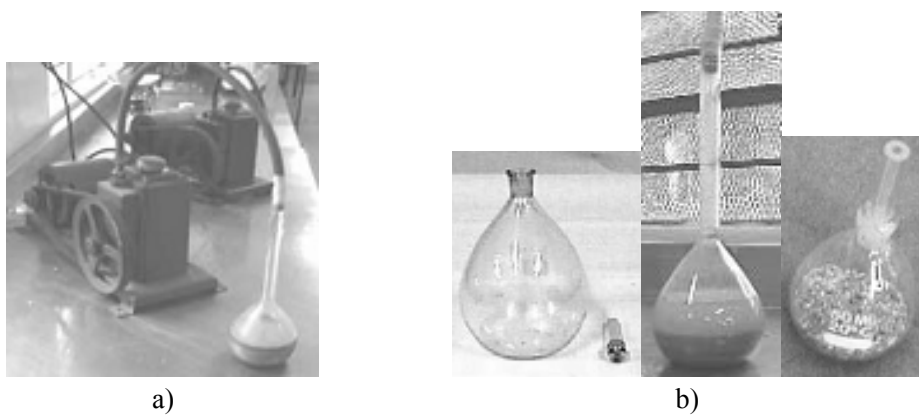


FIGURA 3B. Equipamentos utilizados na determinação da densidade de partículas dos solos: a) bomba de vácuo; b) picnômetros.

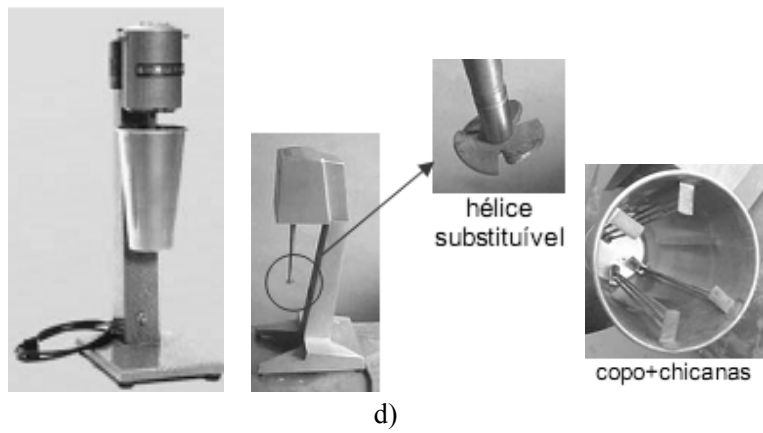
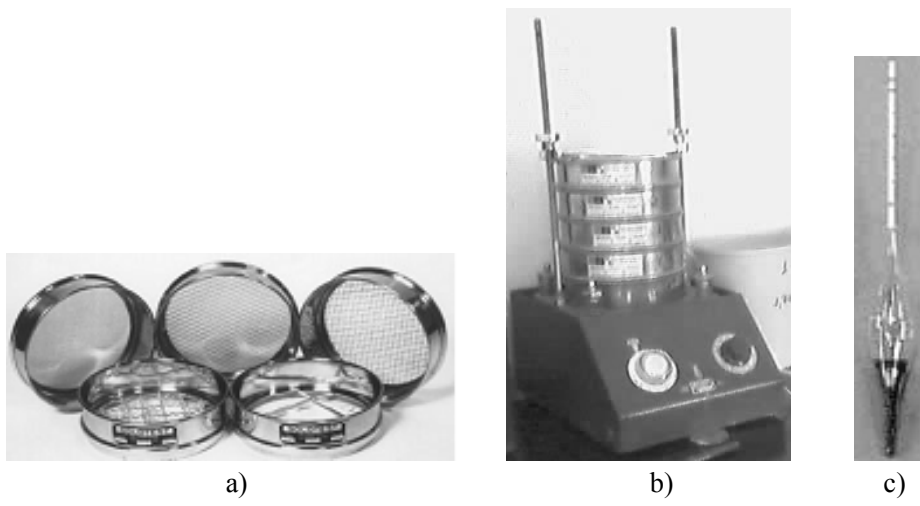


FIGURA 4B. Equipamentos utilizados na análise granulométrica dos solos: a) peneiras para solos; b) agitador de peneiras; c) densímetro de bulbo simétrico; d) dispersor elétrico com detalhamento da hélice substituível e do copo com chicanas.



a)



b)

FIGURA 5B. Aparelhos de oscilação vertical para avaliação da estabilidade de agregados por peneiramento via úmida: a) aparelho composto por dois cilindros e dois conjuntos de peneiras; b) vista superior de um aparelho composto por um único cilindro com capacidade para seis conjuntos de peneiras.



FIGURA 6B. Instrumentos do ensaio Proctor Normal.

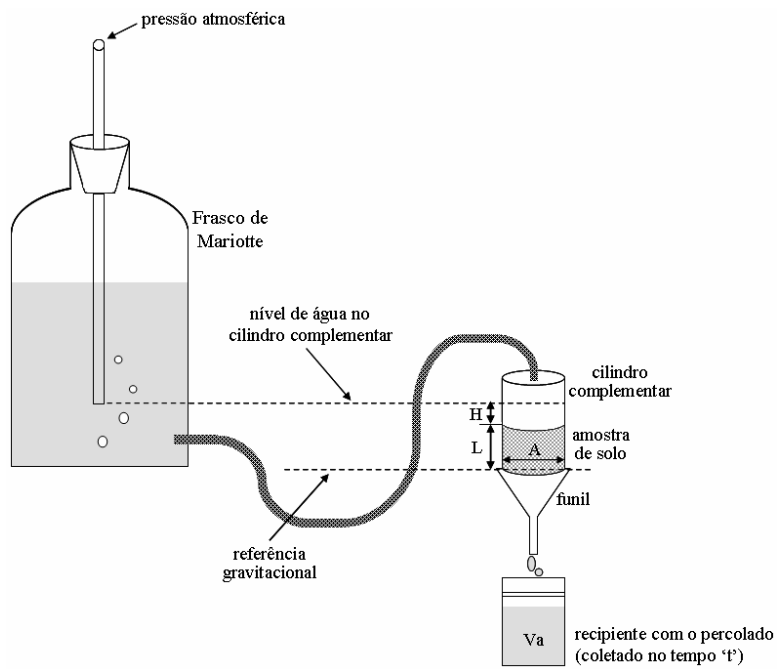
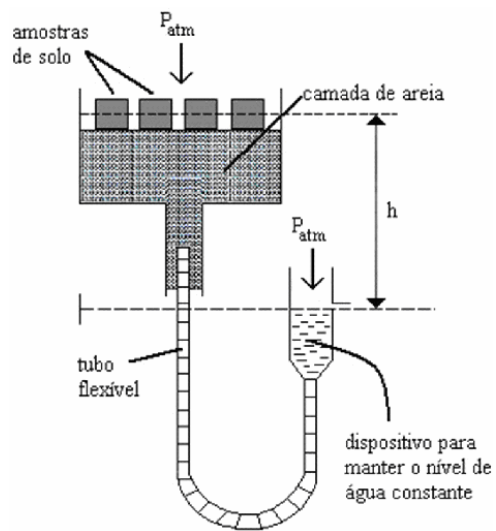


FIGURA 7B. Desenho esquemático do permeâmetro de carga constante montado para a determinação da condutividade hidráulica saturada dos solos.

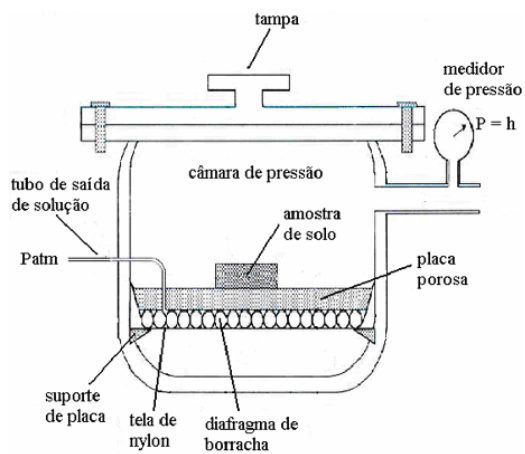


a)



b)

FIGURA 8B. Mesa de tensão utilizada na determinação das curvas de retenção de água dos solos (baixas tensões): a) desenho esquemático; b) amostras de solo em uma mesa de tensão.



a)



b)

FIGURA 9B. Câmaras de pressão utilizadas na determinação das curvas de retenção de água dos solos (altas tensões): a) desenho esquemático; b) amostras de solo nas câmaras de pressão.

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](#)