

CURVAS CARACTERÍSTICAS  
DE UMIDADE DOS SOLOS DA ÁREA DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO

TESE

Apresentada à Escola de Pós-Graduação da  
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro,  
para o grau de Magister Scientiae

Alcy Jaccoud

Dezembro de 1971

#### AGRADECIMENTOS

O autor deseja expressar o seu profundo reconhecimento ao professor Marcelo Nunes Camargo pelo estímulo dado no decorrer de sua vida profissional.

Ao professor Abeillard Fernando de Castro um agradecimento especial pela orientação segura na execução deste trabalho, bem como, durante o exercício de sua função no magistério.

Enfim, àqueles que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste seu trabalho, o autor expressa o seu sincero agradecimento e apreço.

#### BIOGRAFIA DO AUTOR

Natural do Estado do Rio de Janeiro, Engenheiro Agrônomo diplomado em 1964 pela Escola Nacional de Agronomia.

- No período de 1964-1965 exerceu o cargo de Engenheiro Agrônomo, como bolsista e posteriormente como interno da atual Divisão de Pesquisa Pedológica do Ministério da Agricultura.
- Em 1965 foi habilitado em concurso para Instrutor de Ensino Superior no Departamento de Solos da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.
- Em 1966 foi habilitado em concurso para exercer o cargo de Engenheiro Agrônomo da Divisão de Pedologia e Fertilidade do Solo (M.A.).
- No ano de 1965 foi reclassificado como Professor Assistente da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, exercendo até a presente data suas funções no Departamento de Solos.
- Em 1970 foi indicado para reger a disciplina de Solos do Curso de Licenciatura em Ciências Agrícolas.
- Em 1970 foi eleito sub-Chefe do Departamento de Solos da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, posição que ocupa até hoje.

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2. REVISÃO DE LITERATURA</b>	<b>3</b>
<b>2.1. Movimento e retenção de água no solo</b>	<b>3</b>
<b>2.1.1. Relações de energia</b>	<b>3</b>
<b>2.1.2. Medidas dos potenciais da água no solo</b>	<b>5</b>
<b>2.1.3. Movimento da água no solo</b>	<b>6</b>
<b>2.2. Capacidade de Campo</b>	<b>8</b>
<b>2.2.1. Conceito</b>	<b>8</b>
<b>2.2.2. Método de determinação</b>	<b>9</b>
<b>2.3. Ponto de Murchamento</b>	<b>12</b>
<b>2.3.1. Conceito</b>	<b>12</b>
<b>2.3.2. Método de determinação</b>	<b>13</b>
<b>2.4. Capacidade de água Disponível</b>	<b>15</b>
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS</b>	<b>19</b>
<b>3.1. Solo</b>	<b>19</b>
<b>3.2. Coleta da Amostra</b>	<b>20</b>
<b>3.2.1. Amostra cilíndricas</b>	<b>20</b>
<b>3.2.2. Amostras em torrões</b>	<b>20</b>

3.2.3. Amostras destorroadas	21
3.3. Método de Análise	21
3.3.1. Análise granulométrica	21
3.3.1.1. Fator de coagulação	22
3.3.2. Densidade real	22
3.3.3. Densidade aparente	22
3.3.3.1. Método do anel	22
3.3.3.2. Método do torrão	22
3.3.4. Porosidade total	23
3.3.5. Matéria Orgânica	23
3.3.6. Curvas características de umidade	23
3.3.6.1. Curvas características de umidade em amostras destorradadas	25
3.3.6.2. Curvas características de umidade em amostras indeformadas	26
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	29
4.1. Curvas características de umidade das amostras com estrutura deformada e indeformada	42
4.2. Capacidade de campo	53
4.2.1. Equivalente de umidade	54
4.3. Ponto de murchamento	55
4.4. Capacidade de água disponível	57
5. SUMÁRIO E CONCLUSÕES	62
6. BIBLIOGRAFIA	65

## RELAÇÃO DE QUADROS

Número		página
1	Resultados das análises físicas da série Itaguai	29
2	Resultados das análises das características de umidade da série Itaguai.....	30
3	Resultados das análises físicas da série Silvicultura.....	31
4	Resultados das análises das características de umidade da série Silvicultura.....	32
5	Resultados das análises físicas da série Aprendizado.....	33
6	Resultados das análises das características de umidade da série Aprendizado .....	34
7	Resultados das análises físicas da série Agrostologia.....	35
8	Resultados das análises das características de umidade da série Agrostologia.....	36
9	Resultados das análises físicas da série Zootecnia.....	37
10	Resultados das análises das características de umidade da série Zootecnia.....	38

11	Resultados das análises físicas da série Rosada	39
12	Resultados das análises das características de umidade da série Rosada.....	40
13	Resultados das análises das características de umidade das seis séries reunidas em classes de textura e dados de capacidade de água disponível expressos em percentagem por volume.....	41
14	Análise de variância dos dados de capacidade de água disponível separados por classe de textura, das amostras indeformadas em anel e torrões e amostras deformadas.....	59

## RELAÇÃO DAS FIGURAS

Número		página
1	Curvas características de umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura areia.....	43
2	Curvas características de umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura areia barrenta .....	44
3	Curvas características de umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura barro arenoso.....	45
4	Curvas características de umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura barro-argilo-arenoso.....	46
5	Curvas características da umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura barro argiloso.....	47
6	Curvas características de umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura argila arenosa.....	48
7	Curvas características de umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura argila.....	49

8	Curvas características de umidade das amostras deformadas e indeformadas de textura barro arenoso, separadas em tipos de estrutura maciça e granular.....	50
9	Relação entre as percentagens de umidade 15 atmosferas em amostras deformadas e indeformadas	56
10	Relação entre percentagem de argila e percentagem de umidade a 15 atmosferas.....	58

## 1. INTRODUÇÃO

As características de umidade dos solos têm sido objeto de estudo dos cientistas de solo, para atender a um planejamento agrícola mais eficiente, principalmente em regiões de escassa pluviosidade, onde os projetos de irrigação se tornam necessários. No entanto, em qualquer setor de atividade agrícola que necessite de uso efetivo do solo, o conhecimento de retenção de umidade, permeabilidade, textura e estrutura, matéria orgânica e outras características dos solos, são importantes para um bom planejamento agrícola.

O teor de umidade retida nos poros do solo e o potencial ou atividade desta água, são os fatores primordiais que envolvem as relações de água no solo. Umidade é dinâmica e se movimenta no solo em várias direções motivadas pelas forças criadas pela percolação, evaporação, irrigação, ou água da chuva, temperatura e o uso pelas plantas.

Verificamos que, no estudo da água no solo, dois objetivos são primordiais:

(1). Determinar o teor de umidade do solo, definido como a quantidade de água contida numa unidade de massa ou volume de solo, sendo esta informação utilizada para o cálculo da quantidade de água necessária para restabelecer o teor adequado de umidade do solo.

(2). Determinar o máximo de trabalho ou energia necessária para remover uma quantidade de água retida no solo.

Neste trabalho, além de fornecermos dados físicos dos solos, estudamos as características de umidade dos solos que ocorrem na área da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro bem como um método de determinação de umidade que seja mais representativo das condições naturais do solo.

Sendo alguns solos em estudos representativos dentro do Município e do Estado, um conhecimento completo do seu comportamento físico-hídrico contribuiria, de algum modo, numa utilização mais eficiente em programas futuros.

## 2. REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1. MOVIMENTO E RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

#### 2.1.1. Relações de energia

As primeiras idéias a respeito da retenção de umidade no solo surgiram com o conceito de capilaridade (Briggs, 1897), mais tarde desenvolvido em termos de energia por Buckingham (1907) com o conceito do "Potencial capilar".

Com o estudo de outros componentes do potencial da água no solo o qual está sujeito a vários campos de força, os efeitos causados por essas forças determinaram o potencial total da água no solo. Esse potencial refere-se a energia necessária para realizar um trabalho que é negativo, por quanto define um trabalho necessário para remover uma umidade de massa ou volume de água do solo. A quantidade de água retida é função da energia pela qual está retida, sendo a energia necessária para remover essa água uma função contínua do teor de umidade do solo.

Childs e George (1948), citado por Baver (1956), sugeriram quatro componentes que envolvem a medida do potencial total de umidade no solo:

1. Potencial gravitacional - devido às forças da gravidade;
2. Pressão hidrostática - devido à pressão na interfase água-ar;

3. Pressão osmótica - devido à presença de sais na solução do solo;
4. Potencial de adsorção - devido a forças de atração exercidas pela superfície das partículas do solo em relação à água.

Bolt e Miller (1958), com base no conceito inicial de Buckingham (1907) e na análise termodinâmica de Edlefsen e Anderson (1943), definiram o potencial total da umidade do solo como sendo o mínimo de energia, por grama de água, de um ponto tido como potencial zero (superfície livre da água), a um determinado ponto da fase líquida do sistema solo-água em estado de repouso. Numa conceituação teórica do potencial total, estes autores separaram os potenciais: gravitacional, osmótico, de pressão e de adsorção. A terminologia correta para estes potenciais foi então sugerida pelo International Society of Soil Science (1962), conceituando-os como: potencial osmótico, devido à presença de sais na solução do solo; potencial gravitacional devido as forças da gravidade no campo gravitacional da terra; potencial de pressão devido à pressão externa dos gases; potencial mátrico ou capilar, substituindo o potencial de adsorção Taylor et al (1961) definiram potencial mátrico como uma fração do potencial total devido à matriz do solo (partículas sólidas) . Estes autores excluem os efeitos da temperatura e pressão dos gases e consideram a tensão de umidade do solo devido às forças de succção, também definidas como matric suction, forças estas que expressam a succção necessária para retirar água do solo. A diferença conceitual entre o potencial mátrico e a succção mátrica é que o potencial é expresso em trabalho por unidade de massa enquanto a succção é expressa em trabalho por unidade de volume ou pressão. Se a pressão da água do solo sofre alteração, o potencial total também se altera. Rose (1969) verificou que quando a pressão da água do solo é maior do que a pressão de referência, em um ponto qualquer abaixo da superfície livre da água causa uma diferença de

potencial, que denominou de potencial de submersão (Submergence potential). Segundo este autor, outra possibilidade de mudança de pressão na água, se verifica quando ocorre a mudança da pressão do ar no solo, a qual é normalmente alterada em análises de laboratório. Essa mudança de pressão externa dos gases foi denominada pelo International Society of Soil Science como potencial pneumático (Pneumatic potential) que só tem significado quando a pressão externa dos gases for maior que a pressão de referência. Desta forma o potencial total passou a ser considerado como a soma dos potenciais gravitacionais, de pressão e osmótico, uma vez que o potencial de pressão designado anteriormente por Bolt e Miller (1958) passou a ser considerado pelo International Society of Soil Science como a soma dos potenciais pneumático e mátrico.

#### 2.1.2. Medida dos potenciais da água do solo

Vários métodos podem ser utilizados para obter dados que permitam o cálculo dos potenciais. Para efeitos práticos determina-se os componentes mátrico e osmótico, considerando os componentes gravitacional e de pressão como constantes. O potencial mátrico pode ser determinado pelos tensiômetros e pelos aparelhos de placa porosa e membrana de pressão de Richards (1954), e o potencial osmótico pela diferença entre os potenciais total e o mátrico. Baver (1956) sugere para determinação do potencial total a utilização da pressão de vapor da água em equilíbrio com a água do solo. Zur (1965) determinou o potencial osmótico, através do controle do potencial mátrico, utilizando uma solução de polietileno glicol com auxílio da membrana de pressão. Oster et al, (1969) mediram independentemente o potencial mátrico e o osmótico da água, utilizando o "Thermocouple psychrometer" e o aparelho de placa porosa.

As relações entre teor de umidade e tensão podem ser expressas de várias maneiras sendo que as curvas de tensão-umidade são as que melhor caracterizam essas relações. Apesar das limitações decorrentes da influência de muitos fatores, essas relações em geral são expressas em percentagem de umidade de peso seco e as tensões em atmosferas.

Recorrendo a métodos mais práticos, é possível representar graficamente os teores de umidade obtidos para cada tensão, partindo-se da quase saturação até às tensões em torno do ponto de murchamento. Constrói-se desta forma as curvas de desidratação do solo as quais se assemelham ao mecanismo de retirada de água do solo pelas plantas. Ghohmann e Medina (1962), Salter e Williams (1965a) (1965b) e Gavande (1968) obtiveram curvas típicas para diversos solos, relacionando as tensões à umidade correspondente.

#### 2.1.3. Movimento de água no solo

O movimento de água no solo é muito importante na agricultura; a adição de água ao solo, o movimento da água na zona das raízes, o movimento gravitacional, a evaporação na superfície, a textura e estrutura do solo, condicionam o uso da água pelas plantas. Uma das propriedades mais importantes que envolvem o mecanismo de fluxo da água no solo, é a condutividade que determina a maior ou menor facilidade de transmissão de água no solo.

A condutividade permite também obter informações indiretas acerca da estrutura e da estabilidade estrutural do solo. O mecanismo de transmissão de água ao solo ocorre, quando existe uma diferença de tensão entre os filmes de água que variam de espessura, em torno das partículas do solo. Em função da textura, verifica-se que em solos saturados o mecanismo é inverso.

O movimento da água se verifica em função da manifestação das forças de campo, como a gravidade, adsorção, pressão externa e pressão osmótica, e se processa em função do estado de umedecimento do solo, considerando o movimento em solos saturados e instaurados. O primeiro refere-se a problemas de drenagem, poços e infiltração de barragens; o segundo, inclui o movimento de ascensão, penetração vertical e lateral da água, considerando a penetração de água da chuva e de regas (Costa, 1952).

A relação básica utilizada para medir o fluxo de água no solo é a equação de Darcy:  $V = Ki$ . Quando a Lei de Darcy é usada em termos de gradiente hidráulico, V é o volume de água que percola através de uma secção de área A por unidade de tempo; i é o gradiente de carga hidráulica e K a condutividade hidráulica (Oliveira, 1961; Costa, 1952; Klute, 1965).

A condutividade hidráulica é uma medida importante para os solos irrigados, constituindo um elemento básico para cada solo. Em relação ao movimento de água em solos insaturados, alguns autores sugerem o termo condutividade capilar, sendo o termo permeabilidade usado quando se refere a movimento em solos saturados.

Vários fatores contribuem na variação da condutividade hidráulica, tais como: a concentração de sais, a textura, a estrutura, a relação macro e microporosidade e a temperatura. A condutividade tende a aumentar quando a concentração de solutos na água é relativamente alta, e, a transferência de partículas pequenas das amostras de solo, resultante da ação do fluxo de água, conduz a uma modificação na condutividade.

Existem vários métodos, tanto de campo (Boersma, 1965) como de laboratório (Klute, 1965), para avaliação da condutividade hidráulica; o método mais difundido para essa determinação no laboratório é o que utiliza os permeâmetros, que podem funcionar com carga constante ou variável. Em geral, para solos de baixa permeabilidade utiliza-se os permeâmetros de carga

variável (Klute, 1965).

O tipo de amostra influí bastante nos resultados da condutividade hidráulica. Vários autores têm recomendado o uso de amostras indeformadas, cujos resultados são mais compatíveis com as condições de campo, além de permitir a avaliação de densidade aparente e relação de macro e microporosidade (Oliveira, 1961; Klute, 1965; McIntyre e Loveday, 1967).

Estudos comparativos de determinação de condutividade hidráulica têm mostrado que os resultados obtidos no campo, em geral são menores do que os obtidos em laboratório (Boelter, 1965).

## 2.2. CAPACIDADE DE CAMPO

### 2.2.1. Conceito

A capacidade de um solo reter água disponível às plantas tem sido objeto de intensos estudos, numa tentativa de conceituar em termos práticos um limite máximo de água retida no solo em condições ótimas para as plantas.

Por muito tempo usou-se o equivalente de umidade, um teor de umidade em equilíbrio com uma força centrífuga 1000 vezes a aceleração da gravidade, como teor de umidade correspondente a água retida nos microporos (Briggs e McLane, 1907).

Muitos trabalhos foram realizados tentando correlacionar esses dados com a água obtida nas condições naturais do solo. Um novo conceito de água no solo em condições ótimas para a planta surgiu com Veibmeyer e Hendrickson (1931), que definiram um novo valor, a capacidade de campo, como sendo a quantidade de água retida no solo após a drenagem da água gravitativa e após o movimento da água ter-se tornado desprezível este conceito foi

universalmente aceito como um dos limites da água disponível com base nesta definição, a água retida no solo na capacidade de campo corresponde a um ponto na curva umidade-drenagem-tempo e não a um ponto de equilíbrio de umidade do solo (Colman, 1944).

O equilíbrio momentâneo da água no solo dá-se pela diminuição do movimento capilar o qual, em realidade, continua a se movimentar em função da diferença de potencial capilar, e esse movimento será mais ou menos rápido, em função das condições intrínsecas do solo.

Observações de campo mostram que o equilíbrio da sua na capacidade de campo está condicionada às camadas de diferentes texturas e à profundidade do lençol freático. A drenagem ou a redistribuição de umidade, motivadas pelo excesso ou falta de água ao longo do perfil do solo, constituem fatores determinantes deste equilíbrio.

Estudos comparativos entre o tempo de equilíbrio de umidade na capacidade de campo, e o excesso de sua na zona das raízes das plantas, mostram que a água em excesso pode ser disponível às plantas, desde que a aeração do solo não seja impedida por um período longo.

Wilcox (1962) sugeriu um novo conceito de capacidade de campo, como o limite superior da água que está disponível no solo, inclusive a água em excesso aplicada por irrigação em um determinado tempo, mas excluído

toda a água perdida pela drenagem abaixo do nível das raízes. Este mesmo autor verificou que dentro de um período variável de um a quatro dias após a irrigação o solo se apresentava com um valor de umidade próximo do limite superior da água disponível.

#### 2.2.2. Método de determinação

O método clássico de determinação da capacidade de campo consiste

em adicionar água ao solo até a saturação e esperar o equilíbrio com a tensão de retenção, que pode ser verificado após algumas horas ou dias, dependendo do solo.

Sendo este método bastante demorado, inúmeros trabalhos foram realizados com o propósito de se obter métodos que se ajustassem mais às condições naturais.

As determinações de laboratórios, entretanto, não reproduzem as variações ocorridas no meio ambiente e incorrem em erros que variam em funções do método adotado.

As pesquisas feitas com o intuito de aferir essas variações são correlacionadas com o método clássico de campo. Richards (1955) verificou que a capacidade de campo era afetada por condições físicas extrínsecas, tais como: camadas adensadas e impermeáveis com diferentes condutividades capilares e diferentes classes de textura. Verificou ainda que, nas determinações do Laboratório, feitas em amostras isoladas de solo, os erros eram consideráveis.

O equivalente de umidade tem sido utilizado como um valor correspondente à capacidade de campo. Outros métodos de determinação da capacidade de campo foram então correlacionados com o equivalente de umidade e com o método de campo. Richards e Weaver (1944) mostraram que o teor de umidade correspondente ao equivalente de umidade, representa a média dos valores obtidos em camadas sucessivas da amostra centrifugada e que as tensões de umidade correspondem a valores entre 0,1 até 1,0 atmosferas sendo que os valores médios se aproximavam dos determinados a 0,33 atmosferas em placa porosa.

Outros trabalhos de correlação, feitos em função da classe textural, mostraram que nos solos arenosos o equivalente de umidade era correlacionado com tensão de 0,1 a 0,2 atmosferas, nos solos de textura média de 0,2 a 0,33

atmosferas e nos solos argilosos de 0,33 a 0,66 atmosferas. Oliveira e Mello (1969) verificaram estreita correlação entre o equivalente de umidade, expresso em percentagem por volume, e a microporosidade, obtida com mesa de tensão, e obtiveram uma equação de regressão que permite o uso do equivalente de umidade em cálculos de água disponível. Foi verificado, ainda, por estes autores, que o emprego direto do equivalente de umidade não era satisfatório.

Uma das limitações ao emprego do equivalente de umidade como valor da capacidade de campo é que o mesmo é determinado em amostra deformada e centrifugada, sofrendo a amostra compactação. Nestas condições, a umidade retida na amostra centrifugada difere daquela obtida no campo.

Nos trabalhos de rotina de laboratório, o valor da capacidade de campo é obtido utilizando amostras de solo deformadas, passadas em peneira de 2 mm, submetidas a tensões de 0,33 atmosferas e os resultados expressos em percentagem por peso; na transformação desses dados para percentagem por volume, quando se considera o volume aparente do solo, incorre-se em erros ainda maiores (Young e Dixon, 1966).

Os valores que mais se aproximam das condições de campo são aqueles obtidos em amostras indeformadas, principalmente na faixa até 1,0 atmosferas (Salter e Williams, 1965a).

A despeito de muitos estudos que tem mostrado uma considerável diferença entre os valores obtidos à percentagem a 0,33 atmosferas e percentagem de umidade na capacidade de campo, em solos de textura diferente, várias tensões têm sido sugeridas para aferir esse valor através de determinações de laboratório. Jemison e Kroth (1958) e Salter e William (1963) indicaram a tensão de umidade do solo na capacidade de campo para solos de texturas diferentes desde 0,05 até 0,66 atmosferas; por outro lado Gradwell (1968) verificou que tensão de retenção de umidade de campo corresponde a tensão de 0,05 a 0,2 atmosferas.

Salter e Williams (1965a) estudando vários métodos de amostragem verificaram que as percentagens de umidade obtidas a 0,33 atmosferas em amostras destorroadas eram maiores do que as obtidas em amostras indeformadas, e que essa diferença decorre da mudança estrutural das amostras e da classe de textura. Franzmeier et al (1961) obtiveram uma melhor correlação da capacidade de campo com tensões em torno de 0,06 atmosferas do que com 0,33 atmosferas. Hill (1965) citado por Gradwell (1968) recomendou para solos de textura arenosa a capacidade de campo equilibrada com 0,1 atmosferas, e para solos de textura argilosa, 0,33 atmosferas.

### 2.3. PONTO DE MURCHAMENTO

#### 2.3.1. Conceito

A percentagem de umidade existente no solo, quando as plantas murcham, constitui o limite inferior da água disponível ou ponto de murchamento (Briggs e Shantz, 1912). Esta constante de umidade foi determinada por estes autores, através de experiências, permitindo a avaliação da zona crítica de murchamento entre a sua fase inicial denominado murchamento incipiente, e a fase final, o murchamento definitivo, quando a planta em meio ambiente favorável não mais recupera a turgescência e morre. Afirram ainda que o ponto de murchamento é praticamente independente da planta indicadora em qualquer estágio de desenvolvimento. No entanto, esta afirmativa foi posta em dúvida e pesquisas posteriores mostraram que o murchamento é variável e influenciado pelo solo, planta e temperatura ambiente.

Os estágios inicial e final do murchamento da planta dependem mais da tensão de umidade do que da percentagem de umidade do solo. Inúmeras pesquisas têm mostrado que a tensão de umidade no estágio inicial de murchamento é variável. Richards e Weaver (1944) verificaram que o murchamento inicial ocorre na faixa de 7,5 até 16 atmosferas e o final situa-se entre 20 e 30 atmosferas. Mais recentemente, Sykes (1969) estudando várias plantas, verificou que as tensões entre os dois limites de murchamento está compreendido entre 7 e 38 atmosferas.

O teor de umidade do solo no ponto de murchamento permanente é controlado pela condutividade capilar, sendo que neste ponto o desenvolvimento das raízes se torna lento ou cessa com tensões de umidade em torno de 15 atmosferas.

Slatyer (1957), com base no conceito de murchamento permanente, verificou que o mesmo era controlado pelo potencial de absorção da folha e, especificamente, que a variação da pressão toral de umidade do solo no ponto de murchamento permanente igualava-se à variação nas características osmóticas das diferentes espécies de plantas, em condições de ambiente diferentes ocorrendo uma variação potencial de 5-200 atmosferas, valores estes considerados extremos para as plantas, pelo autor.

O poder absorvente das raízes determina a distância em que a umidade deve mover-se através do solo para que seja absorvida pela planta. Este poder absorvente varia em função da espécie vegetal, e pode ser considerado como um fator determinante do ponto onde ocorre o murchamento permanente na planta.

### 2.3.2. Método de determinação.

O método clássico para determinação do ponto de murchamento consiste

na utilização de uma planta indicadora da deficiência de água no solo. Várias plantas têm sido utilizadas pelos diversos pesquisadores como plantas indicadores de deficiência de água no solo. Briggs e Shantz (1912), Salter e Williams (1965a) e Peters (1965) utilizaram o girassol, enquanto que Castro e Antunes (1959) e Oliveira (1960) utilizaram o feijão.

Além dos métodos de campo, outros métodos indiretos foram experimentados, tentando correlacionar com o método clássico, visto que aquele era demorado e trabalhoso. Costa (1952) utilizou o abaixamento do ponto de congelação para determinar o ponto de murchamento; Arena (1941), através o método tonométrico, determinou o ponto de murchamento, utilizando uma solução saturada de nitrato de bário, cuja tensão de vapor era de 16 atmosferas; Richards e Weaver (1943) e Oliveira e Martins (1969) obtiveram uma estreita correlação entre o método fisiológico e a tensão de 15 atmosferas, obtida com a membrana de pressão; Briggs e Shantz, citado por Costa (1952) utilizaram o equivalente de umidade para chegar a um valor do ponto de murchamento, dividindo este valor por uma constante 1,84; Castro e Antunes (1959) determinaram o ponto de murchamento pelos métodos fisiológico e tonométrico e obtiveram valores próximos, e sugeriram ainda o uso do equivalente de umidade, multiplicado por diferentes coeficientes, que variam com a textura, para determinar o ponto de murchamento.

Outros pesquisadores verificaram que as tentativas de aferição do ponto de murchamento introduziam erros que não eram considerados, tais como o uso de constantes ou coeficientes, tipos de plantas, temperatura e principalmente tipos de amostras de solo. Salter e Howorth (1961) mostraram que o método fisiológico determinado em amostras de solo destorreadas, eram significativamente diferentes daqueles determinados em amostras indeforadas. Hill (1965), citado por Gradwell (1968), encontrou valores menores para as amostras estorreadas, variando de 1 até 4 unidades,

dependendo da textura do solo. Salter e Williams (1965a) utilizaram o método fisiológico e o da membrana de pressão a 15 atmosferas, utilizando amostras destorroadas e indeformadas e chegaram à conclusão que a percentagem de umidade obtida com tensões de 15 atmosferas em amostras indeformadas, poderia ser usada como medida real do limite inferior da água disponível. Verificaram, ainda, que nos solos de textura areia barrenta e barro arenoso não havia diferença significativa entre os dois tipos de amostras, mas, nos solos de textura barro e argila as diferenças eram significativamente mais elevadas para as amostras destorroadas. Gradwell (1968) utilizou amostras em forma de pequenos torrões ou agregados e verificou que o teor de umidade a 15 atmosferas nos torrões era maior do que o das amostras destorroadas.

As influências de temperatura e da intensidade de luz na avaliação do ponto de murchamento foram estudadas por Sykes e Loomis (1967) os quais verificaram que a percentagem de murchamento era afetada pelo meio ambiente influenciando o crescimento e transpiração das plantas.

#### 2.4. CAPACIDADE DE ÁGUA DISPONÍVEL

A capacidade de água disponível é expressa em função dos limites da capacidade de campo e do ponto de murchamento.

Várias propriedades físicas interferem nas variações desses limites, tais como a textura, a estrutura, e o teor de matéria orgânica.

Inúmeros trabalhos têm mostrado que, a elevação ou abaixamento no teor de umidade nos limites superior e inferior da água disponível se deve às proporções de distribuição das partículas por tamanho no solo. Assim, Lund (1959), Nielson e Show (1959), verificaram correlação altamente significativa entre a percentagem de umidade a 15 atmosferas e a percentagem de argila. Verificaram ainda, que solos predominantemente de areia, onde as

forças de tensão superficial são superadas pela gravidade, há um abaixamento no teor de água disponível. Segundo esses autores a presença do silte assume grande importância em relação às classes extremas de textura; com a predominância do silte os dois limites de umidade são mais elásticos, permitindo uma maior capacidade de retenção de água disponível.

Jomison e Kroth (1958) e Salter et al (1966), reuniram diversos solos em classe de textura e estudaram os efeitos sobre a água disponível; obtiveram correlação negativa para areia grossa, baixa correlação para argila e correlação significativa para o silte grosso (0,05 - 0,02 mm) seguido no silte fino (0,02 - 0,002 mm). Obtiveram, ainda, correlação significativa para matéria orgânica e silte grosso e água disponível.

O efeito da matéria orgânica é notadamente maior na estrutura do solo do que nos limites superior e inferior da água disponível. Quando um valor aumenta pela elevação da matéria orgânica o outro também se eleva, e a relação não se modifica (Salter et al, 1966).

Jamison e Kroth (1958) numa consideração teórica da distribuição das partículas por tamanho que contribuem na capacidade de retenção de água disponível, observaram a seguinte ordem: Silte grosso > silte fino > argila > areia fina > areia grossa. Assim, uma mudança na classe de textura tenderá a uma mudança na disponibilidade de água das plantas.

Bartelli e Peters (1959) estudaram os limites inferior e superior da água disponível, verificando as correlações possíveis entre as determinações de 1/3 e 15 atmosferas com as percentagens de areia, silte e argila. Concluíram que a tensão dada a 1/3 atmosferas não apresentava correlação com argila e silte e que este fato decorria de que as baixas tensões estavam associadas a presença de todas as partículas de solo. Com relação à tensão de 15 atmosferas obtiveram valores altamente significativos para argila, enquanto que para silte o comportamento foi semelhante ao obtido

a 1/3 atmosferas; obtiveram, ainda, correlação significativa para silte e água disponível.

Em geral os solos de classe textural média apresentam capacidade de água disponível mais elevados do que os solos de textura argila e areia e que estes apresentam reduzido volume de água livre disponível às plantas (Salter e Williams, 1965a).

Salter e Williams (1967, 1969) propuseram uma fórmula, com base na textura de campo, para avaliar a água disponível, relacionando a profundidade do perfil com água disponível para cada classe de textura.

Os efeitos da estrutura na avaliação da água disponível também se fazem notar, principalmente em determinações de laboratório onde é frequente o uso de amostras destorroadas. Quando se utiliza amostras destorroadas para avaliar o limite superior e inferior da água disponível, introduz-se uma superestimativa da água disponível, devido, principalmente, às discrepâncias entre a umidade a 1/3 atmosferas e a determinação de campo (Young e Dixon, 1966).

Bartelli e Peters (1959) utilizaram amostras destorroadas colocadas em anéis e observaram que os teores de umidade obtidos eram irreais em relação ao volume de poros do solo.

As determinações de laboratório que se aproximam mais das condições de campo são as efetuadas em amostras indeformadas, obtidas com anel ou torrões. As amostras com estrutura indeformadas utilizadas nas determinações de água disponível, apresentam em geral, resultados mais condizentes com as condições naturais e servem, também, para determinações da densidade aparente e da condutividade hidráulica (Salter e Williams, 1965a e Klute, 1965).

A variação que ocorre nessas determinações se verifica apenas no tamanho da amostra e tipo de extrator. Deve-se a Veihmeyer (1929) e Coile (1931) a utilização de anéis para coleta de amostras indeformadas; daí em

dante, outros amostradores foram criados, modificando-se o tamanho da amostra, como o de Uhland (1949) e o de Bay (1959) .

Além das amostras cilíndricas para determinação da água disponível amostras em torrões naturais foram utilizadas. Deve-se a Shaw (1917) a utilização pela primeira vez de torrões naturais para determinação de densidade aparente; Gradwell (1968) utilizou pequenos torrões ou agregados para determinar teores de umidade com tensão de 15 atmosferas em membrana de pressão.

Em um trabalho recente, desenvolvido por Brasher et al, (1966) o uso de torrões naturais de 50 a 200 cm<sup>3</sup> foi recomendado para determinação de densidade aparente e de diversos teores de umidade equilibrada em mesa de tensão; os torrões eram revestidos com uma resina plástica, permitindo o equilíbrio de umidade com tensões e secagem em estufa sem remoção da mesma.

### 3. MATERIAL E MÉTODO

#### 3.1. SOLO

Um dos objetivos deste trabalho é a caracterização físico-hídricas dos solos que ocorrem na área onde está localizado o campus da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

Os primeiros estudos de identificação dos solos dessa área foram desenvolvidos por Fagundes et al. (1947, 1949) e Lemos (1950). Mendes et al.

(1954) deram seqüência aos estudos identificando os solos no nível de série. Lemos e Castro (1955) realizaram estudos físicos de armazenamento de água na série Itaguai descrita por Mendes et al., 1954. Castro e Antunes (1959) determinaram a capacidade de água disponível dos solos da área da Universidade Rural e por fim, Ramos (1970), em estudo mais minucioso, identificou e descreveu os solos da área, incluídos em onze séries de solos.

Com base neste último trabalho, separamos para estudo físico-hídricos, apenas seis séries das descritas, a saber: Série Itaguai, Silvicultura, Aprendizado, Agrostologia, Zootecnia e Rosada. As duas primeiras pertencem ao grande grupo Podzólico Vermelho Amarelo e as quatro restantes ao grande grupo Hidromórfico Cinzento.

Destacamos, para estudo, as características de textura e estrutura, pelo fato de serem condicionantes na retenção de água no solo.

A textura como consta nos quadros de análises refere-se aos dados obtidos através da análise granulométrica e enquadrados dentro do triângulo de textura no sistema Americano (Soil Survey Manual, 1951). A estrutura citada corresponde à descrição dos perfis realizada por Ramos (1970).

### 3.2. COLETA DA AMOSTRA

As amostras foram coletadas nos mesmos perfis selecionados e descritos por Ramos (1970), de acordo com os horizontes e profundidades. Foram selecionados 3 tipos de amostras, duas com estrutura indeformadas, coletadas com anel e torrões, e outra com estrutura deformada.

#### 3.2.1. Amostras Cilíndricas:

Na maioria dos trabalhos de caracterização de umidade do solo, densidade aparente, condutividade hidráulica, e porosidade do solo utilizase amostras cilíndricas com estrutura indeformada. Essas amostras foram obtidas utilizando anéis com volume de 100 cm<sup>3</sup>, introduzidos no sentido vertical, na profundidade média de cada horizonte; foram coletados anéis em duplicata para determinar a densidade aparente e tensões de umidade a 1/3 e 15 atmosferas em placa porosa.

#### 3.2.2. Amostras em torrões

Os torrões com estrutura natural foram obtidos na parte média de cada horizonte com teores elevados de umidade, principalmente nas amostras com estrutura fraca e nas amostras arenosas; quando esses solos estavam já muito secos, foram umedecidos com antecedência e coletados a seguir. Foram

então, acondicionados em caixas de madeira e enviados para o laboratório. No laboratório as amostras foram revestidas com uma capa de parafina, à temperatura de 60 P- C<sub>s</sub> e acondicionadas em vidro ou caixas de madeira. Esses torrões se destinavam à determinação das curvas características de umidade, a várias tensões e a determinação da densidade aparente.

### 3.2.3. Amostras destorroadas:

Essas amostras foram obtidas das sobras de solo provenientes do preparo dos torrões e do anel; foram secas ao ar e passadas em peneiras de 2mm e acondicionadas em vidro. Essas amostras destinaram-se às determinações de densidade real, equivalente de umidade, matéria orgânica e análise granulométrica.

## 3.3. MÉTODO DE ANÁLISE

### 3.3.1. Análise Granulométrica:

Separamos por tamização as partículas areia grossa e areia fina.

A argila foi determinada pelo método de hidrômetro (Vettori e Pierantoni, 1968) e o silte foi obtido por diferença. Utilizamos o NaOH 1,0 N como agente dispersante. Determinamos, ainda, a argila dispersa em água.

A separação das partículas por tamanho foi feita segundo a classificação adotada pelo SOIL SURVEY OF GREAT BRITAIN (1960), também adotada pela Divisão de Pesquisa Pedológica do Ministério da Agricultura.

Areia grossa - (2,0 - 0,2 mm)

Areia fina - (0,2 - 0,05 mm)

Silte - (0,05 - 0,002 mm)

Argila - (menor que 0,002 mm)

Em seguida, foram classificadas de acordo com as classes de textura adotadas pelo SOIL SURVEY MANUAL (1951).

### 3.3.1.1. Fator de coagulação.

Com os valores encontrados para a argila total, determinada com agente químico, argila natural, dispersa em água, aplicamos a fórmula:

$$F_c = \frac{\% \text{ Arg. T.} - \% \text{ Arg. Nat.}}{\% \text{ Arg. Nat.}} \times 100$$

### 3.3.2. Densidade Real:

Tomamos uma certa quantidade de solo, secamos a 105 °C num balão aferido de 50 ml e pesamos, completando o volume com álcool metílico contido em uma bureta de 50 ml. A densidade real foi calculada segundo o peso do solo seco a 105 °C e o volume de álcool restante na bureta, que corresponde no volume do solo.

### 3.3.3. Densidade aparente:

Determinamos a densidade aparente pelo método do anel e do torrão.

#### 3.3.3.1. Método do anel:

As amostras contendo um teor de umidade de campo foram obtidas com anel; a seguir, secamos a 105 °C e pesamos. A densidade aparente foi obtida dividindo a massa do solo seco pelo volume do anel.

#### 3.3.3.2. Método do torrão:

Preparamos um torrão em forma aproximada de uma esfera, pesamos ao ar, parafinamos e pesamos novamente ao ar. A seguir pesamos dentro d'água e finalmente determinamos a umidade do torrão, segundo Blake (1965).

Os valores de densidade aparente obtidos com o torrão parafinado, são, geralmente, mais elevados do que os determinados pelo anel. Tisdall (1951), comparando 5 métodos de determinação da densidade aparente, obteve resultados que comprovam este fato. Blake (1965) afirmou que esta variação decorria da desconsideração dos espaços entre agregados e que o volume considerado era do solo seco ao ar, o qual, provavelmente, se apresentava menor que o volume do solo nas condições normais.

### 3.3.4. Porosidade total

Com os valores determinados da densidade aparente e densidade real, calculamos a porosidade total com o emprego da fórmula:

$$P_{\text{total}} = \left( 1 - \frac{d_{\text{ap}}}{d_r} \right) \times 100$$

### 3.3.5. Matéria Orgânica

A determinação do carbono orgânico foi feita segundo o método de Tiurin, adotado pela Divisão de Pesquisa Pedológica do Ministério da Agricultura.

### 3.3.6. Curvas características de umidade:

As determinações das características de umidade, realizadas em amostras de solo com estrutura indefinida, são geralmente consideradas próximas dos resultados obtidos diretamente no campo. Por conveniência e devido a maior uniformidade nos resultados, determina-se essas características de umidade utilizando amostras destorreadas, passadas em peneiras de 2 mm.

As pesquisas realizadas até agora, mostram que as características de umidade das amostras destorreadas, podem diferir consideravelmente das

obtidas em amostras indeformadas, coletadas com anel, principalmente nas determinações abaixo de uma atmosfera. Atribuem-se as variações nestas duas determinações ao efeito do pré-tratamento da amostra destorroada, em que a mesma é seca ao ar, peneirada e reumedecida na operação de equilíbrio de umidade com certa tensão; com isto, cria-se na amostra urna estrutura artificial, visto que durante a execução, e de acordo com a tensão aplicada, as amostras sofrem uma ligeira compactação, e, dependendo da textura, a capacidade de retenção de umidade das amostras é variável (Salter e Williams, 1965a, 1965b).

Salter e Williams (1965a) determinaram as curvas características de umidade em amostras com estrutura indeformada, coletadas com anéis, e amostras deformadas passadas em peneiras de 2 mm, aplicando tensões de 0,10 - 0,20 - 0,33 - 1,0 - 2,0 - 4,0 - 8,0 e 15,0 atmosferas e verificaram que as curvas determinadas para as amostras deformadas eram diferentes das obtidas com amostras indeformadas sendo que, alguns solos apresentavam uma superestimativa da quantidade de água retida à baixa tensão, quando comparada com o método de campo. Notaram ainda, que solos com elevado teor de argila e matéria orgânica também produzem uma superestimativa da água retida na faixa de 1,0 a 2,0 atmosferas, nas amostras destorroadas. Gavande (1968) estudando as curvas características de umidade dos solos, determinou a umidade com tensões de 0,10 - 0,33 - 1,0 e 15,0 atmosferas, em amostras passadas em peneiras de 2 mm. Jemison e Kroth (1958) determinaram as curvas utilizando tensões de 0,1 - 0,33 - 1,0 - 3,0 e 15,0 atmosferas em amostras obtidas com anéis de volume variável correlacionando-as com a umidade obtida diretamente no campo e com a textura do solo. Grohmann e Medina (1962), utilizando vários métodos determinaram as curvas características de umidade do solo com tensões de 0,1 - 1,0 - 3,0 - 8,0 - 15,0 e 20,0 atmosferas.

Neste trabalho utilizamos amostras passadas em peneiras de 2 mm e amostras indeformadas representadas por torrões, para a determinação das curvas características de umidade dos solos com tensões de 0,1 - 0,33 - 1,0 - 5,0 - 10,0 - e 15,0 atmosferas.

Utilizamos um extrator de placa porosa, para obter tensões na faixa de 0 - 15,0 atmosferas, acompanhado de um compressor de ar com capacidade até 300 libras. A técnica utilizada foi a mesma descrita por Richards (1965) e todas as determinações de umidade foram feitas com 5 repetições.

### 3.3.6.1. Curvas características de umidade em amostras destorroadas.

O trabalho foi desenvolvido simultaneamente em dois aparelhos de placa porosa. Num aparelho de baixa pressão determinamos as tensões de umidade a 0,1 - 0,33 e 1,0 atmosferas com dupla regulagem e capacidade de 0-60 libras por polegada quadrada. No outro aparelho, de alta pressão determinamos as tensões de 5,0 - 10,0 e 15,0 atmosferas, com dupla regulagem na faixa de 1-125 libras por polegada quadrada, e regulagem simples de 125-220 libras por polegada quadrada. As amostras destorroadas foram colocadas na placa porosa em anéis retentores de borracha com capacidade de aproximadamente 25 gramas de solo, de 1 cm de altura por 6 cm de diâmetro. A seguir foram levadas para os aparelhos e submetidas à tensões simultâneas, iniciando com 0,1 atmosferas num aparelho e 5,0 atmosferas no outro. Após o equilíbrio, alcançado quando cessava a drenagem nos tubos de escapamento, fechava-se a entrada do ar e esgotava-se os aparelhos. Eram retiradas 5 amostras e colocadas em recipiente de alumínio para efetuarmos as pesagens, nas amostras úmidas e secas a 105 °C. em estufa. Os resultados foram expressos em percentagem por peso de solo.

Determinamos ainda o equivalente de umidade, utilizando a centrifuga modelo ME- International Centrífuga (International Equipment Co., Boston, Mass.), com dispositivo para manter a velocidade constante durante a operação. As determinações foram feitas em triplicatas. As amostras destorreadas foram colocadas nas caixas metálicas próprias da centrífuga e saturadas por capilaridade durante uma noite. Foram levadas para a centrífuga e submetidas à centrifugação com uma velocidade correspondente a 2440 rpm durante 30 minutos. Após esse tempo retiramos uma quantidade da amostra centrifugada para um recipiente de alumínio, e efetuamos as pesagens da amostra úmida e seca a 105 °C. Os resultados foram expressos em percentagem por peso de solo.

### 3.3.6.2. Curvas características de umidade em amostras indeformadas.

Nos trabalhos desenvolvidos até agora para caracterização de umidade do solo, tem sido utilizadas amostras indeformadas, coletadas com anel. Essas amostras variam em função do tamanho e do tipo de extrator; o extrator atualmente em uso é o preconizado por Uhland (1949).

Neste trabalho utilizamos torrões naturais com volume variando de 50 a 200 cm<sup>3</sup> como recomendado por Brasher et al (1966).

O comportamento desses torrões nas determinações de certas propriedades físicas já foi consagrado, como a densidade aparente, condutividade hidráulica e porosidade, utilizando, no entanto, outra metodologia.

Na obtenção dos dados utilizando-se torrões, foram tomados certos cuidados quanto à obtenção das amostras no local: o seu grau de umidade durante a retirada das amostras; a posição no horizonte, para não retirar torrões fora do local desejado para estudo, e o envolvimento imediato do

torrão com parafina, para manter a estrutura natural e o teor de umidade de campo.

O preparo dos torrões foi feito utilizando-se um critério de seleção por tamanho, para evitar variações nas determinações, uma vez que durante a operação, os torrões de diâmetro diferentes retêm diferentes quantidades de água e, então, o tempo de equilíbrio varia. O preparo dos torrões para serem acondicionados nas placas foi feito com a remoção da parafina das partes superior e inferior, sendo que na parte inferior, procurou-se obter uma superfície plena para um contato íntimo com a placa. Foram colocados 15 torrões em cada placa e saturados lentamente por capilaridade durante uma noite. Após o equilíbrio, retiramos 5 amostras, removemos a parafina e colocamos em recipiente de alumínio, para efetuarmos as pesagens na amostra úmida e seca a 105 °C. Os resultados foram expressos em peso de solo. Repetimos a mesma operação para cada equilíbrio. O tempo de equilíbrio foi variável em função da textura do solo, sendo que na maioria das amostras este equilíbrio foi obtido entre 48-72 horas.

Utilizamos ainda, amostras com estrutura indeformadas coletadas com anéis de 100 cm<sup>3</sup>, com o propósito de determinar a densidade aparente e teores de umidade equilibrados com tensões de umidade a 0,33 e 15 atmosferas. Após o preparo, as amostras foram colocadas sobre a placa porosa em duplicata e saturadas por capilaridade juntamente com os torrões. Após o equilíbrio a 0,33 e 15 atmosferas as amostras foram retiradas das placas, e determinadas as porcentagens de umidade que foram expressas em peso seco a 105 °C.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste trabalho apresentamos as características de umidade, utilizando amostras com estrutura deformada, passadas em peneira de 2 mm e amostras com estrutura indeformada, obtidas em blocos naturais e anéis.

Os resultados das análises realizadas nas seis séries de solos, constam dos quadros de 1 a 12. Os dados de umidade se referem a determinações feitas nas amostras com estrutura indeformada e deformada, com indicações dos horizontes e das respectivas profundidades.

As curvas características de umidade constam das figuras de 1 a 7 e no quadro nº 13 constam os dados correspondentes a sete classes de textura referentes às séries de solos estudadas.

As determinações de umidade feitas nas amostras com estrutura indeformada e deformada, representam a média dos resultados de cinco repetições, para cada equilíbrio de tensão. Nas demais análises, os resultados estão representados pela média de duas repetições.

As diferenças nos valores observados entre as repetições foram maiores nos torrões do que na amostra destorroada: este fato pode ser explicado devido ao pré-tratamento da amostra que é seca ao ar, passada em peneira de 2 mm e homogeneizada, enquanto que nos torrões, o teor de umidade é variável em cada amostra dentro do mesmo horizonte.

## QUADROS N° 1 - Resultados das análises - SÉRIE ITAGUAÍ

HORIZONTES		COMP. GRANULOMÉTRICA %				ARGILA DISP. C/ÁGUA	CLASSE DE TEXT.
SIMB.	PROF. cm.	AREIA GROSSA	AREIA FINA	SILTE	ARGILA		
A <sub>1</sub>	0-5	49,4	13,5	17,8	19,3	5,5	B. AREN.
A <sub>3</sub>	5-15	54,5	11,4	14,8	19,3	6,0	B. AREN.
B <sub>1t</sub>	15-35	43,1	12,2	15,1	29,6	7,0	B. ARG.AREN.
IIB <sub>2t</sub>	35-85	27,0	7,0	16,6	49,0	0,2	ARGILA
IIB <sub>3t</sub>	85-95	38,1	10,3	15,6	36,0	0,2	ARG. AREN.
IIC <sub>1</sub>	95-180	47,8	12,0	14,2	26,0	0,2	B. ARG.AREN.

HORIZONTES		D. APARENTE		POROS. TOTAL		DENS. REAL g/cm <sup>3</sup>	C %	GRAU FLOC. %
SIMB.	PROF. cm.	ANEL g/cm <sup>3</sup>	TORRÃO g/cm <sup>3</sup>	ANEL %	TORRÃO %			
A <sub>1</sub>	0-5	1,32	1,50	48,3	41,2	2,55	1,62	71,5
A <sub>3</sub>	5-15	1,42	1,62	43,5	35,5	2,51	0,80	68,9
B <sub>1t</sub>	15-35	1,52	1,68	41,5	35,2	2,59	0,70	75,8
IIB <sub>2t</sub>	35-85	1,57	1,68	39,4	35,2	2,59	0,40	99,5
IIB <sub>3t</sub>	85-95	1,56	1,66	40,0	36,2	2,60	0,30	99,4
IIC <sub>1</sub>	95-180	1,50	1,67	41,2	34,6	2,55	0,20	99,3

## QUADROS N° 2 - Resultados das análises - SÉRIE ITAGUAÍ

HORIZONTES		TORRÃO NATURAL - % peso - atms.					
SIMB.	PROF.	1/10	1/3	1,0	5,0	10,0	15,0
A <sub>1</sub>	0-5	19,7	17,9	17,2	16,1	15,6	14,8
A <sub>3</sub>	5-15	17,3	14,4	13,2	11,4	9,7	9,6
B <sub>1t</sub>	15-35	15,1	13,0	12,6	11,7	10,7	9,9
IIB <sub>2t</sub>	35-85	25,3	23,0	22,5	20,7	20,0	18,0
IIB <sub>3t</sub>	85-95	23,6	22,3	21,9	17,9	15,9	15,3
IIC <sub>1</sub>	95-180	20,9	17,0	16,0	14,0	13,9	13,8

HORIZONTES		T.F.S.A. - % peso						
SIMB.	PROF. cm.	1/10 atm.	1/3 atms.	Equiv. Um.	1,0 atms.	5,0 atms.	10,0 atms.	15,0 atms.
A <sub>1</sub>	0-5	19,8	16,3	15,0	13,8	11,2	10,0	9,2
A <sub>3</sub>	5-15	16,9	14,8	14,9	12,9	9,9	8,8	8,4
B <sub>1t</sub>	15-35	18,2	15,0	15,6	14,4	11,7	10,5	10,0
IIB <sub>2t</sub>	35-85	30,8	25,2	25,4	23,2	20,3	19,5	18,3
IIB <sub>3t</sub>	85-95	27,7	22,2	19,9	19,2	15,4	15,2	14,4
IIC <sub>1</sub>	95-180	25,7	21,2	18,6	18,6	12,5	12,2	11,6

## QUADROS N° 3 - Resultados das análises - SÉRIE SILVICULTURA

HORIZONTES		COMP. GRANULOMÉTRICA %				ARGILA DISP. C/ÁGUA	CLASSE DE TEXT.
SIMB.	PROF. cm.	AREIA GROSSA	AREIA FINA	SILTE	ARGILA		
A <sub>1</sub>	0-5	62,9	10,1	12,0	15,0	6,0	B. AREN.
A <sub>3</sub>	5-15	57,3	10,7	13,4	18,6	11,5	B. AREN.
B <sub>1</sub>	15-20	54,9	11,9	10,4	22,6	17,0	B. ARG.AREN.
B <sub>21t</sub>	20-45	40,8	9,0	14,2	36,0	3,5	ARG. AREN.
IIB <sub>22t</sub>	45-105	27,9	5,0	25,8	41,3	1,0	ARGILA
IIB <sub>3</sub>	105-140	34,3	7,7	22,0	36,0	0,8	B. ARG.
IIC <sub>1</sub>	140-160	33,2	11,5	25,3	30,0	1,0	B. ARG.

HORIZONTES		D. APARENTE		POROS. TOTAL		DENS. REAL g/cm <sup>3</sup>	C %	GRAU FLOC. %
SIMB.	PROF. cm.	ANEL g/cm <sup>3</sup>	TORRÃO g/cm <sup>3</sup>	ANEL %	TORRÃO %			
A <sub>1</sub>	0-5	1,42	1,60	44,6	37,5	2,56	0,65	60,0
A <sub>3</sub>	5-15	1,38	1,69	47,8	36,0	2,64	0,54	38,1
B <sub>1</sub>	15-20	1,42	1,65	45,2	36,3	2,59	0,37	24,7
B <sub>21t</sub>	20-45	1,54	1,62	41,5	38,5	2163	0,17	90,2
IIB <sub>22t</sub>	45-105	1,51	1,68	43,5	37,1	2,67	0,11	97,5
IIB <sub>3</sub>	105-140	1,50	1,57	45,3	42,8	2,74	0,05	97,7
IIC <sub>1</sub>	140-160	1,53	1,54	41,7	41,3	2,62	0,06	96,6

## QUADROS N° 4 - Resultados das análises - SÉRIE SILVICULTURA

HORIZONTES		TORRÃO NATURAL - % peso - atms.					
SIMB.	PROF.	1/10	1/3	1,0	5,0	10,0	15,0
A <sub>1</sub>	0-5	12,5	11,6	10,9	9,6	8,5	8,2
A <sub>3</sub>	5-15	13,1	12,1	10,6	9,2	8,9	8,4
B <sub>1</sub>	15-20	13,4	11,9	11,5	10,5	9,5	9,1
B <sub>21t</sub>	20-45	20,5	19,4	18,6	17,8	17,2	16,4
IIB <sub>22t</sub>	45-105	23,4	21,6	20,6	19,3	18,2	17,9
IIB <sub>3</sub>	105-140	22,4	22,3	20,4	17,1	16,1	15,6
IIC	140-160	20,9	20,5	20,2	14,7	14,2	13,8

HORIZONTES		T.F.S.A. - % peso						
SIMB.	PROF. cm.	1/10 atm.	1/3 atms.	Equiv. Um.	1,0 atms.	5,0 atms.	10,0 atms.	15,0 atms.
A <sub>1</sub>	0-5	10,5	9,3	12,6	8,5	7,1	6,8	6,7
A <sub>3</sub>	5-15	11,9	10,8	13,2	10,0	9,2	8,8	8,3
B <sub>1</sub>	15-20	16,7	13,2	14,8	12,0	10,5	9,6	9,3
B <sub>21t</sub>	20-45	23,0	20,1	20,1	18,7	14,3	14,0	13,6
IIB <sub>22t</sub>	45-105	30,3	26,8	24,2	21,9	29,2	18,0	17,8
IIB <sub>3</sub>	105-140	29,8	24,1	23,4	21,3	16,0	14,9	14,4

## QUADROS N° 5 - Resultados das análises - SÉRIE APRENDIZADO

HORIZONTES		COMP. GRANULOMÉTRICA %				ARGILA DISP. C/ÁGUA	CLASSE DE TEXT.
SIMB.	PROF. cm.	AREIA GROSSA	AREIA FINA	SILTE	ARGILA		
A <sub>11</sub>	0-8	69,7	19,2	6,3	4,8	4,0	AREIA
A <sub>12</sub>	8-20	69,7	21,4	5,1	3,8	3,0	AREIA
A <sub>2</sub>	20-30	69,1	21,5	5,1	4,3	4,0	AREIA
A <sub>3</sub> /B <sub>1</sub>	30-50	63,1	25,5	5,2	5,8	5,0	AREIA
IIB <sub>21g</sub>	50-90	59,2	10,5	11,2	19,1	19,0	B. AREN.
IIB <sub>22g</sub>	90-170	58,3	14,2	7,4	20,1	2,0	B. AREN.
IIC <sub>g</sub>	170-190	52,7	11,1	16,0	20,2	19,0	B. ARG. AREN.

HORIZONTES		D. APARENTE		POROS TOTAL		DENS. REAL g/cm <sup>3</sup>	C %	GRAU FLOC. %
SIMB.	PROF. cm.	ANEL g/cm <sup>3</sup>	TORRÃO g/cm <sup>3</sup>	ANEL %	TORRÃO %			
A <sub>11</sub>	0-8	1,40	1,89	47,8	29,5	2,68	0,82	18,3
A <sub>12</sub>	8-20	1,64	1,78	38,2	32,9	2,65	0,52	25,0
A <sub>2</sub>	20-30	1,71	1,80	35,5	32,1	2,65	0,14	11,1
A <sub>3</sub> /B <sub>1</sub>	30-50	1,89	1,90	28,2	27,8	2,63	0,10	16,6
IIB <sub>21g</sub>	50-90	1,82	1,90	31,4	28,4	2,65	0,08	45,2
IIB <sub>22g</sub>	90-170	1,89	1,97	29,3	26,3	2,67	0,05	90,0
IIC <sub>g</sub>	170-190	1,92	1,99	30,7	28,2	2,77	0,01	59,4

## QUADROS N° 6 - Resultados das análises - SÉRIE APRENDIZADO

HORIZONTES		TORRÃO NATURAL - % peso - atms.					
SIMB.	PROF.	1/10	1/3	1,0	5,0	10,0	15,0
A <sub>11</sub>	0-8	8,7	6,8	4,9	3,6	2,9	1,9
A <sub>12</sub>	8-20	7,4	5,3	4,2	3,4	3,0	2,7
A <sub>2</sub>	20-30	5,8	4,4	3,6	2,4	1,9	1,7
A <sub>3</sub> /B <sub>1</sub>	30-50	5,4	5,2	4,0	3,3	2,5	2,3
IIB <sub>21g</sub>	50-90	13,2	11,9	11,6	10,3	9,3	8,6
IIB <sub>22g</sub>	90-170	11,5	9,1	9,1	8,5	8,3	8,1
IIC <sub>g</sub>	170-180	12,8	11,6	11,6	9,4	8,7	8,3

HORIZONTES		T.F.S.A. - % peso						
SIMB.	PROF. cm.	1/10 atm.	1/3 atms.	Equiv. Um.	1,0 atms.	5,0 atms.	10,0 atms.	15,0 atms.
A <sub>11</sub>	0-8	5,1	3,5	4,5	3,0	2,2	1,8	1,7
A <sub>12</sub>	8-20	5,1	3,8	5,0	2,7	2,0	1,7	1,5
A <sub>2</sub>	20-30	6,2	4,2	4,1	3,0	2,2	2,0	1,6
A <sub>3</sub> /B <sub>1</sub>	30-50	6,9	5,4	4,6	3,3	2,5	2,2	2,0
IIB <sub>21g</sub>	50-90	15,1	12,6	12,8	10,5	8,6	7,8	7,6
IIB <sub>22g</sub>	90-170	17,5	11,3	12,9	10,2	8,7	7,8	7,6
IIC <sub>g</sub>	170-180	20,3	14,4	15,5	12,6	10,6	10,4	8,9

## QUADROS N° 7 - Resultados das análises - SÉRIE AGROSTOLOGIA

HORIZONTES		COMP. GRANULOMÉTRICA %				ARGILA DISP. C/ÁGUA	CLASSE DE TEXT.
SIMB.	PROF. cm.	AREIA GROSSA	AREIA FINA	SILTE	ARGILA		
A <sub>1</sub>	0-15	55,2	20,6	13,2	11,0	3,3	B. AREN.
A <sub>2</sub>	15-40	71,8	19,0	5,2	4,0	1,0	AREIA
A <sub>3g</sub>	40-70	63,1	19,4	9,5	8,0	5,9	A. BARRENTA
IIB <sub>2g</sub>	70-110	58,0	13,5	4,5	24,0	12,0	B. ARG. AREN.

HORIZONTES		D. APARENTE		POROS TOTAL		DENS. REAL g/cm <sup>3</sup>	C %	GRAU FLOC. %
SIMB.	PROF. cm.	ANEL g/cm <sup>3</sup>	TORRÃO g/cm <sup>3</sup>	ANEL %	TORRÃO %			
A <sub>1</sub>	0-15	1,36	1,54	45	38	2,48	1,14	70
A <sub>2</sub>	15-40	1,66	1,66	36	36	2,65	0,08	75
A <sub>3g</sub>	40-70	1,96	1,89	27	27	2,58	0,00	26
IIB <sub>2g</sub>	70-110	1,96	2,05	25	22	2,62	0,00	50

## QUADROS N° 8 - Resultados das análises - SÉRIE AGROSTOLOGIA

HORIZONTES		TORRÃO NATURAL - % peso - atms.					
SIMB.	PROF.	1/10	1/3	1,0	5,0	10,0	15,0
A <sub>1</sub>	0-15	11,6	9,6	6,5	5,4	4,6	4,4
A <sub>2</sub>	15-40	4,9	1,6	1,3	1,0	0,8	0,7
A <sub>3g</sub>	40-70	6,0	4,7	3,5	3,2	3,0	2,7
IIB <sub>2g</sub>	70-110	11,6	7,6	7,4	5,9	5,1	4,5

HORIZONTES		T.F.S.A. - % peso						
SIMB.	PROF. cm.	1/10 atm.	1/3 atms.	Equiv. Um.	1,0 atms.	5,0 atms.	10,0 atms.	15,0 atms.
A <sub>1</sub>	0-15	12,8	10,1	7,3	9,0	4,3	3,5	3,1
A <sub>2</sub>	15-40	3,9	2,4	2,3	1,6	0,9	0,8	0,7
A <sub>3g</sub>	40-70	6,2	4,5	4,4	3,2	3,0	2,4	2,2
IIB <sub>2g</sub>	70-110	11,9	9,1	9,0	6,8	5,6	5,4	5,0

## QUADROS N° 9 - Resultados das análises - SÉRIE ZOOTECNIA

HORIZONTES		COMP. GRANULOMÉTRICA %				ARGILA DISP. C/ÁGUA	CLASSE DE TEXT.
SIMB.	PROF. cm.	AREIA GROSSA	AREIA FINA	SILTE	ARGILA		
A <sub>11</sub>	0-5	69,1	14,8	10,4	5,7	2,5	A. BARRENTA
A <sub>12</sub>	5-35	51,7	21,7	18,6	8,0	4,0	B. AREN.
A <sub>2g</sub>	35-65	50,0	19,0	22,5	8,5	6,0	B. AREN.
B <sub>21g</sub>	65-125	52,0	12,0	12,5	23,0	19,0	B. ARG. AREN.
B <sub>22g</sub>	125-150	41,0	12,4	11,1	35,5	0,4	ARG. AREN.

HORIZONTES		D. APARENTE		POROS TOTAL		DENS. REAL g/cm <sup>3</sup>	C %	GRAU FLOC. %
SIMB.	PROF. cm.	ANEL g/cm <sup>3</sup>	TORRÃO g/cm <sup>3</sup>	ANEL %	TORRÃO %			
A <sub>11</sub>	0-5	1,39	1,39	45,1	45,1	2,53	0,67	56
A <sub>12</sub>	5-35	1,54	1,62	38,9	35,8	2,52	0,68	50
A <sub>2g</sub>	35-65	1,63	1,63	34,6	34,6	2,49	0,39	29
B <sub>21g</sub>	65-125	1,61	1,69	36,7	33,5	2,54	0,23	19
B <sub>22g</sub>	125-150	1,70	1,80	34,2	30,3	2,58	0,09	99

## QUADROS N° 10 - Resultados das análises - SÉRIE ZOOTECNIA

HORIZONTES		TORRÃO NATURAL - % peso - atms.					
SIMB.	PROF.	1/10	1/3	1,0	5,0	10,0	15,0
A <sub>11</sub>	0-5	10,2	7,2	4,6	4,0	3,7	3,5
A <sub>12</sub>	5-35	9,7	8,2	6,1	5,4	4,8	4,5
A <sub>2g</sub>	35-65	8,5	6,4	5,6	3,8	3,4	3,2
B <sub>21g</sub>	65-125	14,6	12,4	11,6	9,9	9,5	9,3
B <sub>22g</sub>	125-150	17,5	15,4	14,2	13,9	12,5	12,3

HORIZONTES		T.F.S.A. - % peso						
SIMB.	PROF. cm.	1/10 atm.	1/3 atms.	Equiv. Um.	1,0 atms.	5,0 atms.	10,0 atms.	15,0 atms.
A <sub>11</sub>	0-5	6,1	5,6	5,7	4,2	2,9	2,5	2,4
A <sub>12</sub>	5-35	11,9	9,5	6,9	6,4	4,3	4,2	4,0
A <sub>2g</sub>	35-65	11,6	8,2	7,2	5,5	4,0	3,3	3,2
B <sub>21g</sub>	65-125	19,4	14,6	14,2	12,3	9,8	9,4	9,3
B <sub>22g</sub>	125-150	22,3	18,1	17,9	15,3	13,6	13,2	12,6

## QUADROS N° 11 - Resultados das análises - SÉRIE ROSADA

HORIZONTES		COMP. GRANULOMÉTRICA %				ARGILA DISP. C/ÁGUA	CLASSE DE TEXT.
SIMB.	PROF. cm.	AREIA GROSSA	AREIA FINA	SILTE	ARGILA		
A <sub>1</sub>	0-20	45,0	15,0	28,5	11,5	10,0	B. AREN.
A <sub>3</sub>	20-25	47,0	26,0	14,5	12,5	9,5	B. AREN.
B <sub>1</sub>	25-40	44,7	27,5	14,3	13,5	10,0	B. AREN.
B <sub>21</sub>	40-55	48,7	25,8	10,5	15,0	10,0	B. AREN.
IIB <sub>22</sub>	55-105	43,0	18,0	9,5	29,5	0,5	B. ARG. AREN.

HORIZONTES		D. APARENTE		POROS TOTAL		DENS. REAL g/cm <sup>3</sup>	C %	GRAU FLOC. %
SIMB.	PROF. cm.	ANEL g/cm <sup>3</sup>	TORRÃO g/cm <sup>3</sup>	ANEL %	TORRÃO %			
A <sub>1</sub>	0-20	1,28	1,53	50,6	41,0	2,59	1,01	13
A <sub>3</sub>	20-25	1,45	1,63	44,5	37,6	2,61	0,65	24
B <sub>1</sub>	25-40	1,49	1,64	41,4	35,5	2,54	0,67	26
B <sub>21</sub>	40-55	1,38	1,55	46,8	40,2	2,59	0,39	33
IIB <sub>22</sub>	55-105	1,47	1,78	42,9	30,8	2,57	0,23	98

## QUADROS N° 12 - Resultados das análises - SÉRIE ROSADA

HORIZONTES		TORRÃO NATURAL - % peso - atms.					
SIMB.	PROF.	1/10	1/3	1,0	5,0	10,0	15,0
A <sub>1</sub>	0-20	13,3	11,1	10,3	9,0	8,6	8,0
A <sub>3</sub>	20-25	10,8	7,4	7,1	7,0	6,2	5,9
B <sub>1</sub>	25-40	12,6	9,7	8,4	7,1	6,5	6,3
B <sub>21</sub>	40-55	13,4	9,9	8,7	7,1	7,0	6,8
B <sub>22</sub>	55-105	17,8	13,3	13,0	12,3	11,9	11,2

HORIZONTES		T.F.S.A. - % peso						
SIMB.	PROF. cm.	1/10 atm.	1/3 atms.	Equiv. Um.	1,0 atms.	5,0 atms.	10,0 atms.	15,0 atms.
A <sub>1</sub>	0-20	12,9	10,3	10,1	9,1	6,6	5,7	5,1
A <sub>3</sub>	20-25	15,5	9,5	9,0	8,0	6,1	5,9	5,8
B <sub>1</sub>	25-40	14,9	10,5	10,4	8,5	7,4	6,7	6,4
B <sub>21</sub>	40-55	14,4	10,7	10,2	9,4	7,3	6,8	6,4
B <sub>22</sub>	55-105	26,2	17,3	17,4	15,5	12,5	11,9	10,8

QUADROS N° 13 - Resultados das análises de 6 séries de solos reunidos em  
7 classes de textura

A. DISP. (1/3-15 atms) % VOLUME			TORRÃO NATURAL - % PESO - atms.					
ANEL	TORRÃO	TFSA	1/10	1/3	1,0	5,0	10,0	15,0
2,8	3,0	2,5	6,4	4,6	3,6	2,7	2,2	1,8
5,6	4,4	4,3	8,1	5,9	4,0	3,6	3,3	3,1
9,5	5,2	6,6	12,8	10,8	9,6	8,8	8,1	7,7
6,8	5,3	12,8	15,1	12,4	11,8	10,2	9,2	9,1
10,7	10,4	8,9	21,6	21,3	20,3	15,9	15,1	14,7
8,3	7,2	10,7	20,5	19,0	18,2	16,5	15,2	14,6
4,7	7,3	12,7	24,3	22,3	21,5	20,0	19,1	17,9

CLASSE TEXTURA	T.F.S.A. - % peso - atms.						
	1/10	1/3	Equiv. Um.	1,0	5,0	10,0	15,0
AREIA	5,4	3,8	4,1	2,7	1,9	1,7	1,5
AREIA BARREN.	6,1	5,0	5,0	3,7	2,9	2,4	2,3
B. ARENOSO	14,3	11,0	10,9	9,3	7,3	6,7	6,3
B. ARG. AREN.	19,7	14,9	15,0	13,1	10,4	9,9	9,2
B. ARGILOSO	30,3	24,7	24,0	21,1	17,0	16,0	15,5
ARG. ARENOSA	24,3	20,1	19,3	17,7	14,4	14,1	13,5
ARGILA	30,5	26,0	24,8	22,5	19,7	18,7	18,0

#### 4.1. Curvas características de umidade das amostras com estruturas deformada e indeformada.

As figuras de 1 a 7 apresentam as curvas características de umidade das amostras, deformadas e indeformadas, das séries de solos estudados e que foram reunidas em sete classes de textura.

Verificamos, pela forma e comportamento das curvas, que elas diferem em função da classe de textura e tipo de amostra utilizada. Numa análise geral do comportamento das curvas, destacando as tensões de umidade próximas aos limites superior e inferior da água disponível, verificamos que as classes de textura areia e areia barrenta comportam-se semelhantemente e que nestas classes de textura que as amostras com estrutura indeformada retêm um teor de umidade superior as amostras deformadas, tanto nas baixas como nas altas tensões, mostrando que a estrutura é importante no processo de retenção de água. Este efeito de retenção de água nas amostras indeformadas, deve-se ao tipo de estrutura predominante, o rearranjoamento das partículas e a mudança nas relações de macro e microporos.

As amostras de textura média, principalmente barro arenoso e argila arenosa mostram, pelo comportamento das curvas, que nas altas tensões os torrões retêm mais umidade do que as amostras destorreadas. Essa diferença varia nas amostras de textura argila arenosa e barro arenoso desde 1,1 até 1,4 unidades de diferença no teor de umidade. Verificamos ainda que os teores de umidade à baixas tensões, principalmente na faixa de 0,1 a 0,33 atmosferas, mostram que as amostras destorreadas retêm mais umidade que as amostras indeformadas, dando uma superestimativa de água no limite superior da água disponível.

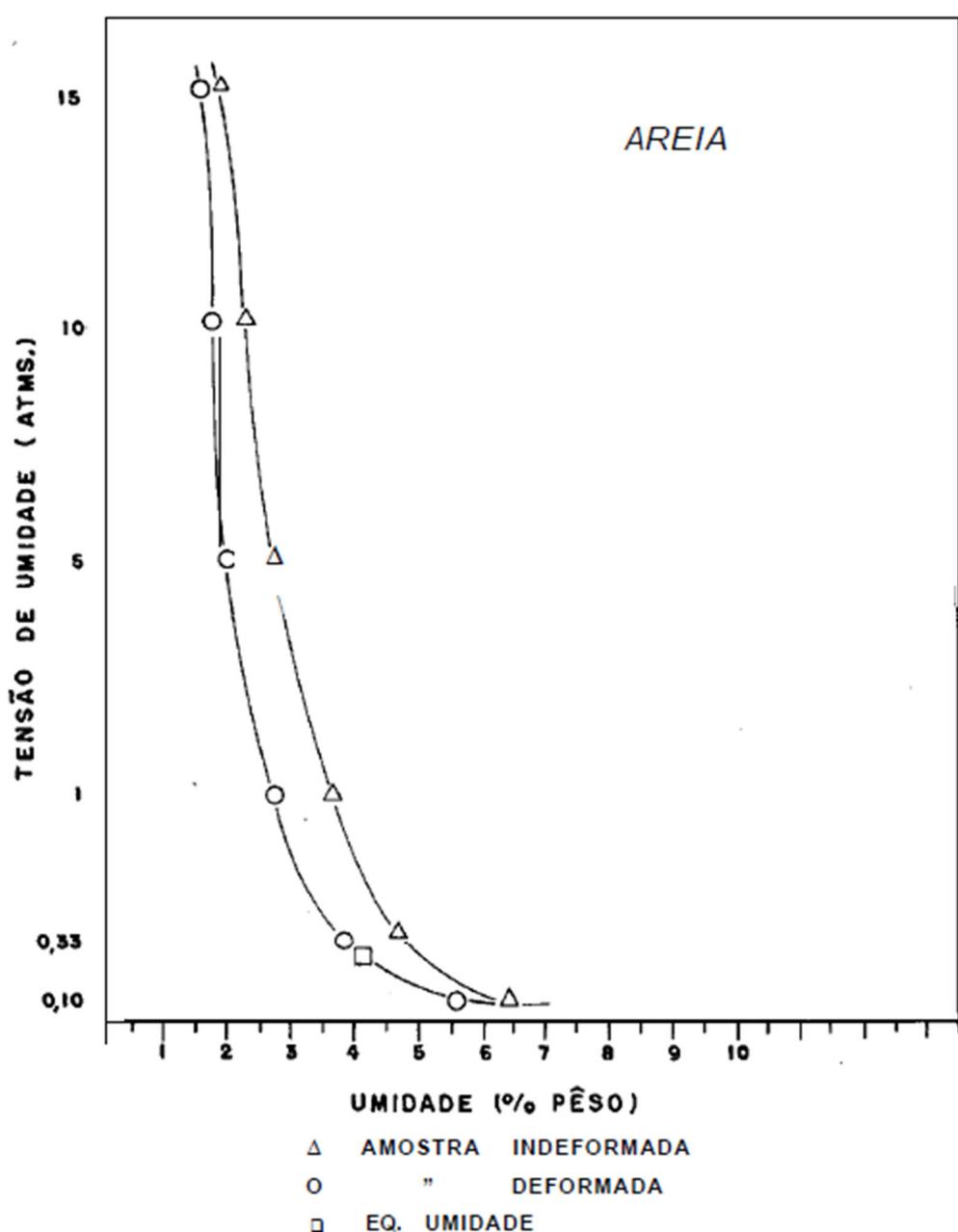


Figura N° 1 - Curvas características de umidade, determinadas em amostras destorroadas e amostras em torrões.

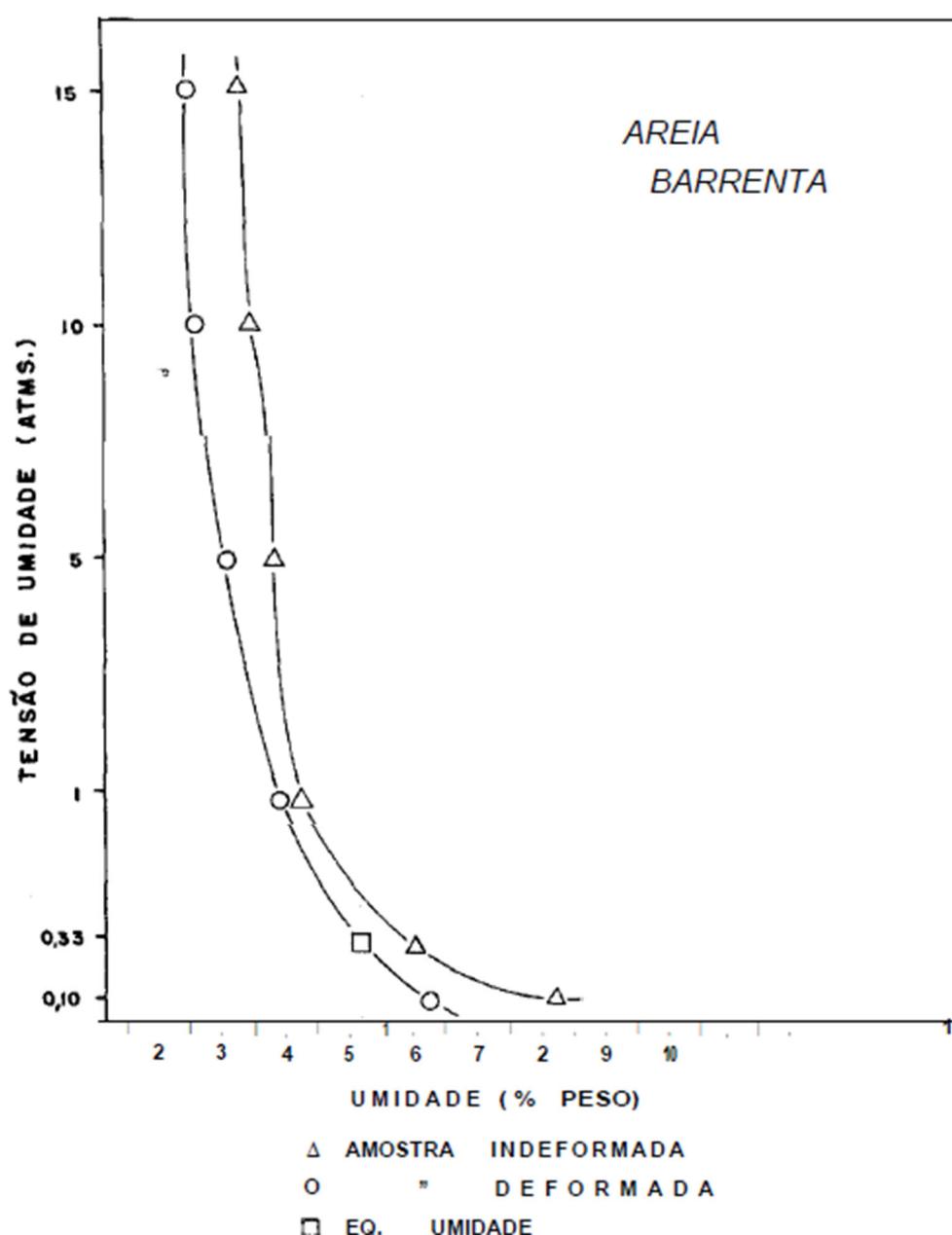


Figura n° 2 - Curvas características de umidade, determinadas em amostras destorroadas e amostras em torrões.

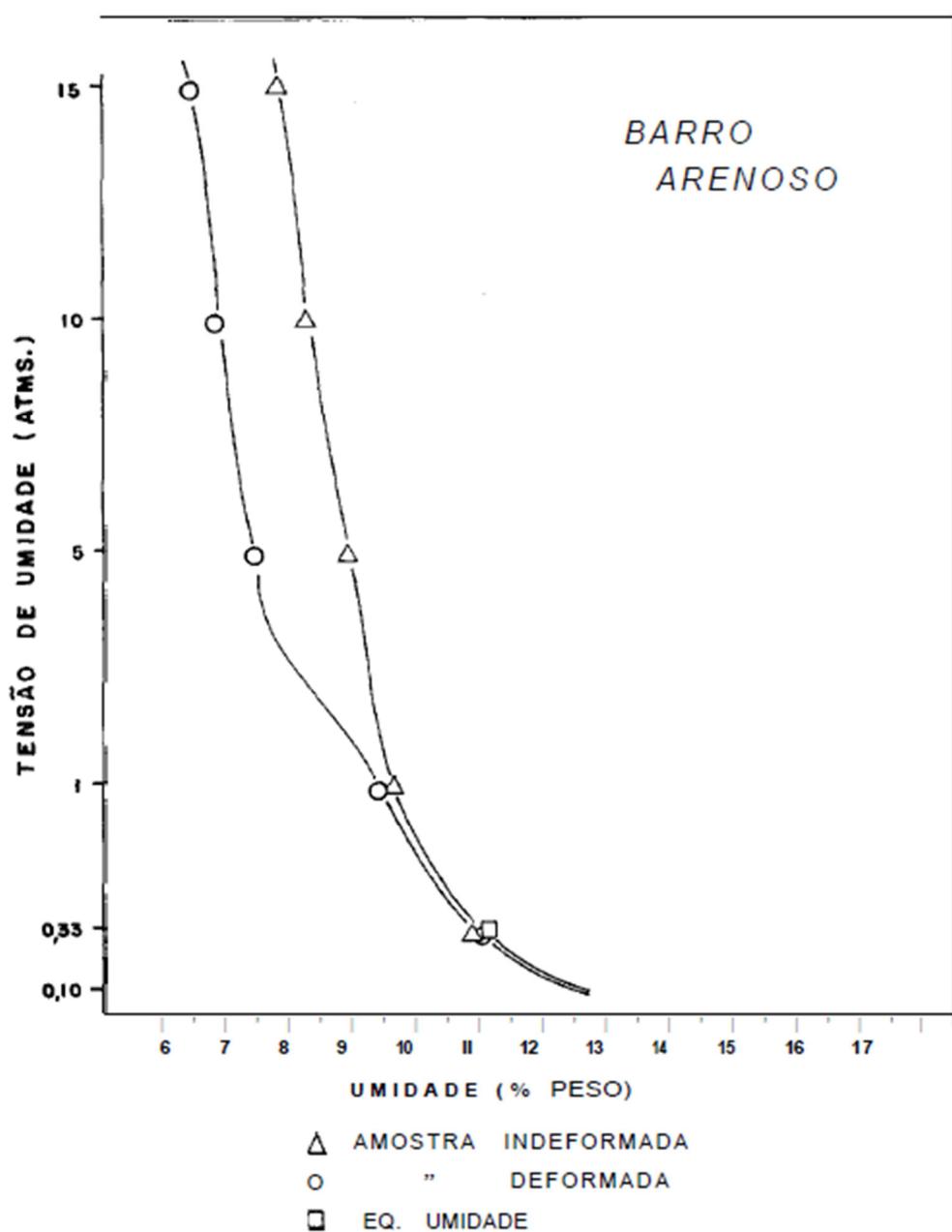


Figura n° 3 - Curvas características de umidade, determinadas em amostras destorroadas e amostras em torrões.

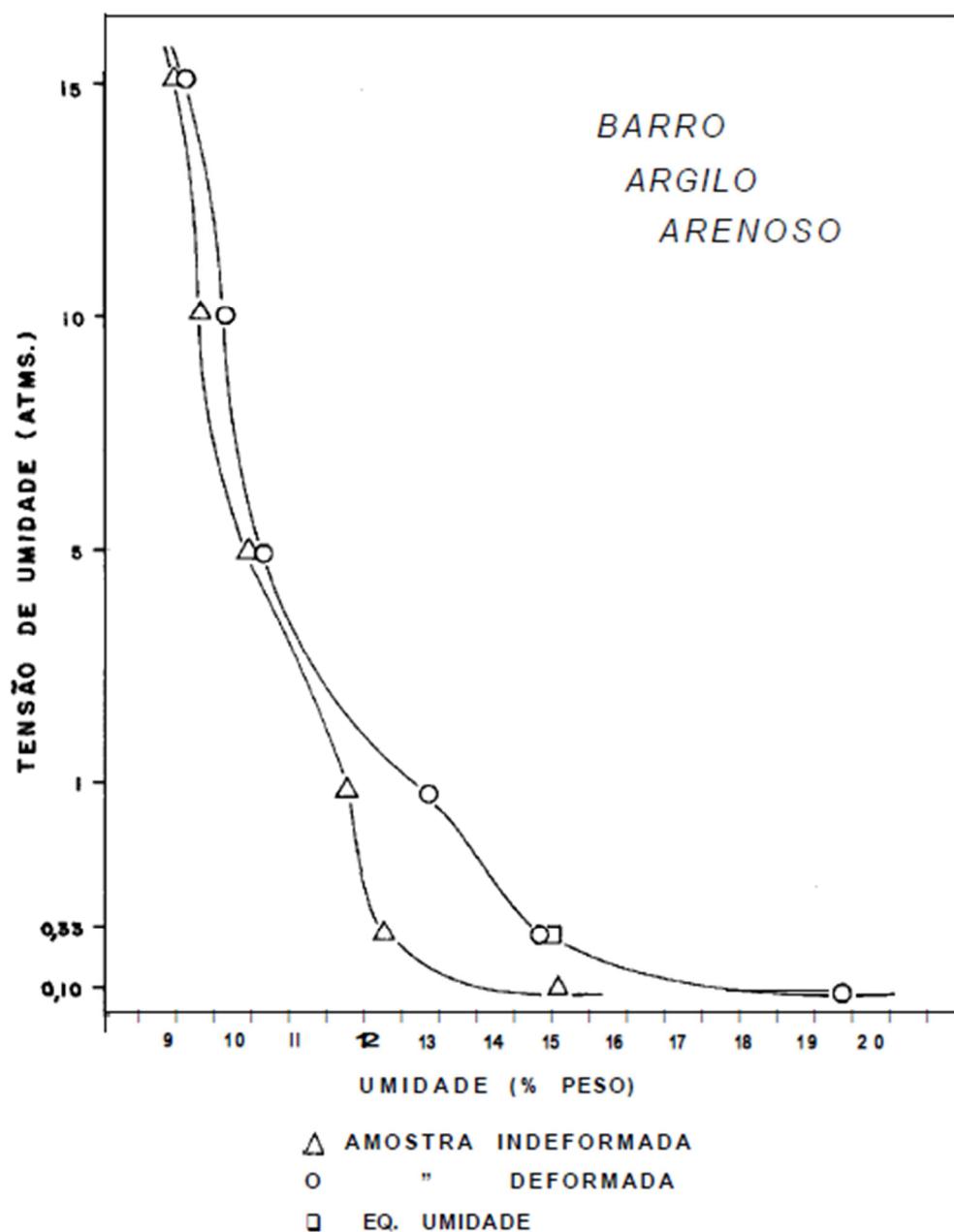


Figura n° 4 - Curvas características de umidade, determinadas em amostras destorroadas e amostras em torrões.

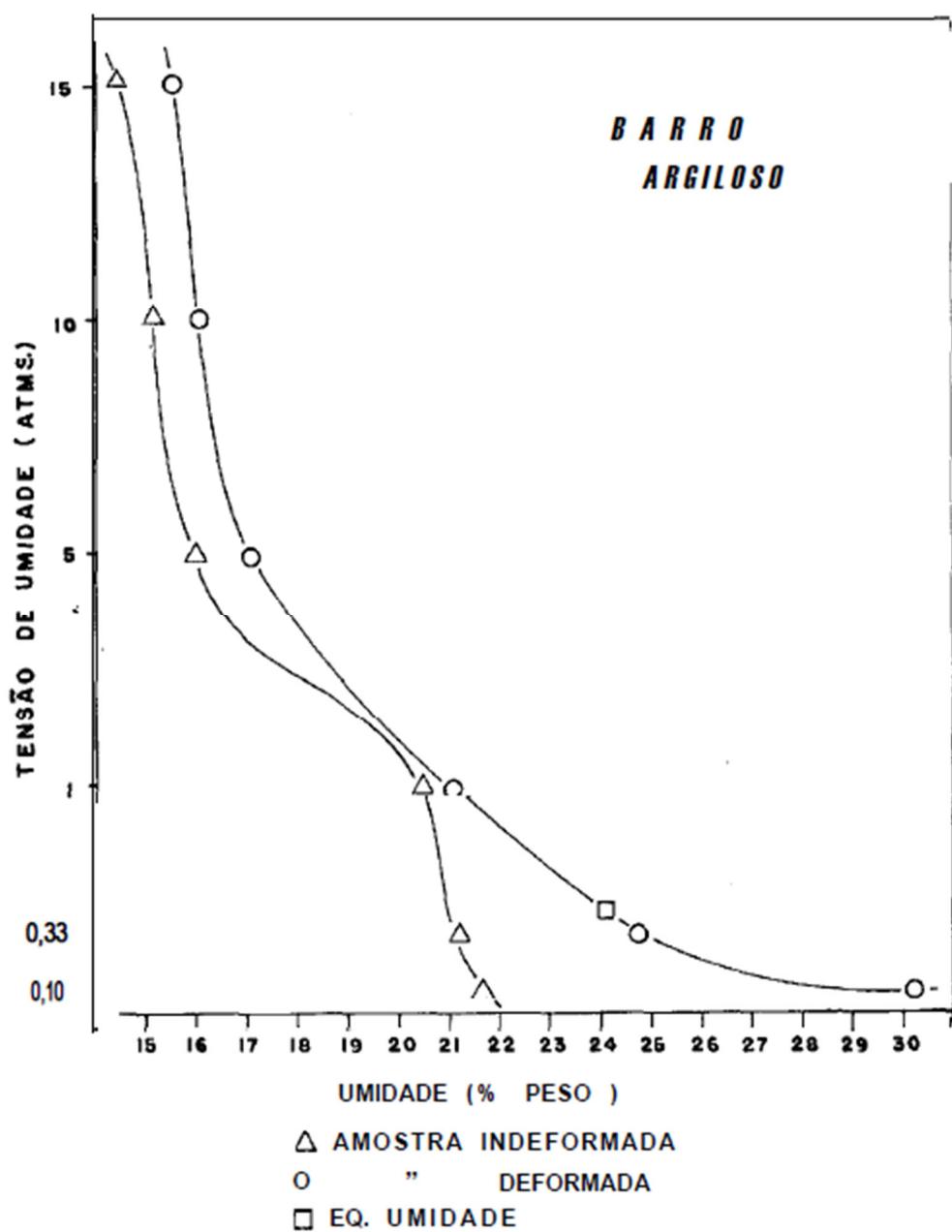


Figura n° 5 - Curvas características de umidade, determinadas em amostras destorroadas e amostras em torrões.

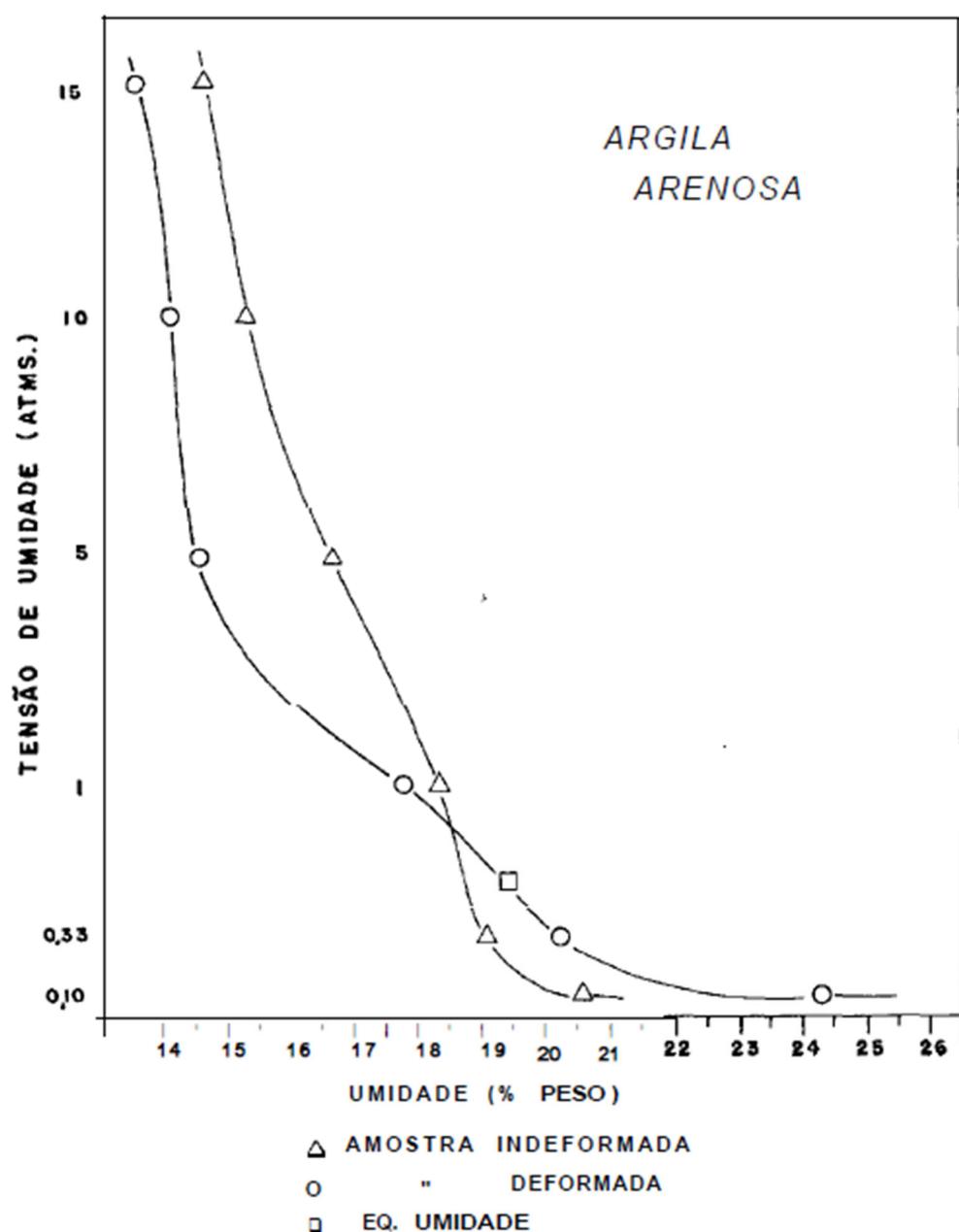


Figura n° 6 - Curvas características da umidade, determinadas em amostras destorroadas e amostras em torrões.

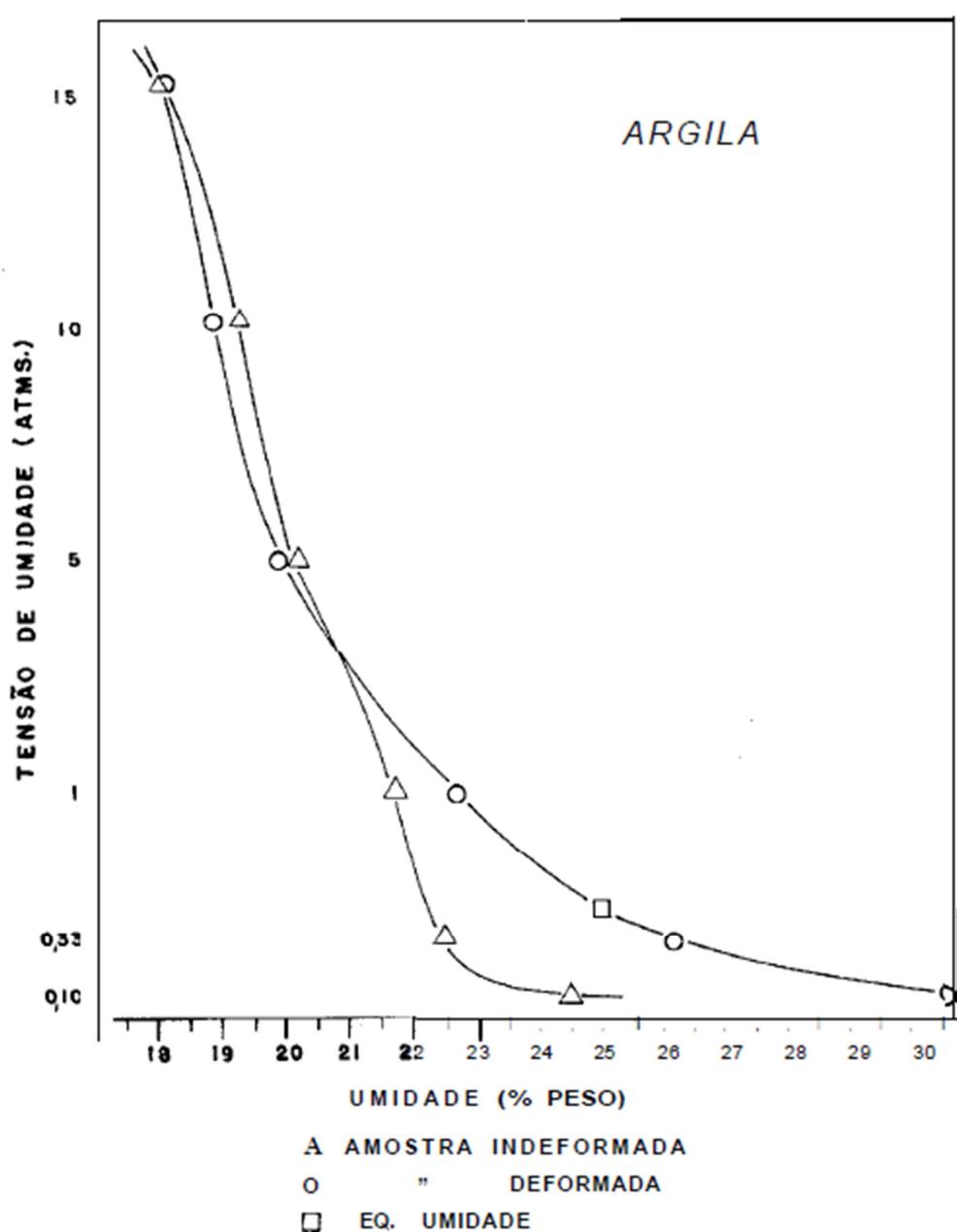


Figura n° 7 - Curvas características de umidade, determinadas em amostras destorroadas e amostras em torrões.

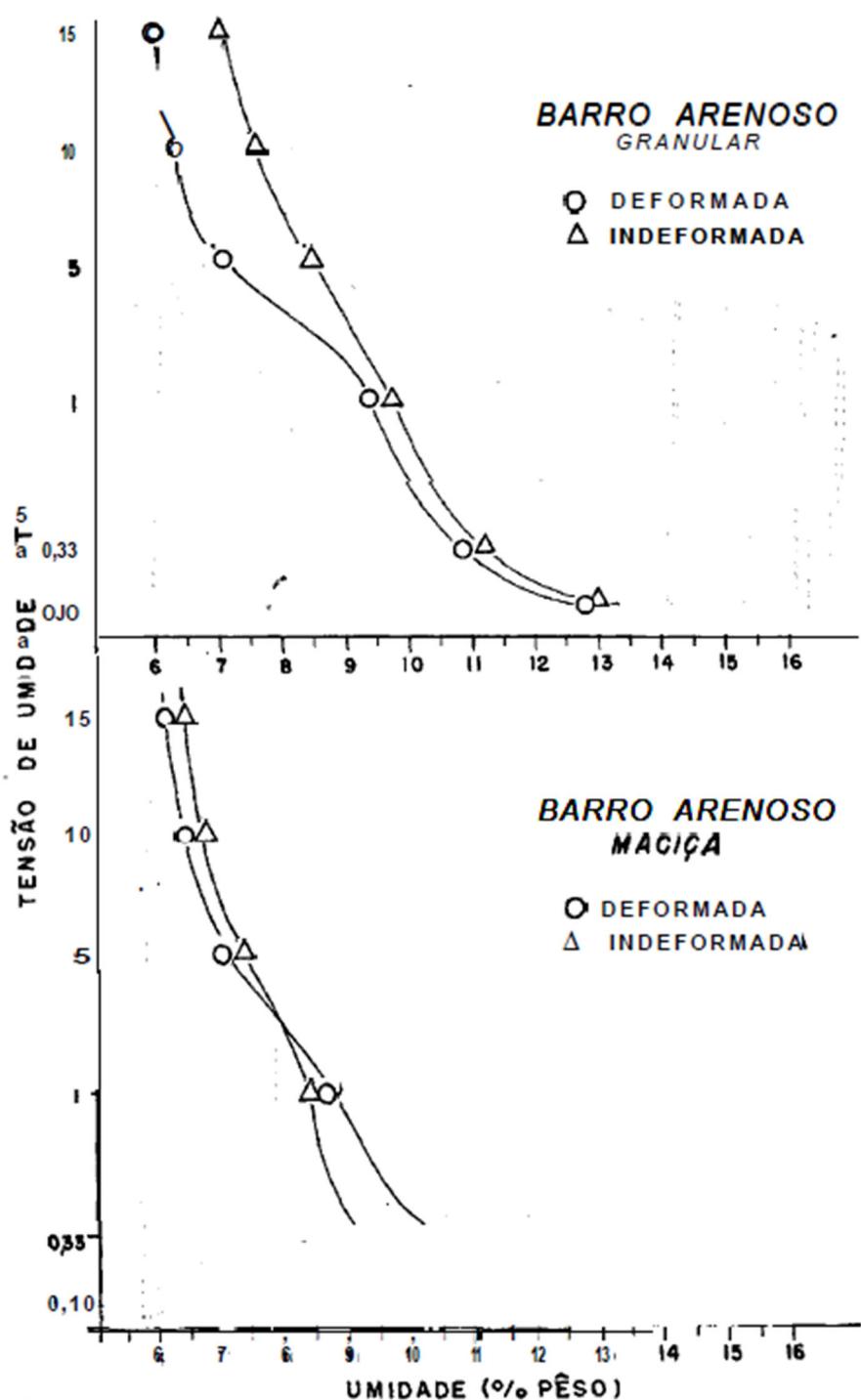


Figura n° 8 - Curvas características de umidade, determinada em amostras destorroadas e amostras em torrões.

Nas amostras de textura barro argiloso, argila barrenta e argila, constatamos que nas baixas tensões as diferenças entre as amostras indeformadas e deformadas são mais pronunciadas do que as verificadas nas texturas médias, promovendo também uma superestimativa de umidade na faixa de capacidade de campo. Nas tensões mais altas, os valores de tensão de umidade a 15 atmosferas são próximos e as diferenças não são significativas.

As curvas obtidas com os dois tipos de amostras, correspondentes às sete classes de textura, estão representadas nas figuras de 1 a 7 e mostram as diferenças na capacidade de retenção de água resultante da modificação da estrutura; essas curvas se assemelham às obtidas por Richards e Fireman (1943), Salter e Williams (1965a) e Coelho (1971), utilizando, porém, amostras com estrutura indeformada coletadas com anel.

Além da textura, a estrutura desempenha um papel muito importante na capacidade de retenção de água, atuando principalmente na retenção de água a baixa tensão, devido aos macroporos ou poros entre os agregados.

As variações do teor de umidade, verificadas na capacidade de campo, são influenciadas mais diretamente pelo tipo de estrutura do que pela presença de macroporos, dentro de uma mesma classe de textura. Nas tensões mais elevadas, principalmente no ponto de murchamento, a influência não é tão marcante. Não queremos, no entanto, dizer que todas estas variações ocorridas nas características de umidade, dentro de uma mesma classe de textura, possam ser acompanhadas por uma diferença estrutural dentro do solo. As pequenas diferenças na distribuição das partículas por tamanho e o teor de matéria orgânica devem também contribuir para essas variações.

Os dados apresentados no quadro nº 13 e na figura nº 8, permitem verificar as variações ocorridas na capacidade de retenção de água disponível nas características de umidade obtidas nas diferentes classes de textura.

Numa observação mais detalhada do aspecto estrutural dessas amostras, notamos que solos de classes de textura diferentes e que apresentam estrutura semelhantes, retêm diferentes teores de umidade, o que vem confirmar que a textura é básica e determinante das características de umidade dos solos. Os resultados obtidos em solos diferentes, porém de mesma textura, apresentam variações de retenção de umidade, como por exemplo o barro arenoso. Essas variações são atribuídas, principalmente, às diferenças no teor de matéria orgânica e tipos de estrutura.

Considerando as amostras com estrutura natural em torrões verificamos que as amostras de estrutura granular retêm mais água do que as de estrutura maciça tanto em baixa como em altas tensões. Comparativamente, o efeito causado pela destruição da estrutura, modificando inteiramente o arranjoamento das partículas é que imprime nas amostras uma característica de retenção de umidade inteiramente diferente da original, onde os solos de estrutura maciça retêm mais água à baixa tensão do que os de estrutura granular, e esta, praticamente não se altera quando comparada com a estrutura original.

Nas altas tensões, novamente, o mecanismo de retenção de água se modifica; os solos de estrutura granular, quando destorreados, retêm menos água que o solo original e nos solos de estrutura maciça a retenção praticamente, não se altera.

O que se conclui é que o maior afastamento entre os valores de retenção de umidade, verificado na mesma classe de textura (fig. 3) em altas tensões principalmente a 15 atmosferas, se deve ao tipo de estrutura granular e em baixa tensão à estrutura maciça.

Verificando os valores de argila dispersa, nos solos com os dois tipos de estrutura, notamos que, em média, as amostras de estrutura maciça possuem valores superiores aos de estrutura granular, o que vem causar maior

retenção de umidade à baixa tensão, motivadas pela diminuição do diâmetro dos poros. Nas altas tensões esse efeito é desprezível e a maior retenção de umidade é verificada nas amostras em torrões de estrutura granular. Isto naturalmente ocorre pelo valor mais elevado de matéria orgânica e ao baixo valor de densidade aparente, onde os poros dentro dos agregados promovem a maior retenção de umidade. Elrick e Tanner (1955) verificaram que variações nas características de retenção de água nos solos, obtidas com tensão acima de 1,0 atmosfera, não eram influenciadas pela estrutura. No entanto, constatamos que a estrutura é importante tanto em altas como em baixas tensões, principalmente em solos de textura média.

#### 4.2. Capacidade de Campo

Os diferentes métodos de medida do limite superior da água disponível têm um efeito bem maior sobre os valores da água disponível do que os utilizados na determinação do limite inferior. Um grande número de trabalhos mostra, também, que as determinações feitas em Laboratório a 1/3 atmosferas, utilizando amostras destorroadas, causam uma superestimativa do valor da capacidade de campo e mesmo as determinações a 1/3 atmosferas feitas em amostras indeformadas, podem diferir das determinações diretas de campo em algumas classes de textura (Salter e Williams, 1965).

Várias pesquisas têm mostrado que a tensão de umidade na capacidade de campo varia desde 0,05 até 0,66 atmosferas para diferentes classes de textura e que na maioria das vezes as tensões são inferiores a 0,33 atmosferas (Jamison e Kroth, 1958). Nas amostras analisadas mostramos os efeitos causados pela modificação estrutural das amostras, principalmente nas tensões em torno de 0,10 e 0,33 atmosferas, onde as amostras destorroadas retêm mais umidade do que os torrões, exceto nas amostras de textura areia e areia

barrenta, nas quais os torrões retêm mais umidade, mas as diferenças não são significativas, como acontece nas demais classes texturais.

Considerando as determinações feitas a 1/3 de atmosferas como valores próximos a capacidade de campo desses solos, foram executadas correlações entre os valores de 1/3 atmosferas das amostras deformadas e indeformadas. Nas amostras estudadas verificamos que estes valores são diferentes, sendo que os resultados obtidos nas amostras indeformadas, podem ser considerados mais próximos das condições de campo.

#### 4.2.1. Equivalente de umidade

Comparando os valores do equivalente de umidade com as tensões de umidade entre 0,1 e 0,33 atmosferas, obtidas em amostras com estrutura deformada, verificamos que, das trinta e quatro amostras analisadas, onze apresentavam valores abaixo de 1/3 atmosferas vinte com valores entre 1/3 e 1,0 atmosferas duas com valores em torno de 0,1 atmosfera e uma com valor em torno do 1/3 atmosfera.

Os valores reunidos em classes de textura, como pode ser verificado no quadro 13, mostram que o equivalente de umidade, para as amostras de textura areia, se encontra entre as tensões de 0,1 e 1/3 atmosferas. Para as texturas areia barrenta, barro arenoso, barro-argilo-arenoso os valores estão em torno de 1/3 atmosferas e nas texturas barro argiloso, argila arenosa e argila estão acima de 1/3 atmosferas. Como as amostras analisadas estão predominantemente, dentro das classes de textura média, verificamos correlação entre o equivalente de umidade e os teores de umidade em equilíbrio com tensões de 0,1 a 1/3 atmosferas, encontrando valores altamente significativos, ao nível de 1 %, para ambos 03 valores sendo que o coeficiente de correlação (r) para tensão a 1/3 atmosferas  $r = 0,981^{**}$  e para 0,1 atmosferas  $r = 0,943^{**}$

Estudamos, ainda, a relação entre a média dos valores de umidade a 0,1 e 1/3 atmosferas e o equivalente de umidade; para o total de amostras esta relação é igual a 1,123, indicando que o equivalente de umidade é superior à umidade na faixa representaria pela média Richards e Weaver (1944) obtiveram a mesma relação e encontraram valor de 1,06, enquanto Coelho (1971) obteve o valor de 1,145. Nas curvas apresentadas nas figuras de 1 a 7, constam 03 valores do equivalente de umidade assinalados nas curvas das amostras destorroadas.

#### 4.3. Ponto de Murchamento

Vários métodos de determinação do ponto de murchamento foram testados, verificando-se que as percentagens de umidade diferem, afetando os cálculos de disponibilidade de água.

Através dos resultados, verificamos que os valores obtidos com amostras naturais em torrões e amostras destorroadas variam em função da classe textural. Nas texturas areia, areia barrenta, barro arenoso e argila arenosa verificar-se que os torrões retêm mais umidade do que a amostra destorroada, por essas variações não ultrapassam a 2 % de umidade. Nas classes de textura barro-argila-arenoso, barro argiloso e argila, as amostras destorroadas retêm mais umidade do que os torrões, e as variações não ultrapassam a 1%. Para utilização prática essas diferenças não são significativas como vemos na figura nº 9, onde correlacionamos as determinações de umidade a 15 atmosferas, feitas em torrões e amostras destorroadas, e obtivemos um coeficiente de correição  $r = 0,899^{**}$ , altamente significativo.

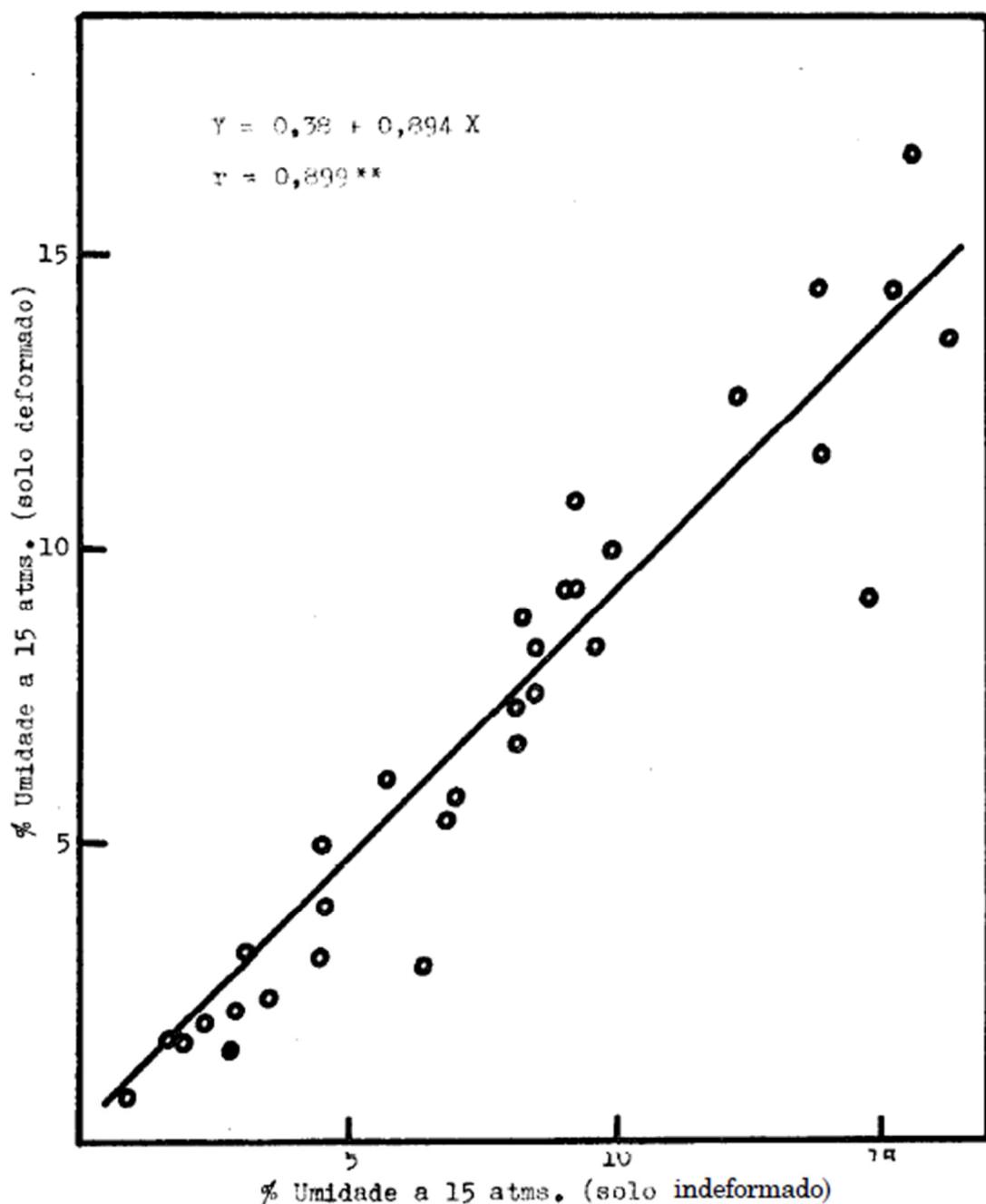


FIGURA N 9 - Relação entre as percentagens de umidade a 15 atms. em amostras de solo deformada e indefor-mada.

Entretanto, dependendo da classe textural e do tipo de estrutura predominante dentro da classe textural, esses valores podem ter significado bastante amplo. Salter e Williams (1965<sub>a</sub>) e (1965<sub>b</sub>) estudando solos de textura média testaram vários métodos de determinação do ponto de murchamento e verificaram que as determinações feitas em amostras com estrutura natural poderiam ser consideradas como uma medida real do limite inferior de água disponível, na maioria dos solos estudados. Slatyer (1957) determinou o ponto de murchamento permanente usando plantas e percentagem de umidade a 15 atmosferas e verificando que as determinações de percentagem de umidade a 15 atmosferas, feitas em amostras indeformadas se mostravam como um valor ótimo do limite inferior de água disponível.

Os valores mais elevados de umidade a 15 atmosferas, tanto nas amostras destorroadas como em torrões, correspondem às classes de textura barro argiloso, argila arenosa e argila. A relação entre a umidade a 15 atmosferas e a percentagem de argila foi constatado por Lund (1959) quando verificou que a elevação da percentagem de argila corresponde a uma elevação no teor de umidade a 15 atmosferas, e concluiu que nos solos argilosos, em geral, a água fica retida a uma tensão superior a 15 atmosferas. Nos solos aqui estudados procurou-se correlacionar a percentagem de umidade a 15 atmosferas e a percentagem de argila, obtendo-se uma correlação altamente significativa ( $r = 0,920^{**}$ ) ao nível de 1 %, como vemos na figura nº 10.

#### 4.4. Capacidade de água disponível

Os valores de água disponível, expressos em percentagem por volume, foram determinados pela diferença entre os teores de umidade obtidos a 0,33 e 15 atmosferas. Constam do quadro 13 os valores de água disponível, separados em classes de textura, obtidos em amostras indeformadas coletadas com anel e torrões, e amostras deformadas passadas em peneira de 2 mm.

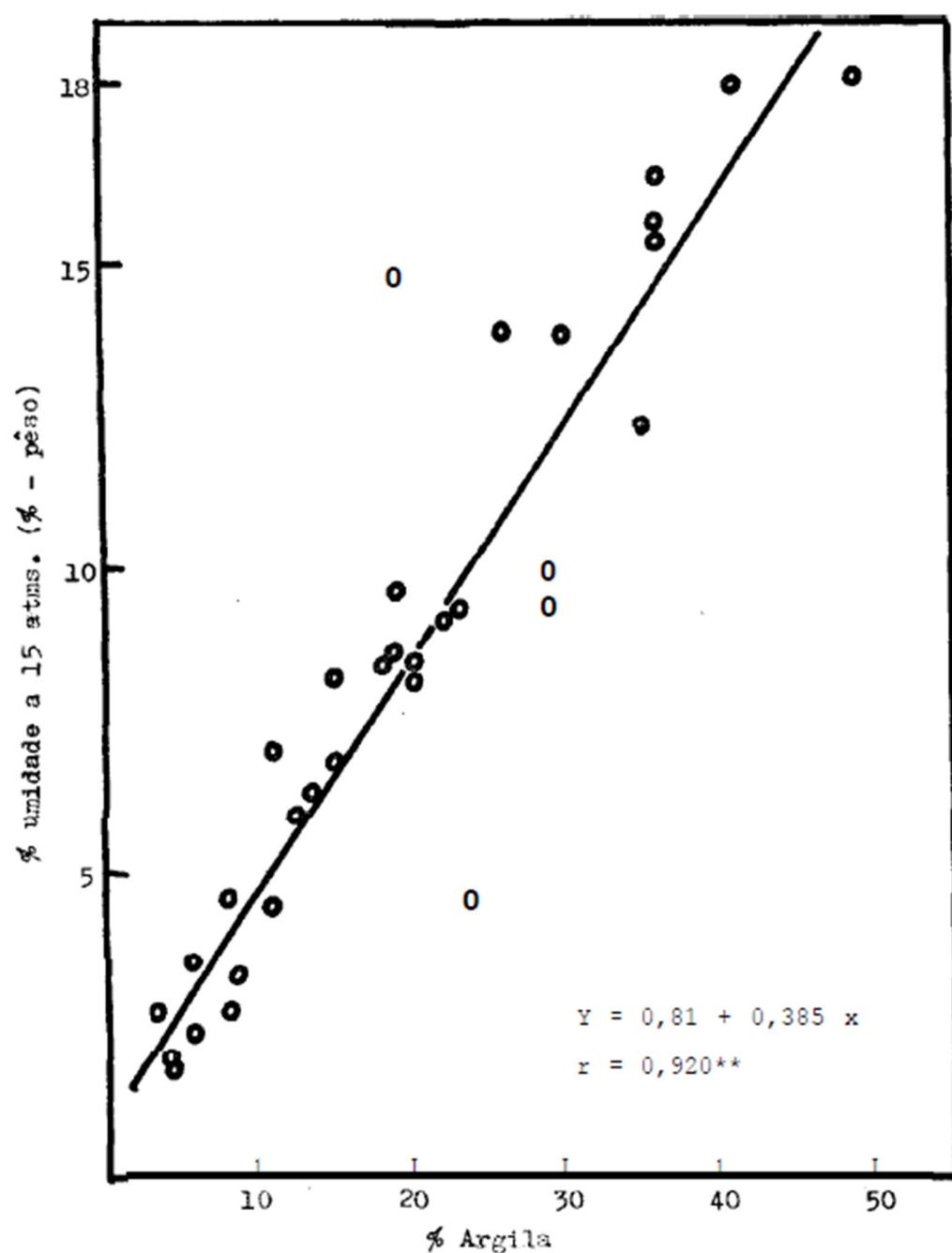


FIGURA N° 10 - Relação entre percentagem de argila e percentagem de umidade a 15 atm.

Os valores de água disponível variam nas amostras indeformadas e deformadas, e essas diferenças são maiores em função da textura e estrutura. Salter e Williams (1956b) constataram que solos de textura média, retêm teores elevados de água disponível e solos de textura fina retêm baixos teores de água disponível.

Jamison e Kroth (1958) e Lund (1959) constataram que a matéria orgânica influencia mais diretamente a estrutura do que os limites superior e inferior da água disponível. No entanto, verificaram que a matéria orgânica associada ao silte aumenta a capacidade de água disponível, e que ela isoladamente não produz tal efeito, afirmando, ainda, que a contribuição da matéria orgânica é mais aparente do que real.

Com o propósito de verificar o efeito do método de amostragem e da textura, na capacidade de retenção de água disponível, apresentamos um quadro de variância envolvendo dados de água disponível obtidos nas três amostras de solos, apresentando esses dados separados por classe de textura.

Quadro N° 14 - QUADRO DE VARIÂNCIA - Análise realizada com dados transformados:  
 $\hat{\text{Ângulo}} = \text{arc sen} \sqrt{\text{porcentagem}}$

Fator de Variação	G.L.	S.Q.	Q.M.	F.
Total	98	1836,07	-	-
Entre Método	2	73,67	36,84	3,26*
Entre Textura	6	650,63	108,42	9,61**
Mét. X Text.	12	232,35	19,36	1,72
Resíduo	78	879,52	11,26	

Constatamos que há diferenças significativas entre métodos, diferenças altamente significativas entre texturas, e não há diferença significativa para a interação métodos X texturas.

Aplicando o teste de Tukey, comparando os contrastes entre duas médias verificamos, que as amostras destorroadas diferem das amostras dos torrões e dos anéis e que estas duas não diferem entre si.

$\bar{X}$ (em %)	
Amostras destorroadas	- 7,39
Anel	- 6,97
Torrão	- 5,42
$\Delta 5\% = 1,972$ (dados transformados)	

Verificando os contrastes para a textura, e as médias, notamos que as amostras de textura areia, areia barrenta, barro arenoso, barro-argilo-arenoso e argila não diferem entre si, indicando que os limites superior e inferior da água disponível não se modificam em função da classe de textura. No entanto, as amostras das classes texturais barro argiloso e argila arenosa não diferem entre si, diferindo, porém, das demais.

$\bar{X}$ (em %)	
B. Argiloso	- 11,33
Arg. Arenosa	- 6,11
Argila	- 8,23
B. Arenoso	- 6,72
B. Arg. Arenoso	- 8,23
A. Barrenta	- 4,75
Areia 2,79	- 2,79

$$\Delta 5 \times 14 = 5,32 \quad \Delta 5 \times 2 = 8,57 \quad \Delta 14 \times 3 = 6,48$$

$$\Delta 3 \times 2 = 9,33 \quad \Delta 2 \times 2 = 10,27 \quad \Delta 5 \times 3 = 7,45$$

$$\Delta 5 \times 5 = 6,46 \quad \Delta 14 \times 2 = 7,73 \quad \Delta 3 \times 3 = 8,37$$

$\Delta s$  - calculado para aos dados transformados.

Nas amostras de texturas extremas (areia e argila) apesar de apresentarem diferentes limites no intervalo de água disponível, a variação desses limites não difere entre si, isto é, em ambas as classes de textura os limites superior e inferior da água disponível sobem ou descem, mantendo constante o intervalo característico de cada classe.

As amostras que apresentam maior capacidade de água disponível, possuem valores mais elevados de silte e areia fina. Jamison e Kroth (1958), Lund (1959) e Salter et al (1966) obtiveram correlação negativa para areia, baixa correlação para argila e correlação significativa para silte grosso (0,02-0,05 mm), que corresponde a um intervalo entre a areia fina no sistema Internacional (0,2-0,02 mm) e areia muito fina no sistema Americano (0,1-,05 mm).

Salter e Williams (1969) verificaram que a areia fina, (0,2-0,02 mm) apresenta correlação positiva com a água disponível.

Verificamos dentre as amostras estudadas que a água disponível nos torrões apresenta correlação significativa ao nível de 1 %  $r = 0,509$  com a percentagem de silte. Notamos ainda, que as amostras com valores mais elevados de areia fina (0,2-0,05 mm) e silte (0,05-0,002 mm), correspondem aos valores mais elevados de água disponível.

## 5. SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Foram estudadas as características de umidade de seis séries de solos da área da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, sendo que duas delas pertencentes ao grande grupo Podzólico Vermelho Amarelo e quatro ao grande grupo Hidromórfico Cinzento.

As determinações de umidade foram realizadas em amostras destorroadas e amostras em torrões parafinados com estrutura indeformada. Utilizou-se extratores de placa porosa para determinar os teores de umidade em equilíbrio com tensões de 0,10 - 0,33 - 1,0 - 5,0 - 10,0 e 15,0 atmosferas. Foram ainda, utilizadas amostras com estrutura indeformada, coletadas com anel e equilibradas com tensões de 0,33 e 15 atmosferas.

Através dos dados obtidos, expressos em percentagem por volume, verificamos que há diferenças significativas entre os tipos de amostras, deformada e indeformada, sendo que o efeito da estrutura na capacidade de retenção de umidade é mais frequente nos solos de textura média do que nas texturas extremas. Foi verificado, ainda, que os solos de textura barro argiloso e argila arenosa retêm mais água disponível que as demais classes de texturas.

As variações no teor de umidade, ocorridas nas baixas tensões, são mais frequentes do que em altas tensões, principalmente nos solos de textura fina. Foram obtidas correlações que comprovam que a retenção de umidade

aumenta com a elevação da percentagem de argila.

Os dados obtidos permitiram as observações acima e algumas conclusões a seguir:

- 1) As curvas realizadas nas amostras destorroadas e em torrões mostram diferenças na capacidade de retenção de umidade, motivadas pela mudança estrutural sendo que essas diferenças são maiores nos solos de textura fina, principalmente nas tensões abaixo de 1,0 atmosfera.
- 2) O uso de amostras com estrutura alterada, para cálculos de capacidade de água disponível, deve ser evitado, especialmente nas tensões em torno da capacidade de campo.
- 3) Apesar das diferenças na percentagem de umidade a 15 atmosferas não serem significativas nas amostras deformadas e indeformadas, as pequenas variações permitem concluir que as determinações realizadas nas amostras com estrutura indeformadas são mais condizentes com as condições de campo do que as amostras com estrutura deformada.
- 4) As determinações de umidade feitas na faixa de 0-0,33 atmosferas em amostras deformadas, produzem uma superestimativa da capacidade de água disponível e esses valores, quando transformados em percentagem por volume, superestimam ainda mais a capacidade de retenção de água disponível, notadamente no limite superior da água disponível.
- 5) A correlação altamente significativa obtida entre o equivalente de umidade e tensões de umidade a 0,1 e 0,33 atmosferas, determinadas em amostras destorroadas, não é suficiente para se aconselhar o seu uso como valor

correspondente ao limite superior da água disponível, tendo em vista que foi verificado que as amostras destorroadas não dão a real estimativa da água disponível.

- 6) Os valores mais elevados de água disponível correspondem aos solos de textura média, onde o silte condiciona a maior elasticidade entre os limites superior e inferior da água disponível.
- 7) A contribuição da estrutura na capacidade de retenção de umidade é bastante evidente, principalmente nos solos de textura média, onde as variações ocorridas na retenção de umidade são devidas ao tipo de estrutura.
- 8) Os métodos de amostragem estudados comprovam que as amostras com estrutura indeformadas coletadas em anel não diferem das obtidas com amostras em torrões, dentro da faixa de água disponível e que tanto o anel como o torrão podem ser utilizados nos cálculos de água disponível.
- 9) Pelas análises ficou constatado que não há diferenças significativas entre os métodos e a textura, e que os torrões poderão ser utilizados para cálculos de água disponível em qualquer classe de textura.
- 10) Comparando as curvas características de umidade obtidas nos torrões com as obtidas nos anéis por outros pesquisadores, dentro da mesma classe de textura, constatamos que o método do torrão poderá ser utilizado nas determinações dos limites superior e inferior da água disponível, quando se utiliza os equipamentos de Richards para avaliação da umidade a 1/3 e 15 atmosferas.

## 6. BIBLIOGRAFIA

Arena, A. Método tonométrico simples para la determinacion indirecta del coeficiente de murchitez del suelo. Separata da revista argentina de Agronomia, 3:220-234. 1941.

Bartelli, L. J. and Peters, D. B. Integrating soil moisture characteristics with classification units of some Illinois soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 23:149-151. 1959.

Baver, L. D. Soil Physics. 3rd. Edition. John Wiley & Sons. Inc., New York. 1956.

Bay, R. R. An inexpensive soil tube jack. Soil Sci. 90:303-304. 1959.

Black, G. R. Bulk density. In: Methods of analysis. Part. 1 Ed. C. A. Black. Amer Soc. of Agron., Madison, Wisc. 1965.

Boersma, L. Field measurement of hydraulic conductivity below a water table. In: Methods of Soil Analysis. Part. 1. Ed. C. A. Black. Amer. Soc. Agron, Medison, Wisc. 1965.

Bolter, D. H. Hidraulic Conductivity of plants. Soil Sci. 100 (4) :227-231. 1965.

Bolt, G. H. and Miller, R. D. Calculation of total and component potentials of water in Soil Trans. Am. Geogr. Union. 39(5):917-928. 1958.

Brasher, B. R.; Franzmeier, D. P.; Valassis, V. and Davidson, S. E. Use of Saran to coat natural soil clods for bulkdensity and water-retention measurements. Soil Sci. 101:108. 1966.

Briggs, L. J. The mechanics of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Bur. Soil Bul. 1897.

Briggs, L. J. e McLane, J. W. The moisture equivalent of soils. U. S. Dept. Agr. Bur. Soil Bul. 45:1-23. 1907.

Briggs, L. J. e Shantz, H. L. The Wilting coefficient for different plants and its indirect determination. U. S. Dept. Agr. Bur. Plant. Ind. Bul. 230:1-83. 1912.

Buckingham, E. Studies of movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils. Bul. 38:1-61. 1907.

Castro, A. F. de e Antunes, F. dos Santos. I Contribuição no estudo da disponibilidade da água nos solos que ocorrem na água da Universidade Rural. Agronomia (Brasil). 17:15-24. 1959.

Childs, E. C. and George, N. C. Interaction of water and porous material. Soil geometry and Soil-water equilibria. Discussions of the Faraday Society. 3:78-85. 1948.

Coelho, M. A. Características de umidade de alguns solos de aluvião: Normais, Sádicos e Sádico-Salinos. Tese. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 1971.

Coile. T. S. Soil samplers. Soil Sci. 42:139-142. 1936.

Colman, E. A. The dependence of field capacity upon depth of wetting of field soil. Soil Sci. 58:43-53. 1944.

Costa, J. B. da. Água no solo. Coleção "a terra e o homem". n° 24, Lisboa. 1952.

Edlefsen, N. E. and Anderson, A. B. C. Thermodinamics of soil moisture. Hilgardia. 15:31-298. 1943.

Elrick, D. E. and Tanner, C. B. Influence of sample pretreatment on soil moisture retention. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 19:279-282. 1955.

Fagundes, A. B. et al. Contribuição para o estudo dos solos da baixada de Sepetiba. Rio de Janeiro, Brasil. Anais da 1ª reunião brasileira de Ciência do Solo. 1947. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 393-

526. 1950.

Fagundes, A. B. et al. Segunda Contribuição para estudo dos solos da baixada de Sepetiba. Rio de Janeiro, Brasil. Anais da 2<sup>ª</sup> reunião brasileira de Ciência do Solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 461-526. 1949.

Franzmeier, D. P.; Whiteside, E. P. and Erickson, A. E. Relationships of texture classes of fine earth to readily available water. Trans of 7th International Congress of Soil Science. Vol 1:354-363. Madison, Wisc. 1961.

Gardner, W. R. Soil water relations in arid and semi-arid conditions. Plant-water relationships in arid and semi-arid conditions. Reviews of Research (Arid zone research XV). 1960.

Gavande, S. A. Water retention characteristics of some Costa Rican soils. Turrialba. 18(1):34-38. 1968.

Gradwell, M. W. The moisture-holding properties of Waikato soils and methods of their determination. New Zealand Journal of Agric. Research. 11(3):631-654. 1968.

Grohmann, E. e Medina, H.C. Características de umidade dos principais solos do Estado de São Paulo. Bragantia, 21 (18) :286-295. 1962.

Hill, J. N. S. and Summer, M. E. Effect of bulk density on moisture characteristics of soils. Soil Sci. 103 (4) :234-238. 1967.

Jamison, V. C. and Kroth, E. M. Available moisture storage capacity in relation to textural composition and organic matter content of several Missouri soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 22 (3) :189-192. 1958.

Klute, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: Methods of Soil Analysis. Part 1. Ed. C. A. Black Amer. Soc. of Agron. Madison, Wisc. 1965.

Lemos, P. O. C. Contribuição ao estudo físico dos solos da Universidade Rural. Agronomia (Brasil). 9 (2) :169-184 . 1950.

Lemos, P. O. C. e Castro, A, F. Contribuição ao estudo da capacidade de

armazenamento de água das chuvas em solos da série Itaguaí. Instituto de Ecologia e Experimentação Agrícolas (Brasil). Boletim Técnico nº 15. 1955.

Lund, Z. F. Available water-holding capacity of alluvial soils in Louisiana. Soil Sci. Soc. Amer Proc. 23 (1) :1-3. 1959.

McIntyre, D. S. and Loveday, J. Problems of determination of soil density and moisture properties from natural clods. Soil Sci. 105 (4) :232-236. 1968.

Mendes, W. et al. Contribuição ao mapeamento em séries de solos do Município de Itaguaí. Instituto de Ecologia e Experimentação Agrícola (Brasil). Boletim técnico nº 12. 1954.

Nielsen, D. R. and Shaw, R. H. Estimation of the 15-atmosphere moisture percentage from hydrometer data. Soil. Sci. 86:103-106. 1958.

Oliveira, L. B. de. Coeficiente de permeabilidade de dois tipos de (solo aluvial) da Estação Experimental de Curado. Bol. Téc. Inst. Agron. Nord. (Brasil). 16:3-32. 1961.

Oliveira, L. B. de e Martins, A. M. C. M. Considerações sobre a umidade a 15 atmosferas e a umidade de murchamento (Método fisiológico), em solos do Nordeste. Pesq. Agrop. Bras. (Brasil). 1:-91-95. 1966.

Oliveira, L. B. de. Estudo do sistema "solo-água-planta" em solos do Nordeste. Bol. Téc. Inst. Agron. Nord. (Brasil). 14:3-76. 1960.

Oliveira, L. B. de e Mello, V. Estudo da correlação entre a umidade equivalente e a microporosidade em solos do Nordeste. 1- solos podzolizados. Trabalho apresentado no XII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Curitiba (Brasil). 1969.

Oster, J. D.; Rawllins, S. L. and Igualson, R. D. Independent measurement of matric and osmotic potential of soil water. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 33(2):188-192. 1969.

Petera, D. B. Water availability. In: Methods of Soil Analysis. Part. 1. Ed C. A. Black. American Society of Agronomy. Madison, Wisc. 1965.

Ramos, D. P. Levantamento detalhado desolos da área de Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, com base em fotografias aéreas e prospecções do terreno. Tese. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 1970.

Richards, L. A. and Fireman, M. Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. *Soil Sci.* 56:309-404. 1943.

Richards, L. A. and Weaver, L. R. Fifteen-atmosphere percentage as related to permanent wilting percentage. *Soil Sci.* 56: 331-339. 1943.

Richards, L. A. and Weaver, L. R. Moisture retention by some irrigated soils as related to soil moisture tension. *Jour. Agric. Research.* 69:215-235. 1944.

Richards, L. A. ed. Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali soil. *Agriculture Handbook n° 60.* U.S.D.A. Washington, D.C. 1954.

Richards, L. A. Water content changes following the wetting of bare soil in the field. *Soil Sci. Soc. Florida Proc.* 15:142-148. 1955.

Richards, L. A. Physical Condition of water in Soil. Iri: *Methods of Soil Analysis.* Part 1. Ed. C. A. Black. Amer. Soc. of Agron. Madison, Wisc. 1965.

Rose, C. W. *Agricultural Physics.* First Edition. Pergamon Press. New York. 1966. Reprinted. 1969.

Salter, P. J. and Haworth, F. The available water capacity of a sandy loam soil. I. A critical comparison of methods of determining the moisture content of soil at field capacity and the permanent wilting point. *Jour. Soil Sci.* 12:326-334. 1961.

Salter, P. J. and Williams, J. B. The effect of farmyard manure on the moisture characteristics of a sandy loam soil. *Jour. Soil Sci.* 14:73-81. 1963.

Salter, P. J. and Williams, J. B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. I. A critical comparison of techniques for determining the available-water capacity and moisture characteristic

curve of a soil. Jour. Soil Sci. 16:1-15. 1965.

Salter, P. J. and Williams, J. B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. II. Available-water capacity and moisture release characteristics. Jour. Soil Sci. 16:310-317. 1965b.

Salter, P. F.; Berry, G and Williams, J. B. The influence of texture on the moisture characteristics of soil. III, Quantitative relationships between particle size, composition, and available-water capacity. Jour. Soil Sci. 17:93-98. 1966.

Salter, P. J. and Williams, J. B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. IV. A method of estimating the available-water capacities of profiles in the field. Jour. Soil Sci. 18:174-101. 1967.

Salter, P. J. and Williams, J. B. The influence of texture on the moisture characteristics of soil. V. Relationships between particle-size composition and moisture contents at the upper and lower limits of available-water. Jour. Soil Sci. 20:126-131. 1969.

Shaw, C. F. A method of determining the volume weight of soil in field condition. Jour. Amer. Soc. Agron. 9:38-44. 1917.

Slatyer, R. O. The significance of the permanent wilting percentage in studies of plant and soil water relations. Botanical Review. 23(10):585-536. 1957.

Soil Survey of Great Britain. Field Handbook, 10-12. 1960.

Sykes, D. J. Reconsideração do conceito da Umidade de murchamento permanente. Turrialba. 19(4):525-530. 1969.

Sykes, D. J. and Loomis, W. E. Plant and Soil factors in permanent wilting percentages and field capacity storage. Soil Sci. 104(3):163-173. 1967.

Tisdall, A. L. Comparison of methods of determining apparent density of soils. Australian Jour. Agr. Research. 2:349-354. 1951.

Taylor, S. A.; Evans, D.D. and Kemper, W. D. Evaluating soil water. BUL. 426. Agricultural Experiment Station. Utah, State University. 1961.

Uhland, R. E. Physical properties of soils as modified by crops and management. *Soil Sci. Amer. Proc.* 14:361-366. 1949.

U. S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL SURVEY STAFF, *Soil Survey manual*. (Handbook, 18). Washington. D. C. 1951.

Veihmeyer, F. J. An improved soil sampling tube. *Soil Sci.* 27:147-151. 1929.

Veihmeyer, F. J. and Hendrickson, A. H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. *Soil Sci.* 32:181-193. 1931.

Vettori, L. e Pierantoni, H. Análise granulométrica. Novo método para determinar a fração argila. Equipe de Pedologia e Fertilidade do Solo. (Brasil). *Boletim Técnico* n° 3. 1968.

Wilcox, J. C. Rate of soil drainage following an irrigation III. A new concept of the upper limit of available moisture. *Canad. Jour. Soil Sci.* 42:122-128. 1962.

Young, K. and Dixon, J. D. Overestimation of water content at field capacity from sieved sample data. *soil sci.* 101:104-107. 1966.

Zur, B. Osmotic control of the matric Soil-water potential. I. Soil-water system. *Soil Sci.* 102 (6) :394-398. 1966.