

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAIBA
CENTRO DE CIENCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE POS GRADUACAO EM ENGENHARIA AGRICOLA

**UTILIZAÇÃO DAS RELAÇÕES ENERGIA / UNIDADE
NA CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-HIDRICA DOS SOLOS**

POR

CLEDSON GOMES CIRINO

(ENGENHEIRO AGRICOLA)

CAMPINA GRANDE - PARAIBA

AGOSTO / 1992

CLEDSON GOMES CIRINO

*UTILIZAÇÃO DAS RELAÇÕES ENERGIA / UMIDADE
NA CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-HIDRICA DOS SOLOS*

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal da Paraíba, em cumprimento às exigências para obtenção do Grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ENGENHARIA DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM

ORIENTADOR: PROF. HUGO O. CARVALLO GUERRA — Ph. D.

CAMPINA GRANDE — PARAIBA

AGOSTO / 1992



C578u

Cirino, Cledson Gomes.

Utilização das relações energia/umidade na
caracterização físico-hídrica dos solos / Cledson Gomes
Cirino. - Campina Grande, 1992.
68 f.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) -
Universidade Federal da Paraíba, Centro de Ciências e
Tecnologia, 1992.

"Orientação : Prof. Dr. Hugo Orlando Carvalho Guerra".
Referências.

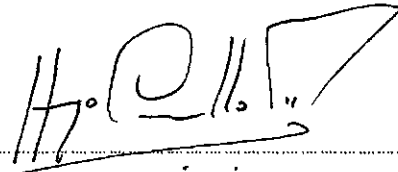
1. Propriedades Físicas do Solo. 2. Umidade do Solo. 3.
Irrigação. 4. Dissertação - Engenharia Elétrica. I. Guerra,
Hugo Orlando Carvalho. II. Universidade Federal da Paraíba
- Campina Grande (PB). III. Título

CDU 631.432.2:631.67(043)

UTILIZAÇÃO DAS RELAÇÕES ENERGIA / UMIDADE
NA CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-HIDRICA DOS SOLOS

CLEDSON GOMES CIRINO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 14 / 08 / 92




HUGO ORLANDO CARVALLO GUERRA - Ph. D.

ORIENTADOR



LUCIA HELENA GAROFALO CHAVES, Dra.

EXAMINADORA



JOSÉ RENATO CORTEZ BEZERRA, M.Sc.

EXAMINADOR

CAMPINA GRANDE - PARAIBA.

H O M E N A G E N S

À minha mãe, Helena Gomes Cirino,
que está sempre presente nas
horas difíceis.

À minha esposa, Valéria Maria
Nascimento Cirino, pelo o amor
e paciência de melhores dias.

Ao meu filho, Nathan Nascimento
Cirino, que só me dá felicidade
e orgulho.

Com muito respeito e alegria
aos demais familiares.

EM MEMORIA

Ao meu pai, JOSÉ CARLOS CIRINO,
que mesmo ausente em corpo,
sempre está presente em meu
coração.

D E D I C O

Ao meu DEUS e SENHOR, que me
proporcionou a vida e salvação.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal da Paraíba, por intermédio do Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realizar o curso de mestrado em Engenharia Agrícola.

Ao prof. Hugo Orlando Carvalho Guerra pela amizade e inestimável orientação deste trabalho.

A profã e Engã Agrônoma Norma César de Azevedo pela contribuição na coleta de material de pesquisa.

Aos funcionários do Laboratório de Irrigação e Salinidade - UFPb, pelo auxílio prestado nas análises de solo.

Ao funcionário do Laboratório de Engenharia de Irrigação da UFPb, Sr. Carlos Bedialli Mentone pela sua contribuição.

Aos professores do Mestrado em Engenharia Agrícola, que contribuíram no meu desenvolvimento intelectual.

Finalmente, a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para que este trabalho fosse realizado.

R E S U M O

Três solos diferentes (Arenoso, Barro Argilo Arenoso e Argilo Arenoso) foram usados para testar a utilização da curva característica de umidade do solo na determinação de alguns parâmetros físico-hídricos do solo, importantes no planejamento da irrigação. Os resultados obtidos desta forma, para cada parâmetro (porosidade total, porosidade efetiva, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e condutividade hidráulica) foram comparados estatisticamente com aqueles obtidos da forma convencional de campo ou laboratório. Os resultados permitem concluir que a metodologia proposta constitui-se uma confiável alternativa para a determinação dos parâmetros estudados.

ABSTRACT

Three different soils (Sandy, Sandy Clay Loam and Sandy Clay) were used to test the use of the soil moisture characteristic curve for the physical-hydric characterization of soils. The obtained results (total porosity, effective porosity, field capacity, permanent wilting point and hydraulic conductivity) were statistically compared with those obtained by laboratory or field conventional methods. The results allow to conclude that the proposed methodology is a reliable alternative for the determination of the studied parameters.

I N D I C E G E R A L

PAGINA

CAPITULO I - INTRODUÇÃO

CAPITULO II - REVISÃO DE LITERATURA

2. Caracterização físico-hídrica dos solos	3
2.1. - Distribuição do tamanho das partículas	4
2.2. - Densidade global (ou Densidade aparente)	4
2.3. - Porosidade	8
2.4. - Capacidade de campo	12
2.5. - Ponto de murcha permanente	14
2.6. - Condutividade hidráulica	17

CAPITULO III - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. - Os solos	24
3.2. - Parâmetros estudados	24
3.3. - Determinações	26
3.3.1. - Metodologia convencional	26
3.3.1.1. - Porosidade total	26
3.3.1.2. - Porosidade efetiva	26

3.3.1.3.	- Capacidade de campo	27
3.3.1.4.	- Ponto de murcha permanente	28
3.3.1.5.	- Condutividade hidráulica	29
3.3.1.6.	- Condutividade capilar	30
3.3.2.	- Metodologia proposta	30
3.3.2.1.	- Porosidade total	31
3.3.2.2.	- Porosidade efetiva	31
3.3.2.3.	- Capacidade de campo	33
3.3.2.4.	- Ponto de murcha permanente	33
3.3.2.5.	- Condutividade hidráulica	33
3.3.2.6.	- Condutividade capilar	34
4.	- Análises dos resultados	34

CAPITULO IV - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1.	- Curva característica da unidade do solo	37
4.2.	- Porosidade	40
4.3.	- Distribuição do tamanho dos poros	45
4.4.	- Capacidade de campo	45
4.5.	- Ponto de murcha permanente	50
4.6.	- Condutividade hidráulica	54

CAPITULO V - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

CAPITULO VI - REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

APENDICE

LISTA DE TABELAS

TABELA		PAGINA
01	Caracterização física dos solos estudados	25
02	Dados médios de tensões e unidades, obtidos através da panela de pressão e da mesa de tensão, para os três solos estudados (média de três repetições)	30
03	Porosidade total determinada por diferentes métodos para os três solos estudados	41
04	Porosidade efetiva determinada por diferentes métodos, para os três solos estudados	43
05	Capacidade de campo dos três solos estudados, determinados por métodos diferentes	47
06	Determinação do ponto de murcha permanente, para os três solos estudados	51

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	PAGINA
01 - Curva característica de unidade dos solos estudados	39
02 - Distribuição do tamanho dos poros dos solos estudados	46
03 - Condutividade hidráulica em função da unidade dos solos estudados	56

CAPITULO I

INTRODUÇÃO

Uma irrigação projetada com dados incorretos pode e geralmente *inviabiliza* um projeto. O pleno conhecimento dos parâmetros necessários para a elaboração de um projeto de irrigação racional, tais como: facilidade com que a água movimenta-se no solo, disponibilidade de água no solo para as plantas, aeração e porosidade efetiva do solo, é *indispensável* no processo de planejamento e dimensionamento da irrigação e drenagem de terras agrícolas. Estes parâmetros são geralmente obtidos através da determinação, no laboratório, de propriedades físico-hídricas tais como: Densidade Global, Capacidade de Campo, Ponto de Murcha Permanente, Porosidade e Condutividade Hidráulica. Normalmente, a determinação destas propriedades físico-hídricas, é

prejudicada por problemas de falta de equipamentos, pelo excessivo tempo que sua determinação precisa ou simplesmente pelo custo. Existem, no entanto, critérios e/ou metodologias empíricas que permitem estimar estes parâmetros sem precisar determinar todas estas propriedades físico-hídricas no campo ou no laboratório.

O objetivo do presente trabalho é avaliar a metodologia que utiliza a curva característica da umidade do solo para determinar algumas das propriedades físico-hídricas necessárias na elaboração de projetos de irrigação.

CAPITULO II

REVISÃO BIBLIOGRAFICA

2. - Caracterização físico-hídrica dos solos

A caracterização do solo nos seus aspectos físico-hídricos é de primordial importância no estudo do equilíbrio das relações solo/água/planta/atmosfera, indispensável para o normal desenvolvimento das plantas e para uma racional elaboração dos projetos de irrigação (PROGRAMA NACIONAL DE IRRIGAÇÃO, 1984). (Entre as características físico-hídricas devem-se considerar: a distribuição do tamanho das partículas, densidade global ou aparente, porosidade, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e condutividade hidráulica do solo (CARVALLO, 1982).

2.1. - Distribuição do tamanho das partículas

Em 1965 a SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICAN definiu a distribuição do tamanho das partículas como sendo a *quantidade dos distintos separados texturais numa amostra de solo, expressa em percentagem.*

O tamanho das partículas influencia muito as propriedades físico-hídricas do solo, tais como: distribuição dos poros por seus tamanhos (SCARDUA, 1972), densidade global (BAVER *et alii*, 1973), porosidade total (KIEHL *et alii*, 1973), capacidade de retenção de água (NOTA, 1976), infiltrabilidade (CAVALCANTE, 1978) e condutividade hidráulica (AMARO FILHO, 1981).

A granulometria do solo é a característica mais estável do solo, sofrendo modificações apenas com as práticas de manejo e cobertura vegetal (BAVER *et alii*, 1973).

BODMAN & CONSTANTIN (1965), expressaram que é razoável supor que, entre outras propriedades do solo, a distribuição do tamanho das partículas deve afetar o volume global mínimo do solo que é possível obter sob dadas condições de compactação. VOPOCIL (1965) indica que nas relações solo-água e solo-ar é mais importante a distribuição do tamanho dos poros do que o seu volume total.

2.2 - Densidade global (ou Densidade aparente)

A densidade global (d_g) foi definida *como sendo a massa do solo seco contida numa unidade de volume de solo em seu estado natural de arranjo* (BUCKMAN e BRADY, 1983).

KIEHL *et alii* (1973) mostraram que a importância da determinação da densidade global é devido à utilização desta para o cálculo da porosidade total, para a transformação de dados analíticos obtidos em peso para volume, para a verificação do grau de compactação e para fazer recomendações de manejo de solo na implantação de culturas.

A densidade global é uma propriedade física do solo de grande importância para a verificação da condição estrutural, compactação e manejo do solo (WILDE, 1959). Segundo ROMANS (1959), BLAKE (1965), STAPLE (1975) e REICHARDT (1985, 1987), a densidade do solo aumenta com a profundidade, devido a um maior adensamento das camadas do solo e a diminuição da matéria orgânica. Outros autores tais como: AMARO FILHO e FERNANDEZ (1979) e AMARO FILHO (1981), verificaram que a densidade global é influenciada pela textura, conteúdo orgânico, manejo e tipo de cobertura vegetal. BAVER *et alii* (1973), confirma que o tipo de cultura e o manejo do solo afetam a densidade global, principalmente nas camadas inferiores. O cultivo de pastagens permanentes tende a reduzir os valores da densidade global.

SHAW em 1946, citado por FOX e PAGE-MANIFY (1959), divide os métodos de determinação de densidade global em dois grupos: os que determinam a densidade global no seu estado natural de campo (anel volumétrico e torrão parafinado); os que determinam a densidade global em amostras destorroadas (proveta).

Um método muito utilizado em análises de rotina é o método da Proveta (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISAS AGRONOMICAS, 1979). O qual, depois de realizado o teste, determina-se a densidade global do solo usando a definição de BUCKMAN e BRADY (1983). Este método nos dá uma informação aproximada da densidade global do solo, pois não tem-se a estrutura natural do solo, resultando valores aceitáveis para solos arenosos, mas diferentes para solos argilosos ou ricos em matéria orgânica (KIEHL, 1979).

O método de campo, considerado padrão, utilizado na determinação da densidade global, é o do anel volumétrico (BLAKE, 1965). O método do anel volumétrico, utiliza um anel de aço, conhecido por anel de Kopeck, de bordas cortantes e capacidade interna conhecida geralmente de 100 cm³. Crava-se o anel no solo, através de pancadas ou pressão, removendo o excesso de terra, até igualar com ambos lados do anel. Obtida a amostra na sua estrutura natural, indeformada, transfere a amostra contida no anel para um recipiente. Secando em estufa e pesando-se a amostra, pode-se calcular a densidade global pela equação:

$$Dg = \frac{M}{V} \quad \text{Equação [1]}$$

onde:

Dg = densidade global, (g/cm³);

M = massa seca do solo, (g);

V = volume do solo, (cm³).

Uma modificação deste método é o chamado cilindro volumétrico, o qual também emprega um anel de 100 cm³ de volume, porém difere na maneira de introduzi-lo no solo. Utiliza um aparelho que consta de uma haste com um cabo em uma de suas extremidades, e na outra um cilindro guia, que abriga internamente o anel. O método do cilindro volumétrico apresenta vantagens sobre o do anel, pela facilidade de se remover o anel do solo e do cilindro guia, pela possibilidade de um mesmo aparelho poder operar com anéis de diferentes capacidades, e pelo fato do martelo estar formar parte do conjunto. Ambos os métodos não são recomendados para solos muito sêcos pois se desfazem no anel, e para solos muito molhados que se compactam devido ao excesso d'água (BLAKE, 1965).

Outro método, bastante utilizado principalmente a nível de pesquisa é o método do Torrão Parafinado descrito por BLAKE, (1965). Utiliza o solo no seu estado natural, um torrão. Seleciona-se e pesa-se 2 ou 3 torrões sêcos ao ar de 3 a 5 cm de diâmetro. Introduce-se o torrão dentro da parafina que encontra-se a uma temperatura de 1 a 2 °C acima da temperatura de fusão, deixando-o dentro da parafina por 10 a 15 segundos e depois pesa-o. Pesa-se o torrão parafinado dentro da água. A diferença entre o pêsso do torrão dentro da água e o pêsso fora dessa, dividida pela densidade da água na temperatura média, proporciona o volume do torrão. A densidade global é determinada através da equação:

$$\text{Densidade global} = \frac{\text{pêsso do torrão sêco}}{\text{volume do torrão}} \quad [\text{g/cm}^3] \quad \text{Equação [2]}$$

Existem ainda outras metodologias como é o caso do uso da Radiação Gamma. Este método, descrito por BLAKE (1965) é bastante complexo e praticamente não é utilizado a nível de campo.

2.3. - Porosidade

2.3.1. - Porosidade total

Em 1965 a SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA define a porosidade total como *a percentagem do volume aparente total do solo não ocupado por partículas sólidas.* Em 1973 BAVER *et alii* define esta como *o volume de espaço poroso por volume total de solo.*

Alguns pesquisadores (RUSSELL, 1952; RICHARDS & WADLEIGH, 1952; WIERSUM, 1957 e BAVER *et alii*, 1973), verificaram a importância do espaço poroso na retenção de água, aeração e desenvolvimento do sistema radicular, ressaltando que mais importante que a porosidade total é a distribuição dos poros por seus tamanhos. VOMOCIL (1965) confirma isto e reafirma que a determinação da porosidade total fornece informações de limitada utilidade. Do ponto de vista prático, ele indica que é mais importante o conhecimento da distribuição do tamanho dos poros do que o seu volume total. Uma distribuição deficiente dos diferentes tamanhos dos poros pode ocasionar um lento movimento da água e do ar através do solo ou, contrariamente, pode proporcionar uma exagerada difusão do ar como também

produzir um aumento na velocidade de infiltração da água, além dos limites aceitáveis. Segundo o mesmo autor, os poros diferem grandemente em tamanho, forma, comprimento, tortuosidade, continuidade e outras características geométricas. A porosidade total diminui com a compactação do solo, fazendo com que aumente a microporosidade do solo.

A porosidade é influenciada pela cobertura vegetal que afeta a estrutura do solo (UHLAND, 1949; MACHENRY et alii, 1950; VERMA e TOOGOOD, 1969; GREENLAND, 1971; e MACHADO & BRUM, 1978, citados por FRAZAO, 1981). Geralmente todos concordam que os solos sob pastagens possuem maior porosidade que aqueles submetidos a cultivos contínuos.

A porosidade afeta de modo sensível as funções hidráulicas do solo. Verifica-se que um aumento da densidade global do solo produz uma redução na porosidade total do solo e um aumento na microporosidade do solo. Estas variações, segundo JACKSON (1963), GUMBS e WARKENTIN (1972), acarretam variações na condutividade hidráulica e difusividade.

A porosidade total definida pela relação entre o volume ocupado pelos poros e o volume total do solo, é de difícil determinação devido a dificuldade para medir o volume de poros. Comumente utiliza-se da relação aproximada, que relaciona a densidade global (D_g) e a densidade real (D_r), convertidas em base volumétrica (VOMECIL, 1965).

$$P_t = 100 \times \left[1 - \left(D_g / D_r \right) \right] \quad \text{Equação [3]}$$

Segundo REICHARDT (1987) quando o teor de matéria orgânica do solo é superior a 5% a equação [3] não é adequada.

Outra forma de se determinar a porosidade do solo é o uso do picnômetro de ar. Este aparelho é composto de dois compartimentos hermeticamente fechados, conectados um ao outro através de uma válvula. O primeiro compartimento é chamado de câmara de volume (A), e o segundo de câmara de compressão (B), que está conectado a um manômetro (VOMECIL, 1965). Baseado na lei de Boyle dos gases perfeitos (pressão x volume = constante), inicialmente, quando a válvula que interliga as duas câmaras está aberta, temos:

$$V_A \cdot P_t \cdot P_{i_A} = V_B \cdot P_{i_B}$$

Onde P_t é a porosidade total do solo e P_i a pressão inicial. O volume de ar na câmara que contém a amostra de solo é $V_A \cdot P_t$. Quando o ar da câmara de compressão (B) é deslocado para a câmara com a amostra (A) e a válvula é fechada imediatamente:

$$V_A \cdot P_t \cdot P_i + V_B \cdot P_i = V_A \cdot P_t \cdot P_f + V_B \cdot P_f$$

onde P_f é a pressão final no volume (A), como no final $V_B = 0$; então:

$$V_A \cdot P_t \cdot P_i + V_B \cdot P_i = V_A \cdot P_t \cdot P_f$$

$$V_B \cdot P_i = V_A \cdot P_t \cdot P_f - V_A \cdot P_t \cdot P_i$$

$$V_B \cdot P_i = V_A \cdot P_t \cdot (P_f - P_i)$$

$$P_t = \frac{V_B \cdot P_i}{V_A (P_f - P_i)}$$

Equação [4]

Outro método bastante usual é o do cilindro com solo saturado descrito por BLAKE (1965). A grande limitação deste método, consiste na dificuldade encontrada para definir exatamente o momento da saturação, onde qualquer erro nesta manipulação modificará os resultados finais (BAVER et alii, 1973).

2.3.2. - Porosidade efetiva (P_e)

Porosidade efetiva ou drenável é o volume dos poros ocupados pela água que drena livremente sob a força de gravidade (CRUCIANI, 1983).

A porosidade efetiva ou espaço poroso drenável (P_e) constitui uma característica do solo de grande importância para a drenagem. Os valores da porosidade efetiva, segundo Johnson citado por PIZARRO (1978) podem variar desde um valor reduzido (< 1,0% em um solo Argiloso) até valores elevados em solos de textura grossa (em torno de 25%).

Como a água do solo está sempre em estado dinâmico, o valor da porosidade efetiva depende da umidade que o solo atinge. Segundo CRUCIANI (1983) uma idéia prática do conceito da porosidade efetiva, pode ser deduzida considerando a distribuição de umidade num perfil de solo, acima do nível freático. Quantitativamente ela pode ser expressada pela seguinte equação:

$$P_e = \theta_s - \theta$$

Equação [5]

onde:

P_e = porosidade efetiva, (%);

θ_s = unidade de saturação, (%);

θ = unidade atual, (%).

Um método de campo utilizado para determinar a porosidade efetiva, usa amostras indeformadas, e através de diferença de pesos saturados e a capacidade de campo, obtém-se a porosidade efetiva (COELHO, 1984).

Quando não se dispõe de dados suficientes, o valor da porosidade efetiva pode ser determinada através da relação de Van Beers (BELTRAN, 1986):

$$P_e = \sqrt{K} \quad \text{Equação [7]}$$

onde:

K = condutividade hidráulica do solo saturado (cm/dia).

2.4. - Capacidade de campo

A SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA (1965) define a capacidade de campo como sendo a *percentagem de água que permanece no solo 2 a 3 dias após ter sido saturado e a drenagem livre ter praticamente cessado*. Em 1973 HADAS concordou com esta definição, porém discordando no tempo de drenagem livre que segundo o mesmo seria de 2 a 5 dias.

A determinação da capacidade de campo é imprescindível na elaboração de projetos de irrigação, pois é utilizada na determinação da água disponível do solo (BERNARDO, 1984).

O método mais exato e utilizado como padrão é o método de campo descrito por SCARDUA (1972).

O conceito de capacidade de campo foi originalmente derivado da medição do conteúdo de água do solo no campo. Segundo RICHARDS (1965), o conceito de capacidade de campo fez mais mal do que bem, pois foi muito generalizado, deixando de observar aspectos vitais na determinação da capacidade de campo. Ao extrapolar o conceito a métodos laboratoriais, foi generalizada a unidade a capacidade de campo, como aquela equivalente a tensão de 1/3 bar. A medição da capacidade de campo utilizando a tensão de 1/3, apresenta valores de umidade (base de solo seco) variando de $\pm 4\%$ para solos Arenosos e de $\pm 45\%$ para solos Argilosos (HILLEL, 1982).

Muitos pesquisadores têm procurado fixar o valor da tensão matricial equivalente a umidade do solo na capacidade de campo. Em 1966 Duchaufourt citado por CARRILLO (1985), ao estudar a capacidade de campo de diferentes solos usando a Panela de Pressão, fixou a capacidade de campo em 0,1 atm para solos Arenosos; 0,3 atm para solos Francos e 1,0 atm para solos Argilosos. Estudos realizados por HILLEL em 1973 encontraram que para determinar a capacidade de campo precisava-se de tensões entre 0,1 e 0,6 atm. Em 1975, RUIZ e GRILLO, estudaram vários métodos para a determinação da capacidade de campo e confirmaram que em solos solos arenosos a tensão de 0,1 atm na Panela de Pressão, daria melhores resultados que aqueles obtido com as de 0,3 atm comumente recomendados. Em 1977 e 1979,

CARRILLO utilizando a metodologia de RICHARDS com 24 horas de saturação e 48 horas de extração de unidade, em 4 tipos de solos, confirma os resultados de Duchaufourt que a capacidade de campo poderia ser estimada com tensões entre 0,1 a 1 atm, dependendo do tipo de solo.

Na capacidade de campo, a quantidade de água presente é uma característica do tipo de solo. Solos com maior quantidade de partículas finas, possuem muitos poros pequenos, e podem reter mais água do que os solos de textura grossa (STREET, 1973). À capacidade de campo, a planta dispõe de 100 % da água disponível do solo, sob estas ótimas condições de umidade, o tipo de cultura não seria relevante.

Existe uma indefinição, porém quanto a tensão ideal para cada tipo de solo, referente a capacidade de campo. Esta indefinição em relação ao valor da tensão de uso prático ideal, deixa em aberto o conceito de capacidade de campo que é muito polêmico.

2.5. - Ponto de murcha permanente

Com a diminuição do conteúdo de água, as plantas tendem a apresentar sinais de stress e eventualmente murcham. Neste estágio, as plantas poderão recuperar sua turgidez se colocadas numa atmosfera saturada de água ou poderão murchar irreversivelmente. Assim, a medida que os solos secam, os vegetais comergam a sentir os efeitos da reduzida umidade do solo e tendem a murchar nos períodos diurnos,

especialmente quando a temperatura é elevada e há ventos. Inicialmente este murchamento diurno dos vegetais é compensado com um maior vigor noturno. Quando o fluxo de água é muito lento, as plantas permanecem murchas tanto de dia como de noite. As plantas neste estágio ainda não estão mortas, porém, permanecendo a perda de umidade do solo, elas morrerão.

PETER (1965) E GAIRON (1973) numa tentativa destinada a clariar o conceito nesta linha de conhecimento, deram a seguinte definição: *ponto de murcha incipiente é o conteúdo de água no qual as duas folhas inferiores de um tipo particular de planta, num estágio particular de desenvolvimento, murcham e se recuperam numa atmosfera saturada.* No caso de continuar a observação até que toda a planta torne-se permanentemente murcha e não se recupere quando colocada na atmosfera saturada, o conteúdo de água do solo nesse estágio corresponde a *percentagem de murcha permanente* ou *ponto de murcha permanente*. O mesmo autor (GAIRON, 1973) descreve uma completa metodologia para determinar a percentagem de murchamento permanente usando plantas de girassol nanico (*Helianthus annuus*).

Por outro lado, a SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA (1965), define o ponto de murcha permanente como a *percentagem de água contida num solo, previamente saturado, sujeito a uma pressão aplicada de 15 atm e em equilíbrio.* RICHARDS e WEAVER (1944) já indicavam que tal tensão poderia atingir até 60 atm para alguns tipos de solo. Ao comparar o método da panela de pressão e o de campo, DWANE e LOOMIS (1967) indicaram que a

diferença entre a unidade retida a 15 atm e o valor do ponto de murcha permanente determinado com o milho, em dois tipos de solo, não excedia a 1,2 % . Mais tarde, CARRILLO (1977) indica que o valor de ponto estimado pelo método de Richards (15 atm), resulta entre 2 a 4 % superior ao valor determinado pelo método biológico ao usar milho e cevada como plantas indicadoras.

Quando o conceito de ponto de murcha permanente foi inicialmente introduzido, foi considerado como sendo uma característica intrínseca do solo e não da planta. Ao utilizar diferentes espécies de plantas num mesmo solo, o ponto de murcha permanente aparentemente era atingido simultaneamente, a aproximadamente 15 atm. Trabalhos mais recentes indicam que essa teoria é uma super-simplificação, pois para cada tipo de planta o ponto de murcha permanente é atingido quando a pressão de turgor de suas células foliares cai a zero (STREET, 1973), o qual aconteceria a diferentes potenciais, dependendo das características fisiológicas da planta. Outros pesquisadores, preocupados em relacionar o conceito de ponto de murcha permanente a outros fatores, incluem o tanto o efeito do tipo de cultura como a fase de desenvolvimento dela. Ainda mais, AHUJA *et alii* (1990) indicaram que o ponto de murcha permanente não depende apenas do estado da água do solo e das propriedades da planta, mas também das condições atmosférica. Assim, o conceito clássico do ponto de murcha permanente é muito polêmico, dependendo das propriedades do solo (textura, condutividade hidráulica, difusividade, etc); da planta (densidade e profundidade das raízes, habilidade de absorção de água, taxa de

transpiração) e das condições meteorológica do meio em que a planta se desenvolve (demanda atmosférica, umidade relativa, etc) (HILLEL, 1982).

2.6. - Condutividade hidráulica

O engenheiro francês Henry Darcy formulou em 1856 uma equação onde o fator de proporcionalidade entre o fluxo de água e o gradiente hidráulico do solo é denominado de condutividade hidráulica (K). Este fator juntamente com a porosidade efetiva constitui uma das principais características hidrodinâmicas do solo (NIELSEN, 1972) e representa a facilidade com que a água é transmitida no solo.

$$q = - K.i \quad (\text{Equação de Darcy}) \quad \text{Equação [8]}$$

onde:

q = densidade de fluxo, (cm/seg);

K = condutividade hidráulica, (cm/seg);

i = gradiente de potencial hidráulico, (adimensional).

2.6.1. - Solos saturados

No solo saturado a condutividade hidráulica atinge um valor constante e máximo, a infiltração básica (SCARDUA 1972, HILLEL, 1973). Quando o solo começa a perder umidade, ocorre uma mudança do gradiente de pressão e, conseqüentemente, a condutividade hidráulica varia com o conteúdo de água passando a chamar de condutividade capilar.

Trabalhos mais recentes de Miller e Richards, citados por FORSYTHE (1975), constataram que a condutividade hidráulica é o limite mínimo da velocidade de infiltração do solo saturado. BERNARDO (1977) diz que o valor da velocidade de infiltração básica de um solo é fator de grande importância para a irrigação, pois é ela que determina o comprimento do sulco ou da faixa de irrigação superficial, bem como a intensidade de precipitação máxima permitida por aspersão.

Existem vários métodos para a determinação da condutividade hidráulica, seja de laboratório, de campo ou empírico.

Os métodos de laboratório mais usuais para determinar a condutividade hidráulica de solos saturados são os do permeâmetro de carga constante e variável (KLUTE, 1965).

O permeâmetro de carga constante utiliza amostras indeformadas ou deformadas de solos de textura média a grossa, sendo que os resultados obtidos através de amostras indeformadas são mais recomendáveis uma vez que se pretende extrapolar os dados para as condições de campo.

Apesar do crescente aperfeiçoamento dos métodos de laboratório direto e indireto, a literatura é unânime em afirmar que eles apresentam sempre valores aproximados, tendo em vista que a pequena amostra de solo utilizada é de difícil representação dos solos nas condições reais de campo.

Os métodos de campo para determinar a condutividade hidráulica em solos saturados podem ser classificados em dois grupos: a) método para medir a condutividade hidráulica em presença do lençol freático; b) método para medir a condutividade hidráulica em ausência do lençol.

A determinação da condutividade hidráulica em presença de um lençol freático é feita geralmente através de um orifício no solo perfurado até atingir abaixo da superfície de água do lençol freático. Determinam-se os tempos de elevação da superfície de água até atingir o equilíbrio. Diversas metodologias tem sido desenvolvidas sendo a mais conhecida a do Piezômetro com Cavidade não revestida (INTERNATIONAL INSTITUTE FOR LAND RECLAMATION AND IMPROVEMENT, 1978). MAASLAND e HASKEN (1957) atribuem as imprecisões a heterogeneidade do solo e as variações entre determinações.

Em ausência de lençol freático os métodos mais utilizados são: do Poço Raso, do Permeâmetro e do Teste de Infiltração em Tanque (INTERNATIONAL INSTITUTE FOR LAND RECLAMATION AND IMPROVEMENT, 1978). Tem-se ainda o método do cilindro infiltrômetro (BERNARDO, 1984) de uso comum em projetos de irrigação.

Existem ainda formas empíricas de se estimar a condutividade hidráulica do solo. Baseam-se principalmente na correlação entre esta e a textura do solo. Podem-se citar as tabelas de ROE e AYRES (1954) que apresentam valores de condutividade hidráulica para diferentes percentagens de silte mais argila.

2.6.2. - Solos não saturados

A determinação da condutividade hidráulica em solos não saturados (condutividade capilar) pode ser determinada também por métodos de laboratório, de campo e empíricos.

As técnicas de laboratório tem sido descritas por GARDNER (1960), baseado na queda da taxa de fluxo de água numa amostra colocada numa câmara de pressão, na qual há incrementos de pressão para extração de água. BRUCE e KLUTE (1956) desenvolveram outra técnica que permite medir a condutividade. Ambos os métodos são bastante complexos e difíceis de se conduzir sem um adequado controle das condições experimentais e das condições de fronteiras (KIRKHAM e POWER, 1972).

O método de campo mais utilizado é o do perfil instantâneo, desenvolvido por Gardner (WATSON, 1966). Consiste em saturar um perfil de solo profundamente e submeter este a drenagem, evitando outras perdas de água como evaporação, escoamento superficial, absorção pelas plantas, etc. Através do uso de tensiômetros e/ou sonda de neutrons é possível determinar a variação dos potenciais e da umidade do solo com a profundidade e tempo. Utilizando a equação de Darcy, a condutividade hidráulica é calculada.

MARSHALL (1958) empregou a curva de retenção de umidade do solo para determinar a distribuição do tamanho dos poros, e indiretamente determinar a condutividade hidráulica, onde a retenção de água no solo é uma propriedade intrínseca que

está relacionada com forças superficiais que determinam o nível de energia da água no solo.

A SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA (1965), definiu a curva de retenção como *um gráfico que mostra a percentagem de água do solo (em peso ou volume) versus a tensão ou pressão aplicada.* Para cada amostra de solo homogêneo, a tensão matricial corresponde a um teor de umidade. O potencial matricial é resultante de forças capilares e de adsorção que surgem devido à interação entre a água e as partículas sólidas, isto é, da matriz do solo. Estas forças atraem e fixam a água no solo, diminuindo sua energia potencial com relação à água livre. O gráfico da tensão em função da umidade (umidade a base volumétrica) é, então, uma característica da amostra, que é também denominada de curva característica de Umidade do Solo. Para altos teores de umidades, onde os fenômenos capilares são de importância na determinação da tensão matricial, a curva característica depende da geometria da amostra, isto é, do arranjo e das dimensões dos poros. Ela passa a ser uma função da densidade global e da porosidade do solo.

O modelo de interação de poros de Marshall utiliza uma metodologia em que apresenta o conteúdo de umidade na ordenada da curva característica de Umidade do Solo e a divide em (n) intervalos iguais. Cada intervalo (i), representa um número de capilares que possui um raio médio igual a altura capilar (h). Cada intervalo é relacionado a uma classe de porosidade. A determinação da condutividade capilar é feita

através da seguinte equação empírica:

$$K(\theta)_i = \frac{\sigma^2}{2 \cdot d \cdot g \cdot \eta \cdot h^2} \cdot \frac{\epsilon_i^p}{n} \cdot \sum_{j=i}^n \left[\frac{2 \cdot j + 1 - 2 \cdot i}{h_j^2} \right] \quad \text{Equação [11]}$$

onde:

$K(\theta)_i$ = condutividade capilar para uma unidade específica, cm/seg, para i de 1 a n ;

σ = tensão superficial da água, (g/seg²);

d = densidade da água, (g/cm³);

g = aceleração de gravidade, (cm/seg²);

η = viscosidade dinâmica da solução, (g/cm.seg);

h = altura da ascensão capilar, (cm);

ϵ_i = porosidade ocupada pela água para cada conteúdo de unidade, (cm³/cm³);

p = parâmetro que considera a interação das classe de poros, (adimensional);

$$n = m \cdot \frac{\theta_s}{\theta_s - \theta_L} \quad \text{Equação [12]}$$

onde:

n = número de intervalos sobre a ordenada da curva característica de unidade, conteúdo de unidade, adimensional;

m = classe de poro correspondente ao menor conteúdo de unidade da curva de retenção do solo, adimensional;

θ_s = unidade de saturação, (cm³/cm³);

θ_L = menor unidade da curva de retenção, (cm³/cm³).

Posteriormente, GREEN e COREY (1971) modificaram o modelo de Marshall, introduzindo um fator de correção, que corrige a equação a saturação.

Em 1984 CARVALLO *et alii* preocupados principalmente com solos com baixos teores de umidade substituíram o fator K_s/K_{sc} por K_{ns}/K_{sc} onde K_{ns} é a condutividade hidráulica para um valor de umidade baixa e definida. Desta forma a correlação entre a condutividade hidráulica não saturada calculada pelo método de Green e Corey e a determinada no campo resulta ser maior no intervalo mais baixo de umidade, condição mais generalizada em solos do semi-árido ou com alta demanda evapotranspirativa.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. - Os solos

Os testes foram conduzidos em três tipos de solos: uma Argila, um Barro e um Arenoso. A tabela 01 apresenta a distribuição do tamanho das partículas e a classificação textural dos solos utilizados no trabalho.

3.2. - Parâmetros estudados

O presente trabalho refere-se a utilização das relações energia / unidade para a determinação dos seguintes parâmetros:

- 2.1. - Porosidade total;
- 2.2. - Porosidade efetiva;
- 2.3. - Capacidade de campo;
- 2.4. - Ponto de murcha permanente;
- 2.5. - Condutividade hidráulica;
- 2.6. - Condutividade capilar.

TABELA 01 : Caracterização física dos solos estudados.

PROPRIEDADE	S O L O		
	ARENOSO	BARRO ARGILO ARENOSO	ARGILO ARENOSO
1 _J			
% AREIA	89,63	63,96	47,86
% SILTE	4,02	15,25	13,47
% ARGILA	6,35	20,79	38,67
2 _J			
DENSIDADE GLOBAL (gr/cm ³)	1,49	1,38	1,34
3 _J			
DENSIDADE DA PARTICULA (gr/cm ³)	2,65	2,60	2,54

1_J Método do hidrômetro (DAY, 1965).

2_J Método do cilindro (BLAKE, 1965).

3_J Método do picnômetro (BLAKE, 1965).

3.3. - Determinações

3.3.1. - Metodologia convencional

A porosidade total, a porosidade efetiva e a condutividade hidráulica dos solos foram determinadas no Laboratório de Irrigação e Salinidade do Centro de Ciências e Tecnologia da UFPb em Campina Grande-Pb. A capacidade de campo e o ponto de marcha permanente foram determinados pelo método de campo e fisiológico, respectivamente.

3.3.1.1. - Porosidade total

A porosidade total foi determinada no laboratório através do método do cilindro com solo saturado, utilizando um cilindro de 5,1 cm de altura e 5 cm de diâmetro totalizando um volume de 100 cm³ (Fokkens, 1964). O volume de água presente no solo saturado, determinado por diferença de pesos entre o solo saturado e o solo seco, corresponde a porosidade total. A porosidade total foi também calculada empiricamente utilizando a equação: $F = (1 - D_g / D_p) \times 100$; onde a densidade global D_g foi determinado pelo método do cilindro (BLACK, 1965) e a densidade real D_r pelo método do picnômetro (BLACK, 1965).

3.3.1.2. - Porosidade efetiva

A porosidade efetiva foi determinado pelo método de COELHO (1984). Que é um método simples de laboratório. Consiste em obter amostras com estrutura não alterada (usando um

trado tipo Uhland equipado com anéis de alumínio) e determinar o peso das mesmas depois de saturadas e a capacidade de campo. Obtém-se a porosidade efetiva pela expressão:

$$Pe = \frac{Psat - Pcc}{D_{H2O} \cdot Vs} \times 100 \quad \text{Equação [6]}$$

onde:

- Pe = porosidade efetiva (%);
- Psat = peso da amostra saturada (g);
- Pcc = peso da amostra na capacidade de campo (g);
- D_{H2O} = densidade da água (g/cm^3);
- Vs = volume da amostra de solo (cm^3).

Na determinação da porosidade efetiva, utilizou-se o peso da amostra saturada obtida pelo método do cilindro e o peso da capacidade de campo de acordo com a metodologia a ser descrita a seguir.

3.3.1.3. - Capacidade de campo

A capacidade de campo foi determinada pelo método de campo (SCARDUA, 1972). Em três locais distintos no município de Campina Grande-Pb, selecionou-se um local livre da influência do lençol freático e de vegetação. Foram instalados tabuleiros de madeiras com dimensões de: 1,4 m x 0,70 m x 0,4 m (comprimento x largura x altura) e cravados a 10 cm de profundidade no solo. Saturou-se completamente o solo até atingir a profundidade de 1 metro no mínimo. Após a saturação,

cobriu-se a área saturada do tabuleiro com um plástico para evitar a evaporação. De 24 em 24 horas, retirou-se uma amostra do solo. Determinando-se a umidade que o solo encontrava-se na profundidade desejada, nos intervalos de tempo de: 24, 48, 72, 96 e 120 horas. Dependendo do tipo de solo, a umidade levará de 2 a 5 dias para equilibra-se. Quando isto acontecer, a variação da umidade de um dia para outro será praticamente desprezível, e a umidade do solo corresponderá a umidade da capacidade de campo.

3.3.1.4. - Ponto de murcha permanente

O ponto de murcha permanente foi determinado em casa de vegetação seguindo o método fisiológico descrito por GAIRON (1973), utilizando-se feijão macassa *Vigna unguiculata* como planta indicadora (WINTER, 1976). Este método é muito trabalhoso e exige muito tempo para sua determinação. Para cada solo estudado, foi coletado três amostras de 400 gr, onde foi plantada a cultura indicadora, que foi mantida a capacidade de campo. Quando a planta apresentou três pares de folhas permanentes, cessou-se a irrigação e isolou-se a superfície do solo com parafina. Apartir desta etapa, começou a observação da planta, perda de turgescência. Quando isto ocorria, leva-se a planta a câmara de saturação durante 24 horas. Ao ocorrer a recuperação da turgescência, a planta era levada de volta a casa de vegetação, caso contrário, retirava-se uma amostra do solo e determinava-se a umidade, que corresponde ao ponto de murcha permanente.

3.3.1.5. - Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica da Areia e do solo Barro Argilo Arenoso foram determinados pelo método do permeâmetro de carga constante descrito por KLUTE, (1965), utilizando para isto, um volume de solo não destorçado, de 5,1 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro. Este método consiste em submeter amostras saturadas do perfil do solo a uma carga de água constante, no nosso caso de 29 cm. As leituras do percolado foram feitas numa proveta graduada a intervalos de tempo de 1 minuto, medindo o fluxo de água que atravessa a amostra. Maiores detalhes são apresentados por KLUTE (1965). A condutividade hidráulica é obtida através da seguinte equação:

$$K = \frac{Q \cdot L}{A \cdot (L + h)} \quad ; \quad \text{Equação [9]}$$

onde:

K = condutividade hidráulica, LT^{-1} ;

Q = vazão, L^3T^{-1} ;

L = comprimento da amostra de solo, L;

A = secção transversal da amostra, L^2 ;

h = carga constante de água, L.

A condutividade hidráulica da Argila Arenosa foi determinada num permeâmetro de carga variável de acordo com a metodologia de KLUTE (1965). O equipamento usado foi um permeâmetro de fabricação Alemã. Foram realizadas medições com três repetições, em intervalos de 24 horas. O método do permeâmetro de carga variável, utilizado para determinar a

condutividade hidráulica em solos de textura fina, consiste em determinar a variação da altura de uma coluna de água sobre a amostra de solo em função do tempo. A condutividade hidráulica é calculada através da seguinte equação (KLUTE, 1965):

$$K = \frac{a \cdot L}{A \cdot t} \cdot \ln \frac{h_0}{h_1} \quad \text{Equação [10]}$$

onde:

K = condutividade hidráulica, $L \cdot T^{-1}$;

a = área do tubo de abastecimento, L^2 ;

A = área do permeâmetro contendo a amostra de solo, L^2 ;

L = comprimento da amostra, L;

t = tempo que leva na variação da carga de água, T;

h₀ = posição inicial, L;

h₁ = posição final da carga de água no tubo de abastecimento, L.

3.3.1.6. - Condutividade capilar

A condutividade capilar não foi determinada experimentalmente devido a complexidade na sua determinação.

3.3.2 - Metodologia proposta

Propõe-se no presente trabalho a utilização das relações entre energia e umidade do solo conhecida como curva de retenção de água para inferir as mesmas características físico-hídricas determinadas através dos métodos convencionais, descritos anteriormente.

A curva de retenção de água do solo ou curva característica de umidade do solo foi determinada no Laboratório de Irrigação e Salinidade na membrana de pressão para pressões iguais ou maiores de 0,1 atm, segundo metodologia descrita por RICHARDS (1965). Para isso, amostras destruturadas de solos foram saturadas e submetidas a tensões pneumáticas de 0,1 ; 0,2 ; 0,33 ; 0,50 ; 1,0 ; 3,0 ; 5,0 ; 7,0 ; 10,0 ; 12,0 e 15,0 atmosferas. Para tensões menores de 100 cm de H₂O (aproximadamente 0,1 atm), utilizou-se uma Mesa de Tensão, construída no Laboratório de Irrigação e Salinidade, segundo metodologia descrita por FOKKENS (1964). Neste equipamento as amostras do solo foram submetidas a tensões de 10, 25, 50, 75 e 100 cm de H₂O.

3.3.2.1. - Porosidade total

Corresponde ao volume de água contida na amostra de solo quando a tensão é igual a zero (FOKKENS, 1964).

3.3.2.2. - Porosidade efetiva

Segundo BELTRAN (1986) a porosidade efetiva é calculada pela diferença entre o volume de água do solo a saturação e o correspondente a capacidade de campo.

A curva característica de umidade do solo, além de fornecer a porosidade total e a porosidade efetiva, permite obter a distribuição do tamanho dos poros, informação tão útil e importante como a porosidade total e/ou efetiva.

Considerando que a sucção oferecida por um menisco de água em um poro cilíndrico está relacionado ao diâmetro equivalente do poro e que o volume de água liberado pelo solo em um determinado intervalo de sucção é um índice total do espaço poroso no intervalo de tamanhos de poros equivalentes, no presente trabalho a distribuição do tamanho dos poros foi obtida utilizando inicialmente a equação da ascensão capilar da água.

$$D = \frac{4 \cdot \sigma}{d \cdot g \cdot h} \quad \text{Equação [14]}$$

onde:

D = Diâmetro equivalente dos poros, (cm);

σ = Tensão superficial, (dinas/cm);

d = Densidade da água, (gr/cm³);

g = Aceleração da gravidade, (cm/seg²);

h = Potencial matricial necessário para drenar o poro,
(cm H₂O).

A percentagem de porosidade controlada por poros com diâmetro equivalentes maiores que ele, é obtida pela equação:

$$F = \frac{\theta}{\theta_s} \cdot 100 \quad \text{Equação [15]}$$

onde:

F = Porosidade controlada por poros menores que o valor do diâmetro equivalente, (%);

θ = Umidade atual, (cm³/cm³);

θ_s = Umidade de saturação, (cm³/cm³).

Com os valores da porosidade controlada F em função do diâmetro equivalente dos poros D_p , construiu-se a curva acumulativa do tamanho dos poros.

3.3.2.3. - Capacidade de campo

Utilizou-se a metodologia da panela de pressão descrita por RICHARDS (1965), porém concordando com CARRILLO (1977 e 1979) e outros autores, que afirmam que a capacidade de campo, dependendo do tipo de solo poderia ser estimada com tensões entre 0,1 e 1 atm.

3.3.2.4. - Ponto de murcha permanente

Foi inicialmente considerado como ponto de murcha permanente aquela unidade que o solo retém quando submetido a uma tensão de 15 atm, de acordo com a definição proposta pela SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA (1965). A tensão que reproduz a unidade do solo no ponto de murchar permanente poderá variar dependendo do tipo de solo.

3.3.2.5. - Condutividade hidráulica

O valor da condutividade hidráulica do solo saturado foi determinado extrapolando este valor da curva K versus θ_v obtida pelo método de Green e Corey, para θ igual a saturação.

3.3.2.6. - Condutividade capilar

Foi utilizado na determinação da condutividade capilar, o modelo de GREEN e COREY (1971), que modificaram o modelo de interação de poros de Marshall (1958), que foi descrito no Capítulo II. Introduzindo o fator K_s/K_{sc} , que foi usado para igualar o valor de $K(\theta)_i$ calculado na saturação. Assim, a equação de Green e Corey utilizada na determinação da condutividade capilar, é igual a:

$$K(\theta)_i = \frac{K_s}{K_{sc}} \cdot \frac{e^2}{d.g.\theta} \cdot \frac{\theta_s^p}{n^2} \cdot \sum_{j=i}^n \left[\frac{2.j+i-2.i}{h_j^2} \right] \quad \text{Equação [13]}$$

Onde:

K_s = condutividade hidráulica medida a saturação, cm/seg;

K_{sc} = condutividade hidráulica calculada, cm/seg;

θ_s = unidade de saturação, cm^3/cm^3 ;

$p = 2$.

O Quadro I do Apêndice apresenta o Fluxograma e o Programa em Turbo Basic utilizado para calcular a condutividade capilar.

3.4. - Análise dos resultados

Os valores das características físico-hídricas determinadas pelos métodos convencionais e inferidos da curva característica de umidade, foram comparados estatisticamente. Realizou-se a análise estatística utilizando um modelo inteiramente casualizado, com três repetições para

cada tratamento estudado. Foi utilizado um delineamento inteiramente casualizado devido a uniformidade das repetições.

O modelo da análise de variância para o teste F do experimento inteiramente casualizado é apresentado no Quadro 01.

Quadro 01: Análise de variância.

CAUSA DE VARIACÃO	GRAU DE LIBERDADE	SOMA DO QUADRADO	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTO	$r - 1$	SQT	QMT	QMT/QMR
RESÍDUO	$n(r - 1)$	SQR	QMR	
T O T A L	$nr - 1$	SQTotal		

onde:

- r = Número de repetições;
- n = Número de tratamentos;
- SQT = Soma de quadrado do tratamento;
- SQR = Soma de quadrado do resíduo;
- SQTotal = Soma de quadrado total;
- QMT = Quadrado médio do tratamento;
- QMR = Quadrado médio do resíduo;

A significância entre tratamentos foi testada aos níveis de 1 e 5% de probabilidade.

Quando o teste F deu significância para os tratamentos, as médias destes foram comparados através do teste de Dunnett (STEEL, 1968), utilizando a equação seguinte:

$$d = t \text{ (Dunnett)} S_d^{\bar{}}$$

onde:

- d = Diferença significativa;
- t = Valor tabelado de Dunnett;
- $S_d^{\bar{}}$ = Desvio padrão.

CAPITULO IV

RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Curva característica da unidade do solo

A Tabela 02 apresenta as unidades dos diferentes tipos de solos quando submetidos as diferentes tensões na mesa de tensão e na panela de pressão. Com os valores de unidade expressados em volume foram plotados as curvas características para cada um dos solos as quais são apresentadas na Figura 01. Observou-se uma ótima interposição dos resultados obtidos com a mesa de tensão (10 a 100 cm de H₂O) e com a panela de pressão (100 a 15.000 cm de H₂O) verificando a adequacidade das metodologias. Verificou-se também as propriedades intrínsecas de cada solo estudado, condizente com as afirmações de RICHARDS (1965) que indica que a retenção de água do solo é dependente da textura como também dependente das relações energéticas na interfase sólido-líquido-gás. Assim, o solo Arenoso tem uma menor capacidade de retenção de água que o solo Barro Argilo Arenoso e que o Argilo Arenoso.

TABELA 02 - Dados médio de tensões e umidades, obtidos através da panela de pressão e da mesa de tensão, para os três solos estudados (média de três repetições).

TENSÃO (cm H ₂ O)	AREIA	BARRO ARGILO ARENOSO	ARGILO ARENOSO
	UMIDADE ($\frac{cm}{cm}$)		
10	0,3107	0,3944	0,4837
25	0,2786	0,3831	0,4811
50	0,2195	0,3761	0,4785
75	0,1459	0,3668	0,4756
100	0,1013	0,3207	0,4697
200	0,0964	0,3164	0,4322
330	0,0894	0,2293	0,3965
500	0,0621	0,2077	0,3771
1.000	0,0498	0,1572	0,3255
3.000	0,0405	0,1268	0,2789
5.000	0,0377	0,1145	0,2653
7.000	0,0326	0,1067	0,2325
10.000	0,0276	0,1041	0,2238
12.000	0,0232	0,1017	0,2145
15.000	0,0219	0,0974	0,1977

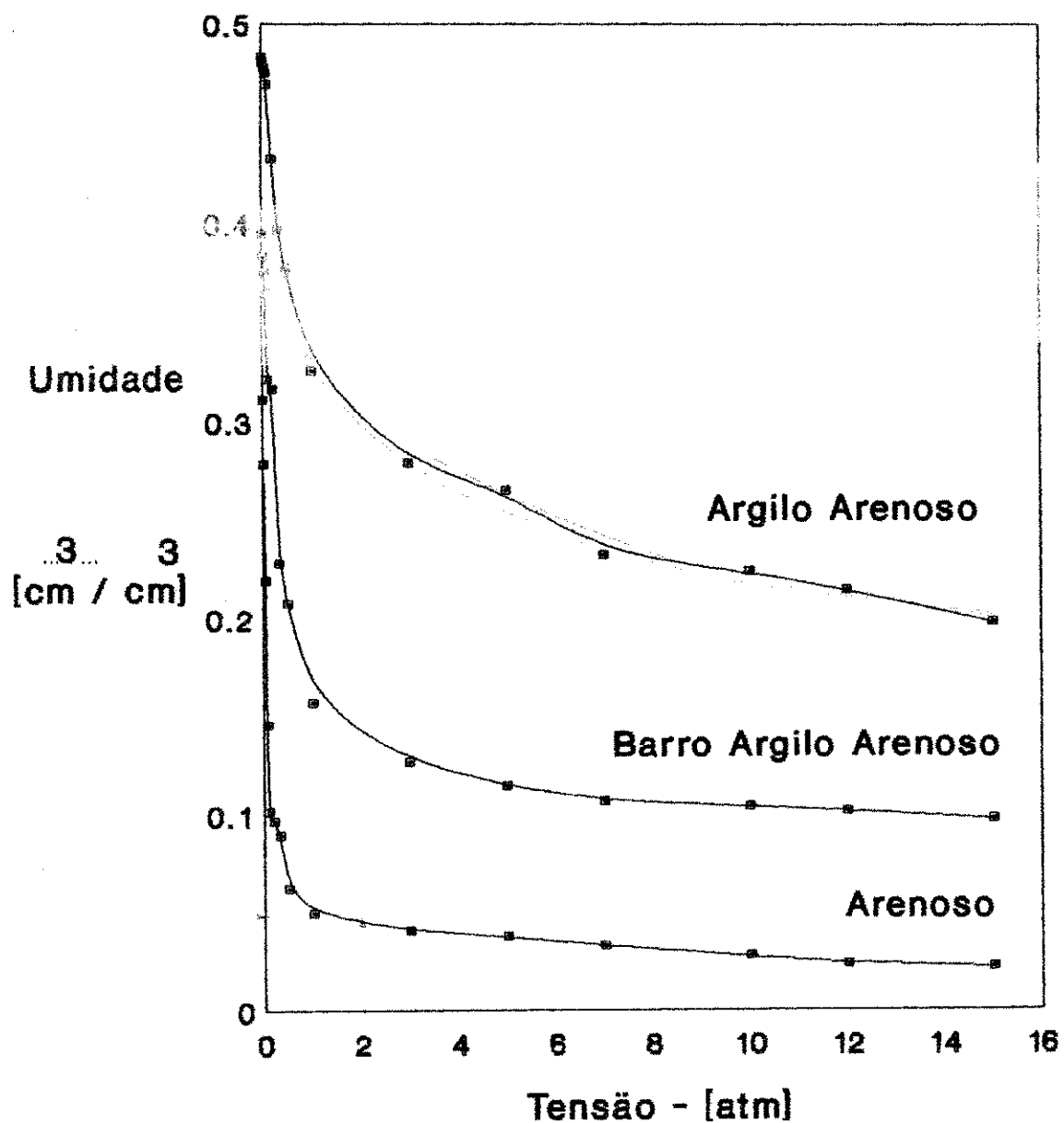


FIGURA 01: Curva característica de umidade dos solos estudados.

4.2. - Porosidade

4.2.1. Porosidade total

A Tabela 03 apresenta os valores da porosidade total para cada um dos solos estudados obtidos pelo método do cilindro, empírico e através da curva de retenção de umidade.

Analisando os valores de porosidade total, obtidos através dos métodos citados acima, observou-se que a Areia apresenta a menor porosidade, quando comparada com outros solos estudados. O solo arenoso pelo fato de ter uma alta percentagem de partículas, de tamanho grande, apresenta uma baixa porosidade total. Já o solo Argilo Arenoso, apresenta o maior valor de porosidade total, quando comparado com os valores obtidos pelos outros solos estudados. Isto ocorre, porque o solo Argilo Arenoso apresenta uma alta percentagem de partículas de tamanho pequeno, e conseqüentemente uma grande porosidade total. O Barro Argilo Arenoso por ser um solo de característica intermediária, quanto ao tamanho das partículas, apresenta valores de porosidade total entre os valores encontrados para a Areia e Argila Arenosa.

Realizada a análise estatística para cada solo estudado (Tabelas 1, 2 e 3 do Apêndice), observou-se que no solo Arenoso houve diferença significativa a 1% entre os tratamentos, no Barro Argilo Arenoso houve aos 5% e na Argila Arenosa não houve diferença entre os valores de porosidade total obtido com os três métodos. Aplicado o teste de Dunnett no solo Arenoso encontrou-se que a porosidade total obtida pelo método da curva

TABELA 03: Porosidade total determinada por diferentes métodos para os três solos estudados.

M É T O D O	POROSIDADE TOTAL [% em volume]		
	ARENOSO	BARRO ARGILO ARENOSO	ARGILO ARENOSO
CILINDRO ^{L1}	40,9	42,8	48,5
EMPIRICO ^{L2}	43,8	46,9	47,2
CURVA DE RETENÇÃO ^{L3}	38,0	40,0	48,4

1) Método do cilindro (BLAKE, 1965).

2) Método empírico (VONECIL, 1965).

3) Curva de retenção (RICHARDS, 1965).

de retenção é estatisticamente igual a porosidade total obtida pelo método do cilindro, considerado padrão. No solo Barro Argilo Arenoso semelhante situação foi encontrada. As diferenças nos valores obtido com o método empírico, eram esperados. Deve-se lembrar que o método é empírico e portanto seus resultados estão sujeitos a qualquer fato ocorrido durante a determinação da densidade global e das partículas do solo. Já no solo Argilo Arenoso a porosidade total foi estatisticamente igual, qualquer que seja o método de determinação utilizado. Assim, o método da curva de retenção constitui-se numa boa alternativa para determinar a porosidade total.

4.2.2. - Porosidade efetiva

A Tabela 04 apresenta os resultados da porosidade efetiva determinada pelo método de COELHO (1984) e da curva de retenção de umidade. Analizando estes resultados, verifica-se que a Areia apresenta os maiores valores de porosidade efetiva dos solos estudados (média dos tratamentos de 29,8%). Os valores obtidos estão de acordo com a bibliografia que indica variação entre 20 e 35% para solos de textura grossa. Logicamente, solos de textura grossos com uma grande macroporosidade têm altas porosidades para drenar. Já solos mais finos, com uma menor macroporosidade possui uma menor porosidade efetiva. É o que foi observado nos solos Barro Argilo Arenoso e Argilo Arenoso (porosidade efetiva média de 10,0 e 5,9%, respectivamente). Isto também está de acordo com a bibliografia

TABELA 04 - Porosidade efetiva determinada por diferentes métodos, para os três solos estudados.

M É T O D O	POROSIDADE EFETIVA (% em volume)		
	ARENOSO	BARRO ARGILO ARENOSO	ARGILO ARENOSO
COELHO	31,7	12,1	6,5
CURVA DE RETENÇÃO	27,9	7,9	5,2

(Johnson, 1966 citado por KESSLER e RIDDER em 1980), que indica valores entre 3 e 19% para o Barro e de 3 a 12% para a Argila.

Realizada a análise estatística, utilizando o delineamento Inteiramente Casualizado (Tabelas 4, 5 e 6 do Apêndice), obteve-se que os valores de porosidade efetiva determinada pelo método de Coelho (1985), foram estatisticamente iguais àqueles inferidos da curva de retenção de umidade, para o solo Barro Argilo Arenoso e Argilo Arenoso, indicando assim, que o uso da curva de retenção de umidade, para determinar a porosidade efetiva nestes solos seria tecnicamente viável. Já para o solo Arenoso, encontrou-se diferença significativa a 1% de probabilidade entre os resultados obtidos com ambos os métodos. A diferença poderia ser explicada, considerando-se que a porosidade total do solo (38%), obtida da curva e utilizada para determinar a porosidade efetiva, foi obtida por extrapolação visual, a qual poderia ter contribuído na obtenção de valores baixos de porosidade total, ocasionando desta maneira, baixos valores de porosidade efetiva também. Isto pode ser evidenciado na Tabela 03 em que realmente observa-se que a porosidade total obtida com o método da curva (38%) foi realmente menor que aquela obtida pelo método do cilindro e empírico (40,9 e 43,6%, respectivamente).

Assim, o método da curva de retenção de umidade constitui-se numa boa alternativa para determinar a porosidade efetiva dos solos estudados.

4.3. - Distribuição do tamanho dos poros

A Tabela 07 do Apêndice mostra o percentual acumulativo do tamanho dos poros, para os três solos estudados. A Figura 02 mostra as curvas de distribuição do tamanho dos poros para estes solos. Como esperado, observa-se que o solo Arenoso tem uma maior percentagem de poros grandes que o solo Barro Argilo Arenoso, que por sua vez, têm maiores poros que o solo Argilo Arenoso.

Considerando que uma melhor discussão destes resultados significa a inclusão dos dados de capacidade de campo, uma melhor abordagem será inserida dentro do item 4.4 (capacidade de campo).

4.4 Capacidade de campo

A Tabela 05 apresenta os valores de capacidade de campo determinado pelo método de campo, considerado padrão, e os valores das unidades obtidos quando os solos foram submetidos as pressões de 0,10 ; 0,20 ; 0,33 ; 0,50 e 1,0 atmosferas. Esta Tabela permitirá definir qual é o valor da pressão que melhor representa a capacidade de campo para cada solo em estudo. Realizada as análises de variância (Tabela 08, 09 e 10 do Apêndice) e os testes de Dunnett a 1% de probabilidade dos solos estudados, encontrou-se que para o solo Arenoso as unidades obtidas com tensões de 0,1 ; 0,2 e 0,33 atm (6,8 ; 6,5 e 6,0 %), respectivamente foram estatisticamente iguais aquela considerada padrão (6,1%). Considerando aspectos de economia de energia e

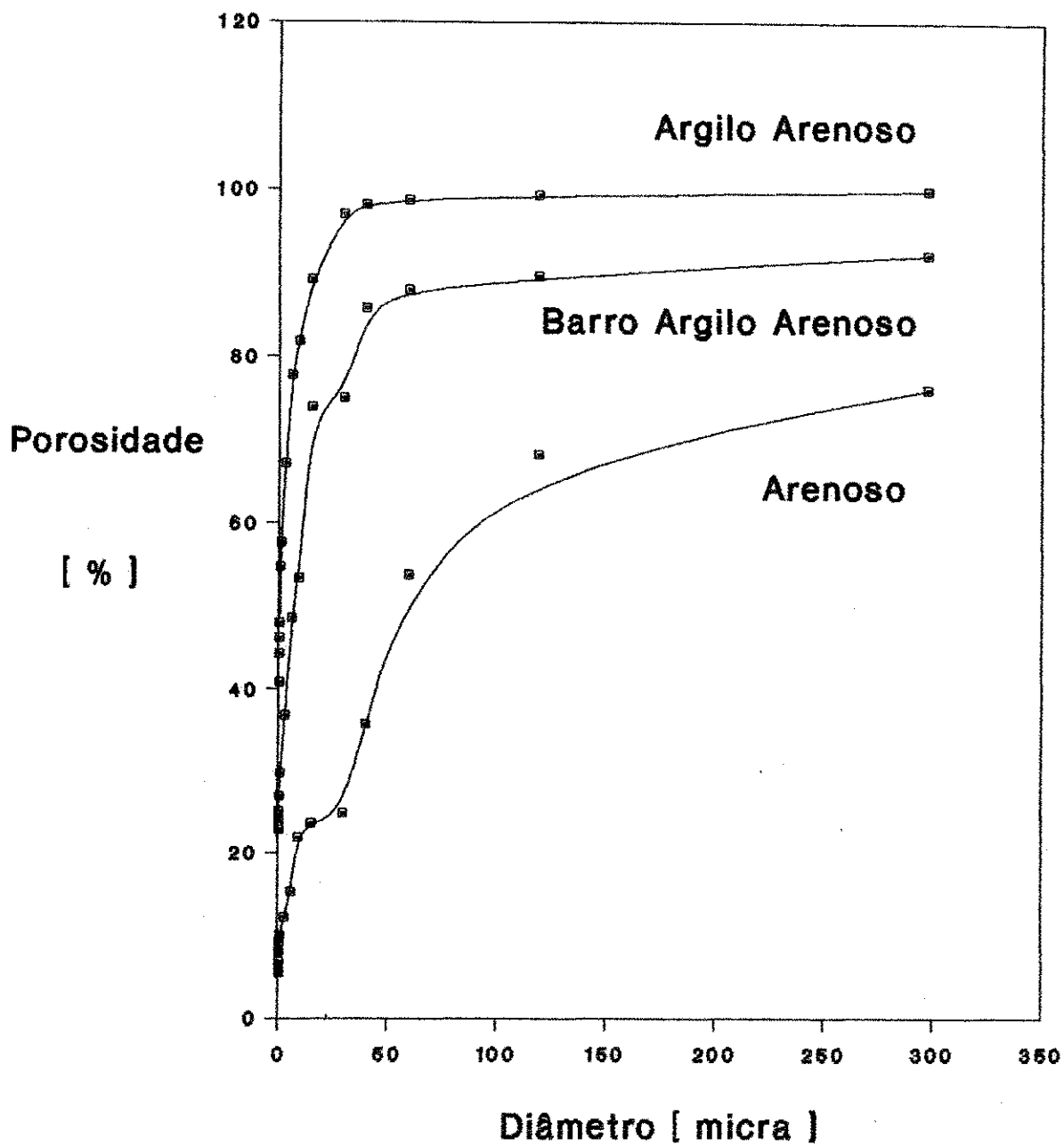


FIGURA 02: Distribuição do tamanho dos poros dos solos estudados.

Tabela 05: Capacidade de campo dos três solos estudados, determinados por métodos diferentes.

M É T O D O		UMIDADE (% BASE SOLO SECO)		
		ARENOSO	BARRO ARGILO ARENOSO	ARGILO ARENOSO
D E C A M P O		6,1 ^{*1}	22,2	31,4
CURVA DE RETENÇÃO	0,10 atm	6,8	23,2	35,1
	0,20 atm	6,5	22,9	32,3
	0,33 atm	6,0	16,5	29,6
	0,50 atm	4,2	15,1	28,1
	1,00 atm	3,3	11,4	24,3

*1 Os valores em negrito são as médias comparadas estatisticamente.

viabilidade econômica, escolheu-se a pressão de 0,1 atm como aquela que reproduz a unidade de solo a capacidade de campo. No Barro Argilo Arenoso as unidades obtidas com as pressões de 0,1 e 0,2 (23,2 e 22,9%, respectivamente) foram estatisticamente iguais a considerada padrão obtida com o método de campo (22,2%). Pelas mesmas razões expostas para o solo Arenoso, considerou-se como recomendável a pressão de 0,1 atm. No solo Argilo Arenoso a unidade de solo obtida com a pressão de 0,2 atm (32,3%) foi estatisticamente igual aquela obtida pelo método de campo, considerado padrão (31,4%). Pelas mesmas razões expostas para o solo Arenoso e Barro Argilo Arenoso, foi escolhida a pressão de 0,2 atm.

Analisando a Tabela 05 mais detalhadamente, verifica-se que para o solo Arenoso a escolha da tensão correspondente a capacidade de campo (0,1 atm), está de acordo com Duchaufourt em 1966 citado por CARRILLO (1979) e FINKEL (1962).

No Barro Argilo Arenoso a escolha da tensão correspondente a capacidade de campo (0,1 atm) difere do valor proposto pela bibliografia anterior, que é de 0,3 atm para solos Francos. Isto ocorre provavelmente devido ao alto percentual de Areia que este solo possui (63,96%) conforme verifica-se na Tabela 01. Assim, o solo Barro Argilo Arenoso comporta-se mais como um solo Arenoso, ao ser estudado com respeito a obtenção da capacidade de campo. Deste modo, pode-se pelos motivos já expostos anteriormente, considerar a tensão correspondente a capacidade de campo igual a 0,1 atm., sem estar cometendo erro significativo na sua escolha.

No Argilo Arenoso ao escolher a tensão correspondente a capacidade de campo (0,2 atm) ocorreu também uma diferença do valor proposto pela bibliografia, que é de 1 atm para solos Argilosos (Duchaufourt citado por CARRILLO em 1985). Porém, ao analisar a Tabela 01 verifica-se que o solo Argilo Arenoso apresenta ainda um alto percentual de Areia. Embora um solo tem características argilosas quando possui mais de 30% de argila, o solo utilizado no estudo tem também quase 48% de areia o que justificaria em parte a baixa tensão encontrada (0,2 atm).

Segundo FINKEL (1982) para um solo Arenoso a capacidade de campo pode ser representada pela unidade do solo quando submetido a uma tensão de 0,1 atm (\approx 100 cm de água). Com esta tensão a porosidade drenada corresponde a todos os poros menores de 0,02 mm (20 micras). O solo Arenoso em estudo, segundo a curva de distribuição de tamanho dos poros (Figura 02), tem 74% dos seus poros maiores de 0,02 mm. Considerando que a porosidade total do solo Arenoso é de 40,9% (método Standard do cilindro), então a porosidade facilmente drenável será de 30,3% que é aproximadamente a porosidade efetiva encontrada para este solo pelo método de Coelho (31,7%).

No solo Barro Argilo Arenoso, cuja capacidade de campo é representada pela unidade do solo quando submetido a uma tensão de 0,1 atm (\approx 100 cm de água) a drenagem também acontece de todos aqueles poros maiores de 0,02 mm (20 micras). O Barro Argilo Arenoso estudado tem 22% de poros maiores de 0,02 mm. Considerando que a porosidade total é de 42,8%, então a

porosidade facilmente drenável será de 9,4%, valor aproximado do valor encontrado para a porosidade efetiva pelo método de Coelho (12,1%).

No solo Argilo Arenoso, cuja capacidade de campo é representada pela unidade do solo quando submetida a uma tensão de 0,2 atm (200 cm de água), a porosidade facilmente drenável correspondente a todos aqueles poros maiores de 0,012 mm (12 micras). Como o solo Argilo Arenoso tem uma menor quantidade de poros pequenos, logicamente a água drenada a capacidade de campo deve incluir poros menores. O solo Argilo Arenoso tem 13% dos poros maiores de 0,012 mm. Considerando que a porosidade total deste solo é de 48,5% então a porosidade facilmente drenável será de 6,3%, valor aproximado ao encontrado pelo método de Coelho (6,5%).

Como observado, a curva de distribuição do tamanho dos poros é de grande utilidade, já que desta pode-se inferir o percentual em que cada tamanho de poros está distribuída em qualquer tipo de solo, e ao mesmo tempo deduzir informações com respeito a relação de água no solo e os parâmetros específicos de drenagem.

4.5 Ponto de murcha permanente

A Tabela B6 apresenta os valores do ponto de murcha permanente determinados através do método fisiológico e da curva de retenção de umidade. O método fisiológico considerado

TABELA 06: Determinação do ponto de murcha permanente,
para os três solos estudados.

M É T O D O		UMIDADE (% BASE SOLO SECO)		
		ARENOSO	BARRO ARGILO ARENOSO	ARGILO ARENOSO
FISIOLOGICO		3,7 ^{*J}	9,0	16,6
CURVA DE RETENÇÃO	1,0 atm	3,3	11,4	24,3
	3,0 atm	2,7	9,2	20,8
	5,0 atm	2,5	8,3	19,8
	7,0 atm	2,2	7,7	17,3
	10,0 atm	1,9	7,5	16,7
	15,0 atm	1,5	7,1	14,8

*J Os valores em negrito são as médias comparadas estatisticamente.

padrão, serve de parâmetro comparativo, em relação aos resultados obtidos para o ponto de murcha permanente, inferidos da curva de retenção.

Utilizando o critério da metodologia proposta pela SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA (1965), verificou-se que as unidades inferidas da curva para os três solos estudados, sob a tensão de 15 atm, não representam realmente o ponto de murcha permanente, para nenhum dos solos estudados, quando comparada com o resultado obtido através do método fisiológico. Sob menores tensões matriciais do solo, a planta já atingiria a murcha permanente. Ao analisar e comparar estatisticamente (Tabela 06) (a 1% de probabilidade) o resultado do ponto de murcha permanente obtido através do método fisiológico, com as unidades obtidas quando o solo foi submetido a diferentes tensões pneumáticas na panela de pressão, encontrou-se que para o solo Arenoso a tensão que reproduziu mais fielmente o ponto de murcha permanente era a de 1 atm, para o Barro Argilo Arenoso 3 atm e para a Argilo Arenoso de 7 atm. Observando a Tabela 06 verifica-se que as tensões correspondentes as unidades no ponto de murcha permanente, determinados pelo método fisiológico para os três solos estudados, são baixas quando comparadas com as recomendadas pela bibliografia (DWANE e LOOMIS, 1967; CARRILLO, 1977) que indicam que a tensão representada seria de 15 atm. Não obstante, deve-se lembrar que este valor de tensão (15 atm) é uma média recomendada para qualquer tipo de solo e portanto inclui os solos de textura fina, que realmente necessitam de altas tensões inclusive maiores que 15 atm.

Considerando que os solos utilizados no trabalho têm um alto conteúdo de areia (inclusive o solo Argilo Arenoso que contém 48%), então é justificável ter encontrado tais pressões. Isto pode ser verificado quando analisam-se as variações da percentagem de umidade com a tensão para os três solos estudados (Figura 01 - curva característica de umidade do solo). Observa-se que a variação da umidade é mínima quando o solo Arenoso é submetido a tensões entre 1 e 15 atm. Quase toda a água tem sido eliminada quando atinge-se a pressão de 1 atm. Assim, para este solo com 98% de areia é perfeitamente explicável a necessidade de uma baixa tensão para obter a umidade no ponto de murcha permanente.

Para o solo Barro Argilo Arenoso a situação é semelhante. Analizando a sua curva característica observa-se pouca variação do conteúdo de água em volume quando a tensão vai de 3 a 15 atm. Assim, praticamente toda a água disponível para as plantas esgotar-se-á quando atingir a tensão de 3 atm. Logicamente o solo Barro Argilo Arenoso por ter uma maior percentagem de silte mais argila e uma menor percentagem de areia que o solo arenoso precisará de uma maior tensão para atingir a umidade no ponto de murcha permanente (3 atm).

No solo Argilo Arenoso aparentemente a declividade da curva característica aumenta marcadamente a partir de 7 atm, o qual estaria demonstrando que de 7 a 15 atm a variação do conteúdo de água do solo é baixa, e que praticamente, quando atingisse a tensão de 7 atm toda a água disponível para as

plantas já teria-se esgotado. Isto justifica a obtenção da tensão de 7 atm, para representar o conteúdo de água no ponto de murcha permanente. A respeito das unidades no ponto de murcha permanente obtidos para os três solos estudados, os valores estão dentro dos intervalos apresentados pela bibliografia (BUCKMAN e BRADY, 1974; DAKER, 1984) e perfeitamente coerentes com os valores de capacidade de campo apresentado no item 4.4 do texto.

As análises estatísticas destes resultados são apresentados nas tabelas 11, 12 e 13 do Apêndice.

4.6. - Condutividade hidráulica

4.6.1. - Condutividade hidráulica saturada

Os valores da condutividade hidráulica em condição de solo saturado obtidos no laboratório, foram de: $4,66 \times 10^{-3}$, $9,10 \times 10^{-4}$ e $8,53 \times 10^{-8}$ cm/seg, para o solo Arenoso, Barro Argilo Arenoso e Argilo Arenoso, respectivamente. Estes valores estão de acordo com aqueles encontrados para solos semelhantes por HILLEL (1973) e FINKEL (1982). Segundo estes os solos Arenosos possui uma condutividade hidráulica alta (10^{-1} a 10^{-3} cm/seg), enquanto que os solos Argilosos possuem uma condutividade baixa (10^{-4} a 10^{-7} cm/seg).

Como indicado pela bibliografia (REICHARDT, 1985 ; KLAR, 1984 e HILLEL, 1973) a condutividade hidráulica depende das propriedades do solo, especificamente do tamanho das partículas e do arranjo geométrico que elas assumem, isto é, depende da

geometria do espaço poroso. Os poros variam em tamanho e forma, determinando o fluxo de água no solo saturado. Assim, poros maiores conduzem a água mais rapidamente. A medida que diminui o número de macroporos em solos finos, a água é mais retida pelas forças capilares, diminuindo a facilidade para movimentar-se.

4.6.2. - Condutividade hidráulica não saturada

A Figura 03 apresenta a relação entre a condutividade hidráulica não saturada ou condutividade capilar e a umidade do solo para os três solos estudados. Para cada solo os valores da condutividade capilar são plotados versus o conteúdo de água para uma ampla faixa. Observa-se um aumento da condutividade capilar com o conteúdo de água do solo, fenômeno observado por vários cientistas (JACKSON *et alii*, 1965; CASSEL, 1971; BRUCE, 1972 e CARVALLO, 1984). O valor da condutividade capilar aumenta até atingir um valor constante, a condutividade hidráulica sob condições de solo saturado, analisado no item 4.6.1. Enquanto nos solos saturados a água é conduzida por todos os poros, nos insaturados esta é transportada só através dos filmes de água que envolvem as partículas de solo; logo a área condutora vai se tornando menor a medida que o teor de água do solo diminui, e conseqüentemente a condutividade capilar também decresce.

No solo Arenoso, com uma alta macroporosidade, quando a umidade é de $0,25 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ o valor da condutividade hidráulica é de $3,6 \times 10^{-4} \text{ cm/seg}$, aumentando para $3,6 \times 10^{-3} \text{ cm/seg}$ para

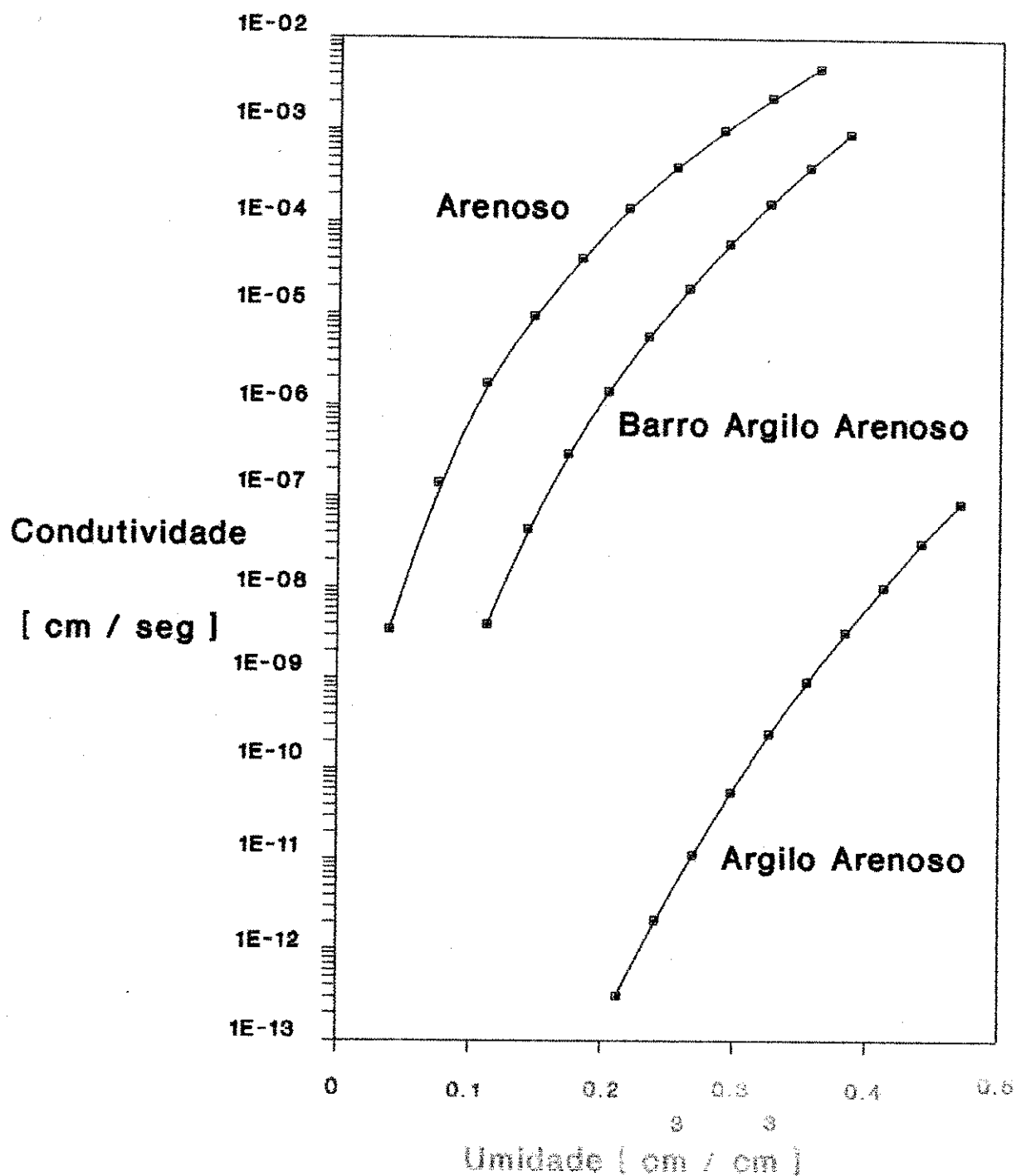


FIGURA 03: Condutividade hidráulica em função da umidade dos solos estudados.

$0,35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ de conteúdo de água. Para o Barro Argilo Arenoso na mesma faixa de umidade a condutividade capilar aumenta de $1,0 \times 10^{-5} \text{ cm/seg}$ para $3,4 \times 10^{-4} \text{ cm/seg}$. Para a Argila na mesma faixa de umidade a condutividade capilar aumenta de $3,6 \times 10^{-12} \text{ cm/seg}$ para $7,3 \times 10^{-10} \text{ cm/seg}$. Estes resultados indicam, como esperado, que os solos de textura grossa tem uma maior condutividade capilar que os solos de textura fina, devido a maior porcentagem de macroporos encontrados nos solos de textura grossa, fato confirmado por MASON *et alii* (1957).

A utilidade prática do conhecimento da condutividade capilar, reflete-se num grande número de processos físicos, químicos e biológicos de importância agrícola, que ocorrem no solo quando este encontra-se insaturado. Entre estes pode-se citar o movimento de água no solo e para as raízes das plantas, o movimento de nutrientes e a contribuição de água para os cultivos a partir dos lençóis freáticos. Por outro lado, a condutividade capilar é um parâmetro básico que precisa ser conhecido para desenhar adequadamente sistemas de irrigação e drenagem.

Os valores de condutividade capilar obtidos com o método de Green e Corey, não foram comparados com aqueles obtidos pelo método de campo (GARDNER, 1960), considerado o mais preciso, por ser este último um processo muito exaustivo. No entanto baseado em considerações bibliográficas (JACKSON *et alii*, 1965; BRUCE, 1972; CARVALLO, 1976) e na coerência dos valores da condutividade hidráulica obtidos no presente trabalho pode-se

indicar que o método de Green e Corey constitui-se uma ferramenta muito útil quando precisa-se de uma informação físico-hídrica completa dos solos, especialmente daqueles com um maior potencial agrícola sob irrigação. Recomenda-se ainda determinar no campo a condutividade capilar destes solos para verificar os resultados aqui obtidos.

CAPITULO V

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

1. Observou-se um ótimo traçado das curvas de retenção de água do solo obtidas na mesa de tensão e com a panela de pressão indicando a adequacidade destas metodologias.
2. A utilização da curva de retenção de água dos solos constitui-se numa boa alternativa para determinar a porosidade total e efetiva dos solos.
3. O conhecimento das relações energia/umidade permite conhecer a distribuição do tamanho dos poros, propriedade muitas vezes mais importante que a simples determinação da porosidade total e efetiva do solo.

4. O método da curva de retenção mostrou que para o solo Arenoso, Barro Argilo Arenoso e Argilo Arenoso, as tensões que reproduzem a unidade a capacidade de campo foram de: 0,1 ; 0,1 e 0,2 atm, respectivamente.

5. O método da curva de retenção mostrou que para o solo Arenoso, Barro Argilo Arenoso e Argilo Arenoso, as tensões que reproduzem a unidade no ponto de murcha permanente foram de: 3, 5 e 7 atm, respectivamente. Recomenda-se repetir as determinações pelo método fisiológico para confirmar os baixos valores encontrados com o método da curva de retenção.

6. Embora a condutividade hidráulica capilar determinada pelo método de Green e Corey não foi comparada com o método de campo, por ser este último muito exaustivo, os resultados obtidos são bastantes coerentes, os quais, permitem recomendar esta metodologia. Recomenda-se ainda um trabalho posterior, que determine no campo a condutividade capilar dos solos estudados, para verificar os valores obtidos neste trabalho.

CAPITULO VI

BIBLIOGRAFIA

- AMUJA, L. R.; NIELSEN, D. R. Field soil water relations
In: Irrigation of Agricultural Crops. Madison,
Wisconsin: American Society of Agronomy, 1990. Part. 1,
chapter 7, p.143-150. (Agronomy, n. 30).
- AMARO FILHO, J. Determinação da condutividade capilar
mediante o método do perfil instantâneo. Areia: Centro de
Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, 1981.
71 p. (Tese Mestrado).
- AMARO FILHO, J., FERNANDEZ, B. F. Efeito da compactação
na emergência de sementes de milho (*Zea mays L.*). In: ____.
Anais do Curso de Pós-Graduação em manejo e conservação
de solos. Areia: Universidade Federal da Paraíba / CCA
/ DSER, 1979.
- BAVER, L. D., GARDNER, Walter H., GARDNER, Wilford R.
Soil Physics. 4 ed. New York: John Wiley & Sons, Inc.
1973. 498 p.
- BELTRAN, J. M. Drenagem agrícola. [s.l.] Ministério de
Agricultura Pesca e Alimentação / Instituto Nacional de
Reforma e Desenvolvimento Agrário, 1986. V.1
- BERNARDO, S. Água do solo. Viçosa: Universidade Federal de
Viçosa-MG, 1977. (Boletim de Extensão, n.1).
- _____. Manual de Irrigação. 2. ed. Viçosa: UFV - Impr.
Univ, 1984. Cap. 1, p. 3-24.
- BLAKE, G. R. Particle Density. In: BLACK, C. A. et al
(ed.) Methods of Soil Analysis. Madison, Wisconsin:
American Society of Agronomy, 1965. Part. 1, chapter 29,
p. 371-373 (Agronomy, n.9).

———— Bulk Density. In: BLACK, C. A. et al (ed.) Methods of Soil Analysis. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, 1965. part. 1, chapter 30, p.374-390. (Agronomy, n.9)

EDDMAN, G. B., CONSTANTIN, G. K. Influence of particle size distribution in soil compaction. Hilgardia; [s.n.], 1965. v. 15 p. 567-591.

BRUCE, R. R. Hydraulic conductivity evaluation of the soil profile from soil water retention relations. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., v. 36, p. 555-561, 1972.

BRUCE, R. R., KLUTE, A. The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Science Society American Proc., v. 20, p. 458-462, 1956.

BUCKMAN, H. O., BRADY, N. C. Natureza e Propriedades dos solos. 6 ed. Rio de Janeiro: Livraria Freitas Bastos, 1983. p. 51-57, 171-203.

CARRILLO, U. R. Curva de Retencion de Humedad en 4 tipos de Suelos Cubanos. Método "Olla y Membrana" de Richards. [s.l.]: Instituto de Suelo, 1979. p. 21-22. Resúmenes.

———— Estudio de la tension - humedad en un suelo Latosólico (Rojo) mediante el equipo Richards. "Método indirecto" Revista Agrotecnia de Cuba. Havana, v. 9, n. 2, p. 7-16, 1977.

———— Tensiones, tiempo de extracción de humedad y equilibrio hidrostático en relación a dos constantes edafológicas en tres tipos de suelos. Rev. Vol. Hidrau., v. 75, p. 27-30, 1985.

⇒ CARVALLO, H. O. Características dos solos importante na irrigação. Planejamento Agrícola a nível de propriedade. [s.l.]: SUDENE / UFPB, Abr. / 1982.

CARVALLO, H. O., CASSEL, D. K., HAMMOND, J., BAUER, A. Spatial variability of in situ unsaturated Hydraulic Conductivity of Maddock sandy loam. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., v. 121, p. 1-8, 1976.

- Spatial variability of in situ unsaturated Hydraulic Conductivity of Maddock sandy loam. Fargo, Dakota: North Dakota State University, Department of Soil, apr. / 1984.
- CASSEL, D. K. Water and solute movement in Svea loam for two water management regimes. Soil Soc. Amec. Proc., v. 35, p. 859-966, 1971.
- CAVALCANTE, L. F. Determinação da Condutividade hidráulica do solo durante a redistribuição de água. Piracicaba, S.F. ESALQ-USP, 1978. 79 p. (Tese Mestrado).
- COELHO, E. F. Eficiência de algumas equações de drenagem no dimensionamento de drenos abertos e cobertos em condições de campo. Viçosa - MG, Revista Ceres, v. 32, n. 179, p. 42-62, 1984.
- CRUCIANI, D. E. Á drenagem na Agricultura. 2 ed. rev. e ampl. São Paulo: Nobel, 1983. p. 141-146.
- DAKER, A. Irrigação e drenagem; A água na agricultura. 6 ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1984. V. 3, p. 81-104.
- DAY, F. R. Particle fractionation and particle-size analysis. In: BLACK, C. A. et al (ed.). Methods of soil analysis. Madison, Wisconsin, USA: American Society of Agronomy, 1965. pt. 1, p. 545-567 (Agronomy, n. 9).
- DWANA, J. S., LOONIS, W. E. Plant and soil factors in permanent wilting percentages and field storage. Soil Sci. Amer., v. 104, n. 3, p. 203-207, 1967.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISAS AGROPECUARIAS (EMBRAPA) Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Manual de Análise de Solo. Rio de Janeiro. 1979.
- FINKEL, Herman J. Handbook of Irrigation Technology. [s.l]: [s.n.], 1982. V. 1, p. 30.
- FOKKENS, B., DE KONING, J. C. Drainage in the Zuiderzee reclamations. In: CONGRESS ON IRRIGATION AND DRAINAGE, 4., 1964, Madrid. Proceeding. Madrid: 1964, part.1, p. 18.

- FORSYTHE, W. Física de Suelos. San José, Costa Rica: Instituto Interamericano de Ciências Agrícolas, 1975. p.39-45.
- FOX, William E., PAGE-HANIFY, D. S. A method of determining bulk density of soil. Soil Science Society. V. 88, n. 3, p. 168-171, 1959.
- FRAZAO, A. Características físicas e químicas de um Latossolo Vermelho Amarelo submetido a diferentes sistemas de manejo. Areias: UFPB-Centro de Ciências Agrárias, 1981. 87 p. (Tese Mestrado).
- GAIRON, S. Important soil characteristics relevant to irrigation. In: YARON, B. et al (ed.) Arid zone irrigation. New York: Springer, 1973. p. 227-236 (Ecological Studies, 5).
- GARDNER, N. R. Soil water relations. In: _____. Arid and Semi-arid conditions; Racin of Research (Arid / zone research XV). [s.l.]:[s.n.], 1960.
- GUMBS, F. A., WARKENTIN, B. F. The effect of bulk density and initial water content on infiltration in clay soil samples. Soil Science Society of America Proceeding, v. 36, p. 720-724, 1972.
- GREEN, R. E., COREY, J. C. Calculation of Hydraulic Contivity: A Further Evaluation of some Predictive Methods. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. v. 35, n. 1, p. 3-8, Jan./Feb., 1971.
- HADAS, A., SWARTZENDRUB, D., RIJTEMA, P. E., FUCHS, M., YARON, B. Physical aspects of soil water and salts in ecosystems. New York: Springer - Verlag, 1973. 460 p. (Ecological Studies, 4).
- HILLEL, D. Soil and water: physical principles and processes. New York: Academic Press, 1973.
- _____ Introduction to soil physical principles and processes. New York: Academic Press, 1982.

INTERNATIONAL INSTITUTE FOR LAND RECLAMATION AND IMPROVEMENT
(ILRI). Principios y Aplicaciones del Drenaje.
[s.l.]: 1978, v. 3, p. 294-312.

JACKSON, R. D. Porosity and soil water diffusivity
relations. Soil Sci. Soci. Amer. Proc. V. 27, p. 363-366,
1963.

JACKSON, R. D., REGINATO, R. J., BAVEL, C. H. M. Van.
Comparison of measured and calculated hydraulic
conductivities of unsaturated soils. Water Resources
Res. V. 1, p. 375-380, 1965.

KLAR, A. E. A água no sistema solo-planta-atmosfera.
São Paulo. Nobel, 1984.

KESSLER, J., RIDDER, N. A. de. Assessing groundwater balances.
In: _____ Drainage Principles and Applications.
Wageningen, Netherlands International Institute for Land
Reclamation and Improvement, 1980. V. 3, p. 195-220.

KIEHL, E. J., KINJO, T., MARCOS, Z. Z. Caracterização e
interpretação das propriedades do solo. 2 ed. Piracicaba.
ESALQ / USP, 1973. 116 p.

KIEHL, E. J. Manual de Edafologia. Relação solo-planta. São
Paulo: Ed. Ceres XXII, 1979. p. 89-95, 102-110.

KIRKMAN, D., POWERS, W. L. Advanced soil physics. New York:
[s.n.], 1972. p. 46-49.

KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity
of saturated soil. In: BLACK, C. A. et al (ed.) Methods
of soil analysis. Madison, Wisconsin, USA: American
Society Agronomy, 1965. Part. 1, p. 210 - 221.
(Agronomy, n. 9).

MAASLAND, M., HASKEN, H. C. The auger hole method of
measuring the hydraulic conductivity of soil and its
application to the drainage design. In: INTERNATIONAL
CONGRESS IRRIGATION DRAINAGE QUESTIONS, 3, 1975.
Proceedings. [s.l.]: [s.n.], 1957. V. 8, p. 69-114.

MARSHALL, T. J. A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci. V. 9, p. 1-8, 1958.

MASON, D. D., LUTZ, J. F., PETERSON, R. G. Hydraulic conductivity as related to certain soil properties in a number of great soil groups - sampling errors involved. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. V. 21, p. 554-560, 1957.

MOTA, F. O. B. Relação de Água em perfil Alfisol do município de Mossoró - RN. Piracicaba, ESALQ / USP, 1976. 70 p. (Tese Mestrado).

NIELSEN, D. R., JACKSON, R. D., CARY, J. W., EVANS, D. D. Soil Water. Madison, Wisconsin. American Society Agronomy, 1972, p. 29-30, 72-74.

————— FIZARRO, F. Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos. Madrid: Agrícola Española, 1978. 525 p.

PETER, D. B. Water availability Agronomy. New York: Academic Press, 1965. Part 1, p. 279-280. (Monograph, n. 9).

————— PROGRAMA NACIONAL DE IRRIGAÇÃO (PRONI). Curso de elaboração de projetos de irrigação. Brasília, PNI/Fundação CTH, 1986. p. 1-39.

REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 4 ed. rev. e ampl. Campinas, SP. Fundação Cargill, 1985.

————— A água em Sistemas Agrícolas. São Paulo: Manole Ltda, 1987. Cap. 3 e 10.

RICHARDS, L. A. Physical condition of water in Soil. New York: Academic Press, 1965. Part. 1, p. 120-152. (Agronomy monograph, n. 0).

RICHARDS, L. A., WADLEIGH, C. H. Soil water and plant growth. In: _____. Soil physical conditions and plant growth. New York: Academic Press, 1952. 491 p.

RICHARDS, L. A., WEAVER, L. R. Fifteen atmosphere percentage as related to the permanent wilting percentage. Soil Sci. Soc. v. 56, p. 331-339, 1944.

- ROE, H. B., AYRES, G. C. Engineering for agriculture drainage. New York: McGraw-Hill Book Company Inc, 1954. 501 p.
- ROMANS, J. C. C. Some measurements of air space in Scottish soil. Journal of Soil Science, v. 10, n. 2, p. 201-214, 1959.
- RUIZ, T. W., GRILLO, F. M. Determinación de la retención de humedad del suelo a capacidade de campo por el método del tanque de arena. Acta Agronómica, Colombia: Facultad de Ciencias Agropecuarias FARMIRA, v. 25, 1973.
- RUSSELL, M. B. Soil aeration and plant growth. In: _____. Soil Physical Conditions and Plant Growth. Madison, Wisconsin: [s.l.]: American Society Agronomy, 1952. p. 253-301 (Monograph, 2).
- SCARDUA, R. Erosidade livre de água de dois solos do município de Piracicaba, SP. Piracicaba: ESALQ / USP, 1972. 83 p. (Tese Mestrado).
- SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Committee Report. Glossary of Soil Science Terms. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., v. 29, n. 3, p. 330-351, 1965.
- STAPLE, J. W. The influence of size distribution on the bulk density of uniformly parcker glass particles. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. v. 30, p. 404-408, 1975.
- STEEL, Robert G. D., TORRIE, James H. Principles and Procedures of Statistics with Special reference to the Biological Sciences. [s.l.]: [s. n.], 1960.
- STREET, H. E., OPIK, Helgi. Fisiologia das angiospermas crescimento e desenvolvimento. São Paulo: Ed. Universidade de S.P./Editora Polígono, 1973. p. 49-85.
- VONOCIL, J. A. Porosity. In: BLACK, C. A. et al (ed.). Methods of Soil Analysis. Madison, Wisconsin: American Society of Agronomy, 1965. Part. 1, p. 299-314. (Agronomy, n. 9).

WATSON, K. K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resources Research*, n. 2, p. 709-715, 1966.

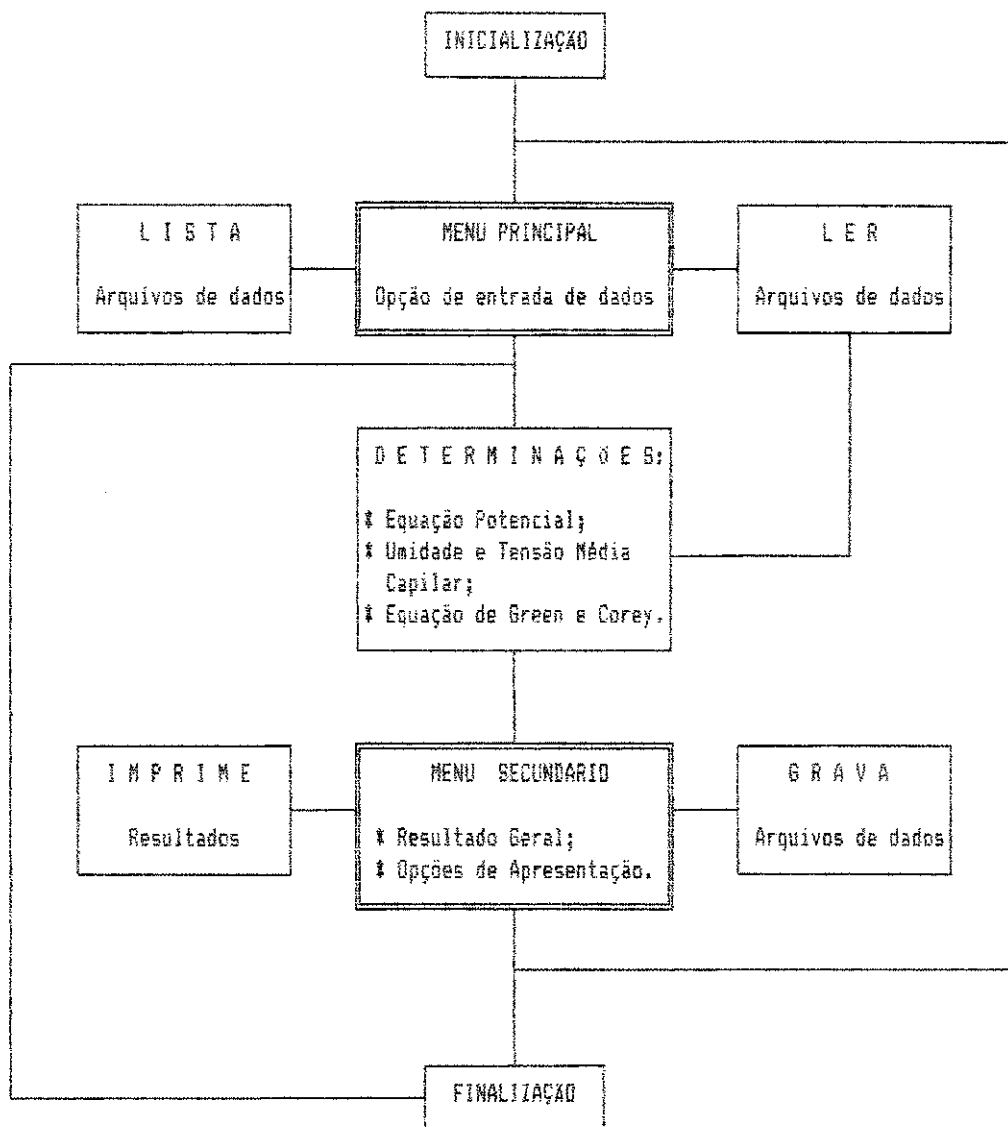
WIERSUM, L. K. The relationship of the size and structural rigidity of pores to their penetration by roots. *Plants & Soil*, V. 9, p. 75-85, 1957.

WILDE, S. H. *Forest soils: their properties and relation to silviculture*. New York, N. Y.: The Ronald Press Company, 1959. 537 p.

WINTER, E. J. *Á água, o solo e a planta*. São Paulo: EPU, Editora da Universidade de São Paulo, 1976. 70 p.

A P E N D I C E

QUADRO 1: Fluxograma e Programa em Turbo Basic para determinar a condutividade hidráulica (Modelo de Green e Corey).



```

10 '#####
20 '## Determinação da condutividade hidráulica - Green & Corey ##
30 '#####
50 KEY OFF : SCREEN 0,1,0,0
60 DIM N(20), U(20), R(50,50), X(50), LH(20), LU(20), UAC(50), HAC(50), Z(50)
70 DEF FN APR (G) = FIX (G*10000+.5) / 10000 : REM ## Arredondamento: 4 casas ##
80 CLS : COLOR 12,0,0
110 G$ = "#####"
120 P$ = "Determinação da condutividade hidráulica - METODO DE GREEN COREY:"
130 Q$ = "#####"
170 CLS : COLOR 11,0,12
180 LOCATE 2,10:PRINT P$:LOCATE 3,10:PRINT Q$:LOCATE 7,27 : PRINT G$
:LOCATE 9,27:PRINT"% MENU DE ENTRADA DE DADOS: %":LOCATE 7,27 :PRINT G$
190 LOCATE 12,24:PRINT"<1> ENTRADA DE DADOS PELO TECLADO."
200 LOCATE 14,24:PRINT"<2> LER DADOS DO DISCO."
210 LOCATE 16,24:PRINT"<3> VER ARQUIVOS EXISTENTES."
220 LOCATE 18,24:PRINT"<4> FINALIZAR O PROGRAMA."
230 LOCATE 20,24:INPUT"SELECIONE SUA OPCAO ===> ";OPCAD
240 IF (OPCAD <1 OR OPCAD >4) THEN 230
250 ON OPCAD GOTO 270, 1750, 1970, 260
260 CLS : KEY ON : COLOR 7,0,0 : LOCATE 14,30 : PRINT "MUITO OBRIGADO E ATÉ BREVE !!!":NEW
270 CLS : COLOR 14,0,1 : LOCATE 2,10
280 PRINT P$
290 LOCATE 3,10
300 PRINT Q$
310 LOCATE 5,10
320 INPUT " NOME DO SOLO ==> "; A$
330 LOCATE 7,10
340 INPUT " Qs ==> Unidade de saturação [cm3/cm3] = "; US
350 LOCATE 9,10
360 INPUT " Ql ==> Menor unidade da curva de retenção [cm3/cm3] = "; UL
370 LOCATE 11,10
380 INPUT " Ks ==> Condutividade hidráulica medida [cm/seg] = "; X5
390 LOCATE 13,10
400 INPUT " M ==> Classe de porosidade [adimensional] = "; M
410 LOCATE 15,10
420 INPUT " N ==> Número de pontos da curva de retenção [adimensional] = "; X
430 LOCATE 17,10
440 INPUT " e ==> Tensão superficial [dinas/cm] = "; C
450 LOCATE 19,10
460 INPUT " D ==> Viscosidade [g/cm.sec] = "; D
470 LOCATE 21,10
480 INPUT " G ==> Densidade da água [g/cm3] = "; E
490 LOCATE 23,10
500 INPUT " g ==> Aceleração da gravidade [cm/seg2] = "; F
510 LOCATE 25,10
520 INPUT"PARA CORREÇÃO TECLE <C> e PARA CONTINUAR <ENTER> ", W$
530 IF (W$="c") OR (W$="C") THEN 250
570 CLS
580 LOCATE 2,10
590 PRINT P$
600 LOCATE 3,10
610 PRINT Q$
620 LOCATE 5,10: PRINT "-----"

```

```

630 LOCATE 6,10: PRINT "INTRODUZA VALORES DA C. RETENÇÃO: < H [cm-H2O], i [cm3/cm3] > "
      : PRINT "-----"
640 FOR I=1 TO X
650 LOCATE 7+I,20
660 PRINT " ( H";I;" , i";I;" ) = ";
670 INPUT H(I), U(I)
680 GOSUB 1090
690 NEXT I
700 LOCATE 24,10
710 INPUT"PARA CORREÇÃO TECLÉ <D> e PARA CONTINUAR <ENTER> ", W#
720 IF (W#="c") OR (W#="C") THEN 570
760 IT = (US - UL) / M
770 FOR I = 1 TO M
780 IF I = 1 THEN UAC(I) = US - IT / 2
790 IF I (>) 1 THEN UAC(I) = UAC(I-1) - IT
800 HAC(I) = (UAC(I) / A) ^ (1 / B)
810 IF ((H(1) < H(X)) AND (HAC(I) > H(X))) THEN HAC(I) = H(X)
820 IF ((H(1) > H(X)) AND (HAC(I) > H(1))) THEN HAC(I) = H(1)
830 NEXT I
840 CLS : COLOR 11,0,12
880 LOCATE 2,10
890 PRINT P#
900 LOCATE 3,10
910 PRINT 0#
920 X# = "=" : V# = STRING$(LEN(A#)+23,X#)
930 LOCATE 5,22 : PRINT V#
940 LOCATE 6,22 : PRINT"= RESULTADO GERAL: ", A#; " ="
950 LOCATE 7,22 : PRINT V#
960 GOSUB 1450
970 FOR I= 1 TO M
980 LOCATE 7+I,25
990 PRINT " K(1);I;" = ";PRINT USING " #.##^" "; K(I)
1000 NEXT I
1010 IF OPCAO = 2 THEN 1030
1020 LOCATE 21,20 : PRINT "TECLÉ <0> PARA GRAVAR OS DADOS !!!"
1030 LOCATE 22,20 : PRINT "TECLÉ <1> PARA IMPRIMIR O RESULTADO !!!"
1040 LOCATE 23,20 : PRINT "TECLÉ <R> PARA INICIALIZAR O PROGRAMA !!!"
1050 LOCATE 24,20 : PRINT "TECLÉ <S> PARA SAIR DO PROGRAMA !!!"
1060 T# = INKEY#
1070 IF (OPCAO (<) 2) AND ((T#="0") OR (T#="1")) THEN GOSUB 1630
1080 IF (T#="I") OR (T#="i") THEN GOSUB 1150
1090 IF (T#="R") OR (T#="r") THEN RUN 50
1100 IF (T#="S") OR (T#="s") THEN CLS : KEY ON : COLOR 7,0,0
      : LOCATE 14,30 : PRINT "AT A PRÓXIMA !!!":NEW
1110 GOTO 1060
1150 CLS : LOCATE 12,15 : PRINT "LIGUE A IMPRESSORA E TECLÉ <I> PARA IMPRIMIR !!! "
      : LOCATE 14,15 : PRINT "OU TECLÉ <R> PARA RETORNAR AO MENU PRINCIPAL"
1160 T# = INKEY# : IF T# = "I" OR T# = "i" THEN 1190
1170 IF T# = "R" OR T# = "r" THEN 170
1180 GOTO 1160
1190 LPRINT TAB(10) P#
1200 LPRINT TAB(10) 0#
1210 LPRINT:LPRINT:LPRINT
1220 LPRINT " RESULTADO GERAL: (Para valores de K(1)i corrigidos.)"

```

```

1230 LPRINT " ===== ===== ***** ***** ** ***** *****"
1240 LPRINT:LPRINT " TIPO DE SOLO :      "; A#:LPRINT" #### ## #### ":LPRINT:LPRINT
1250 LPRINT USING "K(i) = #.##^";K&U;:LPRINT ".6 (Z.)+1 - Z.1) / (h)^2[ cm / seg ]"
1260 LPRINT:LPRINT
1270 GOSUB 1450
1280 LPRINT "      Hc(i)          ic(i)          X(i)          ":LPRINT
1290 FOR I= 1 TO M
1300 LPRINT USING " #.##^";HAC(I),UAC(I),K(I)
1310 LPRINT
1320 NEXT I
1330 LPRINT:LPRINT
1340 LPRINT "      DADOS USADOS NOS CALCULOS: "
1350 LPRINT "      ***** ** *****":LPRINT
1360 LPRINT USING "X(i)medido [cm/seg] = #.##^";X&S:LPRINT "e [dias/cm] = ";C
:LPRINT "o [g/cm.seg] = ";D:LPRINT "k [g/cm3] = ";E:LPRINT "g [cm/seg2] = ";F
1370 LPRINT :LPRINT "EQUAÇÃO POTENCIAL (AJUSTE)":LPRINT "ii = ";
:LPRINT USING " +#.### ";A;:LPRINT " . hi ^ ";:LPRINT USING " +#.### ";B
1380 LPRINT "COM UM COEFICIENTE DE VARIAÇÃO [%] = ";
:LPRINT USING " ###.#";A100:LPRINT:LPRINT
1390 GOTO 840
1450 M = M * US / (US - UL)
1460 U = 0.5*C^2*US^2/(E*F*D*M^2)
1470 FOR I = 1 TO M
1480 Z(I) = 0
1490 FOR J= I TO M
1500 R(I,J) = (Z#J + 1 - Z#I)/UAC(J)^2
1510 Z(I) = Z(I) + R(I,J)
1550 IF (I=1 AND J=M) THEN K = XS / (U * Z(I))
1560 NEXT J
1570 K(I) = K * U * Z(I)
1580 NEXT I
1590 RETURN
1630 CLS : LOCATE 12,15
1640 INPUT "NOME DO ARQUIVO A GRAVAR - [d:nome.dad] ";ARG#
1650 OPEN ARG# FOR OUTPUT AS#1
1660 WRITE #1,A#,US,UL,XS,M,X,C,D,E,F
1670 FOR I = 1 TO X
1680 WRITE #1,H(I),U(I)
1690 NEXT I
1700 CLOSE #1
1710 GOTO 840
1750 CLS
1760 LOCATE 2,10 : PRINT P# :LOCATE 3,10 : PRINT Q#
1770 LOCATE 10,10 : INPUT"NOME DO ARQUIVO PARA LEITURA - [d:nome.dad] ";ARG#
1780 OPEN ARG# FOR INPUT AS#1
1790 INPUT #1,A#,US,UL,XS,M,X,C,D,E,F
1800 FOR I = 1 TO X :INPUT #1, H(I), U(I)
1810 NEXT I
1820 CLOSE #1
1830 FOR I=1 TO X : GOSUB 1390
1840 NEXT I
1850 GOTO 760
1890 LH(I) = LOG(H(I)) ; LU(I) = LOG(U(I))
1900 SH = SH + H(I) ; SHQ = SHQ + H(I)^2 ; SHL = SHL + LH(I) ; SLHQ = SLHQ + LH(I)^2

```

```

1910 SU = SU + U(I) : SUG = SUG + U(I)^2 : SUL = SUL + LU(I) : SLUG = SLUG + LU(I)^2
      : SLHU = SLHU + LH(I) * LU(I)
1920 B = (X*SLHU-SHL*SUL)/(X*SLHU-SHL^2) : G = B : B = FN APR (G)
      : A = EXP ((SUL-R*SHL)/X) : G = A : A = FN APR (G)
      : R = SQR ((X*SLHU-SHL*SUL)^2/((X*SLHU-SHL^2)*(X*SLUG-SUL^2)))
1930 RETURN
1970 CLS : LOCATE 1,10 : PRINT P# : LOCATE 2,10 : PRINT D#
1980 LOCATE 5,10 : PRINT "LISTAGEM DOS ARQUIVOS DO DIRETORIO:"
1990 LOCATE 6,10 : PRINT "======"
2000 LOCATE 8,1 : FILES "*.DAD"
2010 LOCATE 22,10 : PRINT"TECLE <R> PARA RETORNAR !!!"
2020 V# = INKEY#
2030 IF (V# = "R") OR (V#="r") THEN 170 : ELSE GOTO 2020

```


TABELA 01: Análise de variância da porosidade total do solo Arenoso, usando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MEDIO	F
TRATAMENTOS	2	52,2	26,1	17,6 **
RESIDUOS	6	8,9	1,5	
T O T A L	8	61,1		

** Significativo a 1% de probabilidade.

TABELA 02: Análise de variância da porosidade total do solo Barro Argilo Arenoso, utilizando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MEDIO	F
TRATAMENTOS	2	75,3	37,7	5,9 *
RESIDUOS	6	38,2	6,4	
T O T A L	8	113,5		

* Significativo aos 5% de probabilidade.

TABELA 03 : Análise de variância da porosidade total do solo Argilo Arenoso, utilizando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	2	3,1	1,5	2,7 NS
RESIDUOS	6	3,4	0,6	
T O T A L	8	6,4		

NS Não significativo.

TABELA 04: Análise de variância da porosidade efetiva do solo Arenoso, utilizando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	1	22,43	22,43	23,30 **
RESIDUOS	4	3,85	0,96	
T O T A L	5	26,28		

** Significativo a 1% de probabilidade.

TABELA 05: Análise de variância da porosidade efetiva do solo Barro Argilo Arenoso, utilizando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MEDIO	F
TRATAMENTOS	1	26,04	26,04	2,78 NS
RESIDUOS	4	37,47	9,37	
T O T A L	5	63,51		

NS Não significativo.

TABELA 06: Análise de variância da porosidade efetiva do solo Argilo Arenoso, utilizando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MEDIO	F
TRATAMENTOS	1	2,53	2,53	3,02 NS
RESIDUOS	4	3,37	0,84	
T O T A L	5	5,91		

NS Não significativo.

TABELA 07: Distribuição do tamanho dos poros dos solos em estudo.

TENSÃO (cm H ₂ O)	DIAMETRO DO PORO (micra)	AREIA	BARRO ARGILO ARENOSO	ARGILO ARENOSO
		P (%)	P (%)	P (%)
10	297,35	75,97	92,15	99,73
25	118,94	68,12	89,51	99,20
50	59,47	53,67	87,87	98,66
75	39,65	35,67	85,70	98,06
100	29,74	24,77	74,93	96,85
200	14,87	23,57	73,93	89,11
330	9,01	21,86	53,34	81,75
500	5,95	15,18	48,53	77,75
1.000	2,97	12,18	36,73	67,11
3.000	0,99	9,90	29,63	57,51
5.000	0,60	9,22	26,75	54,70
7.000	0,43	7,97	24,93	47,94
10.000	0,30	6,75	24,32	46,14
12.000	0,25	5,67	23,76	44,23
15.000	0,20	5,35	22,76	40,76

TABELA 08: Análise de variância da capacidade de campo do solo Arenoso, usando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIAÇÃO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	3	1,20	0,40	10,30 **
RESIDUOS	8	0,30	0,04	
T O T A L	11	1,50		

UFMG

** Significativo a 1% de probabilidade.

TABELA 09: Análise de variância da capacidade de campo do solo Barro Argilo Arenoso, usando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIAÇÃO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	3	89,5	29,8	59,9 **
RESIDUOS	8	4,0	0,5	
T O T A L	11	93,5		

** Significativo a 1% de probabilidade.

TABELA 10: Análise de variância da capacidade de campo do solo Argilo Arenoso, usando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	3	47,3	15,8	42,8 **
RESIDUOS	8	2,9	0,4	
TOTAL	11	50,2		

** Significativo a 1% de probabilidade.

TABELA 11: Análise de variância do ponto de murcha permanente do solo Arenoso, usando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACAO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	2	1,50	0,80	28,50 **
RESIDUOS	6	0,20	0,03	
TOTAL	8	1,70		

** Significativo a 1% de probabilidade.

TABELA 12: Análise de variância do ponto de murcha permanente do solo Barro Argilo Arenoso, usando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACÃO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	2	1,3	0,6	7,2 ^{NS}
RESIDUOS	6	0,5	0,1	
T O T A L	8	1,8		

NS Não significativo.

TABELA 13: Análise de variância do ponto de murcha permanente do solo Argilo Arenoso, usando o experimento inteiramente casualizado, para três repetições.

CAUSA DE VARIACÃO	GRAUS DE LIBERDADE	SOMA DOS QUADRADOS	QUADRADO MÉDIO	F
TRATAMENTOS	2	0,90	0,45	0,68 ^{NS}
RESIDUOS	6	3,95	0,66	
T O T A L	8	4,85		

NS Não significativo.