

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA**  
**PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS**  
**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: FÍSICA**

**PROPRIEDADES DE RETENÇÃO DE ÁGUA POR ESPAÇOS  
POROSOS NÃO HOMOGÊNEOS: EXPERIMENTOS DE  
LABORATÓRIO E SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL**

**ROSIANE ANTUNES DOS SANTOS**

**PONTA GROSSA**

**2005**

# **Livros Grátis**

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

Milhares de livros grátis para download.

**ROSIANE ANTUNES DOS SANTOS**

**PROPRIEDADES DE RETENÇÃO DE ÁGUA POR ESPAÇOS  
POROSOS NÃO HOMOGÊNEOS: EXPERIMENTOS DE  
LABORATÓRIO E SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL**

Dissertação apresentada para obtenção do crédito final na conclusão de Mestrado em Ciências, Área de Concentração: Física da Universidade Estadual de Ponta Grossa.

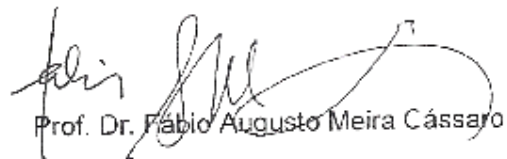
Professor orientador: Fábio Augusto Meira Cássaro

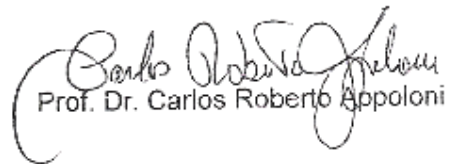
**PONTA GROSSA**

**2005**



**MESTRADO EM CIÊNCIAS – ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: FÍSICA**

  
Prof. Dr. Fábio Augusto Meira Cássaro

  
Prof. Dr. Carlos Roberto Apoloni

  
Dr. Jadir Aparecido Rosa

## RESUMO

Neste trabalho apresenta-se a utilização de um Modelo Booleano na simulação computacional de espaços porosos não homogêneos, tais como os exibidos por solos estruturados. No caso, as informações introduzidas no modelo foram: a distribuição de tamanhos de agregados  $N(r)$ , caracterizada por  $D_f$ , e a porosidade das amostras a serem simuladas. Também, investigou-se o papel da distribuição de agregados, caracterizada por  $D_f$ , nas curvas características de retenção de água, tanto para amostras naturais de solo como para as simuladas computacionalmente.

Foram utilizados diferentes valores de  $D_f$  (desde 2 até 3) para a reconstrução de amostras de solos arenosos. Além disto, foram analisadas amostras de solo natural, cujos valores de  $D_f$  foram determinados e suas curvas de retenção foram levantadas.

Para dar suporte às simulações computacionais, foi desenvolvido um sistema para o levantamento de curvas de retenção de amostras de solo, desde a saturação até pressões de 150 cm de água (amostras próximas à saturação).

Os resultados mostraram que a instrumentação laboratorial desenvolvida é de grande utilidade na investigação das curvas características das amostras de solos investigadas. Também, que a simulação computacional reproduziu imagens que permitiram recuperar o comportamento das curvas características obtidas experimentalmente. Em particular, o sistema Booleano mostrou-se mais adequado para a simulação de espaços porosos de maior complexidade, tais como os encontrados em agregados de um solo estruturado.

Palavras-chave: Curva de Retenção de Água, Dimensão Fractal, Modelo Booleano.

## ABSTRACT

In this work is presented the use of a Boolean simulation model to simulate non homogeneous porous media as, for instance, it is found in structured soils. In particular, it was performed a conditional simulation, where the main information introduced in the model were: the aggregate size distribution  $N(r)$ , characterized by  $D_f$ , and the porosity of the samples. It was aggregate size investigated the effect of  $D_f$  in the soil water retention curves (SWRC), both for the soil samples and to the simulated images.

It was used different values of  $D_f$  (from 2 to 3) to reconstruct sandy soil samples. Natural soil samples were investigated too.

To validate the performed simulations it was developed a suction system to study SWRCs from saturation up to 150 cm of water (75 kPa) (near saturation conditions).

The obtained results showed that the experimental set up was useful for the investigation carried out. Also that the computational simulations produced porous images that reproduced the behavior of the SWRCs experimentally obtained. More specifically, the Boolean simulation model was more adequate to simulate a soil aggregate porous system.

Key-words: Water Retention Curve, Fractal Dimension, Boolean Model.

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, pela educação e estímulo constantes;

Aos meus irmãos, pela compreensão, respeito e cumplicidade;

Ao Prof. Dr. Fábio Augusto Meira Cássaro, pela orientação, amizade, confiança e oportunidade de realização deste trabalho;

Aos professores do curso de Pós Graduação em Ciências, em especial ao Prof. Dr. Alcione Roberto Jurelo, pelo apoio, amizade e pelas correções e sugestões feitas ao trabalho;

Aos funcionários e professores do DEGEO, em especial ao Prof. Marcelo Emílio, pela atenção, disponibilidade e pela valiosa contribuição em relação ao desenvolvimento do programa computacional utilizado;

Ao Prof. Dr. André Maurício Brinatti, pela disposição e dedicação ao dar a sua contribuição neste volume;

Aos Profs Drs. Pedro Rodrigues Júnior e Francisco Serbena e ao Dr. Jadir Aparecido Rosa, pela participação da Banca Examinadora de Qualificação, por todas as críticas, correções e sugestões;

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudo durante o decorrer deste trabalho;

Aos colegas do curso de Pós – Graduação, pela amizade e cooperação durante o curso;

Aos colegas de Laboratório: Wylyan, Thiago e Patrícia, pela amizade e inumeráveis auxílios durante o trabalho experimental;

À toda equipe da Biblioteca do Campus da UEPG, por toda competência;

Aos funcionários do DEFIS pelos serviços prestados e pela amizade;

Às secretárias do curso de Pós – Graduação, que sempre atenderam as minhas solicitações de forma ágil, eficiente e muito carinhosa;

Enfim, a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

## LISTA DE FIGURAS

2.1 Diagrama esquemático do solo como um sistema trifásico. . . . .	26
2.2 Representação do solo como um meio poroso. . . . .	29
2.3 Retenção da água por agregados do solo após a drenagem. . . . .	30
2.4 Curvas de retenção de água por solos de diferentes tipos e condições. . . . .	31
2.5 Capilar imerso em água. . . . .	34
2.6 Esquema ilustrativo do Funil de Haines – ensaio de dessorção de água. . . . .	37
2.7 Exemplo de uma curva de retenção obtida no RETC. . . . .	39
2.8 Curva de Retenção de um solo. . . . .	40
2.9 Curva diferencial da curva de retenção . . . . .	40
2.10 Curva de Retenção da água baseado na equação de van Genuchten. . . . .	42
2.11 Triângulo de classificação textural. . . . .	45
2.12 Exemplos de objetos comparativos entre a geometria euclidiana e fractal. . . . .	46
2.13 Exemplos de fractais naturais. . . . .	47
2.14 Influência da régua na medida do comprimento da linha costeira. . . . .	48
3.1 Funil de Haines Modificado. . . . .	53
3.2 Imagem dos agregados utilizados no estudo de retenção de umidade. . . . .	56
3.3a: Distribuição em barras da totalização da massa em porcentagem para cada mineral pelo <b>MR</b> pelo lote <b>TRX</b> (Terra Roxa) no horizonte $Bw_2$ . . . . .	57
3.3b. Análise granulométrica do solo utilizado. . . . .	57
3.4 Resultado da simulação de um espaço simplificado. . . . .	64
3.5 Resultado obtido na análise da dimensão fractal de um espaço pelo método “Box Counting” . . . . .	66



3.6 Histograma típico da distribuição do número de poros de determinada área. . .	67
4.1 Características físicas das amostras constituídas por tamanho único de partículas. . . . .	70
4.2 Curvas de retenção para as amostras de solo arenoso, reconstituídas com um único tipo de partícula, ajustadas pelo modelo de van Genuchten. . . . .	71
4.3 Comportamento de $\alpha$ para as amostras de solos arenosos constituídos com partículas de tamanho único. . . . .	72
4.4 Valores de $n$ encontrados para os solos arenosos constituídos com partículas de tamanho único . . . . .	73
4.5 Distribuição de poros para as amostras reconstituídas a partir da utilização de apenas uma classe de partículas. . . . .	73
4.6 Distribuição de potenciais para as amostras investigadas. . . . .	74
4.7 Representação das porcentagens de aparecimento das classes de partículas utilizadas na reconstrução das amostras de solo arenoso utilizadas no ensaio de retenção de água. . . . .	75
4.8 Características físicas das amostras de solo arenoso em função da dimensão fractal de fracionamento $D_f$ . . . . .	76
4.9 Curvas de retenção para as amostras de granulometria dada por $D_f$ , ajustadas através do modelo de van Genuchten. . . . .	77
4.10 Valores do parâmetro $\alpha$ do modelo de van Genuchten em função da dimensão fractal de fracionamento. . . . .	78
4.11 Comportamento do parâmetro $n$ da equação de van Genuchten em relação ao valor da dimensão fractal de fracionamento das amostras de solo. . . . .	78
4.12 Curva de dist. de poros para amostras com granulometria dada por $D_f$ . . . . .	79
4.13 Curva de distribuição de potenciais para as amostras com granulometria dada por $D_f$ . . . . .	79
4.14 Espaço poroso gerado pela simulação Booleana. . . . .	80
4.15 Dimensão fractal de vazios $D_v$ para os espaços porosos simulados. . . . .	81
4.16 Curvas de retenção das simulações para solos arenosos com somente um tipo de partícula, ajustadas através do modelo de van Genuchen. . . . .	82

4.17 Histograma da distribuição de poros para as amostras simuladas utilizando um tipo de partícula. . . . .	82
4.18 Variação do parâmetro $\alpha$ em relação ao diâmetro das partículas utilizadas na simulação do arranjo poroso. . . . .	83
4.19 Variação do parâmetro $n$ em relação ao diâmetro das partículas utilizadas na simulação do arranjo poroso. . . . .	84
4.20 Distribuição de poros para as imagens simuladas computacionalmente. . . . .	84
4.21 Espaço poroso simulado com a informação de $D_f = 2,50$ . . . . .	85
4.22 Dimensão fractal de vazios em função do valor de $D_f$ para as estruturas simuladas. . . . .	86
4.23 Curvas de retenção das imagens simuladas a partir da informação de $D_f$ , ajustadas pelo modelo de van Genuchten. . . . .	86
4.24 Distribuição de poros para as amostras simuladas computacionalmente. . . . .	87
4.25 Histograma da distribuição de poros nas amostras simuladas computacionalmente. . . . .	87
4.26 Comportamento do parâmetro $\alpha$ da curva de ajuste de van Genuchten para as amostras simuladas. . . . .	88
4.27 Comportamento do parâmetro $n$ da curva de ajuste de van Genuchten para as amostras simuladas. . . . .	88
4.28 Características físicas dos agregados do solo $Bw_2$ utilizados no ensaio de retenção de água. . . . .	90
4.29 Curvas de retenção obtidas para os agregados de solo $Bw_2$ ajustadas segundo o modelo de van Genuchten. . . . .	90
4.30 Comportamento de $\alpha$ em função da densidade média dos agregados do solo investigado. . . . .	91
4.31 Comportamento de $n$ em função da densidade média dos agregados $Bw_2$ . . . . .	92
4.32 Curva de distribuição de poros para os agregados de solo $Bw_2$ . . . . .	92
4.33 Representação da porcentagem de aparecimento das partículas na amostra do Solo $Bw_2$ , obtidas através da metodologia de análise granulométrica do solo. . . . .	93

4.34 Simulação condicionada do espaço poroso de um agregado do solo $Bw_2$ . . . .	93
4.35. Curva de retenção do espaço poroso simulado para o solo $Bw_2$ , ajustada através do modelo de van Genuchten. . . . .	94
4.36. Curva de distribuição de poros para o espaço poroso simulado para a estrutura do solo $Bw_2$ . . . . .	94
4.37. Esquema utilizado para a estimativa do tamanho de poro em amostras reconstruídas com partículas de determinado diâmetro " $D$ ". . . . .	97

## LISTA DE TABELAS

2.1 Valores médio, mínimo e máximo para os parâmetros de Van Genuchten. . . . .	44
4.1 Valores obtidos para amostras com um único tipo de partícula. . . . .	71
4.2 Valores obtidos no ajuste pela equação de Van Genuchten. . . . .	72
4.3 Informações sobre as amostras de solo arenoso com composição dada por $D_f$ . . . . .	76
4.4 Valores obtidos no ajuste de Van Genuchtem para as amostras. . . . .	77
4.5 Valores obtidos no ajuste de Van Genuchten para as amostras utilizando apenas uma classe de partículas. . . . .	83
4.6 Valores obtidos no ajuste para as amostras simuladas a partir de diferentes valores de $D_f$ . . . . .	89
4.7 Informações sobre os agregados de solo investigados. . . . .	89
4.8 Valores obtidos no ajuste para os agregados de solo $Bw_2$ . . . . .	91
A1. Valores da umidade volumétrica em equilíbrio ao potencial aplicado, utilizados na construção da curva de retenção para as amostras constituídas por uma única classe de partículas. . . . .	110
A2. Valores da umidade volumétrica em equilíbrio ao potencial aplicado, utilizados na construção da curva de retenção para as amostras de solo arenoso de diferentes $D_f$ . . . .	111
A3. Valores da umidade volumétrica em equilíbrio ao potencial aplicado, utilizados na construção da curva de retenção para as amostras de agregados do solo $Bw_2$ . . . . .	112

**LISTA DE SÍMBOLOS**

$M_t$  - Massa total

$M_s$  - Massa dos sólidos

$M_{ag}$  - Massa da água (ou dos líquidos)

$M_{ar}$  - Massa do ar

$V_t$  - Volume total

$V_s$  - Volume dos sólidos (ou das partículas)

$\rho_s$  - Densidade dos sólidos (ou de partículas)

$\rho$  - Densidade global

$\varepsilon$  - Porosidade

$u$  - Umidade à base de massa

$\theta$  - Umidade volumétrica

$\sigma$  - Tensão superficial

$d, D$  - Diâmetro

$D_f$  - Dimensão fractal de fracionamento

$D_v$  - Dimensão fractal associada ao espaço poroso

$r$  - Raio

$g$  - Aceleração da gravidade

$\Psi$  - Potencial matricial

$\theta_s$  - Umidade de saturação

$\theta_r$  - Umidade residual

$\alpha, n, m$  - Parâmetros de ajuste do modelo de Van Genuchten

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	i
<b>ABSTRACT</b> .....	ii
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	iii
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	iv
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	viii
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b> .....	ix
<b>INTRODUÇÃO</b> .....	13
<b>CAPÍTULO 1</b> .....	15
<b>1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	15
1.1 A ESTRUTURA DO SOLO, SUA CARACTERIZAÇÃO E SIMULAÇÃO .....	15
1.2 A CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA DO SOLO .....	20
<b>CAPÍTULO 2</b> .....	23
<b>2. O SOLO</b> .....	23
2.1 DEFINIÇÃO .....	23
2.1.1 As Frações Sólida, Líquida e Gasosa do Solo .....	23
2.1.2 Densidade dos Sólidos ( $\rho_s$ ) .....	27
2.1.3 Densidade do solo ( $\rho$ ) .....	27
2.1.4 Porosidade do Solo ( $\epsilon$ ) .....	28
2.2 RETENÇÃO DA ÁGUA NO SOLO .....	29
2.2.1 Umidade do Solo .....	32
2.2.2 Potencial Matricial .....	32

2.2.3 Distribuição do tamanho dos poros: macro, meso e micro-porosidade. . . . .	35
2.2.4 Curva Característica de Umidade. . . . .	36
2.2.5 Interpretação Gráfica e Significado Físico dos Parâmetros. . . . .	41
2.3 GEOMETRIA FRACTAL. . . . .	45
2.3.1 Dimensão Fractal de Porosidade. . . . .	49
2.3.2 Dimensão Fractal de Fracionamento. . . . .	50
<b>CAPÍTULO 3.</b> . . . . .	<b>52</b>
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS.</b> . . . . .	<b>52</b>
3.1 Sistema Utilizado Para A Determinação Da Curva De Retenção. . . . .	52
3.2 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS. . . . .	54
3.2.1 Preparação das Amostras de Solo Arenoso. . . . .	54
3.2.2 Separação de Agregados de Solo Argiloso. . . . .	56
3.3 DETERMINAÇÃO DA DENSIDADE DOS AGREGADOS DO SOLO $B_{w2}$ . . . . .	58
3.4 DETERMINAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE AGREGADOS. . . . .	60
3.5 DETERMINAÇÃO DA DENSIDADE, UMIDADE E POROSIDADE DAS AMOSTRAS DE SOLO ARENOSO. . . . .	61
3.6 DETERMINAÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO. . . . .	61
3.7 AJUSTE DAS CURVAS. . . . .	63
3.8 SOFTWARE PARA A SIMULAÇÃO DOS ESPAÇOS POROSOS. . . . .	63
3.8.1 Classes (tamanhos de agregados) Utilizadas nas Simulações. . . . .	65
3.8.2 Cálculo da Dimensão Fractal Associada ao Espaço Poroso ( $D_v$ ). . . . .	66
3.8.3 Determinação das Curvas de Retenção para as Imagens Simuladas. . . . .	67
<b>CAPÍTULO 4.</b> . . . . .	<b>70</b>
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.</b> . . . . .	<b>70</b>
4.1 RESULTADOS. . . . .	70
4.1.1 Amostras de Solo Arenoso: Constituídas com uma única classe de partículas. . . . .	70
4.1.2 Amostras de Solo Arenoso com Diferentes Dimensões Fractais ( $D_f$ ) . . . . .	74
4.1.3 Estudo de Retenção para as Imagens Simuladas. . . . .	80
4.1.3.1 Amostras de solo arenoso constituídas com uma única classe de partículas. . . . .	80
4.1.3.2 Amostras de solo arenoso com diferentes dimensões fractais ( $D_f$ ). . . . .	85
4.1.4 Ensaio de Retenção para Agregados do Solo $B_{w2}$ . . . . .	89
4.1.5 Curva de Retenção para as Imagens do Solo $B_{w2}$ Simuladas. . . . .	93

4.2 DISCUSSÃO. . . . .	95
4.2.1 Amostras de Solo Arenoso: Constituídas com uma única classe de partículas. . . . .	95
4.2.2 Amostras de Solo Arenoso Com Diferentes Dimensões Fractais ( $D_f$ ) . . . . .	97
4.2.3 Estudo de Retenção para as Imagens Simuladas. . . . .	100
Amostras de solo arenoso constituídas com uma única classe de partículas. . . . .	101
Amostras de solo arenoso com diferentes dimensões fractais ( $D_f$ ). . . . .	101
4.2.4 Ensaio de Retenção para Agregados do Solo $Bw_2$ . . . . .	102
4.2.5 Curva de Retenção para as Imagens do Solo $Bw_2$ Simuladas. . . . .	104
<b>CONCLUSÕES. . . . .</b>	<b>106</b>
<b>PROPOSTAS DE TRABALHOS FUTUROS . . . . .</b>	<b>108</b>
<b>APÊNDICE . . . . .</b>	<b>109</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS. . . . .</b>	<b>113</b>



## INTRODUÇÃO

O solo funciona basicamente como um reservatório de água para as plantas, e seu entendimento é de fundamental importância para o desenvolvimento de práticas de manejo que visem promover condições ideais para o crescimento de culturas agrícolas.

Por ser um reservatório aberto tanto para a atmosfera quanto para as camadas mais profundas do perfil do solo, muitos investigadores têm procurado quantificar a capacidade de armazenamento desse reservatório (retenção de água), como também entender os processos de condução que ocorrem na superfície (infiltração e evaporação) e em profundidade no solo (drenagem interna). Todos esses processos, que ocorrem no solo, fazem parte de importantes processos do ciclo hidrológico.

O solo e a água são dois recursos fundamentais para, por exemplo, a agricultura. A necessidade de aprofundar os conhecimentos relativos às suas propriedades e ao comportamento da água em seu interior torna-se imprescindível no que se refere à exploração sustentável de práticas agrícolas.

O movimento da água no solo envolve processos como infiltração, redistribuição, drenagem e retenção da água no solo. Por questões de simplicidade, muitos estudos em física aplicada a solos são realizados utilizando-se solos homogêneos. Este fato, na maioria das vezes, não descreve satisfatoriamente processos que ocorrem em solos estruturados ou heterogêneos, tais como os que são encontrados em condições naturais ou de campo. Portanto, soluções para o fluxo de água, transporte de solutos e comportamento físico e químico do solo requerem pesquisa inovativa que melhore o entendimento dos processos que ocorrem em solos heterogêneos ou estruturados.

Neste sentido, é cada vez mais intensa a utilização de novas metodologias para a melhoria da previsão e descrição dos processos que ocorrem nos solos. A predição e escalonamento da condutividade hidráulica e das características de retenção da água do solo são áreas de bastante interesse a hidrologistas e físicos de solos. Este conhecimento pode, por exemplo, servir para a previsão do impacto de

atividades humanas no meio ambiente e/ou para alimentar programas computacionais que simulem o deslocamento da água e de solutos nela dissolvidos, pelo interior do solo.

A modelagem do fluxo de água através de solos requer informações a respeito da condutividade hidráulica saturada " $k$ " e também da curva de retenção de água no solo. A predição de  $k$  é complicada no caso de solos estruturados devido à presença de heterogeneidades randomicamente distribuídas em suas matrizes, fruto da organização dos agregados que os compõem, isto é, da estrutura do solo.

O desenvolvimento deste trabalho foi feito de forma a se atingirem os seguintes objetivos:

1) Desenvolver um sistema para o levantamento de curvas de retenção de água em amostras de solo através do Funil de Haines.

2) Verificar o papel da distribuição de agregados na característica de retenção de determinada amostra de solo, utilizando o sistema desenvolvido.

3) Utilizar um Modelo Booleano na simulação computacional de espaços porosos não homogêneos, tais como os exibidos por solos estruturados. No caso, as informações principais introduzidas no modelo foram: a distribuição de tamanhos de agregados  $N(r)$ , caracterizada por  $D_f$ , e a porosidade do espaço poroso simulado.

4) Verificar as características de retenção de água para os espaços porosos simulados pelo modelo Booleano, visando a comparação com dados obtidos experimentalmente.

## CAPÍTULO 1

### 1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 1.1 A ESTRUTURA DO SOLO, SUA CARACTERIZAÇÃO E SIMULAÇÃO

De acordo com a SSSA (*Soil Science Society of America*), um agregado de solo pode ser definido como um grupo de partículas primárias unidas mais fortemente que as partículas que o circundam (SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, 1997). O estudo da estabilidade de agregados é importante para a avaliação de diferentes tipos de manejo agrícola, problemas relacionados à erosão do solo, melhoria da estrutura do solo e de formação de crostas na superfície do solo devido, por exemplo, ao impacto de gotas de chuva (AMÉZKETA, 1999; ELRIDGE & LEYS 2003; PENG *et al.*, 2003; OZTAS & FAYETORBAY, 2003; PIRES *et al.*, 2003a,b; RAMOS *et al.*, 2003).

Solos estruturados exibem um alto grau de heterogeneidade, que resulta basicamente de sua composição, dos processos envolvidos em sua formação e de atividades biológicas desenvolvidas em seu interior.

Em escala microscópica, a heterogeneidade do solo está ligada ao conceito mais geral de estrutura (DEXTER, 1988). A distribuição de poros em solos estruturados é geralmente bimodal, sendo os poros maiores denominados de macroporos (ou inter-agregados) e os menores, geralmente associados à porosidade do interior dos agregados do solo, são conhecidos como microporos (ou intra-agregados). Este conceito é amplamente aceito para a modelagem da estrutura de solos heterogêneos (ou estruturados), e considera que os espaços inter e intra-agregados constituem domínios distintos.

Tal separação se baseia principalmente no papel que cada domínio desempenha no processo de condução e retenção de água pelos solos (WHITE,

1985; BOUMA, 1991). Os poros inter-agregados são principalmente importantes nas condições de altos conteúdos de água no solo (baixos valores de potencial mátrico). Em contra-partida, os intra-agregados desempenham um papel central para baixos valores de umidade (altos valores de potencial mátrico).

KÖHNE *et al.* (2002) afirmam que a agregação do solo pode levar à criação de caminhos preferenciais para o deslocamento da água no solo, e que, enquanto a matriz porosa fornece a maior parte do volume para armazenamento de água, o volume inter-agregados, especialmente em condições próximas à saturação, provê caminhos de alta condutividade para o deslocamento da água no solo.

Um melhor entendimento do controle exercido pela estrutura do solo no escalonamento de suas propriedades hidráulicas pode ser atingido pela relação entre propriedades morfológicas e físicas do solo.

A complexidade da estrutura do solo, em geral, pode ser reduzida a poucos índices, os quais são utilizados em modelos de simulação e predição de processos que ocorrem nos solos, em diferentes escalas.

MCBRATNEY *et al.* (1992) representaram a estrutura do solo como um conjunto formado por dois subconjuntos que representavam as partes porosa e sólida do solo. Esta definição estende o conceito de estrutura a todos os solos, ou seja, todos os solos possuem, em menor ou maior grau, algum tipo de estrutura.

Os modelos da estrutura porosa do solo vêm evoluindo desde 1950. O principal desenvolvimento adveio da introdução do modelo de união randômica de capilares para a formação da matriz do solo (CHILDS & COLLIS-GEORGE, 1950). Um desenvolvimento posterior deste modelo introduziu o conceito de uma rede interligada destes capilares (tubos cilíndricos) de tamanhos e raios variáveis (VOGEL & ROTH, 1998).

De forma geral, são obtidas melhores predições de propriedades de transporte quando nestes modelos são incorporadas informações a respeito das propriedades geométricas dos meios simulados, isto é, quando o modelo não é completamente randômico (COUSIN, 1999; VOGEL, 2000; HWANG & POWERS, 2003). A principal desvantagem destes modelos é que são de difícil implementação

computacional, o que limita o nível de complexidade que pode ser introduzida nos modelos.

Agregados de solos têm sido estudados em termos de sua distribuição de tamanhos, estabilidade, densidade e resistência (CHEPIL, 1950; CURRIE, 1966; ROGOWSKI & KIRKHAM, 1976; DEXTER *et al.*, 1984; AMÉZKETA, 1999). Entretanto, há poucas pesquisas investigando as propriedades hidráulicas dos solos ao nível de agregados. Também, existe pouca investigação no sentido de relacionar informações a respeito da estrutura do solo com suas propriedades hidráulicas.

PERRIER *et al.* (1999), a partir de modelos geométricos baseados na dimensão fractal da fase sólida do solo, inferiram a respeito de propriedades de condução e de retenção da água pelo solo.

Modelos envolvendo a Geometria Fractal (MANDELBROT, 1967) para a modelagem das propriedades hidráulicas do solo têm sido propostos e revisados por GIMÉNEZ *et al.* (1997c). Estes modelos são obtidos assumindo propriedades de auto-similaridade para: os tamanhos de poros, rugosidade dos poros e complexidade dos caminhos porosos (TYLER & WHEATCRAFT, 1989; TOLEDO *et al.*, 1990; RIEU & SPOSITO, 1991a,b; SHEPARD, 1993; CRAWFORD, 1994; FUENTES *et al.*, 1996).

Usualmente, os modelos possuem uma lei de potência associada a eles, sendo o expoente da lei de potência uma dimensão fractal que representa atributos geométricos da estrutura do solo.

Dimensões fractais, obtidas a partir da análise da estrutura do solo, vêm sendo comparadas a dimensões fractais utilizadas em modelos para descrever curvas de retenção (CRAWFORD *et al.*, 1995; PERFECT *et al.*, 1996; BIRD *et al.*, 1996; BIRD & DEXTER, 1997; COMEGNA *et al.*, 1998) e também para a obtenção da condutividade hidráulica saturada do solo (SHEPARD, 1993; GIMÉNEZ *et al.*, 1997b; BIRD *et al.*, 2000).

CRAWFORD *et al.* (1995) obtiveram uma estreita correlação entre a dimensão fractal associada a parte porosa do solo e aquelas associadas às curvas de retenção.

Conceitos associados à geometria fractal foram introduzidos no estudo dos solos, visando a caracterização da distribuição das partículas que os compõem. Estes estudos mostram que às frações de partículas que compõe um solo pode-se associar uma dimensão fractal, que ficou conhecida como dimensão fractal de fracionamento  $D_f$  (RIEU & SPOSITO, 1991a, b; YOUNG & CRAWFORD, 1991; PERFECT *et al.*, 1992; TYLER & WHEATCRAFT, 1992; HYSLIP & VALLEJO, 1997; CRAWFORD *et al.*, 1997; GIMÉNEZ *et al.*, 1997c; HWANG & POWERS, 2003).

GLASBEY *et al.* (1991); BENTZ & MARTYS (1994) e HORGAN & BALL (1994) apresentam da utilização de modelos Booleanos para a simulação bi e tridimensional de espaços porosos com características pré-determinadas.

Nestes modelos, o espaço poroso é formado pela alocação randômica de circunferências (caso bidimensional) e esferas (caso tridimensional) que podem se interpenetrar. Neste caso, as circunferências ou esferas representam a parte sólida do espaço poroso enquanto que os interstícios entre eles representam os poros.

Em GLASBEY *et al.* (1991), mostrou-se que uma distribuição exponencial para o tamanho das esferas foi capaz de gerar espaços porosos bidimensionais (cortes transversais do espaço poroso tridimensional) semelhantes ao de alguns solos existentes. Modelos Booleanos também vêm sendo utilizados para a simulação de poros do interior de agregados de solos (GLASBEY *et al.*, 1991) e da rugosidade de superfícies (BERTUZZI *et al.*, 1995).

A randomicidade de uma distribuição pode se estender a diferentes escalas pelo conceito de fractalidade ou através do conceito de dimensão fractal (MORAN & MCBRATNEY, 1992). A dimensão fractal é um índice estatístico que tem sido utilizado com bastante sucesso na caracterização dos espaços porosos inter e intra-agregados (HATANO *et al.*, 1992; BARTOLI *et al.*, 1991; BRAKENSIEK *et al.*, 1992; ANDERSON *et al.*, 1996; GIMÉNEZ *et al.*, 1997a).

Um dos métodos utilizados para a caracterização da geometria da estrutura do solo é a análise de imagens do arranjo espacial dos poros e sólidos em secções de amostras de solo impregnadas com resina. Poros, preenchidos com a resina, e os sólidos que compõem o solo, podem, através de técnicas de análise de imagens, ser

separados e investigados separadamente (ANDERSON *et al.*, 1996; RINGROSE-VOASE, 1996; VOGEL & KRETZSCHMAR, 1996; HORGAN, 1998).

Desta análise, o espaço poroso é caracterizado por uma dimensão fractal conhecida como dimensão fractal de porosidade ou de vazios  $D_v$  (GIMÉNEZ *et al.*, 1997b, c; ANDERSON *et al.*, 1996). Estes autores mostraram que a técnica possui grande potencialidade quando empregada na caracterização de espaços porosos como os do solo.

Dentre as várias técnicas e instrumentos utilizados para o estudo da água no solo, destaca-se a Tomografia Computadorizada (TC). Os trabalhos pioneiros de TC aplicados à ciência do solo foram desenvolvidos por PETROVIC *et al.* (1982), HAINSWORTH & AYLMORE (1983) e, no Brasil, CRESTANA *et al.* (1985). PETROVIC *et al.* (1982) demonstraram que a TC pode ser utilizada para medir a massa específica global de um solo. HAINSWORTH & AYLMORE (1983) utilizaram a TC para determinar a distribuição espacial do conteúdo de água de um solo. CRESTANA *et al.* (1985) demonstraram que é possível utilizar esta técnica para medir a umidade do solo e o movimento da água neste meio, em espaço tridimensional, além de utilizarem um tomógrafo para medidas de massa específica e umidade em termos de unidades Hounsfield.

Essa técnica também pode ser utilizada para visualizar e caracterizar espaços porosos tridimensionais. PIERRET *et al.* (2002) apresentam uma metodologia baseada no processamento de imagens a fim de identificar, reconstruir, visualizar e quantificar os macroporos dentro de uma rede tridimensional. PIERRET *et al.* (2003) desenvolveram programas computacionais a fim de determinar a dimensão fractal de massa, em 2 e 3 dimensões, de espaços porosos investigados usando a tomografia computadorizada de raios-X.

O estudo da aplicação da tomografia computadorizada de transmissão de raios gama para a análise da porosidade total em amostras de solo no laboratório foi introduzido por PHOGAT & AYLMORE (1989). Mais recentemente, a metodologia foi simplificada para o uso da transmissão de um feixe único de raios gama na medida da porosidade total, macroporosidade e microporosidade de solos (OLIVEIRA *et al.*, 1998). APPOLONI & POTTKER (2004) utilizaram

metodologia convencional e Transmissão de Raios Gama a fim determinar a porosidade de diferentes amostras, visando uma comparação entre os resultados obtidos pelas duas técnicas. Segundo esses autores, o método da transmissão de raios gama oferece uma vantagem significativa em relação à metodologia convencional, devido a sua determinação ser rápida e não-destrutiva, e também por proporcionar uma descrição detalhada da porosidade total da amostra analisada.

## 1.2 A CURVA DE RETENÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

O estudo do movimento da água no solo pode ser caracterizado através de definições e operações que envolvem o conteúdo e a energia da água no solo. Importantes exemplos disto são dados pelas equações de Darcy-Buckingham e de Richards, cujas soluções dependem do conhecimento da curva de retenção, a qual é capaz de fornecer informações a respeito da energia ou potencial da água no solo.

A curva de retenção da água no solo (COILE, 1953; REGINATO & VAN BAVEL, 1962; DANE *et al.*, 1992; JALBERT & DANE, 2001) relaciona o potencial mátrico ( $\Psi$ ) e a umidade do solo ( $\theta$ ). Ela é de grande utilidade para se estimar valores de  $\Psi$  a partir de valores de  $\theta$ , mais fáceis de serem mensurados.

Quando o solo encontra-se próximo à saturação, os fenômenos capilares são de grande importância na determinação de  $\Psi$  e a curva de retenção depende do arranjo poroso do solo, ou seja, da estrutura do meio poroso. À medida que a água vai sendo drenada do solo e potenciais menores vão sendo obtidos,  $\Psi$  passa praticamente a independe de fatores geométricos e, portanto, a densidade do solo e a porosidade passam a ter pouca importância na determinação da curva (REICHARDT & TIMM, 2004).

Existem vários métodos que podem ser utilizados para a obtenção da curva de retenção, sendo possível dividi-los em dois grupos: *métodos de laboratório*, que fazem uso de câmaras de pressão de Richards (RICHARDS, 1941; RICHARDS & FIREMAN, 1943) e funis de Haines e de mesas de sucção, quando se deseja



investigar baixos valores de sucção (JAMISON & KROTH, 1958), e *métodos de campo* que usam tensiômetros (PERROUX *et al.*, 1982; LANGNER *et al.*, 1998) que fornecem diretamente os valores de  $\Psi$ .

Vários fatores físicos e químicos podem afetar a retenção da água pelo solo, alterando o formato de suas curvas de retenção. RAWLS *et al.* (2003) avaliaram o efeito da matéria orgânica do solo nas curvas de retenção e mostraram que a adição de carbono orgânico as afeta de maneira distinta para diferentes potenciais e texturas. MUELLER *et al.* (2003), a partir de dados de curva de retenção, estimaram valores ótimos de umidade para os quais o solo pode ser manejado de forma adequada no cultivo agrícola. HODNETT & TOMASELLA (2002), com base em ajustes da curva de retenção, desenvolveram uma nova função de pedo-transferência para retenção da água em solos tropicais.

HAVERKAMP & PARLANGE (1986), apresentam um modelo simples para a predição das características da curva de retenção de solos arenosos que se baseia em propriedades texturais e estruturais, rotineiramente conhecidas para estes tipos de solos. No modelo, o principal ponto a ser destacado é a utilização de informações a respeito da distribuição do tamanho de partículas do solo para inferir sobre o comportamento das curvas de retenção. Os autores encontraram uma boa concordância entre o modelo e os resultados experimentais de 10 tipos diferentes de solos.

Uma boa determinação da curva de retenção é importante para a implementação e manejo do cultivo agrícola. Caso o solo possua uma umidade superior a um valor ideal, ao ser manejado haverá a possibilidade de ocorrência de danos à estrutura do solo pela formação de agregados de grandes dimensões (DEXTER & BIRD, 2001).

Devido à relação direta com as forças de aderência, a estabilidade e tamanho dos agregados são também relevantes no estudo de fenômenos que envolvem selamento superficial devido ao impacto de gotas de chuva, e também de infiltração de água no solo.

Atualmente, têm-se utilizado modelos para prever propriedades hidráulicas do solo a partir das propriedades dos agregados (NIMMO & PERKINS, 2002).

Descrições de métodos usados para a determinação da estabilidade de agregados podem ser encontrados em NIMMO & PERKINS (2002) e EMBRAPA (1998).

Resultados conclusivos a respeito da aplicabilidade dos vários modelos envolvendo a estrutura do solo na predição de suas propriedades hidráulicas só poderão ser obtidos pela investigação dos múltiplos aspectos geométricos que descrevem o solo, em várias escalas, em associação com medições destas propriedades.

Além disto, o aprimoramento das técnicas de investigação dos solos, aliado à introdução de novos conceitos e metodologias, tais como a geometria fractal e a simulação computacional poderão, em muito, auxiliar os pesquisadores no entendimento dos processos que ocorrem no interior dos solos.

## CAPÍTULO 2

### 2. O SOLO

#### 2.1 DEFINIÇÃO

O solo pode ser definido de diferentes formas, de acordo com sua utilização. O engenheiro, por exemplo, o considera como um material que suporta fundações, estradas ou aeroportos; o pedologista, como a formação natural da superfície terrestre, de espessura e estrutura variáveis, o qual, através do contato com a atmosfera, sob a influência de processos físicos, químicos e biológicos, resultou da rocha matriz subjacente. Para os propósitos da física, o solo pode ser definido como um sistema complexo e multicomponente, formado pelas fases sólida, líquida e gasosa.

As partículas sólidas formam um arranjo poroso, tal que os espaços vazios, denominados de poros, têm a capacidade de armazenar líquidos e gases. É esse arranjo poroso que determina propriedades importantes tais como a capacidade de reter e conduzir a água pelo solo.

##### 2.1.1 As Frações Sólida, Líquida e Gasosa do Solo.

A fase sólida consiste principalmente de partículas minerais e substâncias orgânicas de várias formas e tamanhos e é chamada de *esqueleto*, *sólidos* ou *matriz do solo* (LIBARDI, 2000).

A porção mineral do solo é ou pode ser resultante da ação vulcânica ou da desintegração de rochas sólidas por ação física, química e mesmo biológica,

reunidas sob a denominação geral de intemperismo<sup>1</sup>. A fração orgânica é constituída por organismos ativos bem como resíduos de plantas e animais em diferentes estágios de decomposição.

As partículas sólidas do solo variam enormemente de composição e tamanho. Quanto ao tamanho, algumas são grandes o suficiente para serem vistas a olho nu, ao passo que outras são tão diminutas que apresentam propriedades coloidais.

O termo *textura* refere-se à distribuição de partículas do solo, tão somente quanto ao seu tamanho. Cada solo recebe uma designação referente à sua textura, designação esta que nos dá uma idéia do tamanho mais freqüente de suas partículas constituintes. Tradicionalmente, as partículas do solo são divididas em três frações texturais: *areia*, *silte* e *argila* (REICHARDT & TIMM, 2004).

A determinação do tamanho das partículas é feita em laboratório e é denominada *análise mecânica do solo* ou ainda *análise granulométrica do solo*. Denomina-se de *areia* as partículas de diâmetro entre 2 e 0,02 mm; de *silte* as partículas de diâmetro entre 0,02 e 0,002 mm de diâmetro e de *argila* as de diâmetro menor do que 0,002 mm. A fração do solo que mais decididamente determina o seu comportamento físico é a fração argila.

Determinadas partículas de argila absorvem água e são responsáveis pelos processos de expansão e contração quando um solo absorve ou perde água. A areia e o silte são importantes na macroporosidade do solo onde, quando o solo se acha próximo à saturação, predominam fenômenos capilares.

REICHARDT & TIMM (2004) destacam que o termo *estrutura* é usado para descrever o solo no que se refere ao arranjo, orientação, organização e à adesão das partículas menores na formação de aglomerados maiores denominados de agregados. A estrutura define também a geometria dos espaços porosos.

Os principais tipos de arranjos dessas partículas são classificados segundo a forma (prismáticos, laminares, colunares, granulares e em blocos) e segundo ao tamanho, de acordo com o seu diâmetro: muito pequeno, pequeno, médio, grande e muito grande (PRADO, 1991).

---

<sup>1</sup> Intemperismo: conjunto de processos devidos à ação de agentes atmosféricos e biológicos que geram a destruição física e a decomposição química dos minerais das rochas.

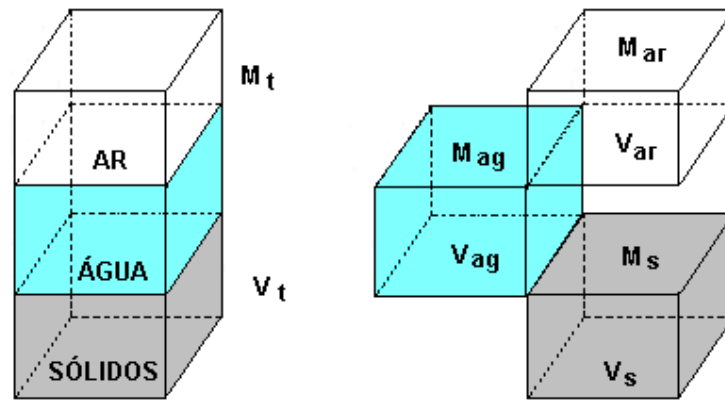
O solo possui poros de formas e dimensões variadas, que determinam um comportamento peculiar a cada solo. Um solo bem agregado (ou estruturado) apresenta boa quantidade de poros de tamanhos relativamente grandes. Diz-se que o solo possui alta macroporosidade, qualidade que afeta a penetração das raízes, circulação de ar (aeração) e a infiltração de água.

A parte líquida do solo constitui-se de uma solução de sais minerais e componentes orgânicos, a qual preenche parte ou todos os espaços entre as partículas sólidas, e cuja concentração varia de solo para solo. Esta água é absorvida pelas raízes das plantas ou é drenada para camadas de solo mais profundas. Portanto, para se garantir uma produção vegetal adequada a água perdida ou drenada pelo solo precisa ser periodicamente repostada pela chuva ou por irrigação.

A fração gasosa ocupa a parte do espaço poroso entre as partículas do solo que não está preenchida com água; é constituída de ar com composição um pouco alterada em relação ao ar atmosférico, variando ainda segundo um grande número de fatores. Em geral, a quantidade de  $O_2$  é reduzida em comparação com o ar sobre o solo e a quantidade de  $CO_2$  é maior. Isso decorre basicamente das atividades biológicas que ocorrem no interior do solo.

As fases líquida e gasosa são complementares, isto é, a máxima presença de uma implica na ausência da outra. Sempre a porção do espaço poroso não ocupado pela fase líquida será ocupada pela fase gasosa. Portanto, a fase líquida pode estar presente nos poros do solo, de forma a preenchê-los completa ou parcialmente. No primeiro caso, o solo é dito saturado e, no segundo, não saturado. Combinadas, as fases líquida e gasosa chegam a ocupar uma grande parte do volume do solo e determinam a porosidade total do solo.

Algumas relações massa-volume têm sido usadas para descrever as três frações do solo (sólida, líquida e gasosa) e suas inter-relações, e podem ser esquematizadas através da Figura 2.1.



**Figura 2.1:** Diagrama esquemático do solo como um sistema trifásico.

Pode-se então discriminar as massas e os volumes de cada fração:

$$M_t = M_s + M_{ag} + M_{ar} \quad (2.1)$$

$$V_t = V_s + V_{ag} + V_{ar} \quad (2.2)$$

onde  $M_t$  é a massa total da amostra;  $M_s$  é a massa das partículas sólidas;  $M_{ag}$  é a massa da solução do solo (por ser diluída é tomada como a massa de água);  $M_{ar}$  é a massa de gás, isto é, do ar do solo, que é desprezível em relação a  $M_s$  e  $M_{ag}$ .  $V_t$  é o volume total da amostra;  $V_s$  é o volume ocupado pelas partículas sólidas;  $V_{ag}$  pela água e  $V_{ar}$  pelos dos gases (não desprezível como no caso da massa de ar).

A partir das relações apresentadas anteriormente, passa-se a algumas definições que aparecem ao longo deste trabalho.

### 2.1.2 Densidade dos Sólidos ( $\rho_s$ )

Define-se *densidade dos sólidos* ou *densidade real* como sendo a razão entre a massa total e o volume total dos sólidos da amostra (LIBARDI, 2000). Matematicamente, pode-se expressar esta quantidade através da relação:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (2.3)$$

A densidade de partículas depende fortemente da composição do solo. Como esta varia relativamente pouco de solo para solo, a densidade de partículas é praticamente a mesma para a maioria dos solos (exceção feita aos solos orgânicos).

Como o quartzo é um componente encontrado em grande quantidade na maior parte dos solos, a densidade das partículas, para a maioria dos solos, gira em torno do valor da densidade de partículas para este material que é de 2,65 g/cm<sup>3</sup>.

### 2.1.3 Densidade do solo ( $\rho$ )

Para a definição da densidade de sólidos, o espaço poroso entre os sólidos deve ser excluído. Quando este espaço é considerado, isto é, quando utilizamos o volume total da amostra, a densidade passa a chamar-se *densidade do solo*. Assim:

$$\rho = \frac{M_s}{V_t} \quad (2.4)$$

A densidade do solo é também conhecida como *densidade global* (tradução do termo inglês “*bulk density*”) (LIBARDI, 2000).

REICHARDT & TIMM (2004) salientam ainda que a densidade do solo é um índice do grau de compactação de um solo. Como o solo é um material poroso, por compressão a mesma massa de material sólido pode ocupar um volume menor. Isto afeta a sua estrutura, o arranjo, o volume dos poros e as características de retenção de água.

As formas mais comuns de quantificar a compactação são através da densidade do solo e de sua porosidade.

#### 2.1.4 Porosidade do Solo ( $\epsilon$ )

A porosidade representa um outro índice importante para a caracterização do solo. Esta quantidade indica a fração (volume) de poros (Figura 2.2) contidos numa determinada amostra de um meio poroso, ou seja:

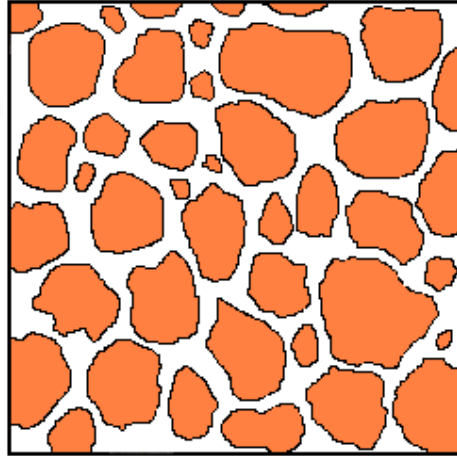
$$\epsilon = \frac{V_{ag} + V_{ar}}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{V_s}{V_t} \quad (2.5)$$

Das equações (2.3), (2.4) e (2.5), pode-se escrever a equação da porosidade em termos das densidades de partícula e do solo, ou seja:

$$\epsilon = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{\frac{M_s}{\rho} - \frac{M_s}{\rho_s}}{\frac{M_s}{\rho}} = 1 - \frac{\rho}{\rho_s} \quad (2.6)$$

Logicamente, a porosidade também é afetada pelo nível de compactação. Para uma dada  $\rho_s$ , quanto maior  $\rho$  menor  $\epsilon$  e vice versa.





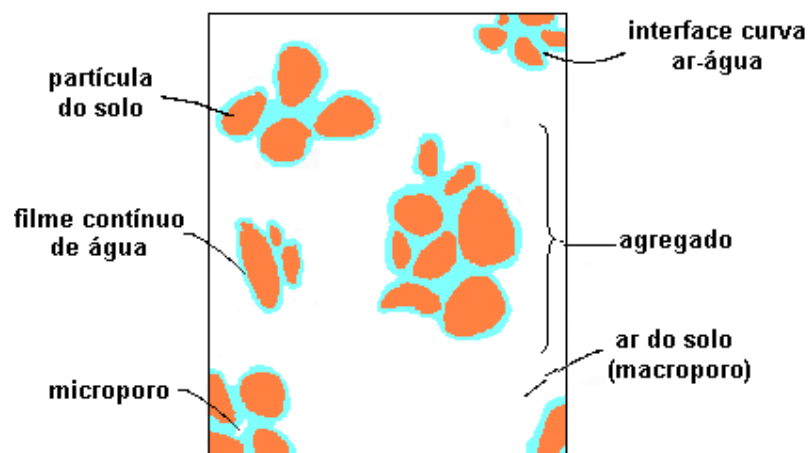
**Figura 2.2:** Representação do solo como um meio poroso

## 2.2 RETENÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

A estrutura do solo mostra que ele é um corpo poroso, contendo poros de vários tamanhos e formas (Figura 2.2). A água ocupa os espaços porosos do solo, estando retida sob tensão; este fator depende da proporção e arranjo dos componentes granulométricos do solo.

Quando a água é drenada de um solo que se encontra saturado (situação em que todos os poros do solo estão completamente preenchidos com água) o ar deve entrar a fim de substituí-la, levando o solo à condição de não saturação. Na condição em que o espaço poroso é parcialmente preenchido com água, tem-se a formação de interfaces ar-água resultantes dos processos de retenção da água pela matriz do solo.

A Figura 2.3 mostra, de maneira esquemática, como a água é retida no arranjo poroso do solo após a drenagem.



**Figura 2.3:** Retenção da água por agregados do solo após a drenagem

Basicamente, a retenção da água pelos solos é explicada através de fenômenos de capilaridade e de adsorção.

A capilaridade está ligada à afinidade entre as partículas sólidas do solo e a água, havendo, porém, a necessidade de interfaces água-ar. Estas interfaces, chamadas de meniscos, apresentam uma curvatura que é tanto maior quanto menor o tamanho do poro. Esta curvatura determina o estado de energia da água e, por isso, diz-se que quanto menor o poro, mais retida a água se encontra nele. Assim, para se esvaziar um poro grande, precisa-se aplicar menor energia do que para esvaziar um poro pequeno.

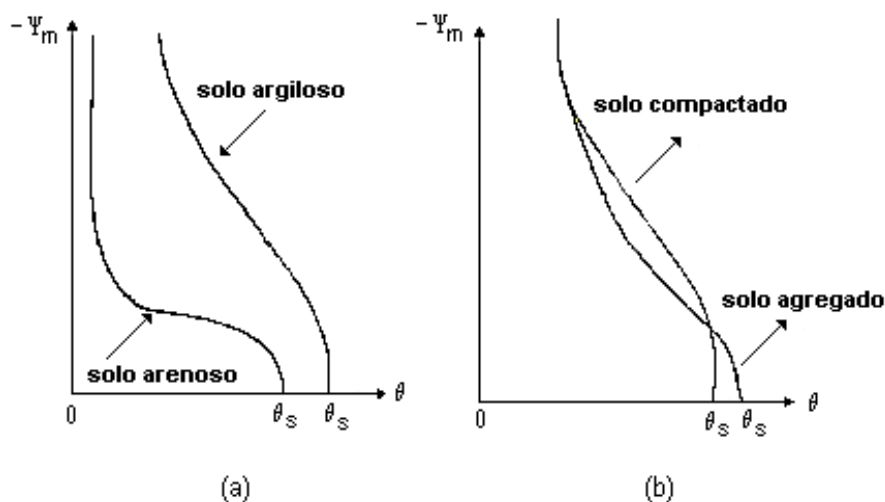
Como o solo possui uma variedade imensa de poros, de diferentes “diâmetros”, quando se modifica a energia da água do solo (por exemplo, através de uma sucção), esvaziam-se inicialmente os poros maiores. Aumentando-se ainda mais a energia da água do solo, poros cada vez menores são esvaziados.

A capilaridade atua na retenção de água dos solos na faixa úmida, quando os poros se apresentam razoavelmente cheios de água. Quando um solo seca, os poros vão se esvaziando e filmes de água recobrem as partículas sólidas. Nestas condições, o fenômeno de adsorção passa a dominar a retenção de água.

Muitos fatores afetam a retenção da água em um solo. O principal deles é a textura do solo, pois ela determina diretamente a área de contato entre as partículas

sólidas e a água. Determina também as proporções de poros de diferentes tamanhos que aparecem em uma amostra de solo.

A estrutura afeta a retenção da água pelo solo, uma vez que ela determina o arranjo das partículas, que por sua vez irá determinar a distribuição de poros. A Figura 2.4 mostra curvas de retenção esquemáticas, para solos de textura bem distinta e solos compactados.



**Figura 2.4:** Curvas de retenção de água por solos de diferentes tipos e condições.

Como se pode perceber através da Figura 2.4 (a), solos que apresentam um alto teor de argila possuem umidade maior para uma dada sucção e a variação da curva é mais lenta, enquanto que solos mais arenosos, por possuírem poros maiores, quando submetidos a esta mesma sucção são esvaziados mais rapidamente.

A Figura 2.4 (b), ilustra como a curva é afetada pela estrutura do solo, principalmente a baixas sucções. A compactação do solo faz decrescer a porosidade total e especialmente decrescer o volume dos poros entre agregados. Com a compactação, há um decréscimo dos grandes poros e aumento dos poros intermediários. Os pequenos poros permanecem, praticamente, inalterados.

A água retida pelo solo pode ser medida, por uma grandeza denominada de umidade do solo, que será apresentada a seguir.

### 2.2.1 Umidade do Solo

LIBARDI (2000) define esta grandeza como sendo o índice mais básico, quantificador de água numa dada amostra de solo e, tradicionalmente, tem sido expressa de duas maneiras:

*Umidade à base de peso (u)*

$$u = \frac{M_{ag}}{M_s} = \frac{M_t - M_s}{M_s} \quad (2.7)$$

Onde  $M_t$ ,  $M_{ag}$  e  $M_s$  foram definidos anteriormente.

*Umidade à base de volume ( $\theta$ )*

$$\theta = \frac{V_{ag}}{V_t} = \frac{M_t - M_s}{\rho_{ag} V_t} \quad (2.8)$$

Onde  $\rho_{ag}$  representa a densidade da água ou solução no solo. Comumente este valor é adotado como sendo igual a  $1\text{g/cm}^3$ , a densidade da água pura.

### 2.2.2 Potencial Matricial

O potencial matricial se refere aos estados de energia da água devidos à sua interação com as partículas sólidas do solo. Esta interação se refere a fenômenos de capilaridade (altos valores de umidade) e de adsorção (baixos valores de umidade) e

eles conferem à água estados de energia menores do que o estado da água “livre”, à pressão atmosférica, onde, para este último, é atribuído o valor zero (estado padrão). Portanto, o potencial matricial ( $\Psi_m$ ) é sempre negativo. Este potencial foi também denominado *potencial capilar*, *tensão da água no solo*, *sucção* ou *pressão negativa*.

O potencial matricial é determinado experimentalmente, uma vez que é difícil descrevê-lo matematicamente. Isso se deve à irregularidade dos poros, o que os tornam diferentes de um capilar contínuo.

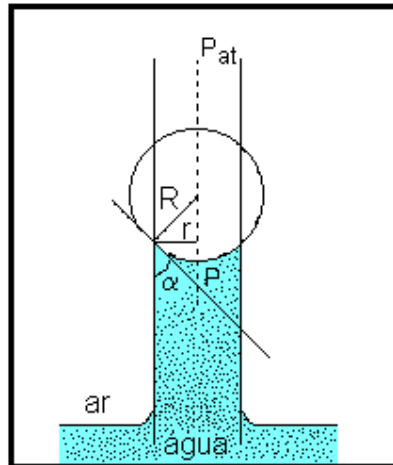
Segundo REICHARDT & TIMM (2004), em superfícies curvilíneas de interface líquido-gás, existe uma diferença de pressão entre pontos imediatamente superiores e inferiores à interface, responsável por uma série de fenômenos capilares. Esta diferença de pressão ( $\Delta P$ ) é expressa por:

$$\Delta P = \frac{2 \sigma}{R} \quad (2.9)$$

onde:  $\sigma$  é a tensão superficial do líquido e  $R$  é o raio de curvatura do menisco na interface líquido-gás.

Esta relação, conhecida como “Fórmula de Laplace”, é válida para superfícies esféricas e sua dedução pode ser encontrada em, por exemplo, LIBARDI (2000) e REICHARDT & TIMM (2004).

Quando um tubo capilar é imerso em uma superfície de um líquido, este ascenderá pelo tubo e formará um menisco, que é resultado do raio do tubo e do ângulo de contato entre as paredes do tubo e o líquido que o preenche (Figura 2.5).



**Figura 2.5:** Capilar imerso em água

A curvatura será tanto maior quanto menor o diâmetro capilar (REICHARDT & TIMM, 2004). Se o raio de curvatura do menisco  $R$  for igual ao raio do tubo capilar  $r$ , o menisco será hemisférico e o ângulo de contato, nulo. Para  $\alpha$  compreendido entre  $0^\circ$  e  $90^\circ$ ,  $R = \frac{r}{\cos \alpha}$  e a equação (2.9) torna-se:

$$\Delta P = \Delta \Psi = \frac{2 \sigma \cos \alpha}{r} \quad (2.10)$$

O ângulo de contato de um líquido sobre um sólido é geralmente constante em dadas condições físicas (REICHARDT & TIMM, 2004). O ângulo de contato para a água pura sobre superfícies planas, inorgânicas, é, geralmente, próximo de zero, o que torna  $\cos(\alpha)$  igual a 1.

Da hidrostática tem-se que  $P = \rho g h$  e, portanto:

$$\rho g h = \frac{2 \sigma \cos \alpha}{r}$$

Com isso, num tubo capilar de vidro, o raio do tubo será:

$$r = \frac{2 \sigma}{\rho_l g h} \quad (2.11)$$

Em que  $\rho_l$  é a densidade do líquido,  $g$  a aceleração da gravidade e  $\sigma$  a tensão superficial do líquido.

Na teoria capilar,  $h$  representa a altura de ascensão capilar promovida pelas forças de adesão entre as paredes do sólido e o líquido, sendo inversamente proporcional ao raio do tubo capilar (LIBARDI, 2000).

Na prática, no solo,  $h$  representa a energia por unidade de peso com que a água se encontra retida no espaço poroso, ou seja, o potencial matricial ( $\Psi_m$ ) (REICHARDT & TIMM, 2004).

### 2.2.3 Distribuição do tamanho dos poros: macro, meso e micro-porosidade

A determinação do tamanho e a distribuição dos poros no solo pressupõem a aceitação do modelo físico da teoria capilar como representativo do espaço poroso deste meio.

A definição do tamanho dos poros faz-se pela identificação dos diâmetros cilíndricos equivalentes, normalmente estimados a partir da drenagem da água pela aplicação de tensões capilares em amostras saturadas, pelo método denominado “dessorção de água”.

O método consiste na drenagem, por etapas, de uma amostra de solo embebida em água até a saturação, através da aplicação de tensões específicas para drenar um volume de água contido nos poros de diâmetro equivalente, dado pela equação 2.11. Pelas etapas sucessivas do ensaio, pode-se determinar a distribuição do tamanho de poros da amostra. Pelo modelo proposto, CHILDS (1940) e GARDNER (1956) pressupõem que os poros maiores são os primeiros a serem drenados, seguidos por poros sucessivamente menores.

No estudo da distribuição de poros, LIBARDI (2000), refere-se ao *tamanho do poro* como o diâmetro da maior esfera inscrita no interior do espaço ocupado pelo poro, e é por este motivo que os poros do solo são classificados em termos de *diâmetro* de poro.

Assim, de acordo com a equação (2.11), a submissão de uma amostra saturada a uma determinada tensão de sucção, provoca drenagem dos poros de diâmetro equivalente ( $d_p$ ) igual a:

$$d_p = 2 r = \frac{4 \sigma}{\rho g \Psi_m} \quad (2.12)$$

Segundo KOOREVAAR *et al* (1983) os poros do solo são classificados, empiricamente, em três grupos:

- a) *Macroporos* – poros com diâmetro maior do que 100  $\mu\text{m}$ . São responsáveis pela aeração e escoamento da água no solo;
- b) *Mesoporos* – poros com diâmetro entre 30 e 100  $\mu\text{m}$ . São responsáveis pela distribuição da água no espaço poroso e;
- c) *Microporos* – poros com diâmetro menor do que 30  $\mu\text{m}$ . São responsáveis pela retenção da água no solo. Estes poros são chamados de *poros capilares*.

#### 2.2.4 Curva Característica de Umidade

O ensaio de retenção da água no solo consiste em calcular a umidade através do registro de peso da amostra, depois de constatado o equilíbrio hidrostático entre a água retida nos poros do solo e a tensão de sucção, usando a equação 2.8.

Da aplicação de diferentes tensões numa mesma amostra, obtém-se a umidade equivalente a cada sucção, o que permite a elaboração da “curva

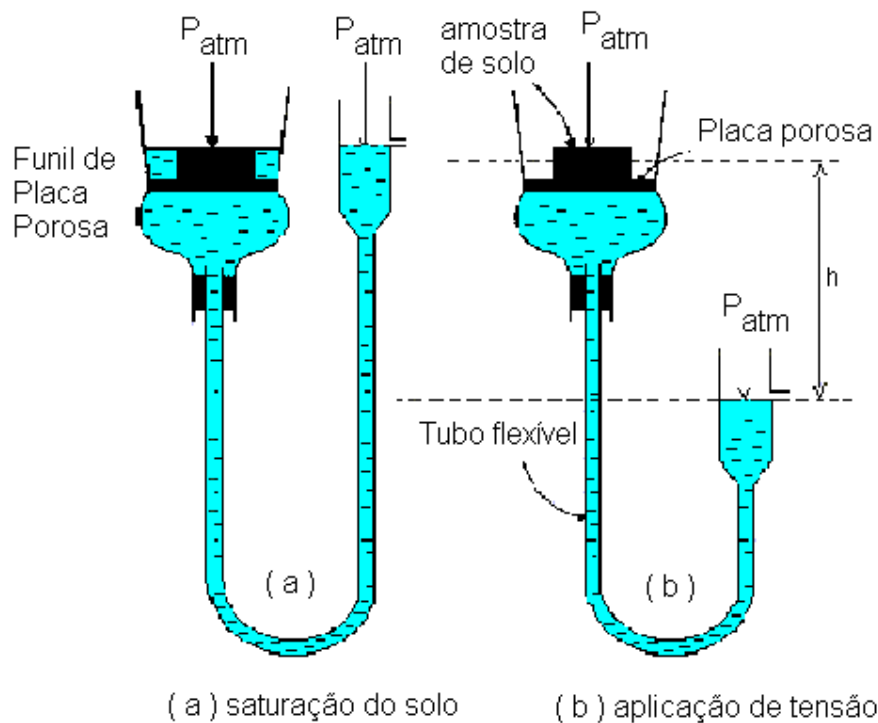


característica de umidade do solo” ou simplesmente “curva de retenção” (REICHARDT & TIMM, 2004).

Esta curva relaciona a energia potencial matricial  $\Psi_m$ , representada pelas tensões de sucções empregadas, ao conteúdo de água que permanece no solo após a aplicação desta sucção.

A Figura 2.6 ilustra o procedimento de medida da umidade da amostra através do funil de Haines (funil munido de uma placa porosa na parte inferior de seu corpo adaptado a uma haste flexível).

Em (a) tem-se a saturação da amostra de solo, onde deve ser garantido o mais perfeito contato entre a amostra e a placa; em (b) há a aplicação da tensão de sucção  $h$  desejada para drenar poros de diâmetro equivalente (de acordo com a equação 2.14) do conjunto amostra + placa porosa.



**Figura 2.6:** Esquema ilustrativo do Funil de Haines – ensaio de dessorção de água

Apenas pontos de baixa tensão da curva são determinados por este procedimento, tendo em vista limitações operacionais (por exemplo, estabelecer sucções superiores a 1 metro de coluna de água). No entanto, estas sucções, em determinados tipos de solos, são capazes de drenar grande parte da água retida nos macroporos do solo.

As curvas de retenção da água são construídas a partir da determinação de uma coleção de pares de umidade do solo correspondente a dado potencial matricial aplicado. Comumente, estas curvas são ajustadas utilizando-se o modelo de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) representado pela seguinte equação:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \Psi)^n]^m} \quad (2.13)$$

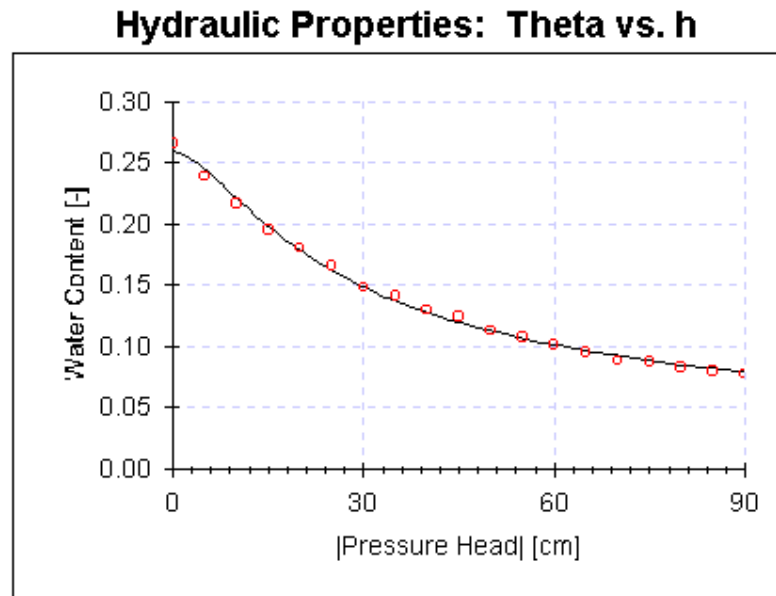
onde:  $\theta$  é a umidade do solo no potencial  $\Psi$ ,  $\theta_s$  é a umidade de saturação da amostra ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ),  $\theta_r$  é a umidade residual ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ),  $\Psi$  é a sucção aplicada (cm de água);  $\alpha$ ,  $m$  e  $n$  são parâmetros de ajuste do modelo.

Em geral vale a relação:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad \text{para } n > 1 \quad (2.14)$$

A equação (2.13) contém 4 parâmetros independentes ( $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$  e  $n$ ). Em geral, são estimados ( $\theta_r$  e  $\theta_s$ ) e ajustados ( $\alpha$  e  $n$ ) com base nos valores obtidos e observados para a curva de retenção. Existem vários softwares computacionais utilizados para este ajuste, como por exemplo, o RETC (RETention Curve), do Salinity Laboratory, USDA (VAN GENUCHTEN *et al.*, 1991).

Um exemplo da curva obtida através deste software é apresentado na Figura (2.7).



**Figura 2.7:** Curva de retenção obtida para uma amostra de areia segundo o modelo de van Genuchten (obtida no RETC do Soil Salinity Laboratory).

A curva de retenção, como salientado anteriormente, relaciona a quantidade de solução no solo em equilíbrio com a tensão aplicada. É oportuno mostrar que uma vez obtida a curva de retenção, pode-se estimar a partir dela e da equação (2.10), a distribuição do tamanho dos poros no solo.

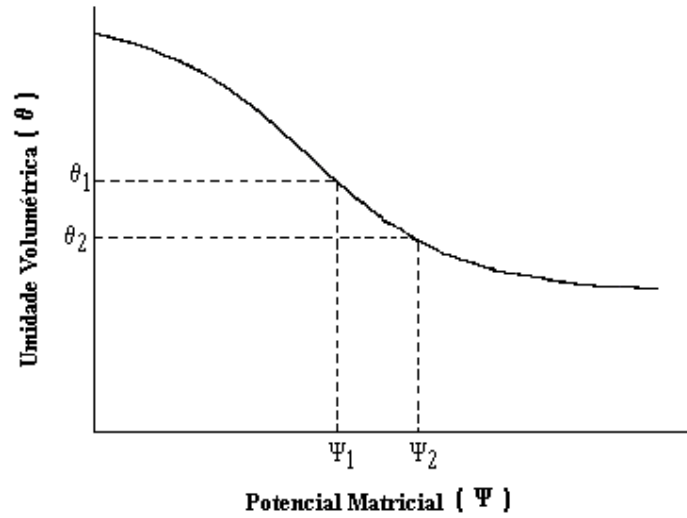
A fim de facilitar a interpretação é conveniente elaborar uma curva diferencial da curva de retenção, ou seja, um gráfico  $d\theta/d\Psi_m$  versus  $\Psi_m$ . Em JURY *et al.* (1991), a relação  $d\theta/d\Psi_m$  é definida como “Função de Capacidade de Água”, a qual expressa a variação da umidade ( $\theta$ ) em relação à variação de potencial matricial ( $\Psi_m$ ) e é dada pela equação:

$$\frac{d\theta}{d\Psi_m} = \frac{(\theta_s - \theta_r)(-m)\alpha n(-1)(-\Psi_m)^{n-1}}{[1 + \alpha(-\Psi_m)^n]^{1+m}} \quad (2.15)$$

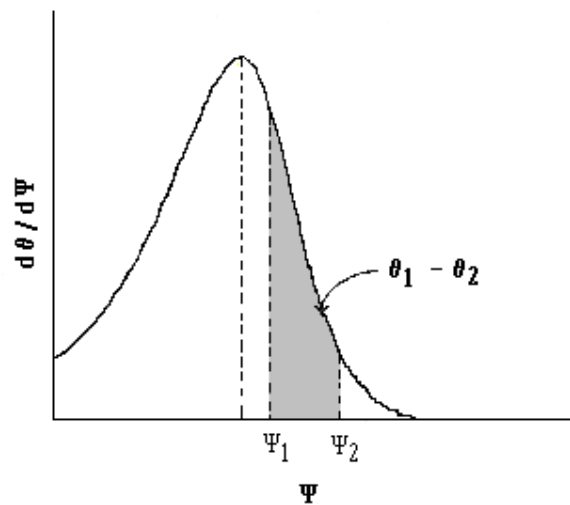
Que para  $m = 1 - \frac{1}{n}$ , se torna:

$$\frac{d\theta}{d\Psi_m} = \frac{\alpha(\theta_s - \theta_r)(n-1)(-\Psi_m)^{n-1}}{[1 + \alpha(-\Psi_m)^n]^{2-\frac{1}{n}}} \quad (2.16)$$

A Figura 2.8 representa uma curva de retenção de um dado solo e a Figura 2.9, a curva diferencial dela oriunda.



**Figura 2.8:** Curva de retenção de um solo



**Figura 2.9:** Curva diferencial da curva de retenção do solo da Figura 2.8.

Para se entender o significado da curva diferencial, imaginemos que o esvaziamento de poros de raio maior do que  $r_1$  ocorre quando se aplica uma sucção equivalente à  $\Psi_1$ . E que pela aplicação de uma sucção maior  $\Psi_2$  sejam esvaziados poros de raios maiores do que  $r_2$ . Quando se analisa o efeito da variação de sucção  $\Delta\Psi = \Psi_2 - \Psi_1$ , pode-se imaginar que os poros entre  $r_2$  e  $r_1$  ( $r_1 > r_2$ ) foram esvaziados. Com isso, o volume de água extraído do solo com a variação da tensão de  $\Psi_1$  para  $\Psi_2$ , o qual é obtido pela diferença de umidades  $\theta_2 - \theta_1$ , é igual ao volume de poros de raio menor do que  $r_1$  e maior do que  $r_2$  esvaziados na amostra.

Com base nestas considerações, percebe-se que, para uma mesma variação de  $\Psi_2 - \Psi_1$ , quanto maior for  $\theta_1 - \theta_2$ , maior é o número de poros existentes no solo com raios entre  $r_1$  e  $r_2$ , ou seja, pode-se obter, a partir da curva de retenção, a distribuição do tamanho de poros da estrutura (LIBARDI, 2000).

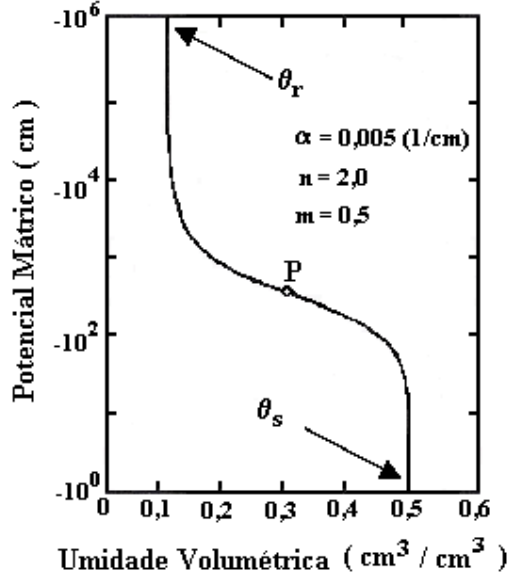
### 2.2.5 Interpretação Gráfica e Significado Físico dos Parâmetros

Como mencionado anteriormente, o modelo de van Genuchten contém, após a restrição de que  $m = 1 - \frac{1}{n}$ , quatro parâmetros independentes, denominados  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$  e  $n$ . O valor para o conteúdo de umidade volumétrica na saturação é, em teoria, igual a porosidade ( $\varepsilon$ ) do solo e é determinada experimentalmente, observando-se a saturação da amostra. É este valor que é tomado como estimativa inicial para  $\theta_s$ .

Para se estimar os parâmetros  $\alpha$  e  $n$ , escolhe-se  $P$  como sendo o ponto médio entre  $\theta_r$  e  $\theta_s$  na curva característica, tal como apresentado na (Figura 2.10). A partir da equação de van Genuchten (2.13) tem-se que no ponto  $P$ ,  $\alpha$  é representado através da equação:

$$\alpha = \frac{1}{\Psi_p} \left( 2^{\frac{n}{n-1}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} \quad (2.17)$$

Para  $n$  suficientemente grande,  $m$  se aproxima de 1 e  $\alpha$  é aproximadamente igual ao valor inverso de  $\Psi_p$ .



**Figura 2.10:** Curva de Retenção da água baseado na equação de van Genuchten.

Finalmente, o parâmetro  $n$  pode ser obtido através da diferenciação da equação de van Genuchten  $\left(\frac{d\theta}{d\Psi}\right)$  e substituindo o valor encontrado na equação (2.17), o que nos fornece a relação entre  $\Psi \cdot \left(\frac{d\theta}{d\Psi}\right)$  e  $n$ .

$$\Psi \cdot \left(\frac{d\theta}{d\Psi}\right) = \frac{-m(\theta_s - \theta_r)}{1-m} \Theta \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m}}\right) \quad (2.18)$$

onde  $\Theta$  é definido por:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Cálculos adicionais apresentados em VAN GENUCHTEN (1980) resultam na seguinte equação para  $n$ :

$$n = \begin{cases} e^{(0.8 \cdot S_p)} & (0 < S_p \leq 1) \\ \left( \frac{0.5755}{S_p} \right) + \frac{0.1}{S_p^2} + \left( \frac{0.025}{S_p^3} \right)^{-1} & (S_p > 1) \end{cases} \quad (2.19)$$

onde  $S_p$  é a inclinação da curva no ponto  $P$ , definido por:

$$S_p = \frac{1}{\theta_s - \theta_r} \cdot \left| \frac{d\theta}{d(\log \Psi)} \right| \quad (2.20)$$

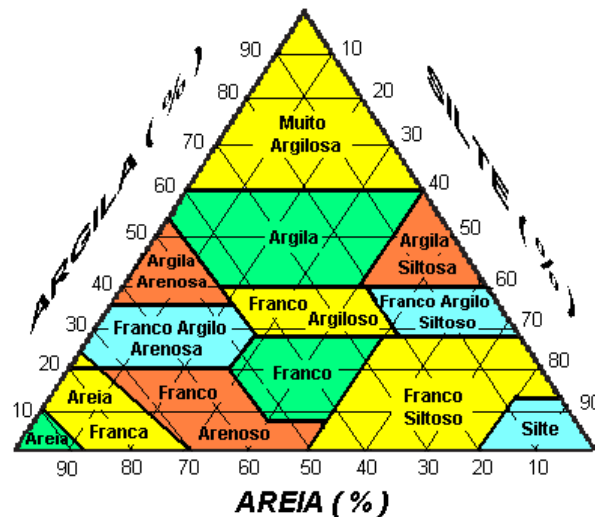
A tabela 2.1 apresenta os valores médio, mínimo e máximo para os parâmetros do modelo de van Genuchten para cinco classes texturais de acordo com a classificação Belga, onde na tabela,  $N$  é o número de observações para o cálculo da média apresentada (HARTMANN, 2001)

Classe Textural	N	Médio	Mínimo	Máximo
<b><i>Argiloso</i></b>	10			
$\theta_s$		0.44	0.39	0.49
$\theta_r$		0.16	0.00	0.30
$\alpha 10^{-3}$		2.00	2.00	7.77
$n$		0.63	0.30	0.96
<b><i>Franco</i></b>	33			
$\theta_s$		0.42	0.38	0.46
$\theta_r$		0.11	0.04	0.14
$\alpha 10^{-3}$		1.56	0.40	4.20
$n$		0.80	0.42	1.44
<b><i>Franco Arenoso</i></b>	55			
$\theta_s$		0.41	0.36	0.48
$\theta_r$		0.09	0.00	0.22
$\alpha 10^{-3}$		2.29	0.20	5.70
$n$		0.86	0.32	1.23
<b><i>Areia Franca</i></b>	10			
$\theta_s$		0.41	0.32	0.53
$\theta_r$		0.09	0.07	0.14
$\alpha 10^{-3}$		7.42	3.41	20.61
$n$		1.21	0.76	1.27
<b><i>Areia</i></b>	62			
$\theta_s$		0.39	0.30	0.54
$\theta_r$		0.04	0.00	0.10
$\alpha 10^{-3}$		12.30	1.60	37.10
$n$		1.68	0.69	2.62

**Tabela 2.1:** Valores médio, mínimo e máximo para os parâmetros de van Genuchten (HARTMANN, 2001).



A Figura 2.11 representa, de maneira esquemática, o triângulo de classificação textural, o qual é utilizado para designar o solo de acordo com as porcentagens de areia, silte e argila presentes no mesmo.



**Figura 2.11:** Triângulo de classificação textural (REICHARDT & TIMM, 2004)

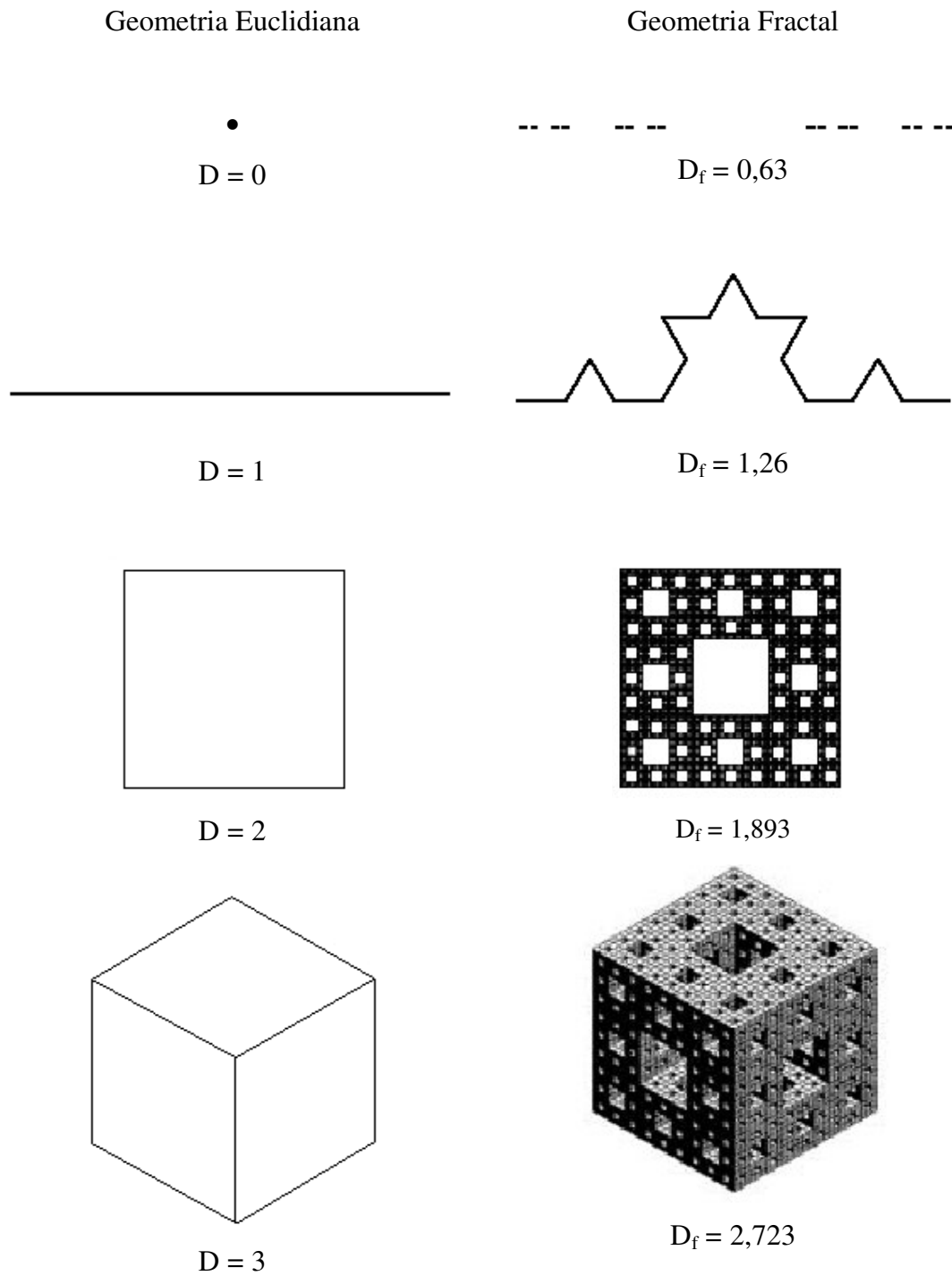
## 2.3 GEOMETRIA FRACTAL

Para melhor entendimento das características da Geometria Fractal, comecemos por analisar resumidamente aquilo em que esta se opõe à Geometria Tradicional ou Euclidiana.

A Geometria Fractal, diferentemente da Euclidiana, admite a existência de dimensões fracionárias. Pode-se dizer que muitos objetos naturais têm uma representação não adequada quando analisada com os instrumentos da geometria Euclidiana.

Na geometria euclidiana, objetos são classificados como: adimensionais (ponto), unidimensionais (linha), bidimensionais (superfície plana) ou tridimensionais (sólido). A teoria dos fractais, admite-se dimensões fracionárias, ou seja, um objeto pode admitir dimensões:  $0 < D < 1$ , significando que é mais que um

ponto e menos do que uma linha;  $1 < D < 2$  é mais que uma linha, mas não chega a preencher todo o plano;  $2 < D < 3$  é mais que um plano, mas não chega a preencher completamente um volume (Figura 2.12).



**Figura 2.12:** Exemplos de objetos comparativos entre a geometria euclidiana e fractal.

Um outro aspecto importante está relacionado com o fato de que a Geometria Fractal se adapta bem à representação de objetos naturais. Assim, ao contrário dos objetos “criados” pelo homem, que são caracterizados por possuírem linhas e ângulos retos, círculos perfeitos, etc., os objetos naturais (Figura 2.13) estão repletos de irregularidades, assimetrias e “imperfeições”, fatores estes que são levados em consideração na Geometria Fractal.



**Figura 2.13:** Exemplos de fractais naturais

Conceitos associados a objetos fractais e números que dessem a idéia do que mais tarde ficou conhecido como “dimensão fractal” foram inicialmente apresentadas por Mandelbrot em seu artigo intitulado “How Long is the Coast of Britain?” (1967). Neste artigo o autor expõe um problema complexo e que permite discernir o que é um fractal, através do desafio de calcular o quão extenso é o contorno da costa da Grã-Bretanha e chega à conclusão de que a resposta não é tão simples quanto se imagina.

Principalmente, Mandelbrot percebe que o comprimento é função da escala ou nível de definição da figura utilizada na medição (Figura 2.14).



**Figura 2.14:** Influência da régua na medida do comprimento da linha costeira.

A utilização de réguas de diferentes tamanhos na medição do comprimento de uma costa conduz a resultados diferentes, ou seja, quanto menor a régua em que se faz a medição, maior (para um mesmo nível de detalhes) é o valor obtido para o comprimento. Isto se deve ao fato de que a linha costeira é muito irregular, de forma que uma régua muito grande não consegue levar em conta estas irregularidades.

A partir da realização deste artigo, Mandelbrot apresenta e define os conceitos de dimensão fractal e auto-similaridade estatística.

As curvas fractais são consideradas auto-semelhantes, pois as suas propriedades são as mesmas em qualquer nível de detalhe, ou seja, o fractal é similar a uma de suas partes, por menor que ela seja.

De maneira geral, pode-se dizer que a dimensão de uma curva fractal é um número que caracteriza a maneira na qual a medida do comprimento entre dois pontos aumenta à medida em que a escala diminui. A dimensão fractal  $D$  é definida pela relação:

$$N(r) = K r^{-D} \quad (2.21a)$$

Ou ainda:

$$D = -\frac{\ln N(r)}{\ln(r)} \quad (2.21b)$$

onde:  $N(r)$  é um número cumulativo de objetos de tamanho  $r$ ,  $k$  é uma constante igual a  $N(r)$  para  $r=1$  e  $D$  é a dimensão fractal.

No caso de um objeto fractal, um gráfico de  $\ln(r)$  contra  $\ln N(r)$  é uma reta, cujo coeficiente angular representa o negativo do valor da dimensão fractal do objeto analisado.

Para a determinação da dimensão fractal de um objeto, uma técnica largamente utilizada e de fácil implementação é a do “Box Counting”. A técnica consiste em contar o número “ $N(r)$ ” de réguas de comprimento “ $r$ ” para cobrir uma determinada curva fractal, ou o número de caixas para cobrir uma certa área ou ainda, o número de cubos para preencher um determinado espaço tridimensional.

Em Física de Solos, são encontradas várias aplicações envolvendo a dimensão fractal (GIMÉNEZ *et al.*, 1997a,b; ANDERSON *et al.*, 1996; TYLER & WHEATCRAFT, 1992; ARYA & PARIS, 1981).

No caso deste trabalho, estamos interessados particularmente em duas definições de dimensão fractal, que são a dimensão fractal de fracionamento  $D_f$  (ARYA & PARIS, 1981; GARDNER, 1956; TYLER & WHEATCRAFT, 1992) e de porosidade  $D_v$  (GIMÉNEZ *et al.*, 1997c; ANDERSON *et al.*, 1996).

### 2.3.1 Dimensão Fractal de Porosidade

A dimensão fractal de porosidade  $D_v$ , associada ao espaço poroso do solo, é usada para descrever a heterogeneidade e a capacidade de preenchimento de um objeto em relação ao todo, a seção transversal ou longitudinal (espaço bidimensional) de um espaço poroso. Esta dimensão fractal é utilizada para a caracterização de espaços porosos como os do solo (GIMÉNEZ *et al.*, 1997c; ANDERSON *et al.*, 1996).

Para uma seção porosa, o valor  $D_v$  esperado é menor que a dimensão de embebiamento que, no caso de uma seção bidimensional, tem valor igual a 2.

### 2.3.2 Dimensão Fractal de Fracionamento

Ao ser desestruturado (“quebrado”), o solo se fraciona em um conjunto de agregados de solo. Como definido anteriormente, agregados são unidades menores de solo que, quando unidos formam a estrutura do solo. Segundo ARYA & PARIS (1981), GARDNER (1956) e TYLER & WHEATCRAFT (1992), o conjunto formado pela desestruturação possui característica fractal.

Neste caso, o número de agregados  $N(r)$  de uma determinada classe  $r$  pode ser escrita através de uma equação do tipo:

$$N(r) = K r^{-D_f} \quad (2.22)$$

onde  $D_f$  é a dimensão fractal de fracionamento.

De acordo com GIMÉNEZ *et al.* (1997c), a dimensão fractal de fracionamento ( $D_f$ ) pode variar de 1 a 5.

Na maioria da análise de solos, a equação (2.22) não pode ser diretamente aplicada, pois não é prático contar o número de agregados, cujo tamanho varia entre limites superiores e inferiores definidos pelos diâmetros das partículas. É considerado mais apropriado investigar a distribuição de tamanhos dos agregados expresso em termos de massa, a qual pode ser facilmente obtida (TYLER & WHEATCRAFT, 1992; PERFECT *et al.*, 1992). O número de objetos considerados esféricos de tamanho característico (raio, por exemplo)  $r'$ ,  $N(r')$ , é dado por:

$$N(r') = \frac{6 M(r')}{\pi \rho_p r'^3} \quad (2.23)$$

onde  $M(r')$  é a massa total de partículas de tamanho  $r'$ , e  $\rho_p$  é a densidade das partículas que compõem o solo. Segue que:

$$\sum_{r'_{\min}}^{r'_{\max}} N(r') = N(r) \quad (2.24)$$

Substituindo-se (2.22) e (2.23) na equação (2.24), obtém-se:

$$\sum_{r'=1}^r \frac{6 M(r')}{\pi \rho r^3} = k r^{-D_f} \quad (2.25)$$

O modelo de massa fractal é aplicado para descrever a distribuição do tamanho de partículas do solo.

Portanto, um conjunto de massas  $M(r')$  define um valor de  $D_f$ . Ou de maneira diversa, um conjunto  $M(r')$ , quando reunido, forma um solo ao qual associa-se uma dimensão fractal de fracionamento  $D_f$ .

## CAPÍTULO 3

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 SISTEMA UTILIZADO PARA A DETERMINAÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO

A fim de se determinar a curva de retenção para amostras de diferentes estruturas e estados de agregação próximas da condição de saturação, foi desenvolvido um sistema, idealizado a partir da modificação da idéia de um “funil de placa porosa”.

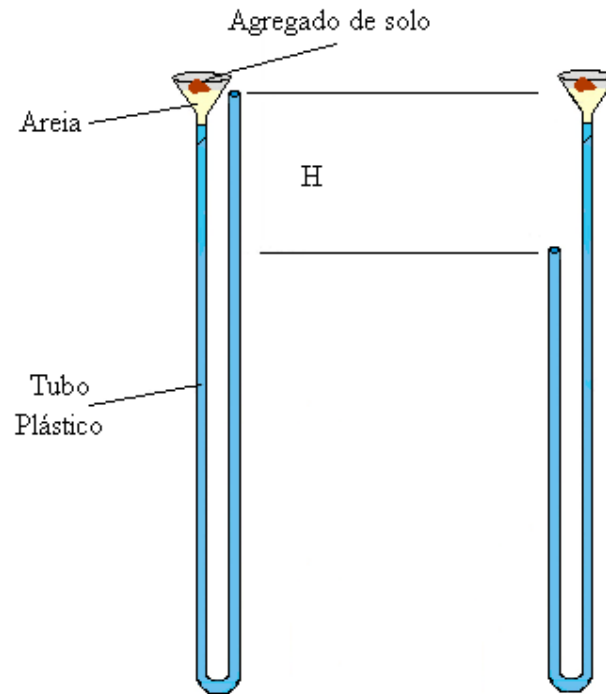
Tal sistema consiste de um funil preenchido com areia, onde na extremidade inferior do funil conectou-se uma mangueira flexível como mostrado na Figura 3.1.

Pelo abaixamento da mangueira em relação à superfície da areia, é possível produzir-se uma sucção na amostra de solo. Esta sucção remove água da amostra até que uma nova condição de equilíbrio, para a sucção aplicada, seja estabelecida. Nesta nova condição, de acordo com a equação (3.1) poros maiores que  $r$  são esvaziados:

$$\Psi = \frac{2 \sigma \cos \alpha}{r} \quad (3.1)$$

O que diferencia este sistema do original é a substituição da placa porosa, presente no Funil de Haines, por areia de granulometria menor do que 106  $\mu\text{m}$ . Esta granulometria foi escolhida, pois se mostrou adequada para suportar pressões da ordem de 1,5m de água (cerca 95 kPa).





**Figura 3.1:** Funil de Haines Modificado

A fim de evitar-se a perda de areia do sistema, utilizou-se papel de filtro para a vedação da extremidade inferior do funil.

O sistema desenvolvido permitiu a investigação detalhada da curva de retenção para sucções de até 1,2m de água (cerca de 75 kPa), o que equivale ao esvaziamento de poros de até 0,0122 mm de raio. Nesta faixa de sucções obtém-se informações sobre a macroporosidade do solo estudado.

Foram levantadas curvas características para agregados de solos e também de amostras de solos arenosos, e os dados obtidos foram utilizados para a construção das curvas de retenção.

### 3.2 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Os ensaios para a observação da curva de retenção foram realizados no Laboratório de Física Aplicada a Solos e Ciências Ambientais (FASCA), do DEFIS/UEPG. Foram realizados experimentos envolvendo combinações de solos arenosos da região de Ponta Grossa e agregados de solos argilosos, provenientes da região de Piracicaba – São Paulo.

#### 3.2.1 Preparação das Amostras de Solo Arenoso

Para a investigação das modificações produzidas na curva de retenção devido à estrutura porosa das amostras, foram reconstruídas amostras de solo arenoso com determinadas características de distribuição de partículas. Para isto, utilizou-se a equação (3.2), onde os valores de  $D_f$  escolhidos foram: 2; 2,25; 2,5; 2,75; e 3.

$$N(r) = K r^{-D_f} \quad (3.2)$$

Para a reconstrução das amostras foram utilizadas partículas de areia de tamanhos característicos " $r_i$ " iguais a: 0,159 (0,212 – 0,106); 0,256 (0,3 – 0,212); 0,400 (0,5 – 0,3); 1,38 (1,76 – 1); e 1,50 (2 – 1) mm, as quais foram obtidas através de peneiramento.

De acordo com a equação (3.2), um solo cuja dimensão fractal de fracionamento é  $D_f$ , possui um número de agregados ou partículas de tamanho característico  $r_i$  dado por:

$$N(r_i) = k r_i^{-D_f} \quad (3.3)$$

Se os  $N(r_i)$  forem somados sobre todas as classes de partículas ou agregados que compõem o solo, temos que:

$$\sum_i N(r_i) = N_t \quad (3.4)$$

onde  $N_t$  é o número total de partículas ou agregados nos quais uma amostra de solo se fragmenta.

De acordo com o que foi apresentado, o valor de  $k$  para uma dada distribuição de partículas é, dado por:

$$k = \frac{N_t}{\sum_i r_i^{-D_f}} \quad (3.5)$$

Em termos deste valor de  $k$  a equação (3.3) fica dada por:

$$N(r_i) = \frac{N_t}{\sum_i r_i^{-D_f}} r_i^{-D_f} \quad (3.6)$$

Ou ainda, podemos escrever:

$$\frac{N(r_i)}{N_t} = \frac{r_i^{-D_f}}{\sum_i r_i^{-D_f}} \quad (3.7)$$

O valor de  $\frac{N(r_i)}{N_t}$  na equação 3.7 representa a porcentagem de aparecimento de partículas de um tamanho característico " $r_i$ " em dada amostra de solo.

Portanto, em uma amostra cuja massa é " $M$ ", a massa " $M(r_i)$ " (de partículas cujo tamanho característico é  $r_i$ ) é dada por:

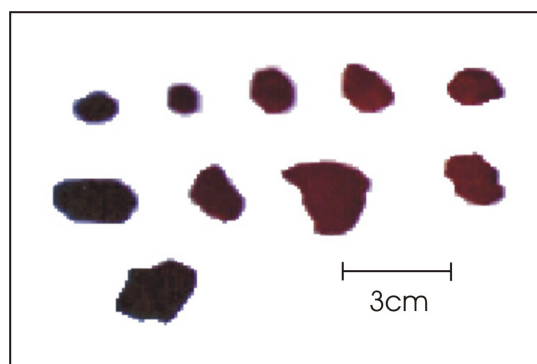
$$M(r_i) = \frac{r^{-D_f}}{\sum_i r_i^{-D_f}} M \quad (3.8)$$

Para compor uma amostra, as partículas de areia foram misturadas em proporções " $M_i/M$ " fornecidas pela equação 3.8. A mistura foi acondicionada homogeneamente em recipientes cilíndricos de 1,85 – 2,35 cm de raio e 4 – 5 cm de altura dando origem às amostras de solo arenoso. Para evitar qualquer perda de amostra, tapou-se o fundo dos recipientes com papel de filtro.

### 3.2.2 Separação de Agregados de Solo Argiloso

Os solos utilizados para a determinação da curva característica de umidade, foram separados de uma amostra de solo denominado  $Bw_2$ , da região de Piracicaba – São Paulo e se encontravam a uma profundidade entre 130 – 165 cm.

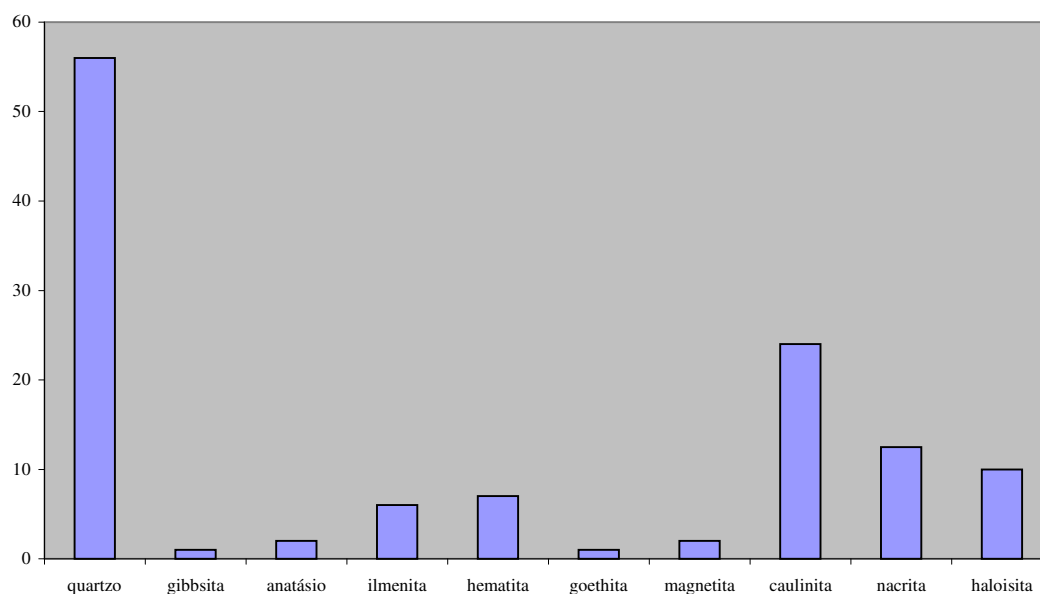
Foram investigados agregados de solo de diferentes tamanhos, desde 2 até 7 cm de “diâmetro” aproximado (Figura 3.2).



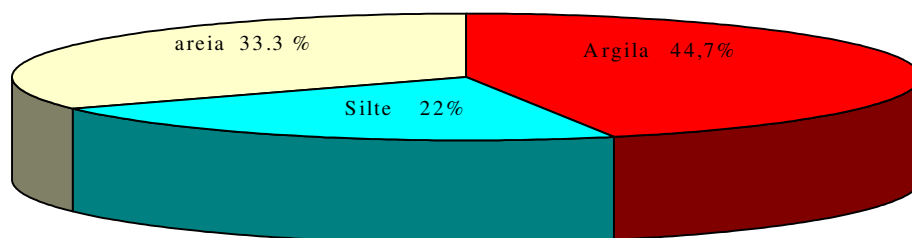
**Figura 3.2:** Imagem dos agregados utilizados no estudo de retenção de umidade

As quantidades relativas às três frações – areia, silte e argila – obtidas através da análise granulométrica deste solo são apresentadas em BRINATTI (2001). No

trabalho, o método de Rietveld foi utilizado nesta análise por ter como característica a possibilidade de efetuar a quantificação das fases presentes em uma amostra de solo (Figuras 3.3a e 3.3b). Na figura 3.3a apresenta-se a porcentagem em massa de cada mineral presente na amostra e na figura 3.3b as porcentagens de areia, silte e argila da amostra de solo.



**Figura 3.3a:** Distribuição em barras da totalização da massa em porcentagem para cada mineral pelo *MR* pelo lote *TRX* (Terra Roxa) no horizonte *Bw<sub>2</sub>* (BRINATTI, 2001).



**Figura 3.3b:** Análise textural do solo utilizado (BRINATTI, 2001)

### 3.3 DETERMINAÇÃO DA DENSIDADE DOS AGREGADOS DO SOLO $B_{w2}$

O volume dos agregados foi determinado através do método denominado de “Sand Replacement Method”, descrito em Colorado Procedure 22-99 (disponível: [www.dot.state.co.us/DesignSupport/field%20Materials%20Manual/CP%2022.pdf](http://www.dot.state.co.us/DesignSupport/field%20Materials%20Manual/CP%2022.pdf).)

Para empregar esta técnica utiliza-se uma areia com granulometria variando entre 500 - 300  $\mu\text{m}$  de diâmetro e com densidade conhecida.

Para a determinação da densidade da areia, os seguintes passos foram realizados:

- a) Determina-se o volume do recipiente a ser utilizado no método – determina-se primeiramente a massa do recipiente vazio e, em seguida a massa do mesmo completamente preenchido com água. Uma vez que a densidade da água é  $1,00 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ , a massa de água necessária para o preenchimento do recipiente é igual ao volume do recipiente;
- b) Determina-se a densidade da areia através da medição da massa de areia utilizada para preencher o mesmo;
- c) De posse dos dados obtidos nos itens a e b, o quociente entre a massa de areia suficiente para preencher o recipiente e o volume do recipiente fornece a densidade da areia utilizada no método.
- d) Os resultados obtidos são apresentados a seguir:

Volume do recipiente ( $\text{cm}^3$ )									
120,40	120,96	120,95	121,97	121,36	120,70	120,71	122,48	121,62	121,22
121,69	121,70	122,24	121,72	122,69	122,57	122,54	122,58	121,73	121,97
$\bar{V} = (121,69 \pm 0,02) \text{ cm}^3$					$\sigma = 0,70$				

Massa de areia para preencher o recipiente ( g )				
192,16	192,55	192,94	191,31	192,84
$\bar{M} = (192,36 \pm 0,01)g$		$\sigma = 0,66$	$\rho = (1,5807 \pm 0,0003) g \cdot cm^{-3}$	

Portanto, para o método utilizou-se areia de densidade igual a  $\rho = (1,58 \pm 0,0003) g \cdot cm^{-3}$ .

Para a medição da densidade de agregados de solo, procedeu-se da seguinte maneira:

- a) Determinou-se a densidade da areia, conforme descrito anteriormente;
- b) Com o auxílio de uma balança, determinou-se a massa do agregado a ser analisado;
- c) Preencheu-se parcialmente o recipiente (cujo volume foi determinado anteriormente) com a areia de densidade conhecida;
- d) Acomodou-se o agregado sobre a areia contida no recipiente;
- e) Completou-se o preenchimento do recipiente com a areia selecionada;
- f) Determinou-se a massa total  $M_1$  do conjunto (massa do recipiente + massa de areia + massa do agregado);
- g) Pela diferença entre a massa  $M_1$  e a massa recipiente + massa do agregado, determinou-se a nova massa  $M_2$  de areia para preencher o recipiente com o agregado em seu interior;
- h) Repetiu-se o procedimento do item (c) ao (g) cerca de dez vezes a fim de obtermos um valor médio para a nova massa  $M_2$  de areia;
- i) Com o valor de  $M_2$  e da densidade da areia ( $\rho_{areia}$ ), pode-se calcular o novo volume ocupado pela areia quando o agregado encontra-se em seu interior  $V_2 = \frac{M_2}{\rho_{areia}}$ ;
- j) O volume do agregado pode, finalmente, ser obtido pela diferença entre o volume do recipiente e o obtido no item (i).

### 3.4 DETERMINAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE AGREGADOS

A metodologia utilizada para a determinação da distribuição de agregados do solo consiste em separar o solo nos diferentes agregados que o compõem (disponível em: [http://www.ed.fnal.gov/trc/pandp/soil\\_research/soil\\_aggregates.html](http://www.ed.fnal.gov/trc/pandp/soil_research/soil_aggregates.html)).

Isto é conseguido através do peneiramento do solo em água, utilizando um conjunto de peneiras de tamanhos apropriados.

- a) Os agregados maiores são quebrados cuidadosamente e submetidos a um processo de peneiramento utilizando peneira de malha entre 8 e 10 milímetros de diâmetro;
- b) Em seguida o solo é seco, pesado e colocado no conjunto de peneiras destinados ao experimento;
- c) O conjunto de peneiras é então submergido em água durante 10 minutos. Em seguida, o conjunto é movido para cima e para baixo na taxa de 30 vezes por minuto, durante 10 minutos.
- d) Após este período, o conjunto é removido do reservatório e é permitido que a água drene através das peneiras. Os tamanhos das malhas e o número de peneiras no conjunto podem variar segundo a finalidade do estudo.
- e) Para coletar os microagregados, passa-se a água utilizada no experimento em uma peneira de malha de 0,053 mm, sendo que as partículas que passam através desta malha são partículas de argila e não são consideradas agregados.
- f) O solo coletado nas peneiras é então submetido à secagem e pesado a fim de se determinar a porcentagem de aparecimento de cada tamanho de agregado.

A análise de distribuição de agregados foi realizada para as amostras de solo da região de Piracicaba – São Paulo, empregando-se esta técnica na qual se fez



uso de um conjunto constituído por 8 peneiras de malhas: 3,35mm; 2 mm; 1mm; 0,5mm; 300  $\mu\text{m}$ ; 212 $\mu\text{m}$ ; 106  $\mu\text{m}$  e 53  $\mu\text{m}$ .

### 3.5 DETERMINAÇÃO DA DENSIDADE, UMIDADE E POROSIDADE DAS AMOSTRAS DE SOLO ARENOSO

A densidade global das amostras do solo arenoso foi determinada utilizando-se a equação (2.4) e suas umidades utilizando a equação (2.8), definidas, respectivamente, nas seções 2.1.3 e 2.2.1. A porosidade das amostras foi considerada como sendo a umidade de saturação das mesmas.

### 3.6 DETERMINAÇÃO DA CURVA DE RETENÇÃO

Para o início dos experimentos de determinação das curvas de retenção da água no solo, as amostras foram saturadas, pouco a pouco, pelo processo de ascensão capilar. Neste processo, as amostras de solo são colocadas em uma bandeja, com uma quantidade de água suficiente para atingir metade da altura das amostras. Por capilaridade a água inicia a saturação, de baixo para cima, dos espaços porosos da amostra. Após cerca de 1 hora, acrescenta-se água à bandeja para que cerca de dois terços da altura das amostras seja atingido. Espera-se mais 1 hora e, finalmente, acrescenta-se água para que as amostras sejam submersas completamente.

O processo é feito lentamente, para que não sejam aprisionadas bolhas de ar no interior das amostras. Tais bolhas, além de prevenir que as amostras sejam completamente saturadas, podem promover rupturas em seus espaços porosos.

A determinação de cada ponto da curva de retenção (um par potencial matricial e umidade volumétrica equivalente ( $\Psi$ ,  $\theta$ )) foi obtido da maneira que segue:

- a) Inicialmente a amostra foi saturada;
- b) A amostra saturada foi colocada em contato com a areia do funil de Haines modificado;
- c) Baixou-se o tubo flexível do funil até uma posição desejada;
- d) Esperou-se o equilíbrio da amostra na nova situação do item (c);
- e) Pesou-se a amostra úmida na nova situação adquirida pela aplicação da sucção na amostra;
- f) Repetiu-se o procedimento descrito nos itens (a) ao (e), baixando-se o tubo flexível a cada resaturação da amostra.

As curvas de retenção das amostras foram obtidas variando-se a sucção aplicada nas amostras de 10 em 10cm de água, desde 0 até cerca de 1,2m de água (sucções entre 0 Pa e 75 kPa, aproximadamente).

As amostras de solos arenosos, como mencionado anteriormente, foram acondicionadas em cilindros de PVC. Já as do solo da região de Piracicaba, foram envolvidas por gaze para que, desta forma não ocorresse sua desagregação ou ruptura. A fim de se evitar a evaporação da água amostras, os funis foram cobertos com plásticos durante o levantamento das curvas de retenção.

Em média, cada ponto da curva de retenção foi obtido em um intervalo de tempo de 24h. Constatou-se, através de alguns testes, que esse foi o tempo necessário para o equilíbrio da água das amostras com a sucção aplicada.

### 3.7 AJUSTE DAS CURVAS

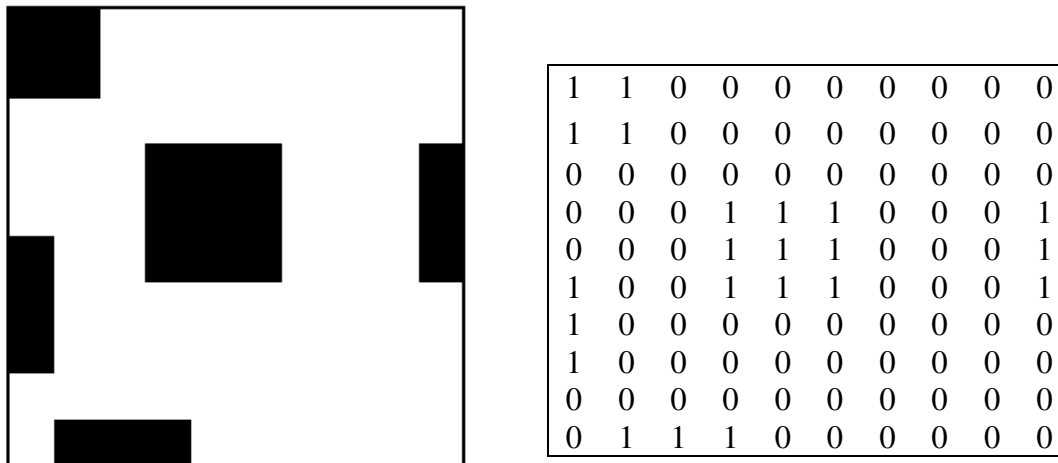
O ajuste das curvas de retenção de água pelo solo foi feito utilizando-se o RETC - "Retention Curve", versão 6.0, do "Soil Salinity Laboratory" (VAN GENUCHTEN *et al.*, 1991). Neste programa computacional, introduzem-se os pares  $(\Psi, \theta)$  experimentalmente obtidos, e pelo processo dos mínimos quadrados encontra-se a curva que melhor se ajusta a estes pontos. A curva utilizada pelo programa é a de van Genuchten, apresentada na equação (2.13), onde fixa-se  $m = 1 - 1/n$ .

### 3.8 SOFTWARE PARA A SIMULAÇÃO DOS ESPAÇOS POROSOS

O modelo Booleano, pelo posicionamento espacial de zeros e uns (0 e 1), foi utilizado na criação de espaços porosos. Nos espaços porosos simulados, aglomerados de zeros representam poros, enquanto que aglomerados de uns representam a junção de partículas (agregados).

O programa computacional realiza o que se denomina de simulação condicionada. Neste tipo de simulação, o processo é interrompido quando o espaço poroso simulado atende a características pré-definidas. São elas: a classe de dimensões dos agregados (conjunto de tamanho de agregados), distribuição dos agregados (porcentagem do aparecimento de um agregado em relação ao todo) e a porosidade.

Na Figura 3.4, tem-se a representação de um espaço poroso simples, gerado pelo sistema e a matriz ordenada de zeros e uns, correspondente à imagem simulada.



**Figura 3.4:** Resultado da simulação de um espaço simplificado, cuja porosidade é de 80%; representação da matriz de zeros e uns correspondente ao espaço poroso simulado.

Para a simulação dos espaços porosos, foi utilizado o pacote GSLIB da Stanford University (DEUTSCH, C. V. & JOURNAL, A. G., 1998).

Um dos programas computacionais incluso no pacote é o ELLIPSIM, cuja função é a deposição randômica de esferas ou elipsóides em um determinado volume. Uma seção transversal deste volume constitui o espaço poroso de análise (simulado).

O software é alimentado com as seguintes informações:

- a) O raio das esferas (agregados) a serem distribuídas;
- b) A porcentagem em que cada tamanho de agregado aparece na matriz  $\frac{m(r_i)}{m}$  (eq. 3.8);
- c) O volume (em pixels) da matriz;
- d) O preenchimento (por exemplo, um preenchimento de 90% leva a uma porosidade de 10%);
- e) A semente randômica (que é um número que define o início do processo de deposição);
- f) O número de realizações (quantas simulações devem ser geradas).

No quadro abaixo se tem a esquematização dos parâmetros iniciais para a geração das simulações, conforme é apresentado no ELLIPSIM.

```

Parameters for ELLIPSIM
*****

START OF PARAMETERS:
C1D12A1a.out          \file for output realizations
1                    \number of realizations
700 0. 1.0           \nx, xmn, xsiz
500 0. 1.0           \ny, ymn, ysiz
1 0. 1.0             \nz, zmn, zsiz
12351                \random number seed
0.78                 \target proportion (in ellipsoids)
14.0 14.0 14.0 0.0 0.0 0.0 0.001 \radius[1,2,3], angle[1,2,3], weight
7.8 7.8 7.8 0.0 0.0 0.0 0.006 \radius[1,2,3], angle[1,2,3], weight
4.2 4.2 4.2 0.0 0.0 0.0 0.036 \radius[1,2,3], angle[1,2,3], weight
2.35 2.35 2.35 0.0 0.0 0.0 0.191 \radius[1,2,3], angle[1,2,3], weight
1.45 1.45 1.45 0.0 0.0 0.0 0.765 \radius[1,2,3], angle[1,2,3], weight

```

### 3.8.1 Classes (tamanhos de agregados) Utilizadas nas Simulações

A escolha das classes de agregados utilizadas nas simulações teve como base as combinações das amostras de solo arenoso utilizadas no estudo de retenção de água. Desta maneira, os diâmetros médios utilizados para a simulação correspondem aos tamanhos: 0,106; 0,256; 0,4; 1,38 e 1,5 mm, os mesmos utilizados para a reconstrução experimental das amostras de solos arenosos. As diferentes dimensões fractais de fracionamento alteram os parâmetros correspondentes à porcentagem do aparecimento de cada classe no espaço poroso simulado.

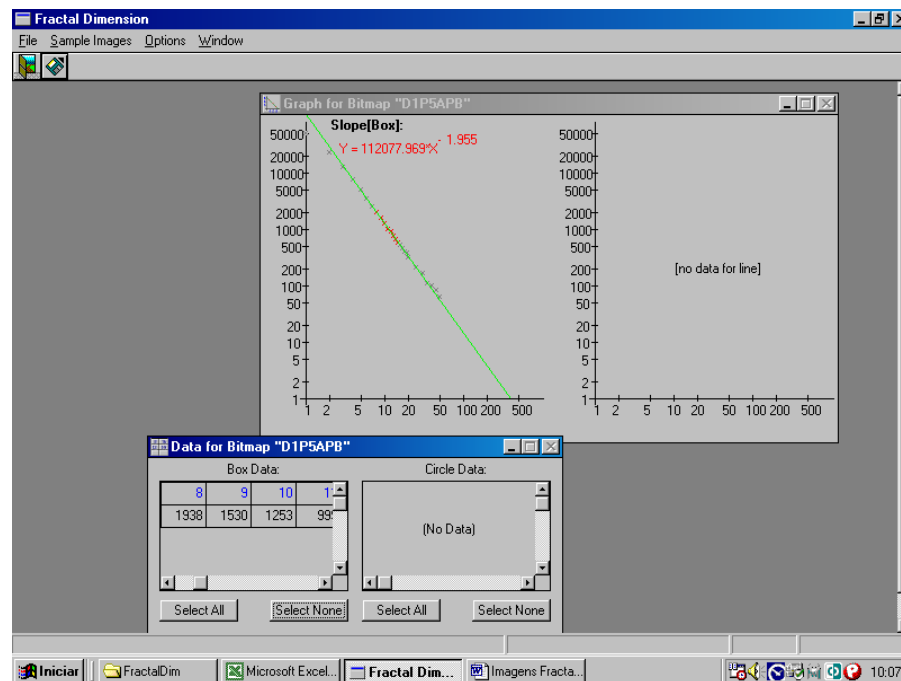
Para os solos arenosos, a porosidade escolhida para as imagens simuladas foi a obtida experimentalmente. Para cada dimensão fractal escolhida, foram feitas 5 realizações de simulação, sendo que para cada realização mudou-se o valor da semente randômica utilizada.

Para os agregados do solo  $Bw_2$ , foi utilizada a distribuição de partículas  $m_i/m$  obtida experimentalmente, para as diferentes classes de tamanhos de partículas que compõem os agregados.

### 3.8.2 Cálculo da Dimensão Fractal Associada ao Espaço Poroso ( $D_v$ )

Depois de simular as estruturas, efetuou-se o cálculo da dimensão fractal  $D_v$  associada ao espaço poroso simulado. O método utilizado neste estudo foi o do “Box Counting” (Figura 3.5) e para isso, fez-se uso do software “Fractal Dimension”, da Bar Ilan University (<http://ory.ph.biu.ac.il/SEP>). O tamanho das caixas utilizadas variou de 1 à 50.

No entanto, para o cálculo de  $D_v$ , foi considerado apenas valores de tamanho de caixa compreendidos entre 8 e 15, devido ao fato de fornecerem um comportamento linear entre  $\ln[N(r)]$  e  $r$  (GIMÉNEZ *et al.*, 1997a) (Figura 3.5).

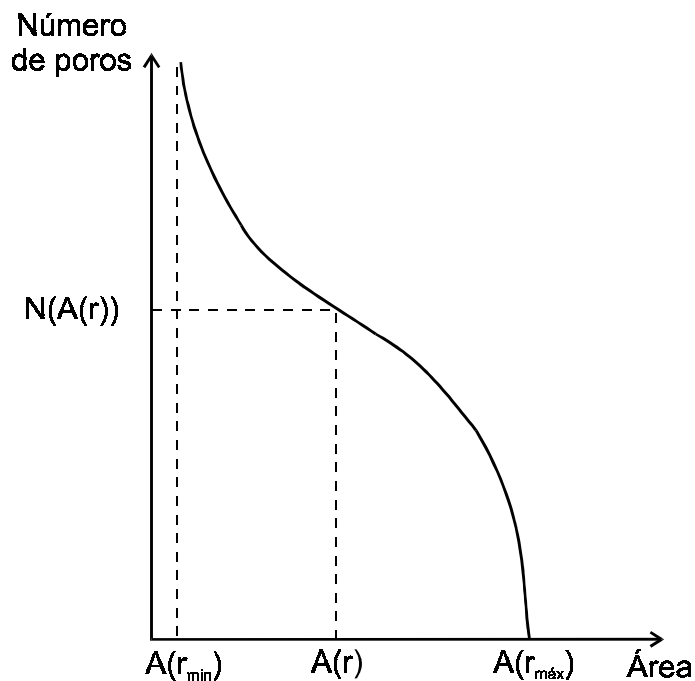


**Figura 3.5:** Resultado obtido na análise da dimensão fractal de um espaço pelo método “Box Counting”.

### 3.8.3 Determinação das Curvas de Retenção para as Imagens Simuladas

Para a simulação das curvas de retenção a partir das imagens obtidas pelas simulações geradas pelo ELLIPSIM, foi desenvolvido um programa computacional, em plataforma IDLDE, para a contagem de poros de determinado tamanho característico.

O programa foi desenvolvido para fornecer um histograma do número de poros por área dos poros presentes na imagem. Um exemplo típico de tal histograma é apresentado na Figura 3.6.



**Figura 3.6:** Histograma típico da distribuição do número de poros de determinada área.  $A(r)$  representa a área de um poro circular de raio  $r$  e  $N(A(r))$  o número de poros com área  $A(r)$ .  $A(r_{\min})$  e  $A(r_{\max})$  representam, respectivamente, as áreas do menor e do maior poro presentes na amostra.

De acordo com a equação (3.1), uma dada sucção " $\Psi$ " é necessária para esvaziar um poro de raio característico " $r(\Psi)$ ", dado por:

$$r(\Psi) = \frac{2\sigma \cos\alpha}{\rho_l g \Psi} \quad (3.9)$$

onde  $\sigma$  é a tensão superficial da água,  $\cos\alpha$  para o caso da água é igual a 1,  $\rho_l$  é a densidade da água e  $g$  a aceleração gravitacional.

Neste caso, e assumindo um poro circular, a área do poro que é esvaziada pela aplicação de uma sucção " $\Psi$ " é dada por:

$$A(\Psi) = \pi r^2(\Psi) \quad (3.10)$$

Então, para esvaziar-se os poros de áreas entre  $A(r_{m\acute{a}x})$  e  $A(r)$ , de acordo com a equação 3.9, é necessário a aplicação de uma sucção dada por:

$$\Psi = \frac{2\sigma \cos\alpha}{\rho_l g r(\Psi)} \quad (3.11)$$

Se imaginarmos uma amostra saturada inicialmente, a umidade presente nos poros da amostra será proporcional à área de todos os poros da amostra, ou seja:

$$\theta_s \propto \sum_{r_{m\acute{a}x}}^{r_{m\acute{i}n}} A(r) \quad (3.12)$$

Ao aplicar-se uma sucção  $\Psi$ , a umidade " $\theta_{ret}$ " que é retirada da amostra pode ser escrita como:

$$\theta_{ret} \propto \sum_{r_{m\acute{a}x}}^{r(h)} A(r) \quad (3.13)$$

Portanto, a umidade remanescente " $\theta_{rem}$ " na amostra é dada por:



$$\theta_{rem} = \theta_s - \theta_{ret} \propto \sum_{r_{m\acute{a}x}}^{r_{m\acute{i}n}} A(r) - \sum_{r_{m\acute{a}x}}^{r^{(h)}} A(r) \quad (3.14)$$

Com esta informação foi possível reconstruir-se a curva de retenção das amostras simuladas computacionalmente. No caso, um gráfico de  $\Psi$  contra  $\theta_{rem}$ .

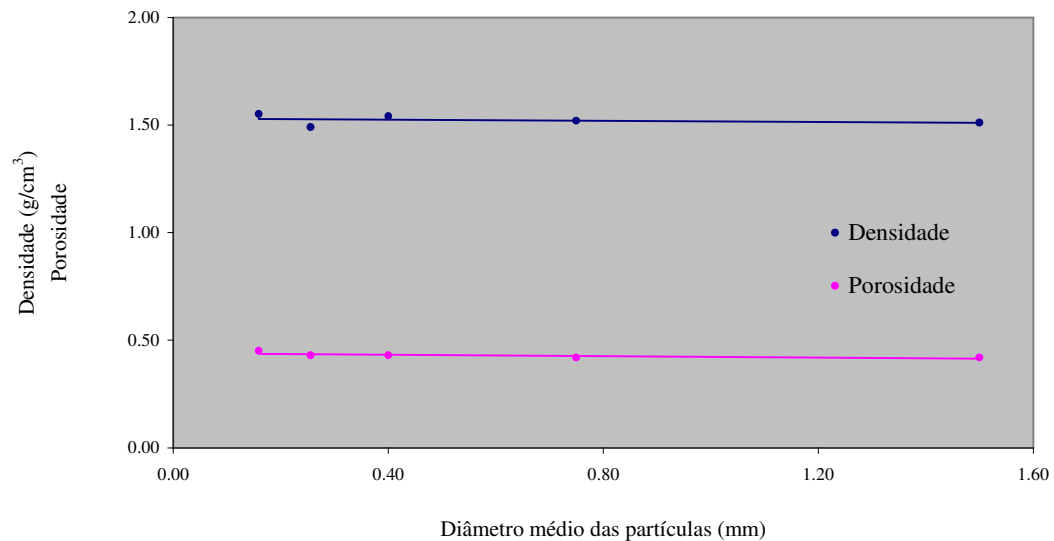
## CAPÍTULO 4

### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 4.1 RESULTADOS

##### 4.1.1 Amostras de Solo Arenoso: Constituídas com uma única classe de partículas

Inicialmente, para o teste do funcionamento dos funis desenvolvidos, foram utilizadas amostras de solo arenoso, constituídas com um único tipo de tamanho de partículas. As características físicas, bem como o tamanho das partículas utilizadas na reconstrução das amostras, são apresentadas na Figura 4.1 e na tabela 4.1.

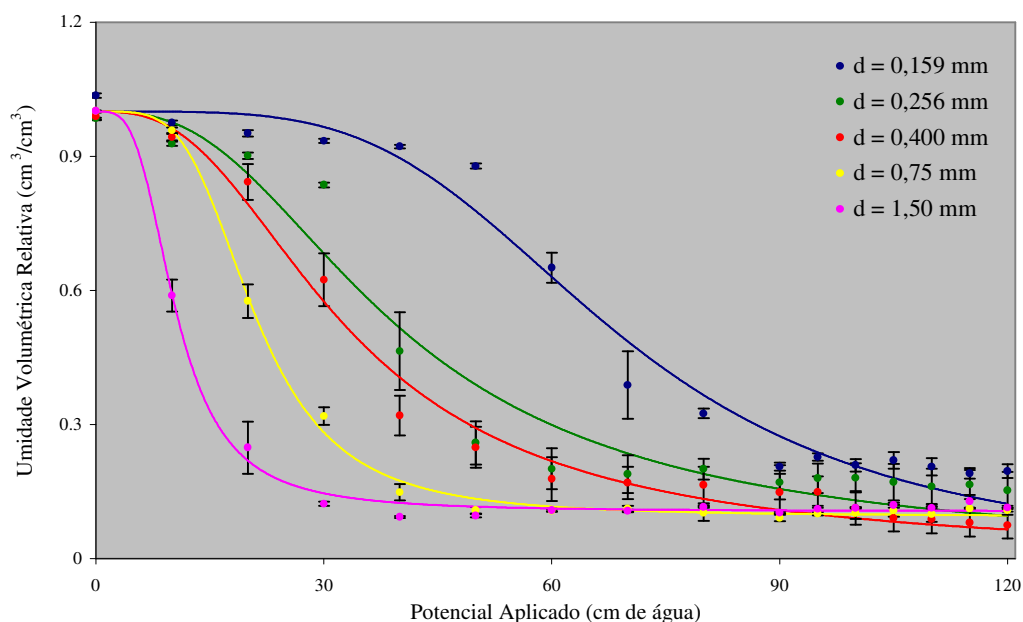


**Figura 4.1:** Características físicas das amostras constituídas por tamanho único de partículas

$D_{médio}$ (mm)	0,159	0,256	0,40	0,75	1,5
$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	1,5488 ± 0,0005	1,4933 ± 0,0004	1,5418 ± 0,0004	1,5184 ± 0,0005	1,5058 ± 0,0002
$\varepsilon$	0,45 ± 0,02	0,43 ± 0,02	0,43 ± 0,02	0,42 ± 0,02	0,42 ± 0,02

**Tabela 4.1:** Valores obtidos para amostras com um único tipo de partícula

A Figura 4.2 e a tabela 4.2 apresentam as curvas de retenção para as amostras de solo arenoso investigadas e os valores dos parâmetros empíricos ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$  e  $n$ ) obtidos no ajuste através do modelo de van Genuchten. As barras de erro apresentadas em todo este trabalho correspondem ao desvio padrão associado à média de 5 (cinco) resultados de medida.

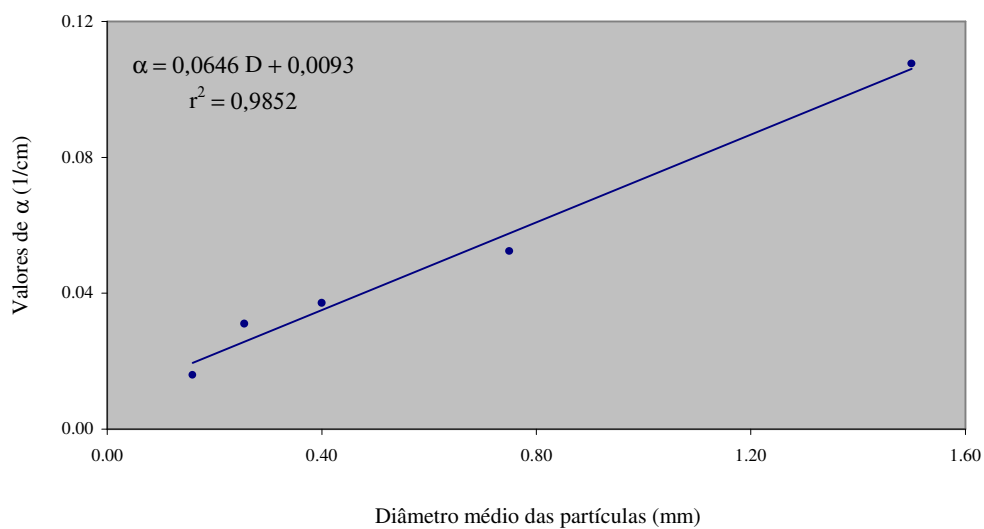


**Figura 4.2:** Curvas de retenção para as amostras de solo arenoso, reconstituídas com um único tipo de partícula. Pontos correspondem aos valores experimentais e as linhas sólidas representam as curvas ajustadas através do modelo de van Genuchten.

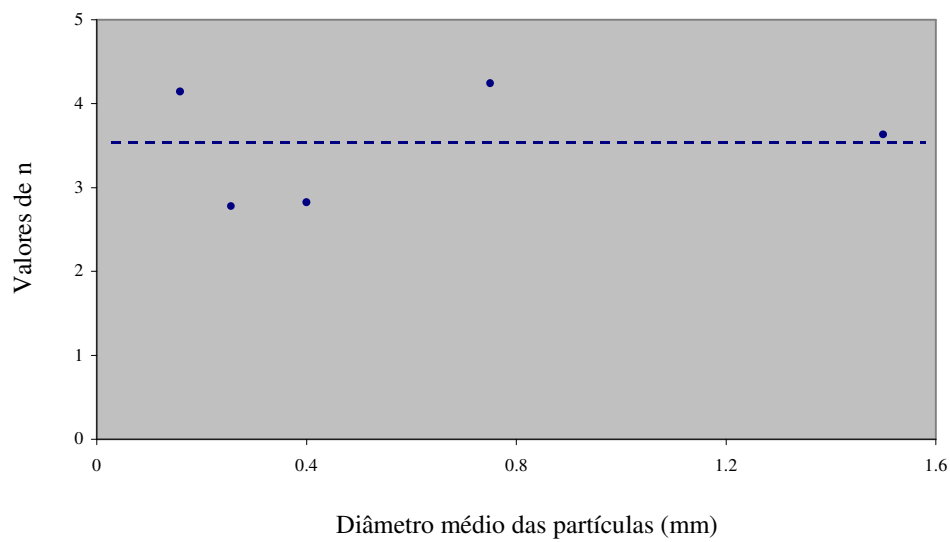
$D_{\text{médio}}$	0,159 mm	0,256 mm	0,40 mm	0,75 mm	1,5 mm
$\theta_r$	0	0	0	0,03693	0,04466
$\theta_s$	0,4384	0,43643	0,43085	0,41647	0,42213
$\alpha$	0,01597	0,03097	0,03712	0,0524	0,10766
$n$	4,14915	2,77734	2,82121	4,24252	3,63354

**Tabela 4.2:** Valores obtidos no ajuste pela equação de van Genuchten

As Figuras 4.3 e 4.4 representam o comportamento dos parâmetros  $\alpha$  e  $n$  em relação ao diâmetro das partículas utilizadas na reconstrução das amostras utilizadas no ensaio de retenção de água.

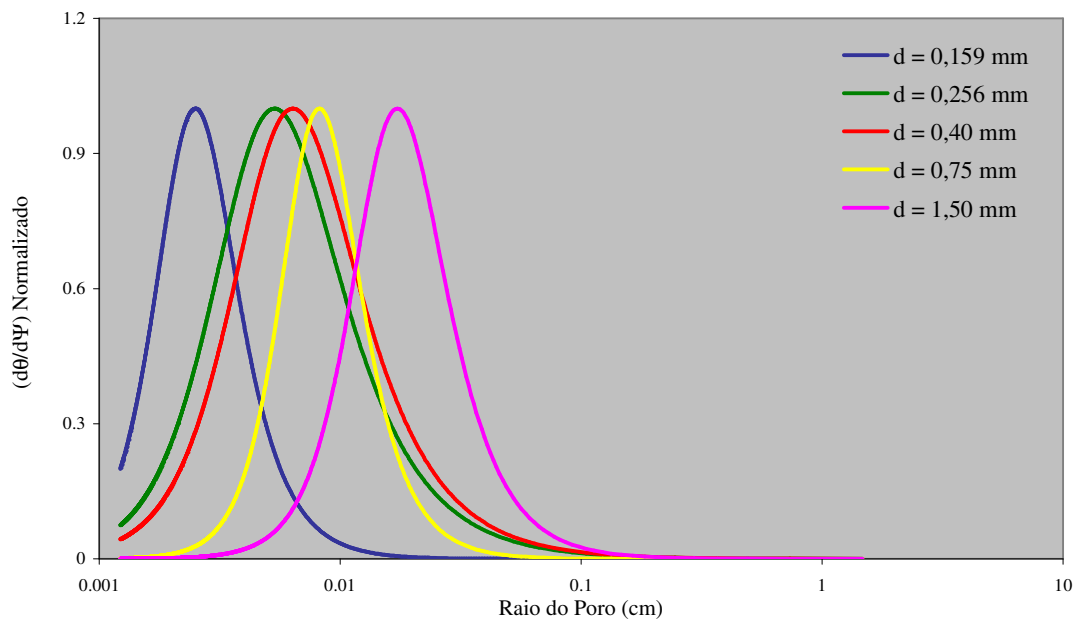


**Figura 4.3.** Comportamento de  $\alpha$  para as amostras de solos arenosos constituídos com partículas de tamanho único.

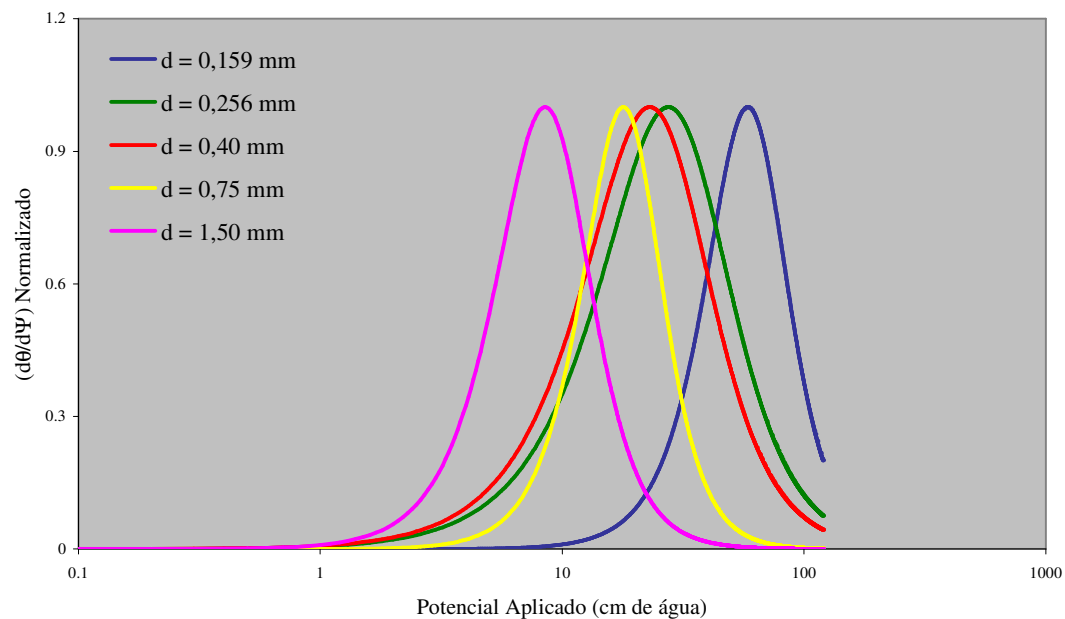


**Figura 4.4.** Valores de  $n$  encontrados para os solos investigados. A linha tracejada corresponde ao valor médio dos valores encontrados para  $n$ .

Pelas Figuras 4.5 e 4.6, pode-se observar a distribuição média de poros das amostras em termos dos tamanhos de poros e do potencial aplicado.



**Figura 4.5:** Distribuição de poros para as amostras reconstituídas a partir da utilização de apenas uma classe de partículas.



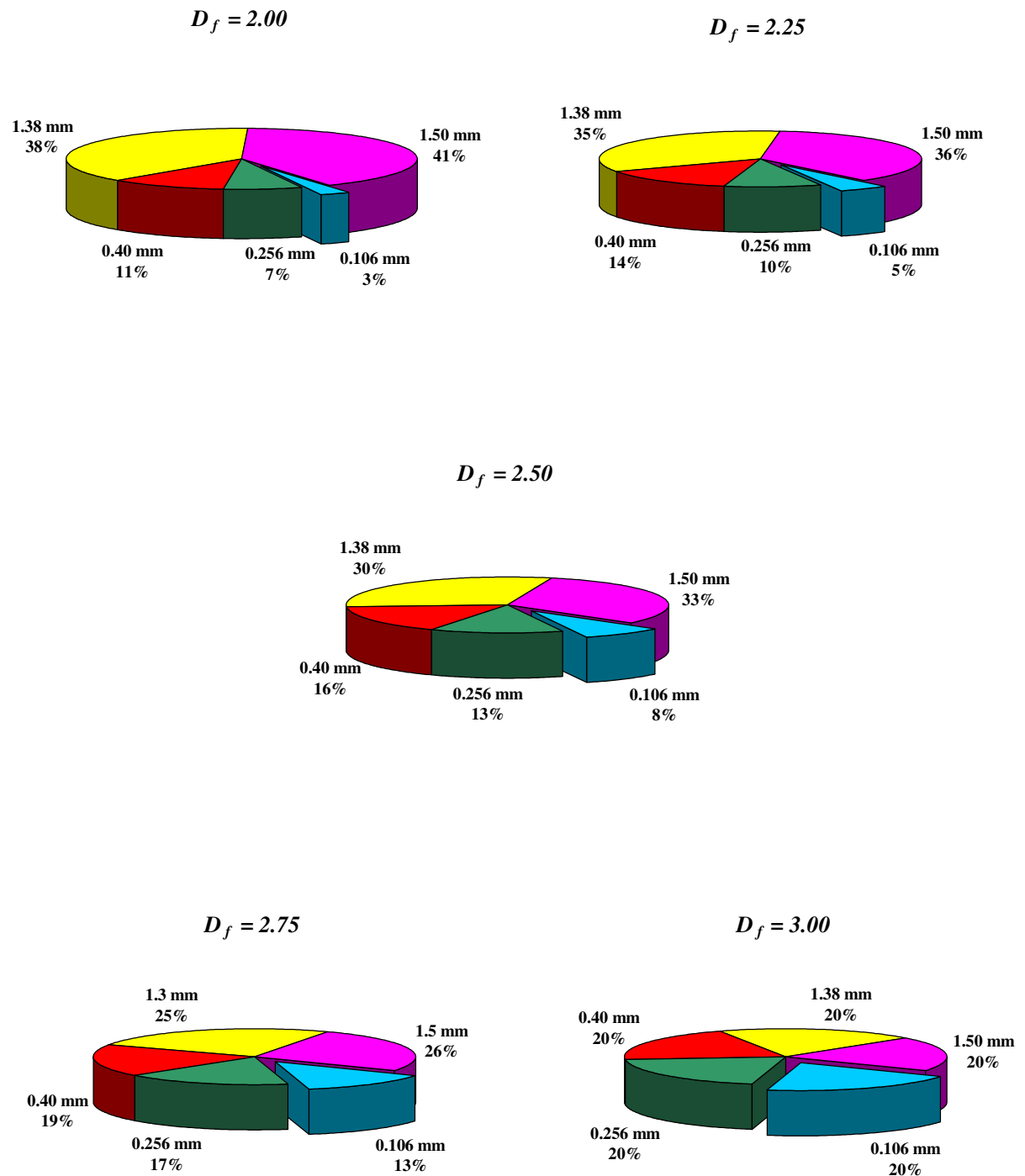
**Figura 4.6:** Distribuição de potenciais para as amostras investigadas.

#### 4.1.2 Amostras de Solo Arenoso com Diferentes Dimensões Fractais ( $D_f$ )

Para o prosseguimento dos estudos, verificou-se a utilização dos funis para a investigação de amostras arenosas com granulometrias determinadas pelo valor de  $D_f$ , a dimensão fractal de fracionamento.

Na Figura 4.7 são apresentadas as porcentagens de aparecimento para cada classe de partículas, as quais foram utilizadas na reconstrução das amostras de solo arenoso, utilizadas na análise de retenção de água, de acordo com o que foi apresentado no capítulo 3, seção 3.2.1.

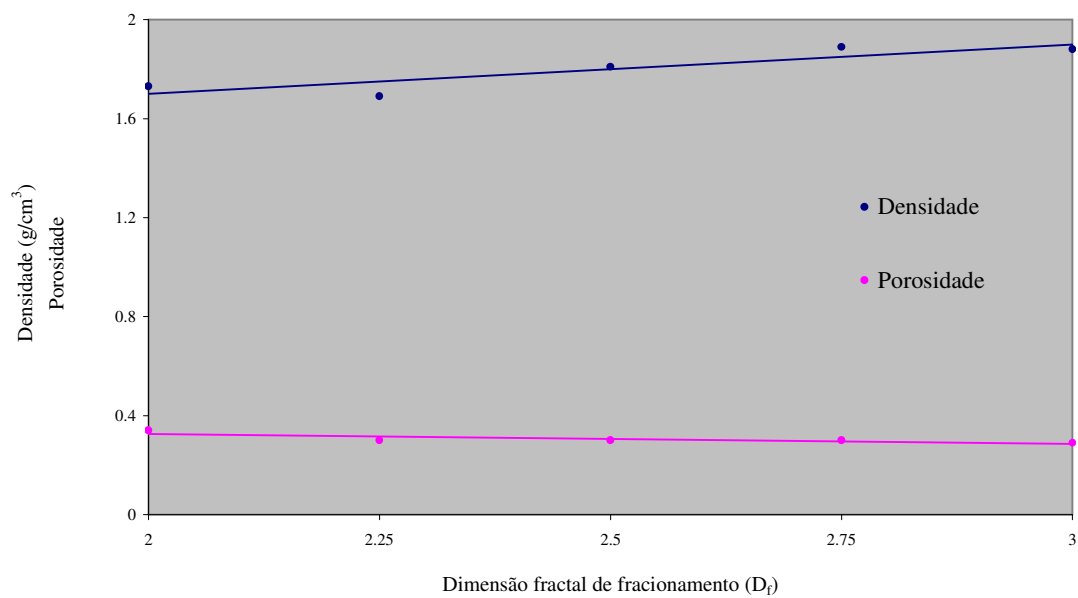
Na tabela 4.3 e Figura 4.8 são apresentadas as características físicas; dimensão fractal de fracionamento  $D_f$ , densidade e porosidade das amostras investigadas.



**Figura 4.7:** Representação das porcentagens de aparecimento das classes de partículas utilizadas na reconstrução das amostras de solo arenoso utilizadas no ensaio de retenção de água.

$D_f$	2,00	2,25	2,50	2,75	3,00
$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	1,7310 ± 0,0006	1,6896 ± 0,0007	1,8172 ± 0,0006	1,8873 ± 0,0008	1,8839 ± 0,0005
$\epsilon$	0,34 ± 0,02	0,29 ± 0,02	0,29 ± 0,02	0,29 ± 0,02	0,29 ± 0,02

**Tabela 4.3:** Informações sobre as amostras de solo arenoso com composição dada por  $D_f$



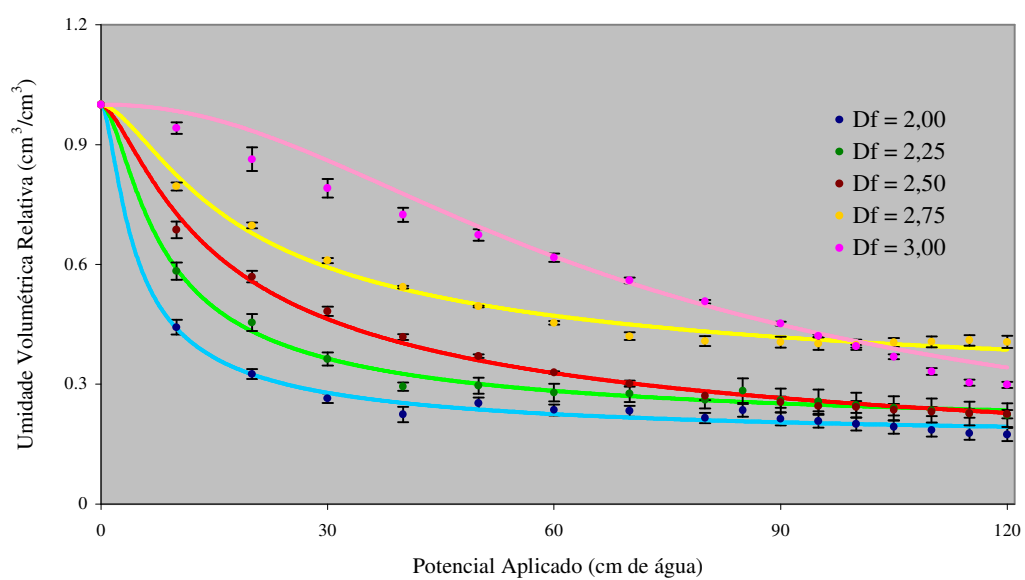
**Figura 4.8.** Características físicas das amostras de solo arenoso em função da dimensão fractal de fracionamento  $D_f$ .

Usando o modelo de van Genuchten os dados de  $(\Psi, \theta)$  das amostras de solo com diferentes dimensões fractais de fracionamento  $D_f$  foram interpolados e as curvas são apresentadas na Figura 4.9. Os parâmetros obtidos das interpolações são apresentados na tabela 4.4.



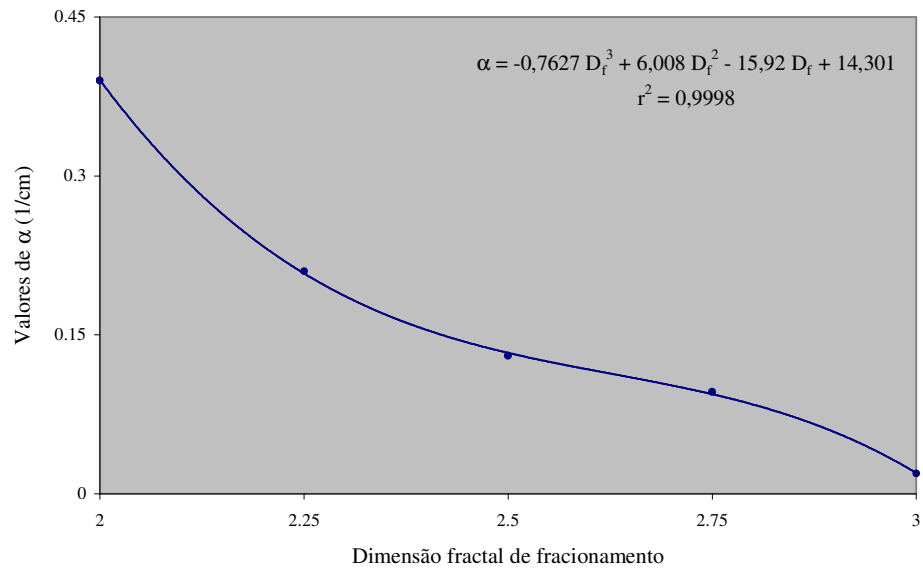
$D_f$	2,00	2,25	2,50	2,75	3,00
$\theta_r$	0,05033	0,04886	0	0,06888	0
$\theta_s$	0,34138	0,29915	0,29772	0,29588	0,2756
$\alpha$	0,38898	0,2127	0,12984	0,09633	0,01976
$n$	1,76119	1,76121	1,53652	1,65391	2,15461

**Tabela 4.4:** Valores obtidos no ajuste de van Genuchten para as amostras de solo arenoso com diferentes dimensões fractais

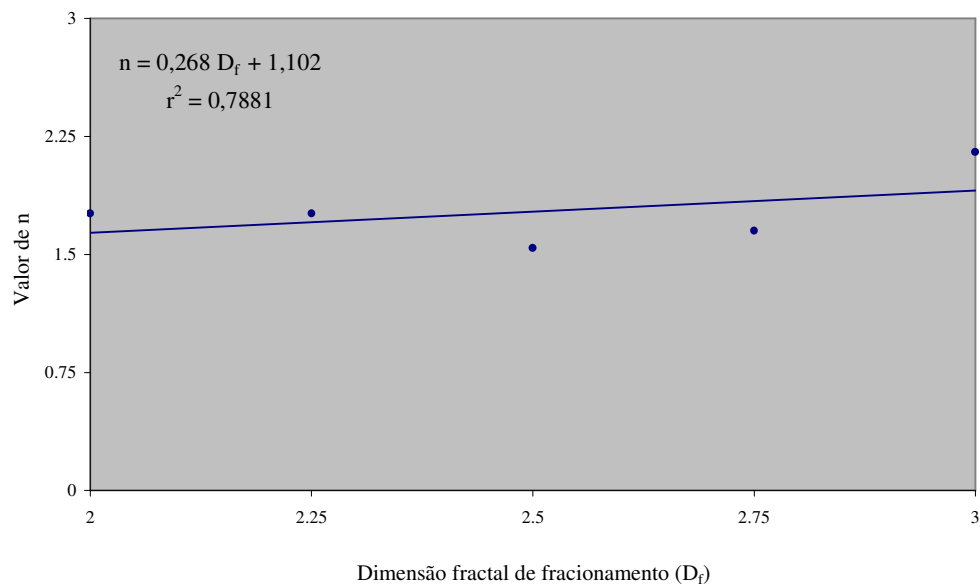


**Figura 4.9.** Curvas de retenção para as amostras de granulometria dada por  $D_f$ . Pontos correspondem aos valores experimentais e as linhas sólidas representam as curvas ajustadas através do modelo de van Genuchten.

A variação dos parâmetros empíricos  $\alpha$  e  $n$  em relação a dimensão fractal de fracionamento ( $D_f$ ) para as amostras investigadas é representada pelas figuras 4.10 e 4.11.

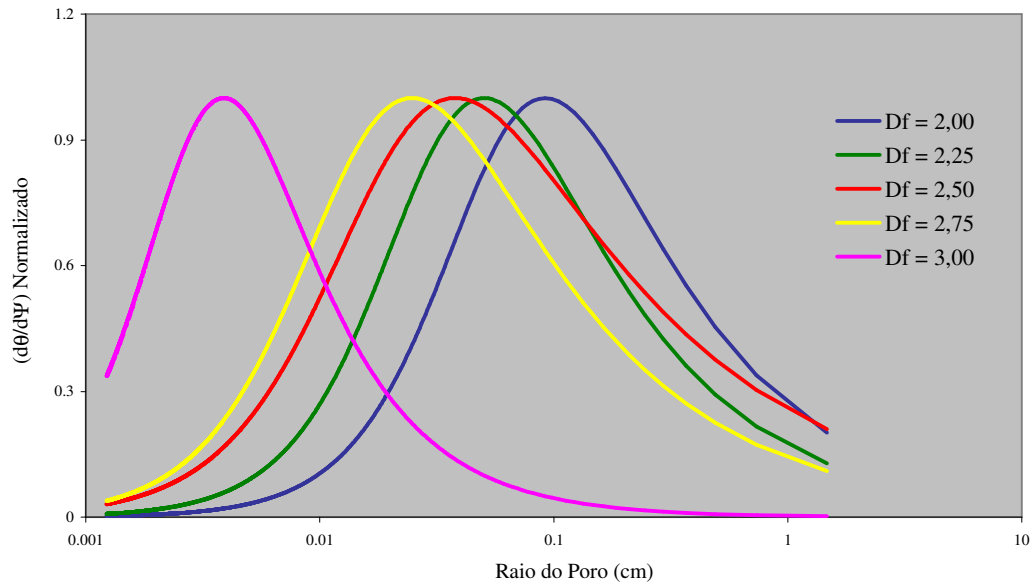


**Figura 4.10:** Valores do parâmetro  $\alpha$  do modelo de van Genuchten em função da dimensão fractal de fracionamento das partículas que compõem as amostras de solo.

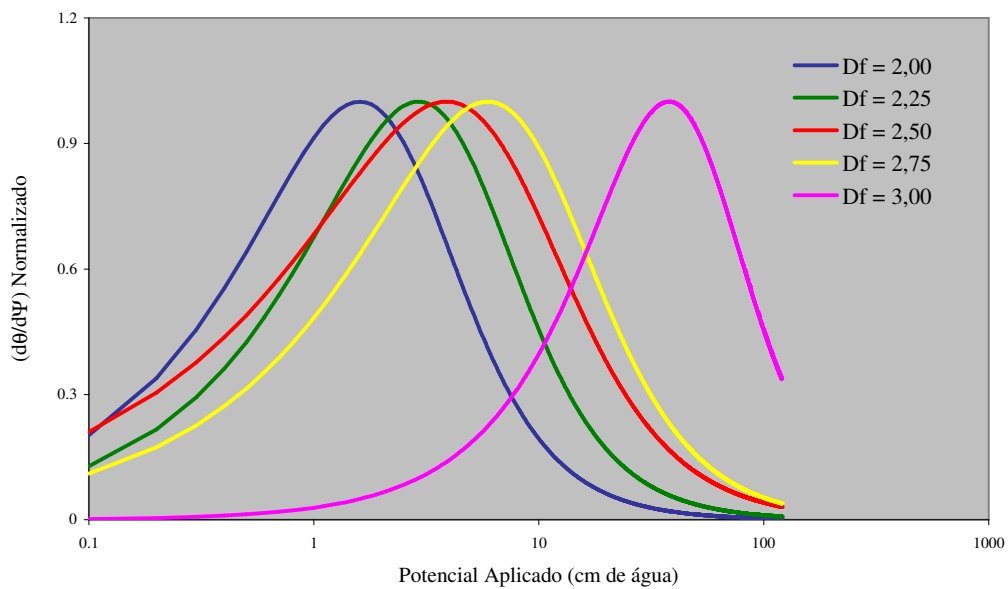


**Figura 4.11.** Comportamento do parâmetro  $n$  da equação de van Genuchten em relação ao valor da dimensão fractal de fracionamento das amostras de solo.

Dos ajustes das curvas de retenção foi possível obter as curvas diferenciais das curvas características de umidade para as amostras investigadas (Figuras 4.12 e 4.13).



**Figura 4.12.** Curva de distribuição de poros para as amostras com granulometria dada por  $D_f$ .



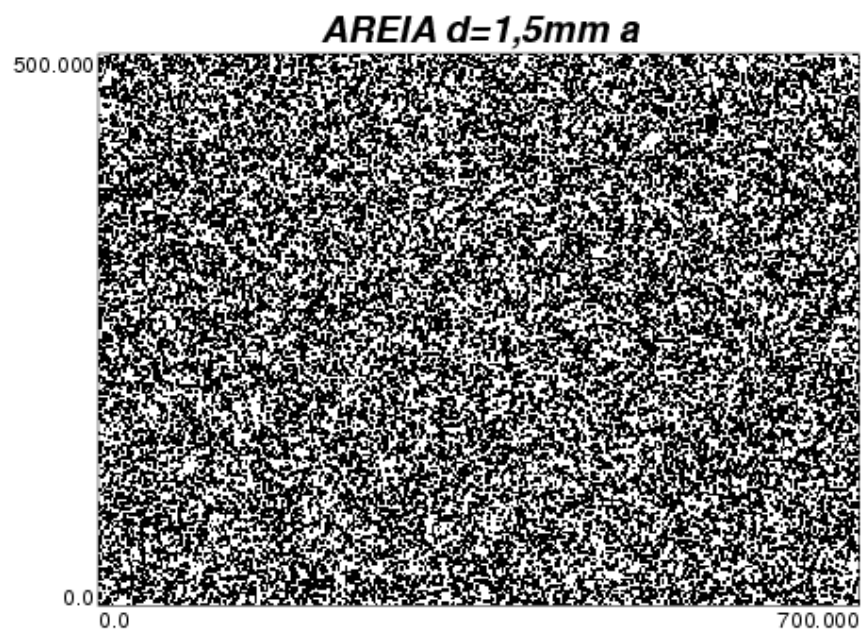
**Figura 4.13:** Curva de distribuição de potenciais para as amostras com granulometria dada por  $D_f$ .

### 4.1.3 Estudo de Retenção para as Imagens Simuladas

Como proposta inicial deste trabalho, utilizou-se um modelo Booleano para a simulação computacional condicionada (granulometria e porosidade das amostras) de espaços porosos tais como os dos solos arenosos investigados anteriormente.

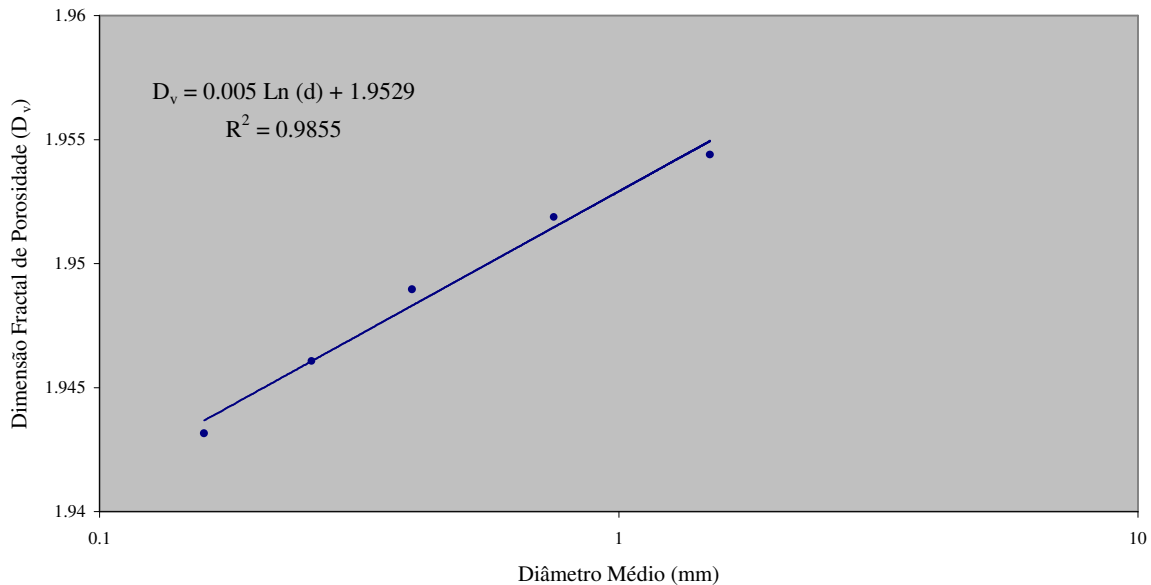
#### 4.1.3.1 Amostras de solo arenoso: constituídas com uma única classe de partículas

A Figura 4.14 mostra um dos espaços porosos simulados, utilizando como informação básica: a porosidade, as classes de partículas utilizadas na simulação e a informação a respeito da porcentagem de aparecimento delas nas amostras.



**Figura 4.14:** Espaço poroso gerado pela simulação Booleana.

Inicialmente, determinaram-se as dimensões fractais de porosidade ( $D_v$ ) para a caracterização dos espaços porosos simulados. Os valores encontrados para  $D_v$  são apresentados na Figura 4.15.

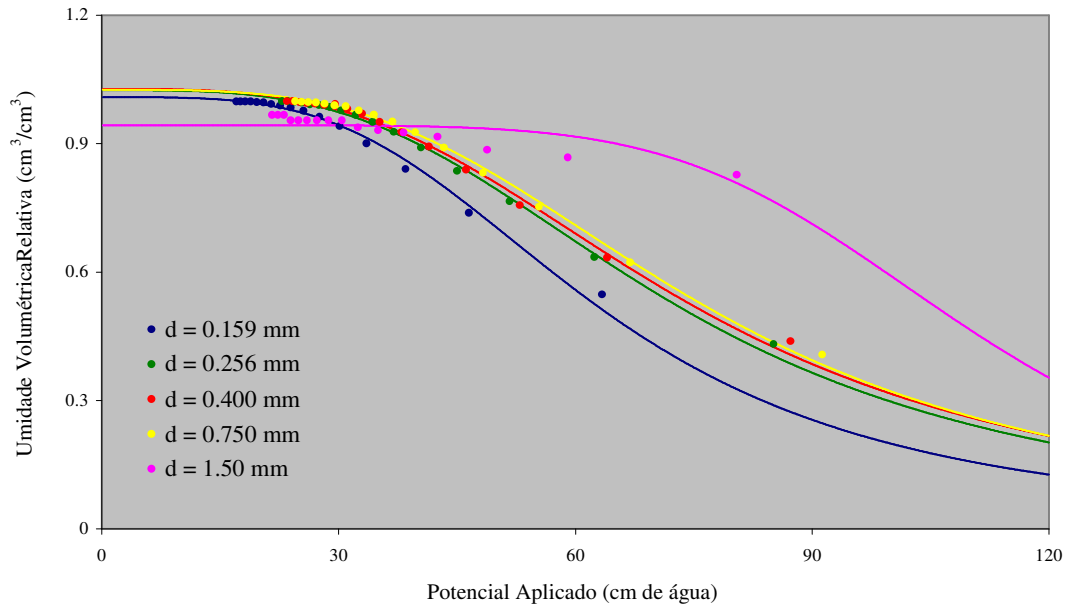


**Figura 4.15:** Dimensão fractal de vazios  $D_v$  para os espaços porosos simulados.

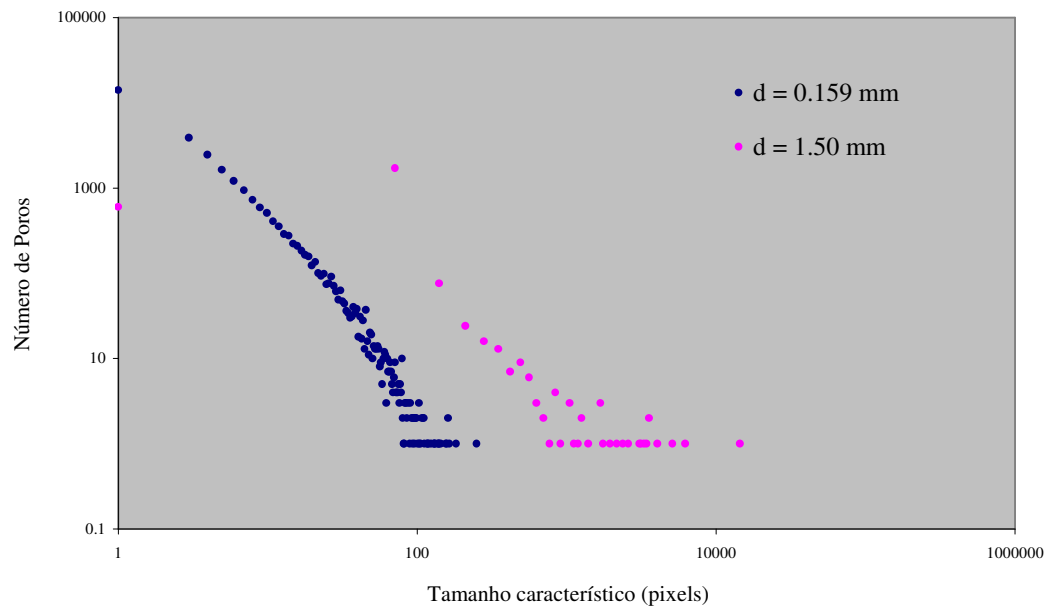
Para que as imagens fossem testadas no aspecto de suas prováveis propriedades hídricas, elas foram testadas quanto às suas características de retenção de água. Os resultados obtidos são apresentados na Figura 4.16.

O histograma obtido para a distribuição de poros para as amostras constituídas por partículas de tamanho característico igual a 0,159 e 1,5 mm é apresentado na Figura 4.17.

A tabela 4.5 mostra os valores dos parâmetros de ajuste do modelo de van Genuchten para as curvas de retenção dos espaços porosos simulados computacionalmente.



**Figura 4.16.** Curvas de retenção das simulações para solos arenosos com somente um tipo de partícula. Pontos correspondem aos valores obtidos pela simulação e as linhas sólidas representam as curvas ajustadas através do modelo de van Genuchten.



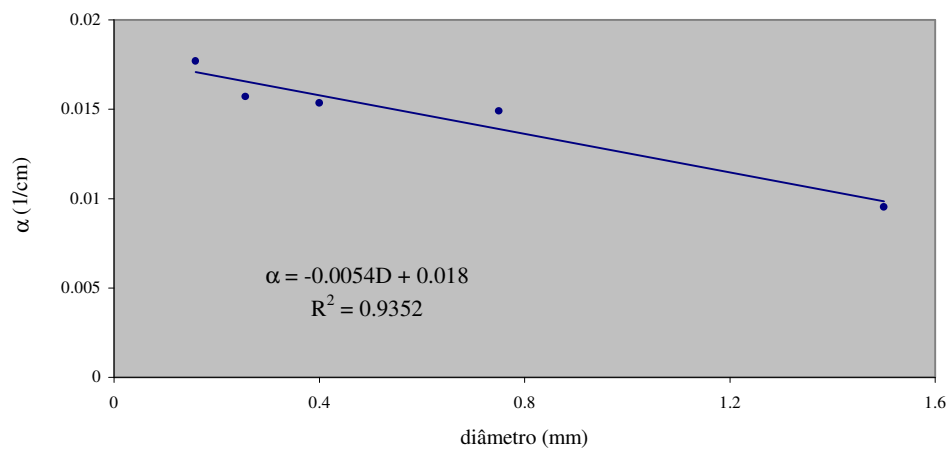
**Figura 4.17.** Histograma da distribuição de poros para as amostras simuladas utilizando um tipo de partícula. São mostrados os histogramas para as amostras utilizando partículas de: 0,159 e 1,50mm.

$D_{\text{médio}}$	0,159 mm	0,256 mm	0,400 mm	0,75 mm	1,50 mm
$\theta_r$	0	0	0	0	0
$\theta_s$	0,4384	0,43643	0,43085	0,41647	0,42213
$\alpha$	0,0177	0,0157	0,01536	0,0149	0,00954
$n$	3,69848	3,44458	3,40822	3,51936	6,0033

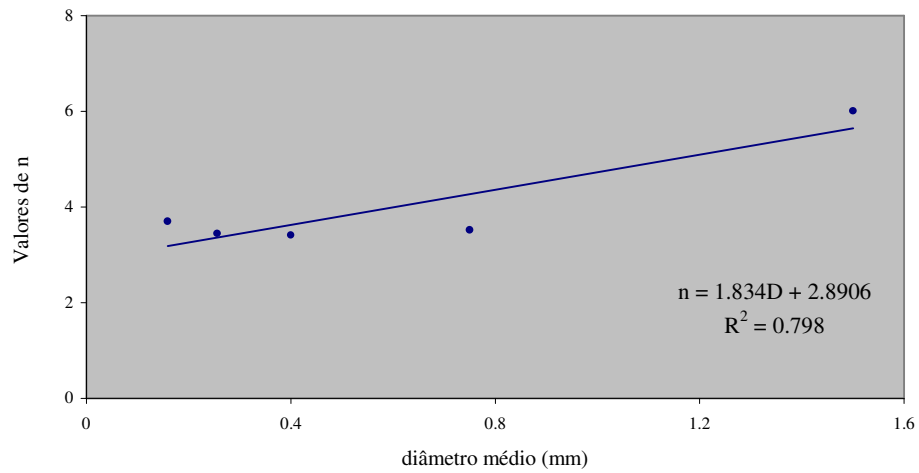
**Tabela 4.5:** Valores obtidos no ajuste de Van Genuchten para as amostras utilizando apenas uma classe de partículas

Os valores obtidos no modelo de van Genuchten, apesar de não serem comparáveis aos experimentais, encontram-se dentro da faixa que caracteriza solos arenosos.

O comportamento dos parâmetros  $\alpha$  e  $n$ , em relação ao diâmetro das partículas utilizadas na simulação das estruturas simuladas e utilizadas na análise de retenção, são apresentadas nas Figuras 4.18 e 4.19.

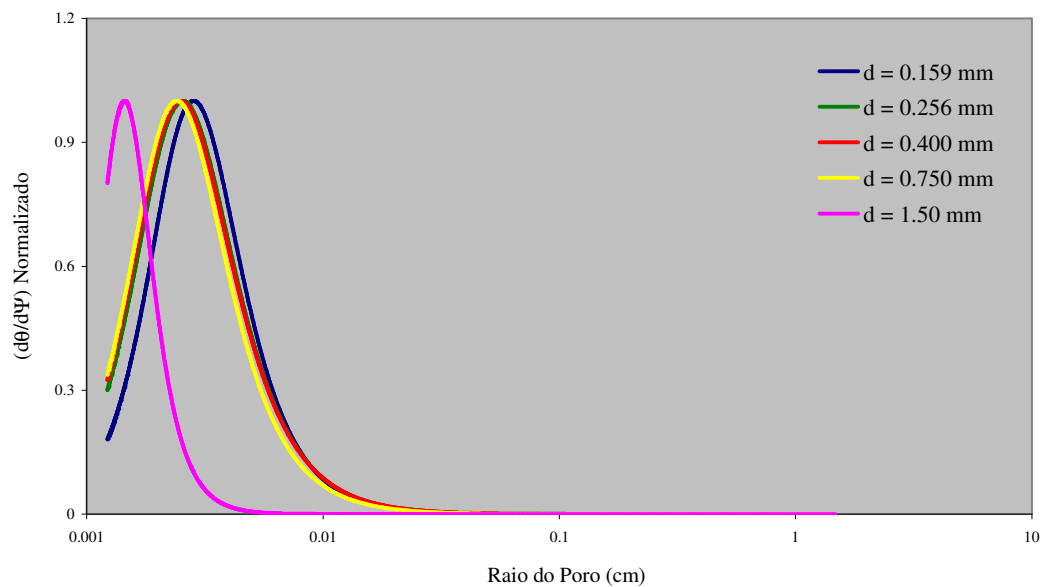


**Figura 4.18:** Variação do parâmetro  $\alpha$  em relação ao diâmetro das partículas utilizadas na simulação do arranjo poroso.



**Figura 4.19:** Variação do parâmetro  $n$  em relação ao diâmetro das partículas utilizadas na simulação do arranjo poroso.

A Figura 4.20 representa a curva diferencial da curva de retenção para as imagens simuladas.

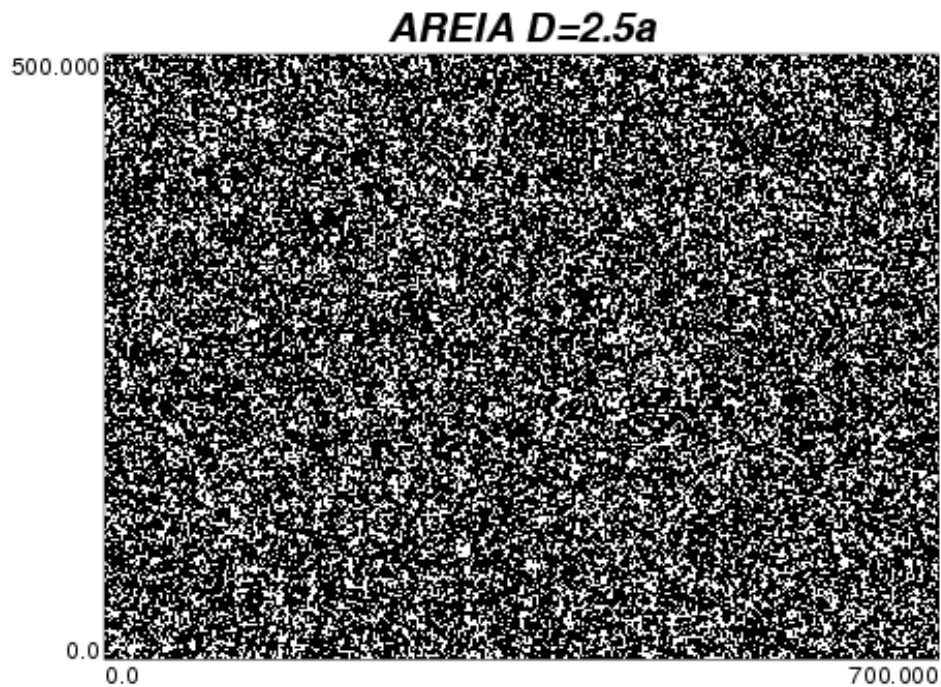


**Figura 4.20:** Distribuição de poros para as imagens simuladas computacionalmente.



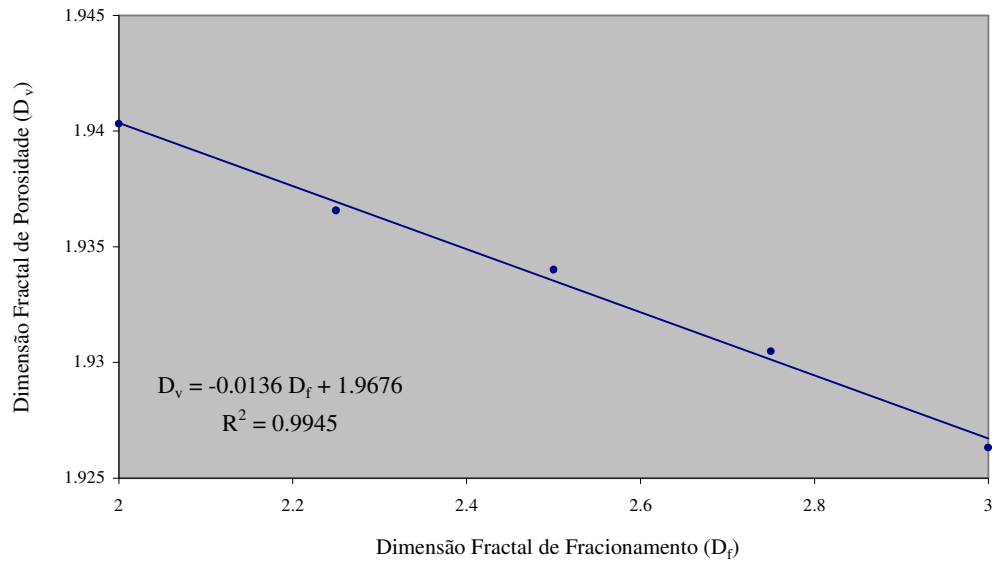
#### 4.1.3.2 Amostras de solo arenoso com diferentes dimensões fractais ( $D_f$ )

Para o prosseguimento da análise, o modelo Booleano foi utilizado para gerar espaços porosos com dimensões fractais de fracionamento ( $D_f$ ) que foram utilizadas para reconstruir as amostras investigadas experimentalmente. Um dos espaços porosos gerados através da simulação é apresentado na Figura 4.21.



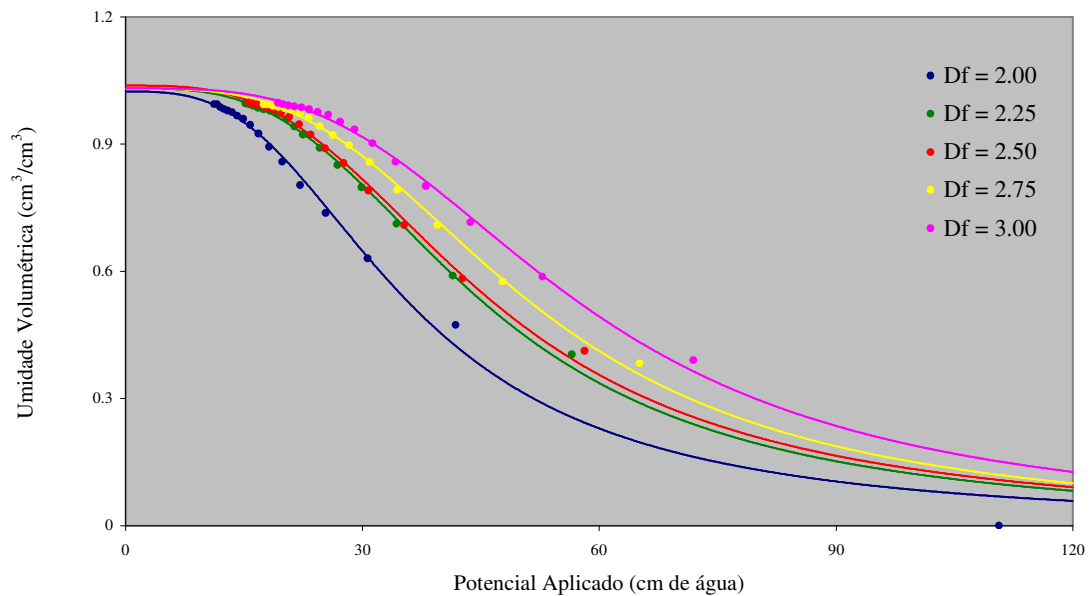
**Figura 4.21:** Espaço poroso simulado com a informação de  $D_f = 2,50$ .

Para o início da caracterização destes espaços porosos, calculou-se a dimensão fractal de porosidade ( $D_v$ ) para as imagens simuladas a partir das diferentes  $D_f$  utilizadas na simulação. Os resultados são apresentados na Figura 4.22.



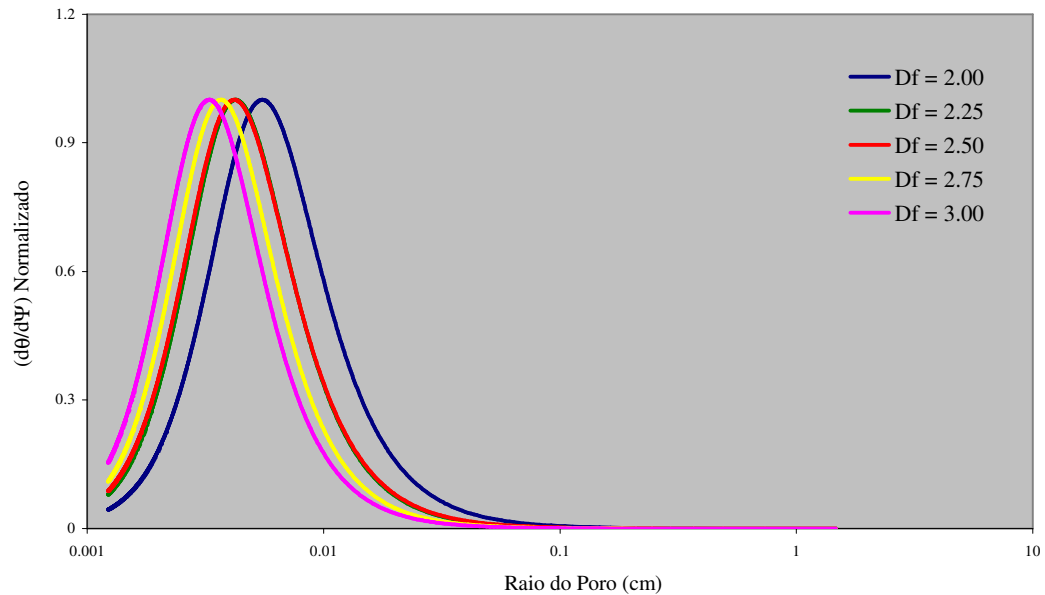
**Figura 4.22.** Dimensão fractal de vazios  $D_v$  em função do valor de  $D_f$  das amostras simuladas.

As curvas de retenção das imagens simuladas computacionalmente foram obtidas e são apresentadas na Figura 4.23.

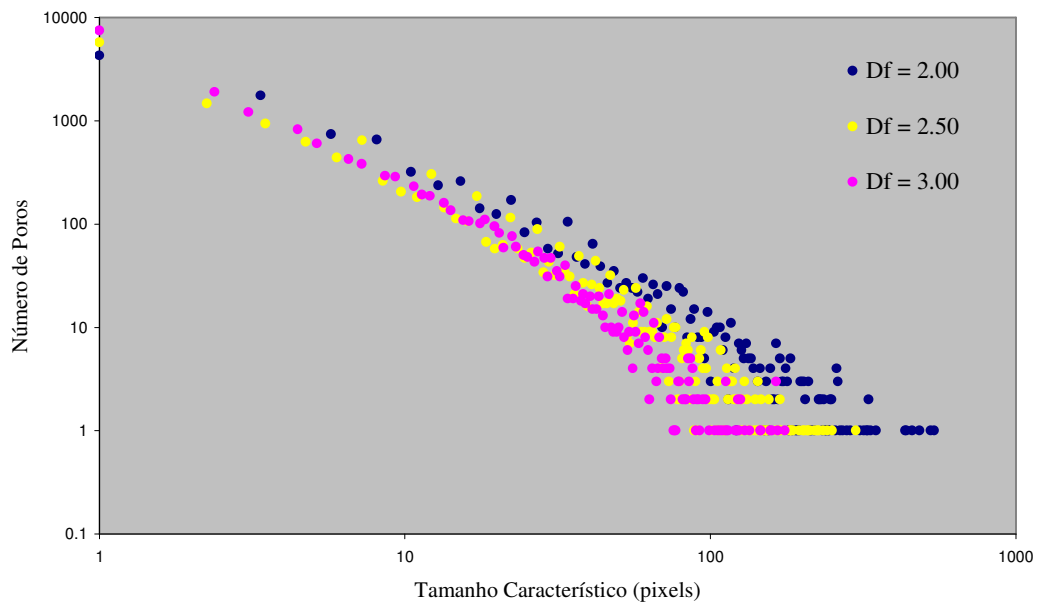


**Figura 4.23.** Curvas de retenção das imagens simuladas a partir da informação de  $D_f$ . Pontos correspondem aos valores obtidos pela simulação e as linhas sólidas representam as curvas ajustadas através do modelo de van Genuchten.

A Figura 4.24 representa a curva diferencial da curva de retenção para as imagens simuladas, enquanto que o histograma obtido através da simulação da análise de retenção de água, para algumas das estruturas simuladas, é apresentado na Figura 4.25.

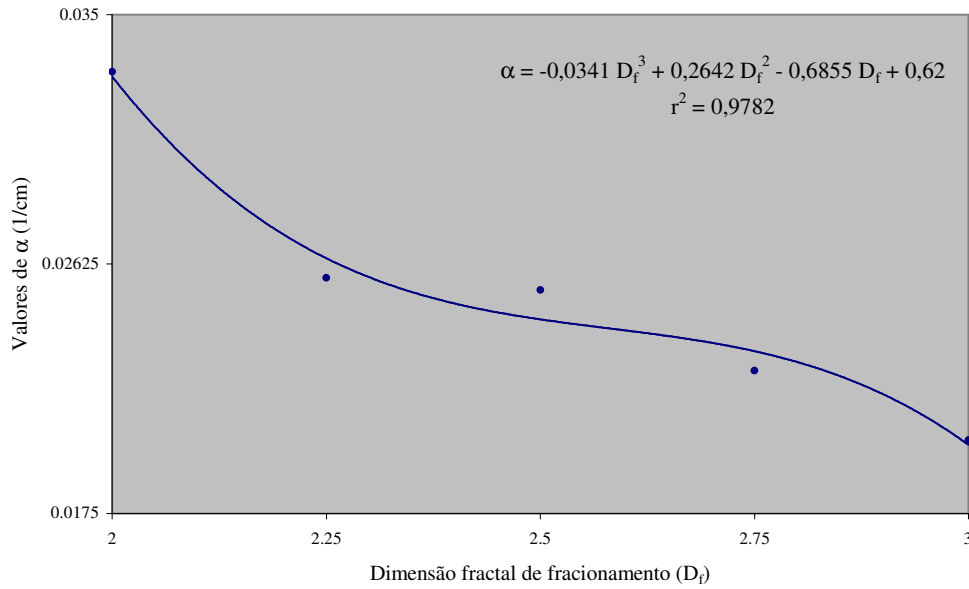


**Figura 4.24.** Distribuição de poros para as amostras simuladas computacionalmente.

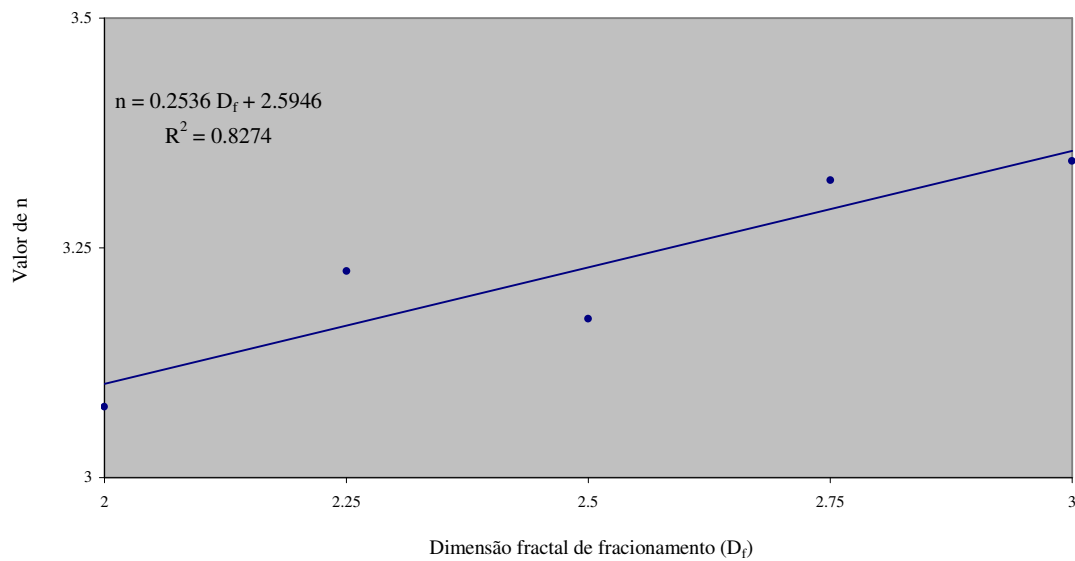


**Figura 4.25.** Histograma da distribuição de poros nas amostras simuladas computacionalmente.

Os valores dos parâmetros das curvas de van Genuchten para as amostras simuladas são apresentados nas Figuras 4.26 e 4.27 e na tabela 4.6.



**Figura 4.26.** Comportamento do parâmetro  $\alpha$  da curva de ajuste de van Genuchten para as amostras simuladas



**Figura 4.27.** Comportamento do parâmetro  $n$  da curva de ajuste de van Genuchten para as amostras simuladas

$D_f$	2,00	2,25	2,50	2,75	3,00
$\theta_r$	0	0	0	0	0
$\theta_s$	0,34138	0,29915	0,29772	0,29588	0,2756
$\alpha$	0,033	0,02577	0,02534	0,02251	0,02008
n	3,0771	3,22473	3,1729	3,3238	3,34459

**Tabela 4.6:** Valores obtidos no ajuste para as amostras simuladas a partir de diferentes valores de  $D_f$

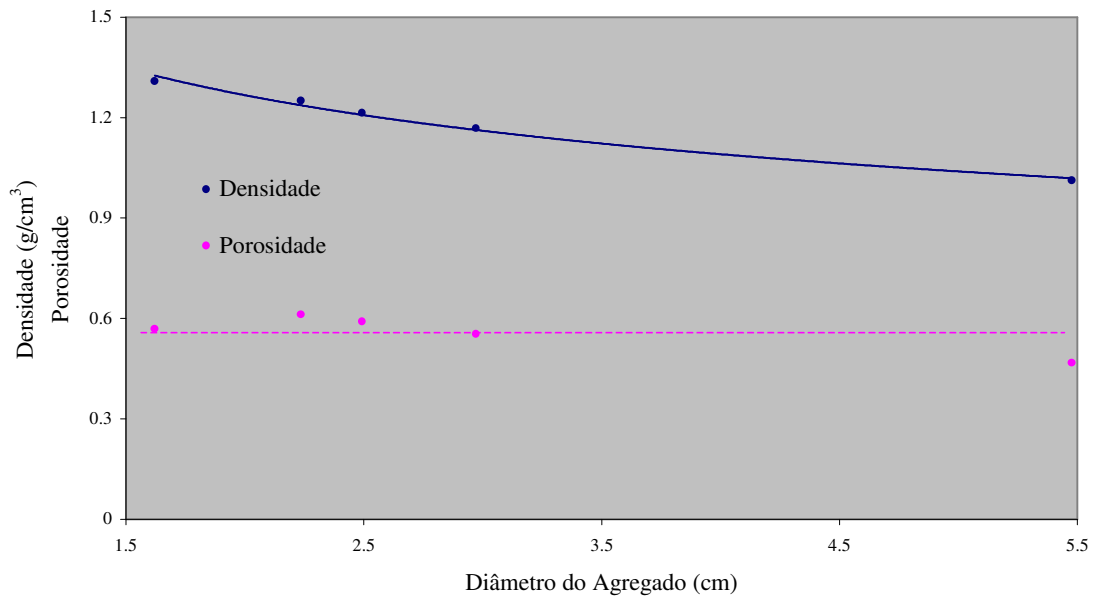
#### 4.1.4 Ensaio de Retenção para Agregados do Solo $Bw_2$

Para a finalização do trabalho, investigou-se a utilização dos funis e da simulação computacional na investigação de agregados solos, tais como são retirados do campo. Para isto, foram investigados agregados com as características físicas que são apresentadas na tabela 4.7 e na Figura 4.28.

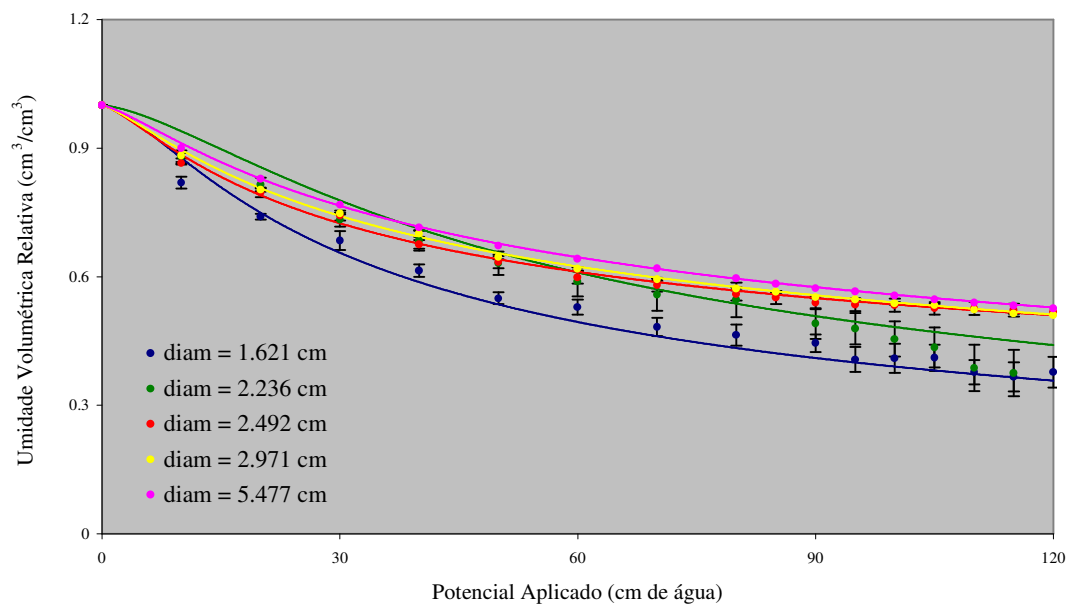
As curvas de retenção obtidas para estes agregados estão apresentadas na Figura 4.29.

$d$ (cm)	1,621	2,236	2,492	2,971	5,477
$\rho$ ( $g/cm^3$ )	$1,31 \pm 0,01$	$1,250 \pm 0,005$	$1,214 \pm 0,004$	$1,168 \pm 0,002$	$1,0121 \pm 0,0004$
$\varepsilon$	$0,56 \pm 0,02$	$0,61 \pm 0,02$	$0,59 \pm 0,02$	$0,55 \pm 0,02$	$0,47 \pm 0,02$

**Tabela 4.7:** Informações sobre os agregados de solo investigados



**Figura 4.28:** Características físicas dos agregados do solo  $B_{w_2}$  utilizados no ensaio de retenção de água.



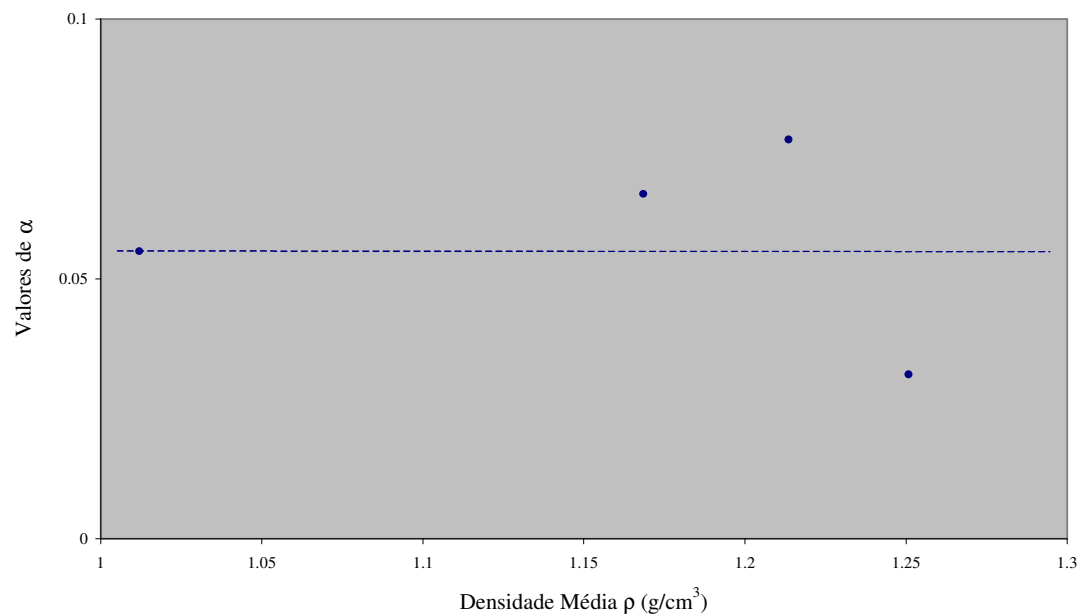
**Figura 4.29:** Curvas de retenção obtidas para os agregados de solo  $B_{w_2}$ . Pontos correspondem aos valores experimentais e as linhas sólidas representam as curvas ajustadas através do modelo de van Genuchten.

Os parâmetros de ajuste da curva de retenção simulada são apresentados na tabela 4.8.

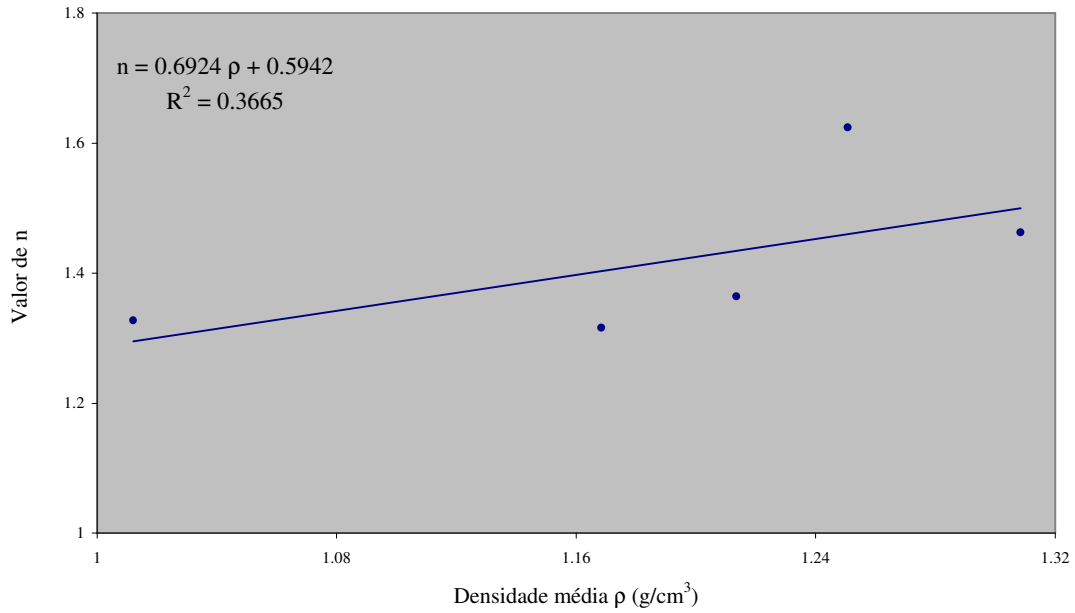
d (cm)	1,621	2,236	2,492	2,971	5,477
$\theta_r$	0	0	0,07008	0	0
$\theta_s$	0,56777	0,59064	0,55937	0,54415	0,46603
$\alpha$	0,0619	0,03158	0,07679	0,06633	0,05534
n	1,46252	1,62375	1,36413	1,31576	1,32699

**Tabela 4.8:** Valores obtidos no ajuste para os agregados de solo  $Bw_2$

Os valores dos parâmetros de ajuste das curvas de retenção são apresentados nas Figuras 4.30 e 4.31.

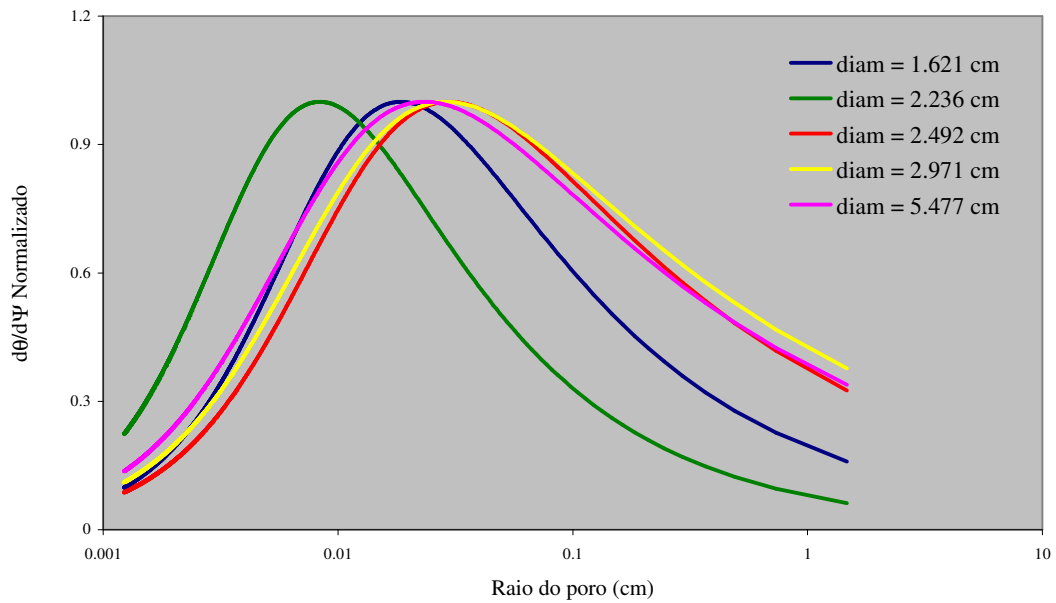


**Figura 4.30.** Comportamento de  $\alpha$  em função da densidade média dos agregados investigados.



**Figura 4.31.** Comportamento de  $n$  em função da densidade média dos agregados investigados.

A curva de distribuição de poros para os agregados de solo  $Bw_2$  é apresentada na Figura 4.32.

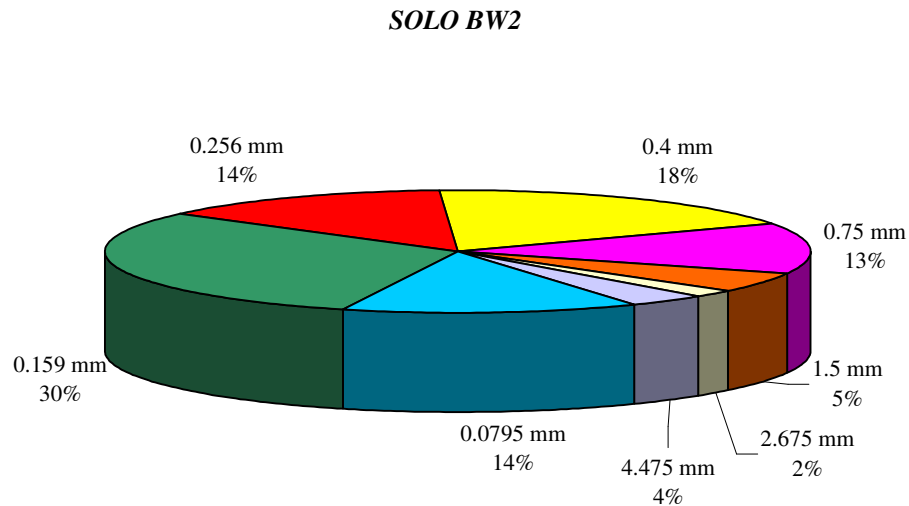


**Figura 4.32.** Curva de distribuição de poros para os agregados de solo  $Bw_2$ .

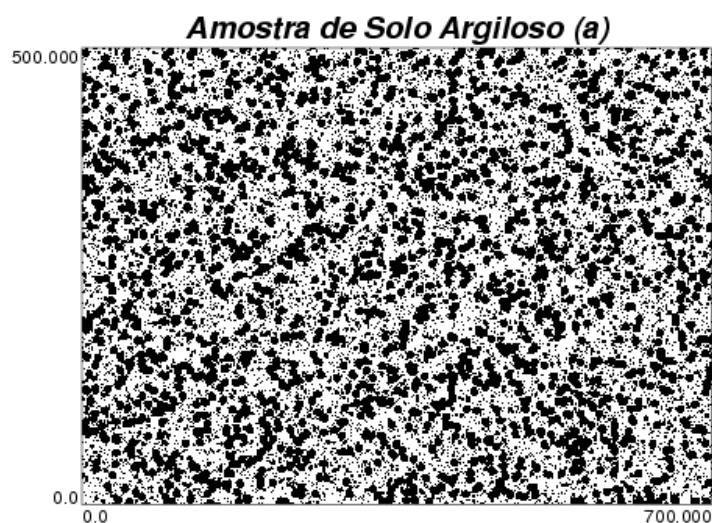


#### 4.1.5 Curva de Retenção para as Imagens do Solo $Bw_2$ Simuladas

O modelo Booleano foi utilizado para simular um espaço poroso com as características de distribuição granulométrica do solo investigado (Figura 4.33). A imagem simulada é apresentada na Figura 4.34.

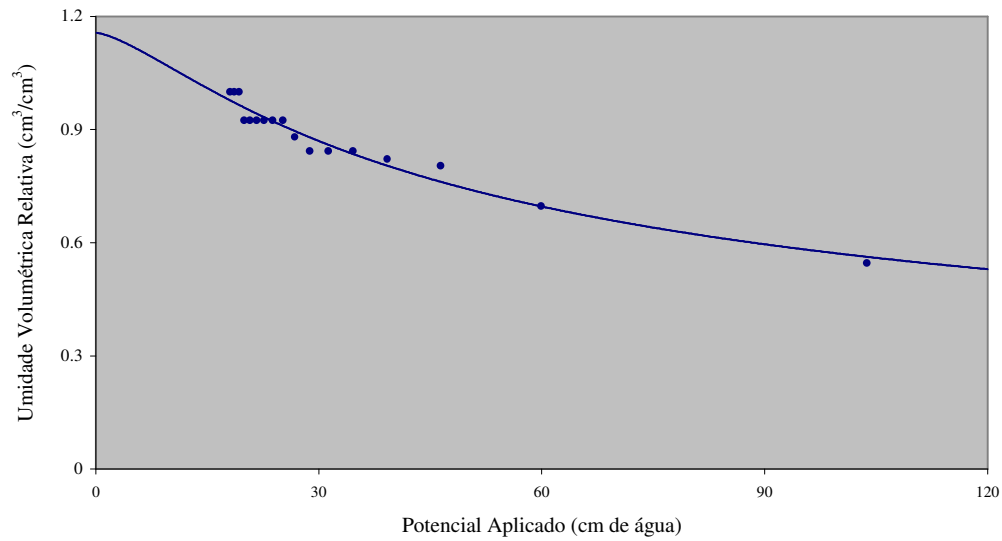


**Figura 4.33:** Representação da porcentagem de aparecimento das partículas na amostra do Solo  $Bw_2$ , obtidas através da metodologia de análise granulométrica do solo.



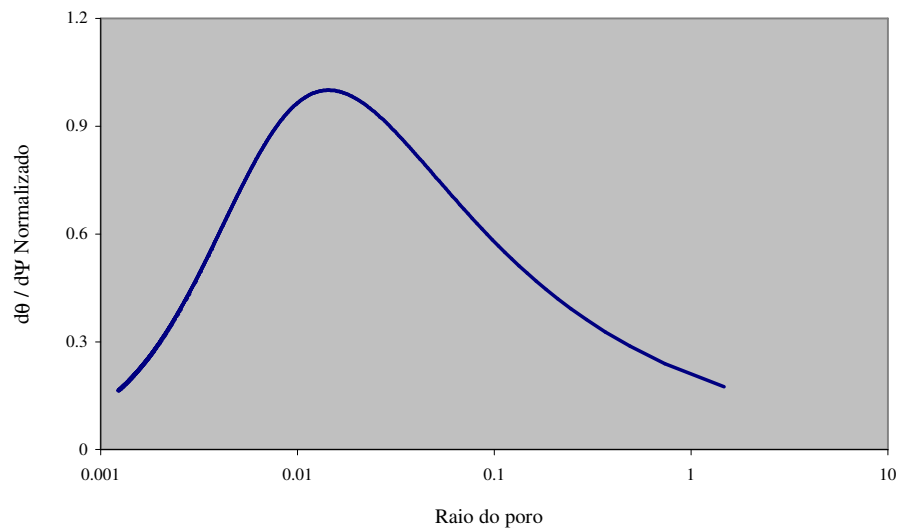
**Figura 4.34.** Simulação condicionada do espaço poroso de um agregado do solo  $Bw_2$ .

Deste espaço poroso foi levantada a característica de retenção de água. O resultado é apresentado na Figura 4.35.



**Figura 4.35.** Curva de retenção do espaço poroso simulado para o solo  $Bw_2$ , Pontos correspondem aos valores obtidos pela simulação e a linhas sólida representa a curva ajustada através do modelo de van Genuchten.

Finalmente, a curva de distribuição de poros, partindo da curva de ajuste simulada é apresentada na Figura 4.36.



**Figura 4.36.** Curva de distribuição de poros para o espaço poroso simulado para o solo  $Bw_2$ .

## 4.2 DISCUSSÃO

A relação entre o conteúdo e retenção de água no solo é fundamental para caracterizar as propriedades hídricas do mesmo. Esta relação é conhecida na literatura por vários nomes, incluindo função de retenção de água, curva característica e curva de capilaridade pressão-saturação (KLUTE, 1986). As curvas de retenção foram obtidas por meio de medidas simultâneas do conteúdo de água ( $\theta$ ) e do potencial mátrico da água no solo ( $\Psi$ ). Os resultados apresentados correspondem aos valores médios encontrados da repetição do estudo de retenção em 5 amostras com características semelhantes, sendo que, a umidade relativa, apresentada nos gráficos, corresponde ao conteúdo volumétrico de água ( $\theta$ ), dividido pela umidade volumétrica de saturação ( $\theta_s$ ).

### 4.2.1 Amostras de Solo Arenoso: Constituídas com uma única classe de partículas

A tabela 4.1 mostra que os solos reconstituídos tiveram densidades muito próximas umas das outras o que levou, também, a valores próximos de porosidade. No entanto, observa-se claramente que as curvas de retenção obtidas para as diferentes amostras investigadas foram bastante distintas entre si (Figura 4.2).

Vê-se, portanto, que a diminuição do tamanho das partículas utilizadas na reconstrução das amostras provocou um aumento da pressão necessária para a retirada de água das amostras. Isto se deve ao fato de que a utilização de partículas menores provoca uma diminuição da separação entre partículas e, conseqüentemente, nos poros formados por elas nas amostras.

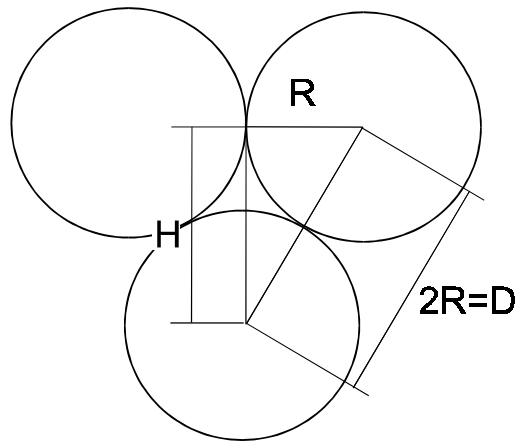
Os ajustes das curvas de retenção, feitos pela equação de van Genuchten, mostraram que há um aumento do valor de  $\alpha$  com o aumento do tamanho de partícula das amostras, tabela 4.2 e Figura 4.3.

Como foi mencionado no capítulo 2, seção 2.2.5,  $\alpha$  está relacionado basicamente com o inverso do valor da sucção " $\Psi$ " no ponto de umidade " $\theta$ " correspondente ao valor médio entre  $\theta_s$  e  $\theta_r$ . Utilizando-se os valores de  $\alpha$  encontrados nos ajustes, para a amostra de partículas de 1,5mm, o valor da pressão correspondente ao ponto médio ficou em torno dos 10cm de água (aproximadamente 6 kPa), enquanto que para a amostra de partículas com diâmetro médio de 0,159mm este valor ficou em torno de 65cm de água (cerca de 41 kPa). Portanto, este resultado indica que é mais difícil de esvaziar as amostras compostas de partículas com diâmetros menores (tamanhos menores de poros presentes na amostra).

Já para os valores de  $n$  (Figura 4.4 e tabela 4.2), não houve uma tendência clara de aumento ou diminuição dos valores obtidos. Observa-se que houve uma dispersão dos valores de  $n$  em torno de um valor igual 3,5 (valor representado pela linha tracejada na Figura 4.4). O valor de  $n$  está ligado, basicamente, à largura da distribuição de poros encontrados na amostra. Valores próximos de  $n$ , para as diferentes amostras investigadas, indica que a gama de poros que aparecem em torno do valor máximo da distribuição é praticamente a mesma para os solos investigados. No entanto, claramente as distribuições distinguem-se em relação aos valores de diâmetros de poros existentes na amostra. As amostras com presença de partículas menores são caracterizadas pela presença de poros menores enquanto que as formadas por partículas maiores pela presença de poros de maiores dimensões (GIMÉNEZ, 1997c).

Uma estimativa grosseira do tamanho dos poros que apareceriam em uma amostra composta por partículas de um diâmetro apenas pode ser feita com base no desenho apresentado na Figura 4.37. De acordo com a figura, o tamanho de poro " $d$ " em função de " $D$ ", o diâmetro médio das partículas que compõe a amostra, pode

ser escrito como:  $d \approx \frac{H}{3} = D \frac{\sqrt{3}}{6}$ .



**Figura 4.37.** Esquema utilizado para a estimativa do tamanho de poro em amostras reconstruídas com partículas de determinado diâmetro " $D$ ".

Para amostras onde se utilizou  $D=1,5\text{mm}$ , o cálculo leva a valores de  $d$  por volta de  $0,04\text{cm}$ . Já para amostras onde  $D=0,159\text{mm}$ ,  $d$  fica em torno de  $0,005\text{cm}$ . Portanto, valores próximos dos que foram obtidos das curvas de retenção.

Verifica-se, finalmente, que tanto os valores de  $n$  quanto os de  $\alpha$  encontram-se dentro da faixa de valores que são tipicamente encontrados para solos arenosos. Para estes solos, a faixa de variação esperada para o valor de  $n$  é  $0,69 - 2,62$ , já para o valor de  $\alpha$  esta faixa é  $0,0016 - 0,0371$  (Tabela 2.1).

#### 4.2.2 Amostras de Solo Arenoso com diferentes Dimensões Fractais ( $D_f$ )

A teoria fractal tem sido aplicada como um modelo para a caracterização da distribuição do tamanho de agregados no solo. GIMÉNEZ *et al.*, (1997c) afirmam que o caminho para se estimar a dimensão fractal de fracionamento ( $D_f$ ) é através da determinação da distribuição do tamanho de partículas/agregados utilizando-se equação 3.2.

Entretanto, na maioria dos casos, esta equação não pode ser diretamente aplicada, pois não é prático contar o número de agregados que constituem a

estrutura do solo. É considerado mais apropriado investigar a distribuição do tamanho dos agregados em termos de suas massas (equação 3.8) (TYLER & WHEATCRAFT, 1992; PERFECT & KAY, 1995).

GIMÉNEZ et al. (1997c) salientam que o cálculo do número de partículas a partir da medição da massa implica suposições sobre a forma, a densidade e o tamanho característico das partículas. A hipótese mais comum é que o tamanho das partículas é a média aritmética entre os extremos de determinados limites (por exemplo, ao se passar as partículas de um solo por duas peneiras consecutivas, admite-se que o tamanho das partículas retidas na menor está entre o diâmetro da menor e o diâmetro maior), enquanto que a forma e a densidade das partículas são mantidas constantes (em geral admite-se que a densidade das partículas está em torno de  $2,65\text{g/cm}^3$ , a densidade do quartzo, material presente em grande quantidade na maior parte dos solos) (TYLER & WHEATCRAFT, 1989; PERFECT & KAY, 1991; PERFECT *et al.*, 1992).

A partir destes conceitos, utilizou-se a equação 3.8, que relaciona a porcentagem de aparecimento (em massa) de cada classe de partícula de tamanho  $r_i$ , para a reconstrução das amostras de solo, escolhidos determinados  $D_f$ s (Figura 4.7).

Para a realização dos experimentos procurou-se reconstituir as amostras com densidades próximas umas das outras (Figura 4.8). Esta preocupação se deve ao fato de que, para a faixa de umidades investigadas, a própria compactação das amostras poderia levar a alterações nas curvas de retenção (REICHARDT & TIMM, 2004).

Vê-se que a densidade das amostras ficou em torno de  $1,80\text{g/cm}^3$ , havendo uma variação máxima de 4,4% entre os valores de densidade das amostras e o valor médio.

Dos parâmetros obtidos nos ajustes, verifica-se uma diminuição acentuada, cerca de 95%, dos valores de  $\alpha$  com o aumento de  $D_f$  (Figura 4.10).

O decréscimo no parâmetro  $\alpha$  (Figura 4.10) indica a diminuição dos valores de sucção que devem ser aplicados nas amostras para que delas se retire água. Este fato também pode ser observado pela análise das curvas de retenção das amostras (Figura 4.9). Neste aspecto, para  $D_f$  igual a 2, uma sucção de cerca de 20 cm de água (aproximadamente 13 kPa) é suficiente para reduzir a 30% a umidade das

amostras. Entretanto para  $D_f$  igual a 3, a mesma sucção reduz a 90% a umidade das amostras. PERFECT (1999); TYLER & WHEATCRAFT (1989); COMEGNA *et al.*, (1998), apontam que o aumento de  $D_f$  está ligado à presença de partículas de menores diâmetros nas amostras. A presença destas partículas de menor diâmetro acarreta o aparecimento de poros de diâmetros menores, o que dificulta a drenagem das amostras.

Nos valores de  $n$ , observou-se um acréscimo de cerca de 20% com o aumento de  $D_f$  (valores entre  $D_f=2$  e  $D_f=3$ ), Figura 4.11. Neste caso, a introdução de um maior número de partículas de menores diâmetros aumentou a gama de poros que constituem as amostras. Além de aumentar a gama de poros, TYLER & WHEATCRAFT (1989); HYSLIP & VALLEJO (1997) apontam que também a introdução de partículas de tamanhos menores aumenta a complexidade e tortuosidade dos poros que constituem as amostras.

Quando comparadas às curvas obtidas para as amostras constituídas por uma única classe de partículas (Figuras 4.5 e 4.6) observa-se que as curvas mostram uma maior largura em relação ao valor máximo de  $d\theta/d\Psi$ . Esta dispersão está associada ao fato de que há uma distribuição menos homogênea de poros no interior das amostras, fato que está associado à mistura de partículas de diferentes diâmetros médios para a composição das amostras.

Além disto, o aumento de  $D_f$  provocou um deslocamento do valor máximo de  $d\theta/d\Psi$  para valores menores de poros (Figura 4.12), mostrando que as amostras possuem, em média, poros de menores diâmetros. Isto pode ser facilmente explicado pelo fato de que o aumento de  $D_f$  é conseguido pelo aumento da porcentagem de aparecimento de partículas menores nas amostras. Portanto, em amostras de maior  $D_f$  as partículas menores acabam fazendo com que como um todo, os poros das amostras sejam diminuídos.

TYLER & WHEATCRAFT (1989) ao investigarem dez solos relacionando tamanho de partículas e propriedades de retenção de água observaram que menores valores de dimensão fractal da distribuição de partículas indicavam solos predominantemente compostos por partículas maiores (solos arenosos), com um sistema poroso de mais fácil drenagem (maior tamanho de poros). COMEGNA *et*

*al.*, (1998) apontam que solos de textura mais fina apresentaram uma maior variedade de classe de poros, quando em comparação com solos de textura mais grossa.

Estes resultados estão de acordo com o que foi observado em nossos experimentos, pois:

- a) para as amostras compostas por partículas de uma única classe, tanto a complexidade do sistema poroso foi menor (menor gama de poros presentes nas amostras) quanto os de textura mais fina apresentaram um sistema poroso composto por poros de diâmetros menores.
- b) para as amostras caracterizadas pelas dimensões fractais de fracionamento  $D_f$ , observou-se uma maior gama de poros que as amostras constituídas por uma única classe de partículas. Além disto, o aumento da dimensão fractal  $D_f$  (produzido pelo aumento de partículas menores nas amostras) produziu o aparecimento de poros menores nas amostras.

#### 4.2.3 Estudo de Retenção para as Imagens Simuladas

A simulação de retenção de água em estruturas porosas é realizada a partir da utilização da equação de Laplace para identificar as sucções na qual cada poro é esvaziado. BIRD & DEXTER (1997), utilizaram este conceito a fim de examinar a relação entre as estruturas fractais e retenção de água através de simulações bidimensionais. No modelo proposto, se a ligação entre os poros é ignorada, então poros de tamanho  $r$  são esvaziados quando submetidos a uma sucção inversamente proporcional a  $r$ .



### Amostras de solo arenoso: constituídas com uma única classe de partículas

Observa-se um aumento do valor de  $D_v$  com o aumento do tamanho das partículas utilizadas na simulação (Figura 4.15). Este aumento, de acordo com GIMÉNEZ *et al.* (1997a) está associado, tanto ao aparecimento de poros maiores nas amostras, quanto à maior complexidade do sistema poroso.

Pela Figura 4.16, observa-se que houve uma inversão no comportamento das curvas de retenção em relação ao que foi obtido experimentalmente. Esperar-se-ia que a curva de retenção para as amostras compostas de partículas maiores (diâmetro de 1,5mm), estivesse abaixo da obtida para a simulada com partículas menores (0,159mm).

No entanto, apesar deste comportamento inesperado, a distribuição de poros para as imagens simuladas (Figura 4.17) mostra claramente a existência de poros de maiores diâmetros nas imagens onde se utilizou partículas maiores, 1,5mm, em comparação com as que se utilizou partículas de 0,159mm de diâmetro. Porém, estes poros maiores apareceram em número insuficiente para levar as curvas de retenção a um comportamento próximo ao observado experimentalmente.

### Amostras de solo arenoso com diferentes dimensões fractais ( $D_f$ )

Observa-se que há uma diminuição dos valores de  $D_v$  com o aumento de  $D_f$ , indicando uma diminuição dos tamanhos e complexidade dos poros existentes nas imagens simuladas (Figura 4.22). Além disto, os valores encontrados para os valores de  $D_v$  encontram-se relativamente próximos aos que são apresentados por Giménez *et al.*, (1997a) valores de  $D_v$  por volta de  $(1,80 \pm 0,06)$ , para a caracterização de espaços porosos com  $D_f$  entre 2,12 e 2,80.

Ao contrário das curvas de retenção, das imagens dos espaços porosos utilizando-se apenas uma classe de partículas, as obtidas destes espaços porosos

tiveram um comportamento bastante semelhante ao obtido experimentalmente, para todas as  $D_f$  investigadas (Figura 4.23).

Também, as curvas diferenciais das curvas características de umidade mostram um comportamento bastante próximo ao que foi obtido experimentalmente (Figura 4.24). Nota-se, no entanto, que a distribuição de poros nas amostras simuladas (Figura 4.24) apresenta uma gama menor de tamanhos de poros quando comparadas às obtidas das amostras experimentais (Figura 4.12).

Quanto ao histograma relativo à frequência de poros nas amostras simuladas, Figura 4.25, vê-se que, nas simulações, a introdução de quantidades maiores de partículas grandes (caso das amostras de  $D_f$  menores) produziu o aparecimento de poros de maiores diâmetros, fato que já havia sido observado experimentalmente.

Novamente, pelas Figuras 4.26 e 4.27, pode-se ver que os parâmetros de ajuste reproduziram apenas o comportamento obtido experimentalmente. Os valores de  $\alpha$  e  $n$ , apesar de diferentes dos obtidos experimentalmente, encontram-se dentro da faixa de valores encontrados para solos arenosos.

#### 4.2.4 Ensaio de Retenção para Agregados do Solo $Bw_2$

A metodologia adotada para se encontrar o volume dos agregados do solo, “*Sand Replacement Method*”, foi inicialmente utilizada em uma peça irregular de chumbo cujo volume, determinado pelo empuxo sofrido quando imerso em água, foi de 6,03 cm<sup>3</sup>. A fim de verificar a resposta do método para a determinação de volumes, o método foi realizado utilizando-se areias de diferentes granulometrias ( $d < 106 \mu\text{m}$ ,  $300 < d < 212 \mu\text{m}$  e  $500 < d < 300 \mu\text{m}$ ) e cujas densidades foram previamente determinadas.

O procedimento, descrito no capítulo 3, seção 3.3, conduziu aos seguintes resultados:

- a)  $d < 106 \mu\text{m} - V = 5,108 \text{ cm}^3$ ;
- b)  $300 < d < 212 \mu\text{m} - V = 6,152 \text{ cm}^3$ ;
- c)  $500 < d < 300 \mu\text{m} - V = 6,139 \text{ cm}^3$ ;

Através da comparação dos resultados, pode-se perceber que os erros obtidos tiveram variações entre 18,05% (para  $d < 106 \mu\text{m}$ ) e 1,79% (para  $500 < d < 300 \mu\text{m}$ ). Em consequência disto, escolheu-se areia com granulometria entre  $500 < d < 300 \mu\text{m}$ , para a determinação do volume dos agregados.

A Figura 4.28 apresenta as características físicas dos agregados utilizados no estudo das propriedades de retenção água para solos naturais. Percebe-se que, enquanto a porosidade oscila em torno de um valor médio (próximo a 0,55), a densidade dos agregados diminui conforme o aumento do “diâmetro” do agregado. Esta variação da densidade em relação ao “tamanho” do agregado pode ser explicada em termos da compactação ou do adensamento das amostras.

O termo compactação refere-se à compressão do solo não saturado, durante a qual ocorre um aumento da densidade, em consequência da redução de volume pela expulsão do ar. Pesquisadores têm demonstrado claramente o efeito da compactação nas propriedades físicas do solo. A compactação aumenta a densidade e sua resistência mecânica, mas diminui a porosidade total, o tamanho e a continuidade dos poros (HILLEL, 1982; MORAES, 1984).

Adensamento, por sua vez, é o fenômeno de deposição de partículas menores no espaço poroso, devido à desagregação da estrutura física do solo, causando aumento da massa de determinada porção do solo e mantendo constante o volume inicial, o que causa, também, aumento da densidade do solo, porém sem participação direta da pressão (STONE *et al.*, 2002).

Os resultados obtidos mostram que as curvas de retenção são ligeiramente afetadas pelo estado de compactação dos agregados (Figura 4.29).

Pode-se ver que há um ligeiro aumento do valor de  $n$  com o aumento da densidade média dos agregados. No entanto, o valor de  $\alpha$  oscila em torno de um valor médio por volta de  $0,055\text{cm}^{-1}$ , mostrando que, para os agregados investigados,

não houve diferenças sensíveis quanto às características de retenção das amostras (Figuras 4.30 e 4.31).

Vê-se que o espaço poroso, dos até aqui investigados, é o que apresenta a maior gama de poros (maior largura da distribuição em relação às anteriormente obtidas). Isto mostra que, de todos, este é o sistema poroso que apresenta a maior complexidade. Com exceção do agregado de diâmetro igual a 2,236cm a distribuição de poros de todos os agregados é bastante semelhante, consequência dos parâmetros do ajuste de van Genuchten muito próximos uns dos outros (Figura 4.32, Tabela 4.8).

Quando comparados em relação ao solo  $Bw_2$ , vê-se que nos solos arenosos quase toda água fica retida a baixas tensões indicando que, em média, os solos arenosos possuem poros de maiores tamanhos.

#### 4.2.5 Curva de Retenção para as Imagens do Solo $Bw_2$ Simuladas

Vê-se para esta situação que, tanto o comportamento quanto os valores dos parâmetros de ajuste das curvas de van Genuchten ficaram bastante próximos dos que foram obtidos experimentalmente. Experimentalmente, os valores médios de  $\alpha$  e  $n$  foram respectivamente:  $\bar{\alpha} = (0,06 \pm 0,01)cm^{-1}$  e  $\bar{n} = (1,4 \pm 0,1)$ . As simulações levaram aos valores:  $\bar{\alpha} = (0,05 \pm 0,02)cm^{-1}$  e  $\bar{n} = (1,5 \pm 0,1)$ . Portanto, para  $\alpha$  um desvio de 16% e para  $n$  um desvio de 7% em relação aos valores experimentalmente obtidos.

Também, a simulação condicionada utilizando a distribuição de agregados e a porosidade do solo conseguiu reproduzir um sistema poroso com uma gama de poros semelhante à das amostras do solo  $Bw_2$  (figura 4.32 em relação à figura 4.36).

Ainda não há na literatura este tipo de enfoque que utiliza a informação da distribuição de agregados na simulação de espaços porosos. Portanto, há aqui boas perspectivas para sua utilização na simulação computacional de espaços porosos com determinadas características.

Outro ponto a ser destacado, é que o solo é um sistema poroso tri dimensional que possui uma complexidade muito maior do que as imagens bi dimensionais simuladas neste trabalho.

## CONCLUSÕES

- 01) A adaptação do funil de Haines mostrou-se bastante útil na investigação das amostras de solo investigadas.
- 02) A variação da granulometria do solo arenoso está diretamente relacionada às modificações de suas propriedades de retenção de água. Quanto menor o tamanho dos grãos que constituem a amostra, menor são os poros formados pelo arranjo destas partículas e, conseqüentemente, maior é a energia necessária para se retirar a água das amostras.
- 03) A variação da dimensão fractal de fracionamento também provocou variações nas curvas de retenção obtidas para as amostras investigadas. Levando-se em consideração o fato de que o aumento nos valores de dimensão fractal de fracionamento ( $D_f$ ) é conseguido pelo aumento da porcentagem de partículas menores em relação às maiores, tem-se a alteração do arranjo poroso formado pelas partículas, com conseqüente variação nas propriedades de retenção de água das amostras. Em particular, o aumento da dimensão fractal de fracionamento levou à formação de poros menores na amostra, com conseqüente aumento das pressões necessárias ao esvaziamento das amostras.
- 04) A mistura de partículas de diferentes tamanhos, para a formação das amostras de dimensões fractais de fracionamento, produziu uma distribuição de poros menos homogênea se comparadas às amostras constituídas por um único tamanho de partículas.
- 05) Quanto à simulação dos espaços porosos para as amostras de solo arenoso constituídas com um único tipo de partícula, houve uma inversão nas curvas de retenção obtidas, enquanto que para amostras de diferentes dimensões

fractais de fracionamento  $D_f$ , o comportamento das curvas obtidas assemelharam-se ao obtido experimentalmente. Isto mostra que esta metodologia foi mais adequada para a simulação dos espaços porosos reconstituídos a partir da informação de  $D_f$ .

- 06) Para o ensaio de retenção de água em amostras de solos naturais, a variação no tamanho dos agregados utilizados não alterou significativamente o comportamento das curvas de retenção, na faixa de tensões investigadas. Através da curva de distribuição de poros, pôde-se verificar que dos espaços porosos analisados, são estas as amostras que apresentaram maior complexidade em termos da distribuição de poros.
- 07) Apesar da simplicidade do modelo utilizado para a simulação computacional das imagens, os resultados obtidos para as propriedades de retenção das imagens simuladas se assemelharam bastante aos obtidos experimentalmente, particularmente os obtidos para as imagens das amostras de solo natural.

Observando-se as conclusões acima, pode-se dizer que o estudo realizado possui grande potencialidade na investigação e simulação do comportamento de retenção de água por solos não homogêneos.

## PROPOSTAS DE TRABALHOS FUTUROS

- a) Complementar as medições aqui realizadas para a determinação da curva de retenção em pressões mais altas.
- b) Investigar a utilização da metodologia aqui desenvolvida para o estudo de amostras de solos naturais com outras composições.
- c) Verificar o efeito do fenômeno da histerese em relação à distribuição de partículas/agregados.
- d) Estender a metodologia para a simulação tridimensional de espaços porosos não homogêneos.
- e) Publicar artigos relacionados à metodologia e aos resultados apresentados neste trabalho.



## APÊNCIDE

Resultados obtidos para as amostras de solo investigados, utilizando o Funil de Haines Modificado.

AMOSTRAS CONSTITUÍDAS COM UMA ÚNICA CLASSE DE PARTÍCULAS										
$\Psi$ (cm de água)	Umidade Volumétrica ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )					Umidade Volumétrica Relativa ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )				
	0,159 mm	0,256 mm	0,40 mm	0,75 mm	1,5 mm	0,159 mm	0,256 mm	0,40 mm	0,75 mm	1,5 mm
0	0,454	0,430	0,426	0,418	0,423	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
10	0,427	0,405	0,406	0,400	0,248	0,941	0,942	0,953	0,957	0,586
20	0,417	0,393	0,363	0,241	0,105	0,919	0,914	0,852	0,577	0,248
30	0,410	0,365	0,269	0,133	0,052	0,903	0,849	0,631	0,318	0,123
40	0,404	0,203	0,138	0,062	0,039	0,890	0,472	0,324	0,148	0,092
50	0,385	0,113	0,107	0,045	0,040	0,848	0,263	0,251	0,108	0,095
60	0,285	0,088	0,077	0,045	0,046	0,628	0,205	0,181	0,108	0,109
70	0,170	0,083	0,073	0,047	0,045	0,374	0,193	0,171	0,112	0,106
80	0,142	0,087	0,071	0,043	0,049	0,313	0,202	0,167	0,103	0,116
90	0,090	0,074	0,064	0,038	0,043	0,198	0,172	0,150	0,091	0,102
95	0,100	0,079	0,064	0,042	0,047	0,220	0,184	0,150	0,100	0,111
100	0,092	0,079	0,049	0,043	0,048	0,203	0,184	0,115	0,103	0,113
105	0,096	0,075	0,039	0,045	0,051	0,211	0,174	0,092	0,108	0,121
110	0,090	0,071	0,038	0,042	0,048	0,198	0,165	0,089	0,100	0,113
115	0,084	0,072	0,035	0,047	0,054	0,185	0,167	0,082	0,112	0,128
120	0,086	0,067	0,032	0,045	0,048	0,189	0,156	0,075	0,108	0,113

**Tabela A1:** Valores da umidade volumétrica em equilíbrio ao potencial aplicado, utilizados na construção da curva de retenção para as amostras constituídas por uma única classe de partículas.

AMOSTRAS DE SOLO ARENOSO DE DIFERENTES DIMENSÕES FRACTAIS DE FRACIONAMENTO ( $D_f$ )										
$\Psi$ (cm de água)	Umidade Volumétrica ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )					Umidade Volumétrica Relativa ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )				
	$D_f = 2,00$	$D_f = 2,25$	$D_f = 2,50$	$D_f = 2,75$	$D_f = 3,00$	$D_f = 2,00$	$D_f = 2,25$	$D_f = 2,50$	$D_f = 2,75$	$D_f = 3,00$
0	0,341	0,299	0,300	0,297	0,288	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
10	0,151	0,174	0,206	0,237	0,271	0,443	0,583	0,686	0,795	0,941
20	0,111	0,136	0,171	0,207	0,248	0,325	0,454	0,569	0,697	0,863
30	0,090	0,109	0,145	0,181	0,227	0,265	0,363	0,482	0,609	0,790
40	0,077	0,088	0,125	0,161	0,208	0,224	0,294	0,418	0,543	0,724
50	0,086	0,089	0,111	0,147	0,194	0,252	0,296	0,370	0,495	0,674
60	0,080	0,083	0,099	0,135	0,177	0,236	0,279	0,329	0,454	0,617
70	0,079	0,083	0,090	0,125	0,161	0,232	0,277	0,301	0,420	0,560
80	0,074	0,078	0,081	0,121	0,146	0,215	0,260	0,270	0,408	0,507
90	0,073	0,078	0,076	0,120	0,130	0,213	0,259	0,255	0,405	0,451
95	0,071	0,077	0,074	0,119	0,121	0,207	0,256	0,246	0,401	0,421
100	0,068	0,074	0,073	0,118	0,114	0,200	0,248	0,243	0,399	0,395
105	0,066	0,072	0,071	0,120	0,106	0,193	0,240	0,236	0,404	0,368
110	0,063	0,070	0,069	0,121	0,095	0,185	0,234	0,231	0,406	0,331
115	0,061	0,068	0,068	0,122	0,087	0,177	0,226	0,227	0,410	0,304
120	0,059	0,067	0,067	0,121	0,086	0,174	0,223	0,225	0,406	0,298

**Tabela A2:** Valores da umidade volumétrica em equilíbrio ao potencial aplicado, utilizados na construção da curva de retenção para as amostras de solo arenoso de diferentes  $D_f$ .

AMOSTRAS DE SOLO NATURAL										
$\Psi$ (cm de água)	Umidade Volumétrica ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )					Umidade Volumétrica Relativa ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )				
	d=1,62 cm	d=2,24 cm	d=2,49 cm	d=2,97 cm	d=5,48 cm	d=1,62 cm	d=2,24 cm	d=2,49 cm	d=2,97 cm	d=5,48 cm
0	0,569	0,612	0,562	0,546	0,468	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
10	0,466	0,538	0,486	0,482	0,421	0,820	0,880	0,865	0,883	0,900
20	0,421	0,499	0,447	0,439	0,387	0,740	0,815	0,796	0,803	0,828
30	0,389	0,449	0,417	0,408	0,359	0,684	0,733	0,743	0,748	0,768
40	0,349	0,419	0,379	0,383	0,334	0,614	0,684	0,675	0,701	0,715
50	0,313	0,387	0,356	0,353	0,315	0,549	0,632	0,634	0,646	0,673
60	0,301	0,360	0,336	0,338	0,300	0,529	0,589	0,598	0,618	0,642
70	0,275	0,341	0,326	0,324	0,289	0,483	0,558	0,581	0,594	0,619
80	0,264	0,334	0,314	0,312	0,279	0,464	0,546	0,560	0,572	0,596
90	0,253	0,300	0,303	0,302	0,268	0,445	0,491	0,539	0,552	0,573
95	0,231	0,293	0,300	0,298	0,264	0,407	0,479	0,535	0,546	0,565
100	0,233	0,278	0,300	0,294	0,260	0,409	0,455	0,534	0,538	0,556
105	0,234	0,266	0,296	0,291	0,255	0,410	0,435	0,526	0,534	0,546
110	0,215	0,237	0,295	0,286	0,252	0,377	0,387	0,526	0,523	0,539
115	0,209	0,230	0,293	0,281	0,249	0,367	0,375	0,522	0,514	0,532
120	0,215	0,223	0,291	0,279	0,246	0,377	0,364	0,518	0,510	0,526

**Tabela A3:** Valores da umidade volumétrica em equilíbrio ao potencial aplicado, utilizados na construção da curva de retenção para as amostras de agregados do solo  $B_{w_2}$ .

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

AMÉZKETA E. Soil Aggregate Stability: A Review. **Journal of Sustainable Agriculture**, 14:83-151, 1999.

ANDERSON, A. N.; MCBRATNEY, A. B.; FITZPATRICK, E. A. Soil Mass, Surface, and Spectral Fractal Dimensions Photographs. **Soil Science Society of America Journal**, 60:962-969, 1996.

ANDERSON, A.N.; MCBRATNEY, A.B. Soil Aggregates as Mass Fractals. **Australian Journal of Soil Research**, 33: 757-772, 1995.

APPOLONI, C. R.; POTTKER, W. E. Non-Destructive Porosity Profile Measurement of Amorphous Materials by Gamma-Ray Transmission. **Applied Radiation and Isotopes**. v.61, 1133-1138. 2004.

ARYA, L. M.; PARIS, J. F. A Physicoempirical Model to Predict the Soil Moisture Characteristic from Particle-Size Distribution and Bulk Density Data. **Soil Science Society of America Journal**, 45:1023-1030, 1981.

BARTOLI, F., PHILIPPY, R., DOIRISSE, M.; NIQUET, S.; DUBUIT, M. Structure and Self-Similarity in Silty and Sandy Soils: The Fractal Approach. **Journal of Soil Science**, 42:167-185, 1991.

BENTZ, D. P.; MARTYS, N. S. Hydraulic Radius and Transport in Reconstructed Model Three-Dimensional Porous Media. **Transport in Porous Media**, 17:221-238, 1994.

BERTUZZI P., GARCIA-SANCHEZ L, CHADOEUF, J., GUERIF, J., GOULARD, M., MONESTIEZ, P. Modeling Surface – Roughness by a Boolean Approach. **European Journal Of Soil Science**, 46 (2): 215-220, 1995.

BIRD, N. R. A.; PERRIER, E.; RIEU, M. The Water Retention Function for a Model of Soil Structure with Pore and Solid Fractal Distributions. **European Journal Of Soil Science**, 51:55-63, 2000.

BIRD, N. R. A; BARTOLI, F.; DEXTER, A. R. Water Retention Models for Fractal Soil Structures. **European Journal Of Soil Science**, 47 (1): 1-6, 1996.

BIRD, N. R. A; DEXTER, A. R. Simulation of Soil Water Retention Using Random Fractal Networks. **European Journal Of Soil Science**, 48 (4): 633-641, 1997.

BOUMA, J. Influence of Soil Macroporosity on Environmental Quality. **Adv. Agron.**, 46: 1-37, 1991.

BRAKENSIEK, D. L.; RAWLS, W.J.; LOGSDON, S.D.; EDWARDS, W.M. Fractal Description of Macroporosity. **Soil Science Society of America Journal**, 56:1721-1723, 1992.

BRINATTI, A. M. **Uso de Espectroscopias e Difração de Raios X Aplicadas à Caracterização Mineralógica de Solos**. Tese (Doutorado). Instituto de Física de São Carlos – Universidade de São Paulo, 2001, 194p.

CHEPIL, W. S. Methods of Estimating Apparent Density of Discrete Soil Grains and Aggregates. **Soil Science**, 70:351-362, 1950.

CHILDS, E. C. The Use of Soil Moisture Characteristics in Soil Studies. **Soil Science**. 50:239-252, 1940.

CHILDS, E. C.; COLLIS-GEORGE, N. The Permeability of Porous Materials. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**. 201: 392-405, 1950.

COILE, T.S. Moisture Content of Small Stone in Soil. **Soil Science**, 75:203-207, 1953.

COMEGNA, V.; DAMIANI, P.; SOMMELLA, A. Use of a Fractal Model for Determining Soil Water Retention Curves. **Geoderma** 85 (4): 307-323, 1998.

COUSIN, I.; PORION, P.; RENAULT, P.; LEVITZ, P. Gas Diffusion in a Silt Clay Soil: Experimental Study on an Undisturbed Soil Core and Simulation in its Three-Dimensional Reconstruction. **European Journal Of Soil Science**, 50 (2): 249-259, 1999.

CRAWFORD, J. W. The relationship between structure and the hydraulic conductivity of soil. **Eur. J. Soil Sci.**, 45:493-501, 1994.

CRAWFORD, J. W., MATSUI, N.; YOUNG, I. M. The Relation Between the Moisture-Release Curve and the Structure of Soil. **European Journal Of Soil Science**, 46:369-375, 1995.

CRAWFORD, J. W.; VERRALL, S.; YOUNG, I. M. The Origin and Loss of Fractal Scaling in Simulated Soil Aggregates: **European Journal Of Soil Science**, 48 (4): 643-650, 1997.

CRESTANA, S.; MASCARENHAS, S.; POZZI-MUCELLI, R.S. Static and dynamic three-dimensional studies of water in soil using computerized tomographic scanning. **Soil Science**, Baltimore, v.140:5, 326-332, 1985.

CURRIE, J. A. The volume and porosity of soil crumbs. **Journal of Soil Science**, 17(1):24-35, 1966.

DANE, J. H.; OOSTROM, M.; MISSILDINE, B. C. An Improved Method for the Determination of Capillary Pressure-Saturation Curves Involving TCE, Water and Air. **Journal of Contaminant Hydrology**, 11:69-81, 1992.

DEUTSCH, C. V.; JOURNEL, A. G. **GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide**, 2<sup>a</sup> edição, Oxford University Press, Nova York, 1998, 369p.

DEXTER, A. R. Advances in Characterization of Soil Structure. **Soil & Tillage Research**, 11:199-238, 1988.

DEXTER, A. R.; BIRD, N. R. A. Methods for Predicting the Optimum and the Range of Soil Water Contents for Tillage Based on the Water Retention Curve. **Soil & Tillage Research**, 57:203-212, 2001.

DEXTER, A. R.; KROESBERGEN, B.; KUIPERS, H. Some Mechanical Properties of Aggregates of top Soils from the IJsselmeer Polders. 1. Undisturbed Soil Aggregates. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, 32: 205-214, 1984.

ELRIDGE, D. J.; LEYS, J. F. Exploring some relationships between biological soil crusts, soil aggregation and wind erosion. **Journal of Arid Environments**, 53:457-466, 2003.

EMBRAPA - Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: CNPS, 1998.

FRACTAL DIMENSION - Bar Iian University: <http://ory.ph.biu.ac.il/SEP>.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J. Y.; HAVERKAMP, R. A Note on the Soil-Water Conductivity of a Fractal Soil. **Transport in Porous Media**, 23:31-36, 1996.

GARDNER, W. R.; Representation of Soil Aggregate Size Distribution by a Logarithmic-Normal Distribution, **Soil Science Society Proceedings**, 151-153, 1956.

GIMÉNEZ, D.; ALLMARAS, R. R.; NATER, E. A.; HUGGINS, D. R. Fractal Dimensions for Volume and Surface of Iinteraggregate Pores: Scale Effects. **Geoderma**, 77: 19-38, 1997a.

GIMÉNEZ, D.; ALLMARAS, R. R.; HUGGINS, D. R.; NATER, E. A. Prediction of the Saturated Hydraulic Conductivity-Porosity Dependence Using Fractals. **Soil Science Society of America Journal** 61: 1285-1292, 1997b.

- GIMÉNEZ, D.; PERFECT, E.; RAWLS, W. J.; PACHEPSKY, Ya. Fractal Models for Predicting Soil Hydraulic Properties: A Review. **Engineering Geology**, 48: 161-183, 1997c.
- GLASBEY, C. A.; HORGAN G. W.; DARBYSHIRE J. F. Image Analysis and Three – Dimensional Modelling of Pores in Soil Aggregates, **Journal of Soil Science**, 42: 479 – 486, 1991.
- HAINSWORTH, J. M.; AYLMOORE, L. A.G. The use of computer assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.21, p.1435, 1983.
- HARTMANN, R. **Lecture Notes: Soil Physics**. Faculty of Agriculture & Applied Biological Sciences, Ghent – Belgium, 2001.
- HATANO, R.; KAWAMURA, N.; IKEDA, J.; SAKUMA, T. Evaluation of the Effect of Morphological Features of Flow Path on Solute Transport by Using Fractal Dimensions of Methylene Blue Staining Patterns. **Geoderma**, 53: 31-44, 1992.
- HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y. Predicting the Water Retention Curve from Particle-Size Distribution I: Sandy Soils Without Organic Matter, **Soil Science Society of America Journal**, 142: 325-339, 1986.
- HILLEL, D. **Introduction to Soil Physics**. San Diego: Academic Press, 1982, 264p.
- HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. Marked Differences Between Van Genuchten Soil Water-Retention Parameters for Temperate and Tropical Soils: a New Water-Retention Pedo-Transfer Functions Developed for Tropical Soils. **Geoderma**, 108:155-180, 2002.
- HORGAN, G. W. Mathematical Morphology for Analysing Soil Structure from Images. **European Journal Of Soil Science**, 49:161-173, 1998.
- HORGAN, G. W.; BALL, B. C. Simulating Diffusion in a Boolean Model of Soil Pores. **European Journal Of Soil Science**. 45: 482-491, 1994.
- HWANG, S. I.; POWERS, S. E. Using Particle Size Distribution Models to Estimate Soil Hydraulic Properties: **Soil Science Society Of America Journal** 67 (4): 1103-1112, 2003.
- HYSLIP, J. P.; VALLEJO, L. E. Fractal Analysis of the Roughness and Size Distribution of Granular Materials. **Engineering Geology** 48 (3-4): 231-244, 1997.



JALBERT, M.; DANE, J. H. Correcting Laboratory Retention Curves for Hydrostatic Fluid Distributions. **Soil Science Society of America Journal**, 65:648-654, 2001.

JAMISON, V. C.; KROTH, E. M. Available Moisture Storage Capacity in Relation to Texture Composition and Organic Matter Content of Several Missouri Soils. **Soil Science Society of America Journal**, 22:189-192, 1958.

JURY, A. W.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H. **Soil Physics**. Fifth Edition. New York, John Wiley & Sons, 1991, 328p.

KLUTE, A. Water Retention: Laboratory Methods. **Methods of Soil Analysis**. 2<sup>a</sup> ed Madison: American Society of Agronomy, 26:687-734, 1986.

KÖHNE J. M.; KÖHNE, S.; GERKE, H. H. Estimating the Hydraulic Functions of Dual Permeability models from Bulk Soil Data. **Water Resources Research** 38 (7): 26, 2002

KOOREVAAR, P.; MENELIK, G. & DIRKSEN, C. **Elements of Soil Physics**. Development of Soil Science 13, Amsterdam, Elsevier. 1983, 228p.

LANGNER, H. W.; WRAITH, J. M.; INSKEEP, W. P.; GABER, H. M.; HUWE, B. Apparatus for Constant-Head Solute Transport and Soil Water Characteristic Determination. **Soil Science Society of America Journal**, 62:110-113, 1998.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. 2<sup>a</sup> ed., Piracicaba – SP: O autor, 2000, 509 p.

MANDELBROT, B. How Long Is the Coast Britain? Statistical Self – Similarity and Fractional Dimension. **Science**, 156: 636 – 638, 1967.

MCBRATNEY, A. B.; MORAN, C. J.; STEWART, J. B.; CATTLE, S. R.; KOPPI, A. J. Modifications to a Method of Rapid Assessment of Soil Macropore Structure by Image Analysis. **Geoderma**, 53: 255-274, 1992.

METODOLOGIA PARA A DISTRIBUIÇÃO DE AGREGADOS. Disponível em: [http://wwwed.fnal.gov/trc/pandp/soil\\_research/soil\\_aggregates.html](http://wwwed.fnal.gov/trc/pandp/soil_research/soil_aggregates.html)  
Acesso: fevereiro, 2004.

MORAES, W. V. **Comportamento de Características e Propriedades Físicas de um Latossolo Vermelho Escuro, Submetido a Diferentes Sistemas de Cultivo**. Dissertação (mestrado) LAVRAS: UFLA, 1984, 107p.

MORAN, C. J.; MCBRATNEY, A. B. Acquisition and Analysis of 3-Component Digital Images of Soil Pore Structure 1: Method. **Journal Of Soil Science** 43 (3): 541-549, 1992.

MUELLER, L.; SCHINDLER, U.; FAUSEY, N. R.; LAL, R. Comparison of Methods for Estimating Maximum Soil Water Content for Optimum Workability. **Soil & Tillage Research**, 72:9-20, 2003.

NIMMO, J. R.; PERKINS, K. S. Aggregate Stability and Size Distribution. In: DANE, J.H. and TOPP, G.C. (Eds.) Methods of soil analysis. IV. Physical Methods. Madison: ASA; **Soil Science Society of America Journal**, Inc. 317-328, 2002.

OLIVEIRA, J. C. M.; APPOLONI, C. R.; COIMBRA, M. M., REICHARDT, K.; BACCHI, O. O. S.; FERRAZ, E.; SILVA, S. C.; FILHO, G. W. - Soil Structure Evaluated by Gamma-Ray Attenuation - **Soil & Tillage Research** 48, 127-133, 1998

OZTAS, T.; FAYETORBAY, F. Effect of Freezing and Thawing Processes on Soil Aggregate Stability. **Catena**, 52:1-8, 2003.

PEDROTTI, A.; PAULETTO, E. A.; CRESTANA, S.; CRUVINEL, P. E.; VAZ, C. M. P.; NAIME, J. M.; SILVA, A. M. Tomografia Computadorizada Aplicada a Estudos de um Planossolo. **Pesq. Agropec. Bras.**, Brasília, 38:7, 819-826. 2003.

PENG, X.; ZHANG, B.; ZHAO, Q.; HORN, R.; HALLETT, P.D. Influence of Types of Restorative Vegetation on the Wetting Properties of Aggregates in a Severely Degraded Clayey Ultisol in Subtropical China. **Geoderma**, 115:313-324, 2003.

PERFECT, E. Estimating Soil Mass Fractal Dimensions from Water Retention Curves. **Geoderma** 88:221-231,1999.

PERFECT, E.; KAY, B. D. Fractal theory applied to soil aggregation. **Soil Science Society of America Journal**. 55:1552-1558, 1991.

PERFECT E.; KAY, B. D. Applications of Fractals in Soil and Tillage Research: A Review. **Soil & Tillage Research** 36 (1-2):1-20, 1995.

PERFECT E.; MCLAUGHLIN, N. B.; KAY, B. D. An Improved Fractal Equation for the Soil Water Retention Curve, **Water Resources Research** 32 (2): 281-287, 1996.

PERFECT, E.; RASIAH, V.; KAY, B. D. Fractal Dimension of Soil Aggregate-Size Distributions Calculated by Number and Mass. **Soil Science Society of America Journal**, 56:1407-1409, 1992;

PERRET, J. S.; PRASHER, S. O.; KACIMOV, A. R. Mass Fractal Dimension of Soil Macropores Using Computed Tomography: from the Box-Counting to the Cube-Counting Algorithm. **European Journal of Soil Science**. 54:569-579, 2003.

PERRIER, E.; BIRD, N.; RIEU, M. Generalizing the Fractal Model of Soil Structure: the Pore-Solid Fractal Approach. **Geoderma** 88 (3-4): 137-164, 1999.

PERROUX, K. M.; RAATS, P. A. C.; SMILES, D. E. Wetting Moisture Characteristic Curves Derived from Constant-Rate Infiltration into Thin Samples. **Soil Science Society of America Journal**, 46:231-234, 1982.

PETROVIC, A.M.; SIEBERT, J.E.; RIEKE, P.E. Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.46, p.445-449, 1982.

PHOGAT, V. K.; AYLMORE, L. A. G., Evaluation of Soil Structure by Using Computer Assisted Tomography. **Soil Physics and Hydrology**, vol. 27, 313-323, 1989.

PIERRET, A.; CAPOWIEZ, Y.; BELZUNCES, L.; MORAN, C. J. 3D Reconstruction and Quantification of Macropores Using X-Ray Computed Tomography and Image Analysis. **Geoderma** 106:247-271, 2002.

PIRES, L. F.; BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K. Soil Water Retention Curve Determined by Gamma-Ray Beam Attenuation. **Soil & Tillage Research**, 2003a. (Submitted for publication)

PIRES, L. F.; MACEDO, J. R.; SOUZA, M. D.; BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K. Gamma-Ray Computed Tomography to Investigate Compaction on Sewage-Sludge-Treated Soil. **Applied Radiation and Isotopes**, 59:17-25, 2003b.

PRADO, H. **Manejo dos Solos: Descrições Pedológicas e Suas Implicações**. Nobel: São Paulo, 1991, 116p.

RAMOS, M. C.; NACCI, S.; PLA, I. Effect of Raindrop Impact and its Relationship with Aggregate Stability to Different Disaggregation Forces. **Catena**, 53:365-376, 2003.

RAWLS, W. J.; PACHEPSKY, Y. A.; RITCHIE, J. C.; SOBECKI, T. M.; BLOODWORTH, H. Effect of Soil Organic Carbon on Soil Water Retention. **Geoderma**, 116:61-76, 2003.

REGINATO, R. J.; VAN BAVEL, C. H. M. Pressure Cell for Soil Cores. **Soil Science Society of America Journal**, 26:1-3, 1962.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, Planta e Atmosfera: Conceitos, Processos e Aplicações**. São Paulo: Editora Manole, 2004, 478p.

RICHARDS, L. A. A Pressure-Membrane Extraction Apparatus for Soil Solution. **Soil Science**, 51:377-386, 1941.

RICHARDS, L. A.; FIREMAN, M. Pressure Plate Apparatus for Measuring Moisture Sorption and Transmission by Soils. **Soil Science**, 56:395-404, 1943.

RIEU, M.; SPOSITO, G. Fractal Fragmentation, Soil Porosity, and Soil Water Properties:1. Theory. **Soil Science Society Of America Journal** 55 (5): 1231-1238, 1991a.

RIEU, M.; SPOSITO, G. Fractal Fragmentation, Soil Porosity, and Soil Water Properties:2. Applications **Soil Science Society Of America Journal** 55 (5): 1239-1244, 1991b.

RINGROSE-VOASE, A. J. Measurement of Soil Macropore Geometry by Image Analysis of Sections Through Impregnated Soil. **Plant and Soil**, 183: 27-47, 1996.

ROGOWSKI, A. S.; KIRKHAM, D. Strength of Soil Aggregates: Influence of Size, Density and Clay and Organic Matter Content. **Med. Fac. Landbouww. Rijksuniv. Gent**, 41(1): 85-99, 1976.

SAND REPLACEMENT METHOD, Colorado Procedure 22-99. Disponível em: [www.dot.state.co.us/DesignSupport/Field%20Materials%20Manual/CP%2022.pdf](http://www.dot.state.co.us/DesignSupport/Field%20Materials%20Manual/CP%2022.pdf). Acesso em: maio de 2004.

SHEPARD, S. J. Using a Fractal Model to Compute the Hydraulic Conductivity Function. **Soil Science Society of America Journal**, 57: 300-306, 1993.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. **Glossary of soil science terms**. Madison: SSSA, 1997.

STONE, Luís F.; GUIMARÃES, Cleber M.; MOREIRA, José A. A. Compactação do Solo na Cultura do Feijoeiro I: Efeitos nas Propriedades Físico-Hídricas do Solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 6(2):207-212, 2002.

TOLEDO, P. G.; NOVY, R. A.; DAVIS, H. T.; SCRIVEN, L. E; Hydraulic Conductivity of Porous Media at Low Water Content. **Soil Science Society of America Journal**, 54: 673-679, 1990.

TYLER, S. W.; WHEATCRAFT, S. W. Application of Fractal Mathematics to Soil Water Retention Estimation. **Soil Science Society of America Journal**, 53: 987-996, 1989.

TYLER, S. W.; WHEATCRAFT, S. W. Fractal Scaling of Soil Particle – Size Distributions: Analysis and Limitations. **Soil Science**, 56: 362 – 369, 1992.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A Closed – Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. **Soil Science Society of America Journal**, 44: 892 – 898, 1980.

VAN GENUCHTEN, M. Th.; LEIJ, F. J.; YATES, S. R. **The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils**. U. S. Salinity Laboratory, Riverside – California, 1991. 85p.

VOGEL, H. J. A Numerical Experiment on Pore Size, Pore Connectivity, Water Retention, Permeability, and Solute Transport Using Network Models. **European Journal Of Soil Science**, 51:99-105, 2000.

VOGEL, H. J.; KRETZSCHMAR, A. Topological Characterization of Pore Space in Soil-Sample Preparation and Digital Image-Processing. **Geoderma**, 73: 23-38, 1996.

VOGEL, H. J.; ROTH K: A New Approach for Determining Effective Soil Hydraulic Functions. **European Journal Of Soil Science** 49 (4): 547-556, 1998.

WHITE, R. T. The Influence of Macropores on the Transport of Dissolved and Suspended Matter Through Soil. **Adv. Soil Sci.**, 3: 95-121, 1985.

YOUNG, I. M.; CRAWFORD, J. W. The Fractal Structure of Soil Aggregates: Its Measurement and Interpretation. **Journal of Soil Science**, 42: 187-192, 1991.

# 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](#)