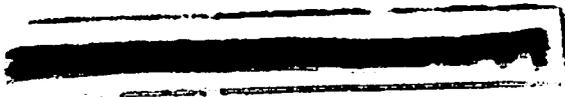




**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E
DO COEFICIENTE DE CULTURA DO
CAFEIRO (*Coffea arabica* L.)**

POLYANNA MARA DE OLIVEIRA

2003



POLYANNA MARA DE OLIVEIRA

E

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E DO COEFICIENTE DE
CULTURA DO CAFEIEIRO (*Coffea arabica* L.)**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Curso de Mestrado em Engenharia Agrícola, área de concentração em Irrigação e Drenagem, para obtenção do título de "Mestre".

Orientador
Prof. Antônio Marciano da Silva

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL
2003



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

Oliveira, Polyanna Mara de

Estimativa da evapotranspiração e do coeficiente de cultura do cafeeiro
(*Coffea arábica* L.) / Polyanna Mara de Oliveira. -- Lavras: UFLA, 2003.
86 p. : il.

Orientador: Antônio Marciano da Silva.

Dissertação (Mestrado) – UFLA.

Bibliografia.

1. Evapotranspiração. 2. Coeficiente de cultura. 3. Balanço hídrico. 4. Café. I.

Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD-633.7387

POLYANNA MARA DE OLIVEIRA

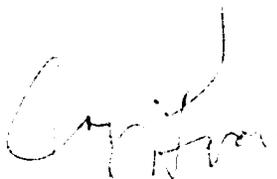
**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO E DO COEFICIENTE DE
CULTURA DO CAFEIEIRO (*Coffea arabica* L.)**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Curso de Mestrado em Engenharia Agrícola, área de concentração em Irrigação e Drenagem, para obtenção do título de "Mestre".

APROVADA em 26 de fevereiro de 2003

Prof. Pedro Castro Neto

Prof. Jarbas Honório de Miranda



Prof. Antônio Marciano da Silva
UFPA
(Orientador)

LAVRAS
MINAS GERAIS - BRASIL

A Deus,

Aos meus pais João Augusto e Vani Carvalho

Ao meu irmão Vinicius Augusto

Ao meu marido Luiz Cláudio

Dedico.

“Para os montes levanto os olhos:

de onde me virá socorro?

O meu socorro virá do Senhor,

criador do céu e da terra.

Ele não permitirá que teus pés resvaluem;

não dormirá aquele que te guarda.

Não, não há de dormir, nem adormecer

o guarda de Israel.

O Senhor é teu guarda,

O Senhor é teu abrigo, sempre do teu lado.

De dia, o sol não te fará mal,

nem a lua durante a noite.

O Senhor te resguardará de todo o mal;

Ele velará sobre tua alma.

O Senhor guardará os teus passos,

agora e para todo o sempre.”

Salmo 121

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo maravilhoso Dom da Vida.

Aos meus pais, por terem sido minha plataforma de lançamento para a vida e para onde sempre posso voltar para reabastecer.

Ao meu marido, pelo amor, companheirismo, incentivo e amizade incondicionais.

Ao meu irmão, pela certeza de que jamais estarei só no mundo.

À minha querida avó, Margarida, por ser presença constante na minha vida.

Ao orientador e amigo, Prof. Marciano, pelas sábias orientações e pelo crescimento profissional e pessoal que esta convivência tem me proporcionado.

A todo corpo docente do curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, pela transmissão de tão preciosos conhecimentos, em especial ao prof. Pedro Castro.

Aos funcionários da Hidráulica, pela atenção e presteza.

Ao Departamento de Engenharia e à Universidade Federal de Lavras, pela oportunidade de realização do trabalho.

A toda equipe de trabalho, especialmente Ricardo, Gilberto, Márcio, Guilherme, Fábio e Renato, sem os quais a realização deste não seria possível.

Aos colegas de curso, Alisson, Joelma, Adriana, Silvânio, Deoclécio, João Batista, Débora, Evonaldo, Nelson, Vladimir, pela convivência e troca de conhecimentos.

Aos amigos Márcio Willian, Luiz Alexandre e Cyntia pelo auxílio de todas as horas.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudos.

Enfim, a todos aqueles que de alguma forma colaboraram para que este trabalho alcançasse seus objetivos com êxito.

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1 Necessidades Hídricas do Cafeeiro	3
2.1.1 Evapotranspiração potencial (ETp).....	8
2.1.2 Evapotranspiração de referência (Eto).....	9
2.1.3 Evapotranspiração real (ER)	12
2.1.4 Evapotranspiração da cultura (ETc).....	12
2.2 Balanço Hídrico.....	13
2.2.1 Armazenamento de água no solo	15
2.2.2 Precipitação	15
2.2.3 Escoamento superficial	16
2.2.4 Drenagem profunda	17
2.3 Coeficiente de cultura	17
2.4 Características físico-hídricas do solo	22
2.4.1 Massa específica de partícula	22
2.4.2 Massa específica aparente	23
2.4.3 Textura	24
2.4.4 Porosidade	24
2.4.5 Curva Característica de Retenção	25
2.4.6 Condutividade Hidráulica	25
2.4.7 Capacidade de Campo.....	27
3 MATERIAL E MÉTODOS	29
3.1 Localização	29
3.2 Clima.....	29
3.3 Caracterização físico-hídrica do solo	29
3.3.1 Massa específica de partículas.....	29
3.3.2 Massa específica aparente	30
3.3.3 Textura	30

3.3.4 Porosidade	30
3.3.5 Curva Característica de Retenção	31
3.3.6 Movimento de água no solo	34
3.4 Parcela experimental	37
3.5 Sistema de irrigação	37
3.6 Critério de irrigação	38
3.7 Balanço hídrico no solo	39
3.7.1 Precipitação e irrigação	39
3.7.2 Deflúvio superficial	39
3.7.3 Movimento de água no contorno inferior (Q)	40
3.7.4 Evapotranspiração da cultura	41
3.7.5 Variação de armazenamento	43
3.7.6 Evapotranspiração de referência	43
3.7.7 Determinação do coeficiente de cultura	49
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	50
4.1 Caracterização físico hídrica do solo	50
4.1.1 Massa específica de partícula	50
4.1.2 Massa específica aparente	50
4.1.3 Textura	51
4.1.4 Porosidade	53
4.1.5 Curva característica de retenção	54
4.1.6 Movimento de água no solo	59
4.2 Balanço Hídrico	66
4.2.1 Precipitação e Irrigação	66
4.2.2 Deflúvio superficial	67
4.2.3 Armazenamento de água no solo	68
4.2.4 Evapotranspiração de referência	75
4.2.5 Evapotranspiração da cultura	75
4.3 Coeficiente de cultura	77
5 CONCLUSÕES	79
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

RESUMO

OLIVEIRA, P. M. de. Estimativa da evapotranspiração e do coeficiente de cultura do cafeeiro (*Coffea arabica* L.). 2003. 86p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) –Universidade Federal de Lavras, Lavras.

Em experimento com a cultura de cafeeiro Catuai (*Coffea arabica* L.) irrigado por gotejamento, no período de junho a setembro, na Fazenda Muquém-FAEPE/UFLA, Lavras –MG, determinou-se a sua evapotranspiração e o seu coeficiente de cultura, pelo método do balanço hídrico. A área experimental constituiu-se de duas unidades, sendo a primeira representativa da referida lavoura com dezesseis anos de idade e a segunda, parte desta três anos após o processo de rejeira. Assim, foram instalados tensiômetros nas duas unidades nas profundidades de 0,10; 0,30; e 0,50m. Três vezes por semana foram feitas leituras por meio de tensiômetro digital e mensalmente retiradas amostras de solo para determinação da umidade pelo método padrão de estufa. Os dados climatológicos necessários à estimativa da evapotranspiração de referência e aos cálculos da irrigação foram obtidos junto à Estação Climatológica Principal de Lavras – MG, situada na Universidade Federal de Lavras. O cafeeiro com dezesseis anos de cultivo apresentou uma evapotranspiração no período analisado, variando de 2,52 a 3,50, com uma média de 2,85mm dia⁻¹ e um coeficiente de cultura variando de 0,72 a 1,50, com uma média de 0,97. O cafeeiro rejeirado apresentou uma evapotranspiração no período analisado, variando de 1,55 a 2,01 com média de 1,68 mmdia⁻¹ e um coeficiente de cultura variando de 0,44 a 0,87, com média de 0,51.

* Comitê de orientação: Antônio Marciano da Silva –UFLA (Orientador); Pedro Castro Neto –UFLA (Co-orientador)

ABSTRACT

OLIVEIRA, P. M. de. Estimate of the evapotranspiration and crop coefficient of the coffee crop (*Coffea arabica L.*). 2003. 86p. Dissertation (Master, Program in Agricultural Engineering) – Federal University of Lavras, Lavras –MG.

It was determined evapotranspiration and crop coefficient, by the water balance method, in a drip irrigated experiment with Catuai coffee (*Coffea arabica L.*), from June to September, at the Muquém-FAEPE/UFLA farm. The experimental area was constituted of two units, one being a sixteen years old crop field, and an other being, in the same crop field, with plants three years after a pruning process. Tensiometers were installed in the two units at the depths of 0.10 m, 0.30 m and 0.50m. Readings through digital tensimeter were made three times a week and soil samples, for the determination of standard over-dry moisture, were taken monthly. The necessary climatological data for reference evapotranspiration estimation and irrigation calculations were obtained from the main Climate Station, of the Federal University of Lavras. The sixteen years old coffee plants presented, during the study, an average evapotranspiration of 2,85mm dia⁻¹, varying from 2.52 to 3.50 mm dia⁻¹ and an average crop coefficient of 0,97, varying from 0.72 to 1.50. The pruned coffee plants presented, during the study, an average evapotranspiration of 1,68 mm dia⁻¹, varying from 1.55 to 2.01 and a average crop coefficient of 0,51, varying from 0.44 to 0.87.

* Guidance Committee; Antônio Marciano da Silva –UFLA (Major Professor), Pedro Castro Neto –UFLA

1 INTRODUÇÃO

Desde a sua descoberta pelo homem, o café assume importante papel na economia e na vida dos povos que o cultivam. O Brasil é o maior produtor e exportador mundial há pelo menos 150 anos. No País, aproximadamente, dez milhões de pessoas se envolvem direta ou indiretamente em toda a cadeia do agronegócio café, desde a produção até a sua industrialização e comercialização. São pelo menos 1.700 municípios cafeeiros, com 300 mil cafeicultores que se envolvem diretamente na produção, com propriedades agrícolas distribuídas, principalmente, na região centro-sul, nos Estados de Minas Gerais, São Paulo, Espírito Santo e Paraná. Além do setor produtivo, a comercialização e industrialização de café movimentam um considerável número de pessoas; há no País 450 empresas com registro para exportação e 1.300 indústrias de torrefação e moagem.

Embora a irrigação seja quase tão antiga quanto à própria humanidade, no Brasil, a irrigação em cafeeiros iniciou-se a partir da difusão do sistema de irrigação por aspersão, cujas características se mostraram adequadas para a cultura, especialmente, nas terras muito permeáveis e de topografia suave, de grande parte do Estado de São Paulo.

O cafeeiro necessita de água facilmente disponível no solo em sua fase vegetativa, promovendo o crescimento de ramos laterais, e em sua fase reprodutiva (floração, expansão e granação dos frutos) para se desenvolver e produzir satisfatoriamente.

Sabendo que a agricultura é responsável por grande parcela da água consumida atualmente, torna-se necessária a implantação de sistemas de irrigação eficientes, e utilização de métodos que quantifiquem as demandas hídricas das culturas de modo que não haja desperdício da mesma.

Estimativas de consumo de água na cultura cafeeira nas diversas condições de disponibilidade hídrica ou estiagem constituem um importante instrumento no planejamento e manejo de irrigação (Iaffe et al., 2000).

Nesse contexto, nota-se a necessidade de se identificar os métodos de determinação das necessidades hídricas que melhor se ajustem às condições regionais, considerando o clima, o solo, a operacionalidade, o desenvolvimento da cultura e o sistema de irrigação utilizado.

Portanto, objetivou-se com este trabalho estimar a demanda evapotranspirativa da cultura do cafeeiro Catuaí com 16 anos de idade e recepada, bem como, os seus coeficientes de cultura, por meio do balanço hídrico.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Necessidades Hídricas do Cafeeiro

As regiões climaticamente aptas para a cafeicultura no Brasil foram delimitadas com base nos fatores, térmico e hídrico, predominantes nas áreas de origem dos cafeeiros arábica e robusta. Camargo (1985), indica, para o fator térmico, os seguintes limites das temperaturas médias anuais (Tma):

Cafeeiro arábica:

Apto – Tma entre 18° e 22°C;

Marginal – Tma entre 22° e 23°C;

Inapto – Tma maior que 23°C ou menor que 18°C.

Cafeeiro robusta:

Apto – Tma acima de 22°C;

Marginal – Tma entre 21° e 23°C;

Inapto – Tma abaixo de 21°C.

Com relação ao fator hídrico, as duas espécies apresentam, exigências muito semelhantes e estão relacionadas às condições de umidade do solo. Os limites foram adotados com base na deficiência hídrica anual (dha) estimada com base no balanço hídrico proposto por Thornthwaite e Mather e são:

Apta – dha menor que 150 mm;

Marginal – dha entre 150 mm e 200 mm;

Inapto – dha maior que 200 mm.

Grande parte da região do Centro-Sul do Brasil é zoneada como climaticamente apta à cafeicultura (cafeeiro arábica), sendo, portanto, a irrigação uma prática não recomendada. No entanto, nas regiões de cerrado de Minas Gerais, São Paulo, Goiás e Mato Grosso do Sul, as características edafoclimáticas são excelentes à exploração de cafeeiros de alta qualidade.

Como essas regiões apresentam déficit hídrico no período crítico da cultura, a adoção da irrigação é necessária, a fim de se obter produções economicamente viáveis. No entanto, mesmo as regiões climaticamente aptas ao cultivo do cafeeiro estão sujeitas ao efeito de estiagens (veranicos) que, ocorrendo nos períodos críticos de demanda de água pela planta, podem comprometer significativamente a produção.

O cafeeiro arábica apresenta quatro fases fenológicas distintas no curso do ano, ou seja; granação e abotoamento, maturação e abotoamento, dormência, floração e expansão. O cafeeiro realiza dois processos concorrentes em cada ano, sendo um processo referente à frutificação no segmento de ramo formado no ano anterior e o outro processo é relativo à formação de novo ramo para frutificação no ano seguinte (Camargo, 1987).

Os resultados obtidos por Camargo et al. (1984 e 1986) indicam que se ocorrer déficit hídrico na fase de expansão e floração (chumbinho), acarretará atraso no crescimento dos frutos, resultando em peneira baixa e reduzindo a produtividade. Ocorrendo déficit hídrico na fase de granação dos frutos (janeiro a março) há indução a um maior percentual de grãos chochos. Na fase de maturação e abotoamento (abril a junho), o déficit hídrico não afeta a maturação dos frutos já formados e nem a produtividade do ano, no entanto, prejudica a abotoação e frutificação da safra seguinte. O déficit hídrico pode ser até benéfico na fase de dormência (julho a setembro), uma vez que pode condicionar um florescimento abundante após as chuvas ou irrigação, no final da fase, promovendo uma frutificação e maturação igualada na safra seguinte.

A determinação da demanda hídrica do cafeeiro (evapotranspiração da cultura) assim como os coeficientes utilizados no manejo da irrigação têm sido o grande desafio dos pesquisadores, os quais procuram caracterizá-los regionalmente, visando a alcançar a condição ideal de suprimento hídrico da cultura e a preservação dos mananciais de captação (Bernardo, 1989).

Algumas pesquisas têm sido realizadas com o intuito de estimar a demanda hídrica da cultura do cafeeiro em situações diversas. Antunes et al. (2000) realizaram, em Viçosa-MG, estudos em dois cultivares de cafeeiro Arábica em formação irrigados por gotejamento, por meio de dois métodos diretos, lisimetria e balanço hídrico, encontrando uma evapotranspiração média da cultura no período mais quente de $1,45 \text{ mm dia}^{-1}$ e no mais frio de $1,05 \text{ mm dia}^{-1}$ com coeficientes de cultura de 0,35 e 0,40 para os mesmos períodos respectivamente.

Sousa et al. (2001), avaliaram cafeeiros em produção, irrigados por pivô central, no Norte do Espírito Santo e no Sul da Bahia e encontraram uma demanda hídrica com valores médios de 2,4 a $2,7 \text{ mm dia}^{-1}$, e um coeficiente de cultura de 0,8, utilizando o método do balanço hídrico.

Utilizando também o método do balanço hídrico, para dois cultivares de café arábica na fase de maturação de frutos, Neto et al. (2001) encontraram uma evapotranspiração de $2,17 \text{ mm dia}^{-1}$, para o período de janeiro à junho de 2001, e valores de kc variando de 0,49 a 0,60, em Viçosa.

O termo evapotranspiração foi utilizado por Thornthwaite, no início da década dos 40, para expressar a ocorrência simultânea dos processos de evaporação e de transpiração. Anteriormente, utilizava-se o termo uso consuntivo (Jensen, 1973), mas este considera a água de constituição na planta. A evapotranspiração é controlada pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo às plantas (Pereira et al, 1997).

A transferência de água por evaporação e transpiração é de grande importância na determinação das necessidades hídricas das culturas, pois esta quantidade precisa ser reposta sob forma de irrigação para que as culturas não sofram déficit hídrico com conseqüente influência na produtividade (Guandique, 1993).

O processo de evapotranspiração é, portanto, responsável pelo valor das exigências hídricas de uma cultura ao longo do seu ciclo, para as condições do local estudado (Guandique, 1993).

Para Bernardo (1995), a quantidade de água evapotranspirada depende, principalmente, da planta, do solo e do clima, sendo este último fator predominante sobre os demais, de modo que a quantidade de água requerida por uma cultura varia com a extensão da área coberta pelo vegetal e com as estações do ano.

Como já mencionado, a demanda atmosférica é controlada pelo poder evaporante do ar. Quanto mais seco estiver o ar, maior será a demanda atmosférica. No entanto, existe uma relação entre a demanda atmosférica e o suprimento de água pelo solo. Resultados experimentais de Denmead e Shaw, citados por Pereira et al. (1997), mostram que o solo é um reservatório ativo que, dentro de certos limites, controla a taxa de transferência de água para a atmosfera.

Observa-se pela Figura 1 que, se a demanda atmosférica for baixa (A), a planta consegue extrair água do solo até níveis bem baixo de água disponível. Por outro lado, se a demanda for alta (C), mesmo com o solo bastante úmido, a planta não consegue extrair água do solo numa taxa compatível com as suas necessidades.

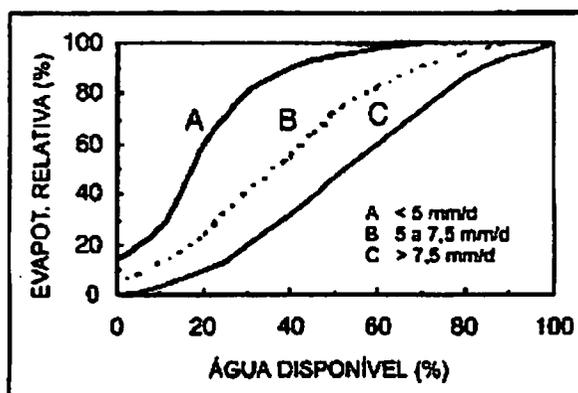


FIGURA 1 – Efeito da demanda atmosférica, medida pelo valor da evapotranspiração potencial, no rebaixamento da evapotranspiração relativa. Fonte: Pereira et al. (1997).

A evapotranspiração pode ser determinada por métodos diretos ou estimada de forma indireta, a partir de elementos climáticos, utilizando-se modelos teóricos e empíricos (Antunes et al., 2000).

Segundo Tanner, citado por Guandique (1993), a evapotranspiração pode ser determinada com a utilização de três métodos classificados em: os de balanço hídrico, os micrometeorológicos e os empíricos. Posteriormente, Burman et al. (1980) consideraram a determinação da evapotranspiração em dois grandes grupos, o grupo de medidas diretas (balanço hídrico no solo); que vem a ser constituído basicamente pelos lisímetros e aqueles que utilizam um volume de solo controlado, e o grupo de medidas indiretas (balanço hídrico climatológico), ou seja, aquele que utiliza para a estimativa da evapotranspiração fórmulas empíricas, semi-empíricas e evaporímetros (Guandique, 1993).

Em virtude das características intrínsecas de cada espécie vegetal, a evapotranspiração varia de uma cultura para outra. Assim, tornou-se necessária a definição da evapotranspiração potencial, de referência, real e da cultura.

2.1.1 Evapotranspiração potencial (ET_p)

“Corresponde à água utilizada por uma extensa superfície vegetada, de porte baixo, em crescimento ativo e cobrindo totalmente o terreno, estando este bem suprido de umidade, ou seja, em nenhum instante a demanda atmosférica é restringida por falta de água no solo” (Pereira et al., 1997).

A existência de deficiência hídrica no solo compromete a transferência de água deste para as culturas e destas para a atmosfera, influenciando, portanto, a capacidade de transferência de água e não a demanda atmosférica, conforme a perspectiva decorrente da definição apresentada.

De acordo com Ometto (1981), a evapotranspiração potencial, ocorre somente quando: “a água no solo possui o potencial matricial próximo a 0,06 atm, a cultura está em estágio de máximo crescimento vegetativo cobrindo completamente o solo, extensão superficial suficientemente grande para eliminar efeitos advectivos, e condutibilidade hidráulica solo-planta não sofrendo solução de continuidade”. A análise da Figura (1) permite discutir a afirmação anterior, pois, constata-se que a evapotranspiração pode ser mantida em níveis potenciais, mesmo em condições de tensão abaixo da mencionada, quando a demanda atmosférica é baixa. No caso de uma demanda de 5mm dia⁻¹, observa-se que a evapotranspiração relativa se mantém em 100%, quando a água disponível no solo cai de 100 para aproximadamente 60%.

Para Pereira et al. (1997), condições realmente potenciais ocorrem um a dois dias após uma chuva generalizada, uma vez que toda a região está

umedecida e as contribuições advectivas são minimizadas, independente do tamanho da área vegetada. Essa condição não ocorre em regiões áridas e semi-áridas e também nos meses de estiagem em regiões com chuvas sazonais.

2.1.2 Evapotranspiração de referência (E_{to})

A Organização das Nações Unidas, por intermédio da FAO, estabeleceu o conceito de evapotranspiração da cultura de referência (E_{to}) em publicação mundialmente conhecida como “Guidelines for Crop Water Requirements” (Boletim FAO-24), de autoria de Doorenhos e Pruitt. No Brasil, esse conceito tem sido amplamente adotado e utilizado por engenheiros, pesquisadores e extensionistas (Sediyama et al., 1998).

Esse conceito tem sido adotado para evitar conflitos entre definições existentes para evapotranspiração potencial (E_{tp}). No boletim da FAO-24, a E_{to} refere-se à evapotranspiração de uma área com vegetação rasteira, na qual as medições meteorológicas são realizadas para obtenção de um conjunto consistente de dados de coeficientes de cultura, a serem utilizados na determinação da evapotranspiração de outras culturas agrícolas.

Da forma como é apresentado no boletim da FAO-24, o conceito de E_{to} tem a ver com a grama, em crescimento ativo e mantido à altura uniforme de 0,08 a 0,12m. Representa, portanto, uma extensão da definição original de Penman em 1948 para a evapotranspiração potencial, que pode ser traduzida em: “a quantidade de água evapotranspirada, na unidade de tempo, por uma vegetação rasteira, de altura uniforme, em crescimento ativo, que cobre completamente a superfície e sem limitação de água no solo” (Sediyama et al., 1998).

Com base, principalmente no boletim FAO-24, a partir dos anos oitenta,

a terminologia Evapotranspiração de referência (ETo) é preferida à Evapotranspiração potencial (ETp) (Andrade et al, 1998).

A evapotranspiração de referência pode ser estimada por meio de equações, medida diretamente com auxílio de lisímetros ou medida indiretamente por meio de tanques evaporimétricos.

a. Medida direta da Eto por meio do Evapotranspirômetro de Thornthwaite

O evapotranspirômetro de Thornthwaite é um tipo de lisímetro de percolação. De acordo com Azevedo (1999), o termo evapotranspirômetro é, freqüentemente utilizado para designar qualquer tipo de lisímetro. Por não existirem regras claras, o termo lisímetro é utilizado para todos os tipos de depósitos repletos de solo e empregados na medida e estimativa da evapotranspiração. Sellers (1975), citado por Azevedo (1999), divide os lisímetros em dois tipos e usa terminologia diferente. Assim, os volumétricos são denominados evapotranspirômetros, e os demais tipos de lisímetros. Quanto à sistemática de quantificação podem ser de pesagem, que incluem os de pesagem mecânica, os hidráulicos e os flutuantes; e os de subirrigação.

No caso do evapotranspirômetro de Thornthwaite, a Eto pode ser estimada por:

$$E_{to} = \frac{I + P - D}{S} \quad (1)$$

em que:

Eto = evapotranspiração de referência, mm dia⁻¹

I = irrigação do tanque, L

P = precipitação pluviométrica no tanque, L



$S = \text{área do tanque, m}^2$

$D = \text{drenagem, L}$

Uma das limitações dos lisímetros de percolação consiste no tempo de resposta para a ocorrência da drenagem, assim, os melhores resultados são obtidos para períodos de tempo maiores, por exemplo, semanal, quinzenal ou mensal.

Cuidados especiais devem ser tomados quanto à umidade do solo no lisímetro. Azevedo (1999), cita que para se estimar a evapotranspiração real utilizando-se lisímetros, a umidade do solo pode ter uma grande amplitude, no entanto, para se estimar a evapotranspiração de referência, a umidade do solo deve ser mantida próximo à capacidade de campo.

b. Medida indireta da evapotranspiração de referência pelo uso de evaporímetros

A evapotranspiração potencial pode ser medida indiretamente, com a utilização dos tanques de evaporação. A quantidade de água transferida para a atmosfera a partir de uma superfície de água livre, será diferente da transferência de água em uma superfície vegetada. Porém, a variação é dependente dos mesmos parâmetros meteorológicos em ambos os casos, o que permite encontrar coeficientes que relacionem a evapotranspiração potencial com a evaporação de um tanque, desde que se mantenha o estado sanitário da planta e a umidade do solo não interfira no processo (Castro Neto, 1980).

O tanque “classe A”, em virtude do custo relativamente baixo e do fácil manejo, tem sido empregado no manejo da irrigação. Ele tem a vantagem de medir a evaporação de uma superfície de água livre, associada aos efeitos integrados da radiação solar, do vento, da temperatura e da umidade do ar, possuindo dimensões padronizadas de acordo com Bernardo (1995).

Pelo fato de os processos de evaporação da água livre no tanque (EV) e a Eto serem semelhantes apenas nos seus aspectos físicos, para converter EV em Eto, as condições meteorológicas da região e o local em que o tanque está instalado em relação ao meio circundante devem ser considerados.

c. Estimativa da evapotranspiração de referência por meio de equações

Existe um grande número de equações baseadas em dados meteorológicos para cálculo de Eto. Em testes realizados no Brasil, a equação de Penman-Monteith é a que tem melhor se ajustado aos valores medidos em evapotranspirômetros, apesar de trabalhosa e de exigir o conhecimento de um grande número de parâmetros meteorológicos.

2.1.3 Evapotranspiração real (ER)

Segundo Pereira et al. (1997), a evapotranspiração real é aquela que ocorre em uma superfície vegetada, independente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo. Assim, ER é aquela que ocorre em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno.

2.1.4 Evapotranspiração da cultura (ETc)

Desde o plantio até a colheita, uma cultura vai progressivamente crescendo e ocupando área disponível. Evidentemente, nessas condições ocorre a evapotranspiração real, que na prática é denominada evapotranspiração da cultura (ETc).

O conhecimento de Etc representa a quantidade de água a ser adicionada ao solo, para manter o crescimento e a produção em condições ideais.

Os lisímetros e o método do balanço hídrico são os mais utilizados para a estimativa da evapotranspiração da cultura em condições de campo.

Os lisímetros são equipamentos que podem determinar tanto a evapotranspiração de referência quanto a evapotranspiração da cultura. Para isso, quando se objetiva conhecer Eto, planta-se a grama batatais (*Paspalum notatum*), além de obedecer a todos os requisitos para a ocorrência da Eto. Quando se cobre o lisímetro com a cultura de interesse e as condições são aquelas que ocorrem sem imposição de nenhuma condição de contorno, determina-se a Etc.

2.2 Balanço Hídrico

A metodologia do balanço hídrico tem sido aplicada com o intuito de quantificar as deficiências hídricas e as necessidades de irrigação total e suplementar, informações estas necessárias para o planejamento da irrigação na propriedade e/ou em escala regional.

De acordo com Guandique (1993), o balanço hídrico pode ser realizado por meio de uma série de dados climatológicos disponíveis em um local, como também por meio de dados obtidos num volume de controle no solo, assim referindo-se aos balanços hídricos climatológicos e no solo respectivamente. Para os dois casos, podem ser estabelecidos intervalos de tempo variáveis, que dependerão do estudo a ser realizado.

Os resultados do balanço hídrico podem ser utilizados para o zoneamento agroclimático da região, demanda potencial de água das culturas irrigadas, definição de prioridades no planejamento de pesquisas ou para o conhecimento do regime hídrico (Andrade Júnior, 2000).

Ortolani & Camargo (1987) destacam o balanço hídrico no solo como uma alternativa viável para a estimativa da disponibilidade hídrica no solo, em virtude de levar em consideração as características específicas do solo e da planta em estudo. O resultado final obtido com a metodologia do balanço hídrico é o processo de evapotranspiração, responsável pelo valor das exigências hídricas de uma cultura ao longo do seu ciclo, para as condições do local estudado (Guandique, 1993).

O balanço hídrico é a contabilidade de todas as adições, retiradas e armazenamento de água no solo, representando a aplicação do princípio da conservação de massa para a água em um volume de solo vegetado. A variação do armazenamento representa o balanço entre as entradas e as saídas de água do volume de controle em um determinado intervalo de tempo (Reichardt 1990; Pereira et al., 1997). A entrada de água se dá sob a forma de irrigação, precipitação e ascensão capilar, e a saída, sob a forma de evapotranspiração e drenagem profunda. A parcela da precipitação a ser contabilizada deve levar em conta um eventual escoamento superficial. O volume de controle é limitado em seu contorno superior pela superfície do solo e pela cobertura vegetal, e o contorno inferior situa-se na profundidade estabelecida para o sistema radicular da cultura.

São muitos os trabalhos desenvolvidos com o uso da metodologia do balanço hídrico que mostram suas limitações, sendo algumas delas, a determinação de certos componentes, como a drenagem profunda, os quais podem provocar alterações significativas, afetando a confiabilidade dos resultados obtidos (Andrade Júnior, 2000).

Os elementos que compõe o balanço hídrico bem como seus métodos de determinação, serão apresentados a seguir.

2.2.1 Armazenamento de água no solo

Para determinação do armazenamento de água no solo, utiliza-se o método gravimétrico direto ou equipamentos como o tensiômetro e a sonda de nêutrons. Dowey, citado por Guandique (1993), encontrou erros da ordem de 10% na determinação deste item.

Outra causa de erro que também deve ser considerada na determinação do balanço hídrico é o intervalo de tempo utilizado. Jansen, apud Guandique (1993), constatou que diferentes períodos que variam de 3 a 5 dias afetavam o valor do balanço hídrico, em erros de 15 a 30% na evapotranspiração. Guandique (1993) cita que em trabalho realizado por Costa, observou-se que em períodos chuvosos podem ocorrer limitações na medição diária da evapotranspiração devido à dificuldade de determinação da variação da lâmina de água armazenada no solo.

2.2.2 Precipitação

A precipitação pluvial representa a principal entrada de água nos cultivos de sequeiro e nos cultivos sob irrigação, a sua quantificação possibilita determinar-se a necessidade de sua suplementação. A quantificação se dá por pluviômetros ou pluviógrafos e de acordo com Guandique (1993), estudos realizados por Downey mostraram haver erros envolvidos nessa determinação da ordem de 1 a 5%.

2.2.3 Escoamento superficial

O escoamento superficial depende da interação entre a intensidade de precipitação e/ou taxa de aplicação da irrigação com a capacidade de infiltração do solo, sendo ainda influenciado pelo declive da área, tipo e densidade da cobertura vegetal e das práticas de manejo e conservação do solo e da cultura. Embora de difícil quantificação, a sua determinação pode ser alcançada pelo confronto do total precipitado acumulado, com as lâminas que potencialmente o solo permitiria infiltrar, ou ainda, pela instalação de coletores de deflúvio superficial em pequenas parcelas dentro da área, pode permitir uma estimativa com razoável precisão Reichardt (1985) e (Libardi, 1999).

A velocidade de infiltração é um dos fatores chaves para uma irrigação bem planejada. Segundo Reichardt (1985), denomina-se infiltração o processo pelo qual a água entra no solo. Esta velocidade é que determina quanto tempo e qual a taxa de aplicação que se deve utilizar para cada tipo de solo em particular, sem que ocorra deflúvio superficial, fenômeno responsável pela erosão.

Segundo Bernardo (1995), para um mesmo tipo de solo, a velocidade de infiltração varia com a umidade do solo no momento da aplicação, sua porosidade e a existência de camadas compactadas.

De acordo com Bernardo (1995), tomando como parâmetro a velocidade de infiltração básica (VIB) de um solo, pode-se classificá-lo em:

Solo de VIB muito alta	> 3,0 cm/h
Solo de VIB alta	1,5 – 3,0 cm/h
Solo de VIB média	0,5 – 1,5 cm/h
Solo de VIB baixa	< 0,5 cm/h

2.2.4 Drenagem profunda

Em condições de campo, uma das maiores dificuldades encontradas é na determinação da drenagem profunda, obtida mediante a equação de Darcy-Buckingham.

A componente drenagem profunda tem um valor muito significativo na determinação da evapotranspiração total das culturas agrícolas, sendo que a quantidade de drenagem que ocorre, pode, às vezes, atingir proporções, que alterarão sobremaneira o valor determinado (Guandique, 1993).

2.3 Coeficiente de cultura

O coeficiente de cultura (k_c), proposto por Van Wijk e Vries, é adimensional e representa a razão entre a evapotranspiração da cultura Etc e a evapotranspiração de referência, Eto (Sediyama et al., 1998).

O coeficiente de cultura (k_c) é determinado empiricamente e varia com a cultura, com seu estágio de desenvolvimento, com o clima e práticas agronômicas adotadas.

O k_c representa a integração dos efeitos de três características que distinguem a evapotranspiração de referência:

- a) a altura da cultura que afeta a rugosidade e a resistência aerodinâmica;
- b) a resistência de superfície relativa ao binômio solo-planta, que é afetado pela área foliar (determinada pelo número de estômatos), pela fração de cobertura do solo com vegetação, pela idade e condições das folhas, e pela umidade no perfil do solo;
- c) o albedo da superfície da cultura-solo, que é influenciado pela fração de cobertura do solo, pela vegetação e pelo teor de água na superfície do solo, que influencia o saldo de radiação disponível à superfície, que é a principal

fonte de energia para as trocas de calor e de massa no processo de evapotranspiração

Para a maioria das culturas, o valor de k_c aumenta desde um valor mínimo na germinação, até um valor máximo, quando a cultura atinge seu pleno desenvolvimento e decresce a partir do início da maturação.

O coeficiente de cultura, segundo a conceituação de Jansen e Wright, citados por Arruda et al. (2000), é um coeficiente dinâmico e de alto significado físico e biológico, dependente principalmente da área foliar, deficiência de água no solo e do molhamento da superfície do solo.

Sediyama et al (1998) citam que, durante o período vegetativo, o valor de k_c varia à medida que a cultura cresce e desenvolve, do mesmo modo que varia com a fração de cobertura da superfície do solo pela vegetação à medida que as plantas envelhecem e atingem a maturação. Uma vez que a E_{tc} representa um índice climático da demanda evaporativa, o k_c varia, essencialmente, de acordo com as características da cultura, traduzindo em menor escala a variação dos elementos climáticos. Esse fato torna possível a transferência de valores de k_c de um local para outro e de um clima para outro. O coeficiente de cultura pode variar com a textura e o teor de água do solo, com a profundidade e densidade radicular e com as características fenológicas da planta. Entretanto, o conceito de k_c tem sido usado, extensivamente, para estimar a necessidade real de água de uma cultura particular por meio de estimativas ou medições de E_{tc} .

A distribuição temporal de K_c , para cada cultura irrigada, constitui a curva da cultura. As curvas de cultura são, correntemente, obtidas de forma experimental. Elas representam o efeito integrado da mudança na área da folha, da altura da planta, do grau de cobertura, da resistência do dossel da planta e do albedo, sobre a E_{tc} em relação a E_{to} .

Várias pesquisas têm demonstrado que a E_{tc} não pode ser, simplesmente, estabelecida para todas as situações climáticas com um simples valor de K_c . Os

coeficientes de culturas, portanto, devem ser determinados para cada estágio de desenvolvimento da cultura.

O Boletim técnico da FAO, número 24, apresenta um procedimento para obtenção do k_c descrito por Doorenbos e Pruitt. Para cada estágio de desenvolvimento da cultura, os dados de k_c podem ser obtidos através de uma curva suavizada, denominada de curva de cultura. As informações locais que relacionam a época de plantio, emergência das plantas até a cobertura efetiva e, finalmente, datas de colheita para culturas anuais são extremamente importantes e devem ser consideradas no estabelecimento da curva de k_c .

Conforme exposto, o coeficiente de cultura é altamente dependente do grau de umidade da superfície evaporante sendo que, aparentemente, somente no estágio inicial do desenvolvimento da cultura o método de elaboração da curva de k_c , proposto pela FAO, incorpora o ajuste devido a frequência de irrigação ou chuva. Assim, supõe-se que os valores de k_c da FAO já incluem as condições de evaporação para a superfície molhada, onde k_c pode exceder 1,15.

Recentemente, vários pesquisadores têm apresentado um novo conceito de k_c que combina os efeitos da resistência do movimento da água no solo para vários tipos de superfícies, e a resistência da difusão de vapores da superfície para a atmosfera. Em outras palavras, o novo k_c incorpora o ajuste devido ao molhamento da superfície do solo, na época da irrigação ou chuva.

Teoricamente, o K_c pode ser decomposto em dois componentes, um relacionado à planta (K_{cp}), ou basal, e outro relacionado ao solo (K_{cs}). Portanto, o novo K_c inclui o efeito da evaporação de ambos, da planta e da superfície do solo, e depende da disponibilidade de água no interior da zona radicular e da umidade exposta na superfície do solo. A maioria das curvas ou tabelas de K_c são para culturas bem supridas de água.

É possível utilizar o novo coeficiente K_c para estimar a ET_c , em áreas cujas condições climáticas são similares àquela do local onde um K_c foi

determinado, uma vez que este coeficiente é um fator relativo e, em sua formulação, considera-se que a diferença na necessidade hídrica da planta, devido às condições climáticas, está incorporada na determinação da ET_c . O coeficiente pode ser usado, também, em áreas com diferentes características climáticas, caso nos procedimentos de determinação da ET_o sejam observadas as informações climáticas específicas do local.

O coeficiente representa os valores mínimos de exigência hídrica das plantas. A umidade do solo é, ainda, adequada e não reduz a produtividade da planta. Portanto, esse coeficiente permite um ajustamento dos efeitos da evaporação de uma superfície recentemente umedecida.

Os dados de K_c apresentados na literatura podem servir de referencial supondo que, na região onde está instalada a cultura, não tenha os dados locais. No entanto, a estimativa de K_c , para as condições reais da área onde está implantada a cultura, é desejável devido às variabilidades climáticas e diferentes práticas agronômicas adotadas em cada região.

Poucas informações de pesquisas são disponíveis sobre o K_c do cafeeiro e sua dinâmica em relação ao ambiente. Santinato, Fernandes & Fernandes (s/d) apresentam os dados do Tabela 1 como sendo uma primeira aproximação para valores do coeficiente de cultura para o cafeeiro, em função da idade das plantas e do espaçamento de plantio. Segundo os autores, os dados apresentados foram baseados em experimentos e acompanhamento de campo de lavouras irrigadas no Triângulo Mineiro, Nordeste de Minas e Oeste da Bahia.

TABELA 1- Valores de Kc para cultura do café

Idade (anos)	Nº plantas/ha	Kc
> 3 (adulta)	2500	1,0
	3333	1,1
	6666	1,2
	13333	1,3
1 a 3	2500	0,8
	3333	0,9
	6666	1,0
	13333	1,1
0 a 1	2500	0,6
	3333	0,7
	6666	0,8
	13333	0,9

Fonte: Santinato, Fernandes & Fernandes (s/d)

De acordo com Doorembos e Pruit (1984), se a cultura atingiu pleno desenvolvimento, em local não sombreado e sem presença de ervas daninhas, o kc recomendado é em torno de 0,9 para o ano todo, porém, se não há controle de erva daninha, o kc recomendado é em torno de 1,05 - 1,1.

Gutierrez et al., citados por Arruda et al. (2000) observaram, em culturas de café com apenas um ano, valores de kc próximos a 0,58, e valores médios de 0,75 a 0,79 com cafeeiros de 2 a 4 anos.

Em estudos realizados por Arruda et al. (2000) em uma lavoura de cafeeiro Mundo Novo em Pindorama-SP, foram determinados valores de kc em função da deficiência de água no solo. Na ausência de deficiência hídrica, o kc foi próximo de 0,73 a 0,75 nos primeiros anos, chegando a atingir valores de 0,87 a 0,93 com 7 e 8 anos. A evapotranspiração do cafeeiro cessou quando a deficiência atingiu valores próximos a 100 mm na camada de 0-100 cm.

Pereira, citada por Wallis (1963), obteve para o cafeeiro, no Kenya, valores de kc de 0,5 para os meses de janeiro, fevereiro, setembro e outubro



(período de seca) e $k_c = 0,8$ nos meses de abril e maio (período úmido). Posteriormente, Wallis (1963) e Blore (1966) usando as variações no teor de água do solo para estimar lâmina de irrigação para o cafeeiro no Kenya, obtiveram k_c de 0,6 e 0,7 para culturas não irrigada e irrigada, respectivamente.

2.4 Características físico-hídricas do solo

2.4.1 Massa específica de partícula

A massa específica de partículas ou densidade real do solo mostra a relação existente entre a massa total de sólidos e o volume total de sólidos, excluindo-se os espaços porosos entre as partículas (Blake, 1965), e dependerá diretamente da constituição química e mineralógica das partículas, do seu grau de hidratação, do teor de matéria orgânica e da presença de outros minerais (Baver et al., 1972).

De acordo com vários autores, entre eles Ferreira (1988), Libardi (1999), a massa específica de partículas para solos brasileiros, notadamente os latossolos, deve ficar normalmente entre 2600 a 2700 kg m^{-3} , e que, na ausência de informações a seu respeito, pode-se aplicar o valor médio de 2650 kg m^{-3} . Estes valores são típicos de quartzo e silicatos, predominantes em solos tropicais. Pode-se, porém, encontrar valores próximos a 5000 kg m^{-3} em solos com alta concentração de minerais pesados, como magnetita ou outros férricos.

O valor da massa específica de partícula é de grande importância para se estudar a porosidade, a densidade aparente, a aeração e na determinação de sedimentação de partículas em variados fluidos, segundo a lei de Stokes (Kiehl, 1979), e também como critério auxiliar na classificação de solos (Ferreira, 1994).

2.4.2 Massa específica aparente

A massa específica aparente, também chamada de densidade global ou densidade de solo, é considerada uma característica do solo, já que relaciona a massa de partículas ao volume total do solo. Isso implica em levar em consideração o volume de vazios, ou seja, os espaços que podem estar ocupados por água e/ou ar, e este valor pode ser afetado pelo manejo, especialmente a compactação, e pela origem pedogenética do solo ou teor de matéria orgânica (Rando, 1981).

A massa específica aparente é variável para um mesmo solo, alterando-se de acordo com a estruturação. O manejo incorreto de um solo pode provocar a compactação, alterando a estruturação e, conseqüentemente, a massa específica aparente (Kiehl, 1979).

De acordo com Kiehl (1979), as amplitudes de variação das massas específicas aparentes situam-se dentro dos seguintes limites médios: solos argilosos, de 1000 a 1250 kg m⁻³; solos arenosos, de 1250 a 1400 kg m⁻³; solos humíferos, de 750 a 1000 kg m⁻³; solos turfosos, de 200 a 400 kg m⁻³. A aplicação da massa específica aparente do solo é bastante ampla, sendo importante para caracterização de solos, manejo, como compactação e tempo de implantação de uma determinada lavoura, ou alguma característica genética, como a presença de camadas adensadas.

Os principais métodos para tal determinação são o método do cilindro de Uhland e do torrão parafinado (Ferreira et al., 2000).

2.4.3 Textura

A textura do solo é estudada pela análise granulométrica, a qual permite classificar os componentes sólidos em classes de acordo com seus diâmetros em areia, silte e argila.

Constitui-se numa das características físicas mais estáveis e devido a isso, apresenta grande importância tanto na identificação dos solos quanto na predição de seus comportamentos. Assim, muitas áreas utilizam os resultados da análise granulométrica visando ao manejo adequado e racional dos solos.

2.4.4 Porosidade

O arranjo ou a geometria das partículas do solo determina a quantidade e a natureza dos poros existentes. Como as partículas variam em tamanho, forma regularidade e tendência de expansão pela água, os poros diferem consideravelmente quanto à forma, ao comprimento, à largura, à tortuosidade e a outras características. A porosidade depende, principalmente, da textura e da estrutura dos solos (Kiehl, 1979).

A porosidade do solo, de acordo com Libardi (1999), pode ser utilizada para definir qualitativamente a estrutura do solo.

Kiehl (1979), cita que a porosidade do solo pode ser classificada em duas categorias: porosidade capilar, que atualmente é denominada microporosidade e porosidade não capilar, presentemente macroporosidade. A macroporosidade é também referida como porosidade de aeração, porque é a porosidade encontrada no solo na capacidade de campo, isto é, depois do solo ter sido saturado com água e ter ocorrido percolação da maior parte da água gravitacional, momento em que o ar passa a ocupar os poros não capilares.

2.4.5 Curva Característica de Retenção

A relação funcional entre a quantidade de solução de água em equilíbrio com a tensão matricial no solo pode ser representada graficamente pela curva característica de retenção. Cada solo possui uma relação específica, podendo ainda, ocorrer variações entre horizontes de um mesmo perfil de solo.

Para a obtenção em laboratório, dos dados da curva característica, Moraes (1991) esclarece que, dentre os equipamentos utilizados, destacam-se a "Câmara de pressão de Richards" e o "Funil de Haines", mais conhecido como funil de placa porosa.

Segundo Souza (1989), entre os modelos analíticos da curva característica de retenção, o desenvolvido por Genuchten (1980), baseado na teoria de Mualem (1976), é um dos mais utilizados atualmente.

Dentre as aplicações da curva característica de retenção, pode-se citar a determinação de modo rápido e preciso, da disponibilidade de água para as plantas (Freire, 1979). Outra aplicação relevante é o estudo da distribuição do tamanho dos poros no solo.

2.4.6 Condutividade Hidráulica

É de fundamental importância a determinação da condutividade hidráulica de um determinado solo, para subsidiar a solução de problemas ligados ao movimento e à redistribuição de água no mesmo.

A água no estado líquido move-se sempre que existirem diferenças de potencial hidráulico entre os pontos do sistema analisado. Sempre do maior para o menor potencial (Reichardt, 1985).

A densidade de fluxo é o volume de água que passa por unidade de tempo pela unidade de área de secção transversal. A condutividade hidráulica depende das propriedades do fluido, como viscosidade e material poroso. A condutividade hidráulica em solo saturado decresce rapidamente com o decréscimo da umidade (Libardi, 1999).

A primeira equação para o movimento de água em meios porosos saturados foi descrita por Darcy por volta de 1856, e estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área, através de um meio poroso, é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico. Posteriormente, Buckingham, em 1907, alterou a equação de Darcy para que a mesma pudesse ser aplicada em solos não saturados, uma vez que esta é a situação mais comum, esta equação ficou conhecida como equação de Darcy-Buckingham.

A determinação da condutividade hidráulica é uma das maiores dificuldades para aplicação da equação de Darcy-Buckingham uma vez que é altamente dependente da estrutura do solo. Determinações por meio de amostras deformadas não são desejáveis uma vez que não se preserva a estrutura do solo. Já amostras indeformadas, por sua vez, podem permitir fluxo de escoamento preferencial entre o solo e as paredes do cilindro. Assim, os métodos “*in situ*” apresentam melhores consistências nos valores obtidos para condutividade hidráulica não saturada, do que os laboratoriais, porque preservam as propriedades físicas do solo. Klute (1972), aponta o método desenvolvido por Hillel et al. (1972) como um dos mais precisos, afirmando ainda, que a condutividade hidráulica geralmente é uma função exponencial da umidade.

Alternativamente ao método “*in situ*”, existem as estimativas da condutividade hidráulica, a partir de dados do solo, dentre eles, os da curva de retenção de água no solo, os quais são mais facilmente disponíveis (Libardi, 1999), como a equação de Mualen (1976), que relaciona parâmetros da equação de Genuchten (1980).

2.4.7 Capacidade de Campo

Além da condutividade hidráulica, ao se considerar o solo como um reservatório de água e mais especificamente quanto à disponibilidade de água para as plantas, aspecto de fundamental importância na resolução de problemas práticos ligados à irrigação e à drenagem, requer-se a caracterização de sua umidade na capacidade de campo (Carvalho et al, 1996).

A capacidade de campo tem sido estudada por vários pesquisadores e para vários tipos de solo, devido, principalmente, à dificuldade de sua generalização. Segundo Bernardo, citado por Carvalho (1996), quando o fluxo no perfil de solo torna-se desprezível ou mesmo cessa, depois de algum tempo, a umidade em que o solo se encontra é então denominada umidade na capacidade de campo, o que equivaleria a dizer que não há variação de umidade (θ) com o tempo (t), ou seja, $\partial\theta/\partial t = 0$.

Veihmeyer e Hendrickson, citados por Carvalho et al (1996), foram talvez os primeiros pesquisadores a definirem o termo capacidade de campo. Segundo eles, a capacidade de campo seria definida como a quantidade de água remanescente no solo, 2 ou 3 dias após a irrigação, quando a drenagem livre é desprezível. Posteriormente, a capacidade de campo foi relacionada com o potencial do estado energético da água no solo neste ponto de umidade, com a tensão de 1/3 atm.

Entre os trabalhos que procuram associar as determinações da capacidade de campo em laboratório e em campo, pode-se citar o de Marshall e Stirk, citados por Carvalho et al. (1996), que, usando como critério o fim da drenagem livre, encontraram tempos diferentes entre os solos para atingirem este estado de equilíbrio, determinando para solos arenosos 28 horas, areno-argilosos 45 horas e argilosos 120 horas.

Assim como a condutividade hidráulica, a determinação da umidade na capacidade de campo "in situ" é mais confiável do que em laboratório e é atingida, quando cessa o processo de drenagem interna.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização

O experimento foi instalado numa lavoura da cultivar catuai IAC44, com espaçamento de 3,5 m x 0,8 m, ocupando uma área útil de 2240 m², na fazenda Muquém - FAEPE/Universidade Federal de Lavras, localizada em Lavras (MG), a uma altitude de 910 m, latitude sul 21° 14' e longitude oeste de 45°00'.

O solo da área experimental foi classificado como Latossolo Vermelho Distrófico Típico, conforme EMBRAPA (1999).

3.2 Clima

De acordo com a Classificação Climática de Koppen, utilizando-se das Normais Climatológicas (1961-1990) (Brasil, 1992) e do roteiro de Vianello et al. (1991), o clima de Lavras foi classificado como Cwa.

3.3 Caracterização físico-hídrica do solo

3.3.1 Massa específica de partículas

O método do balão volumétrico foi utilizado para a determinação da densidade de partículas do solo nas três camadas (0-0,20m, 0,20-0,40m e 0,40-0,60m) a qual foi realizada no Laboratório de Relação Água Solo Planta do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras.

3.3.2 Massa específica aparente

As determinações da densidade aparente foram realizadas no Laboratório de Relação Água Solo Planta do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras.

Utilizou-se o método do cilindro de Umland (Equação 2) para determinação nas três camadas de solo estudadas.

$$D_a = \frac{m_s}{V} \quad (2)$$

Onde:

D_a = massa específica aparente, (kg m^{-3})

m_s = massa seca da amostra (kg)

V = volume da amostra de solo (m^3)

3.3.3 Textura

Para determinação da textura, amostras do solo da área experimental nas três camadas estudadas foram enviadas ao Laboratório de Solos no Departamento de Ciência do Solo da Universidade Federal de Lavras.

3.3.4 Porosidade

A porosidade total, a percentagem de microporos e macroporos foram determinadas pelas Equações 3, 4 e 5 que se seguem:

$$\alpha = (\theta_{sat} D_a)100 \quad (3)$$

onde :

α = porosidade total (%)

θ_{sat} = umidade de saturação com base em peso (kg kg^{-1})

D_a = densidade aparente (kg m^{-3})

$$\text{Microporos (\%)} = (U_{0,06atm} D_a)100 \quad (4)$$

onde:

$U_{0,06atm}$ = umidade com base em peso da amostra submetida a tensão de 0,06atm

$$\text{Macroporos (\%)} = \alpha - \text{Microporos} \quad (5)$$

3.3.5 Curva Característica de Retenção

Os dados necessários para as determinações das curvas características de retenção foram obtidos no Laboratório de Relação Água Solo Planta do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras.

Os dados de potencial matricial e umidade volumétrica foram ajustados pelo modelo de Genuchten (1980), Equação (6), utilizando-se o software SWRC (Dourado Neto, 1990) para calcular os parâmetros de ajuste da equação de Genuchten.

$$\theta[\Psi_m] = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha \cdot \Psi_m)^n\right]^m} \quad (6)$$

onde:

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

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

ψ_m = tensão ou potencial matricial, cmca.;

α = parâmetro de ajuste, cm^{-1}

m e n = parâmetros de ajuste da equação, adimensionais.

Promoveu-se um estudo da relação entre o potencial matricial da solução do solo e a distribuição dos raios dos poros, utilizando-se a Equação (6) e a seguinte expressão:

$$\psi_m = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho_{sol} g r} \quad (7)$$

onde:

Ψ_m = potencial matricial, mca

α = ângulo de contato entre a solução e o poro do solo

σ = tensão superficial da solução, N m^{-1}

ρ_{sol} = densidade da solução, kg m^{-3}

g = aceleração da gravidade, m s^{-2}

r = raio dos poros, m

Derivou-se a Equação (6), obtendo-se a relação $d\theta/d\Psi_m$ como função de ψ_m , representada graficamente pela Figura 2.

$$-\frac{d\theta}{d\psi_m} = f(\psi_m) \quad (8)$$

assim,

$$-d\theta = f(\psi_m)d\psi_m \quad (8.1)$$

Integrando-se os dois membros da Equação (8.1), tem-se:

$$-\int_{\theta_1}^{\theta_2} d\theta = \int_{\psi_1}^{\psi_2} f(\psi_m)d\psi_m$$

ou seja,

$$\theta_1 - \theta_2 = \int_{\psi_1}^{\psi_2} f(\psi_m)d\psi_m \quad (9)$$

Nota-se que a integral em ψ_m da equação acima está representada pela área hachurada da Figura 2.

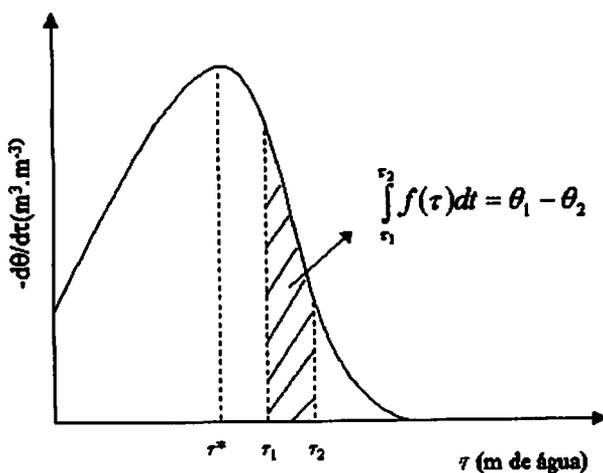


FIGURA 2- Representação gráfica da equação diferencial da curva característica de retenção de um solo. Fonte: Libardi, 1999.

Pela Equação (7), ao potencial matricial ψ_1 , corresponde o raio equivalente r_1 , e ao potencial matricial ψ_2 , corresponde o raio equivalente r_2 . Isso significa que pela curva de retenção, quando se aplica a tensão correspondente à ψ_1 , todos os poros com raios maiores que r_1 serão esvaziados, o mesmo raciocínio é válido para uma tensão ψ_2 . Logo, o volume de água liberado pelo solo, quando a tensão passa de ψ_1 para ψ_2 é igual ao volume de poros cujos raios encontram-se entre r_1 e r_2 .

Como ψ_m se associa à umidade θ , pode-se concluir que, para uma mesma variação de ψ_m , quanto maior for a diferença entre θ_1 e θ_2 , maior é o número de poros existentes no solo, com raios entre os valores de r_1 e r_2 .

3.3.6 Movimento de água no solo

3.3.6.1 Condutividade Hidráulica

O método de Hillel et al. (1972) foi utilizado para determinação da condutividade hidráulica não saturada. Este método consistiu em saturar uma área de 25m^2 ($5 \times 5\text{m}$), da qual, considerou-se como área útil uma superfície de 4m^2 ($2 \times 2\text{m}$). A área externa funcionou como área tampão, com a finalidade de evitar o fluxo no sentido horizontal da área interna. Na área interna, instalaram-se 3 baterias seguindo a declividade natural do terreno, com 4 tensiômetros por bateria nas profundidades de 0,10; 0,30; 0,50 e 0,70m, dispostos em nível. Após a saturação da área experimental, a mesma foi coberta com casca de arroz para impedir perdas por evaporação além de uma cobertura com lâmina de polietileno, para evitar entrada de água proveniente de chuvas. Monitoraram-se a umidade e o potencial total da água no solo, até que a drenagem interna do perfil praticamente se estabilizou.

A relação entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo foi determinada pela Equação (10).

$$K(\theta) = ae^{b\theta} \quad (10)$$

onde:

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo, LT^{-1}

θ = umidade volumétrica, L^3L^{-3}

a e b = parâmetros do solo.

A condutividade hidráulica saturada foi determinada no Laboratório de Relação Água Solo Planta do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras, utilizando-se o permeâmetro de carga constante.

3.3.6.2 Capacidade de Campo

Obtidos os valores de umidade em função do tempo no teste de Hillel, ajustou-se uma equação do tipo potencial de acordo com a Equação (11).

$$\theta = ct^d \quad (11)$$

onde:

θ = umidade volumétrica, $L^3 L^{-3}$;

t = tempo de drenagem interna do solo; h

c e d = parâmetros influenciados pelas características do solo.

Na Equação (11), o parâmetro d possui valor negativo, significando que θ varia de forma inversa com o tempo, ou seja, o seu valor decresce na medida em que o processo de redistribuição de água tem continuidade. Derivando-a, obtém-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = cd t^{d-1} \quad (12)$$

A Equação (12), que expressa a taxa variação de θ em relação à t , para intervalos infinitesimais de tempo, demonstra, também, que esta taxa de variação é decrescente, o que permite estabelecer um valor (D) para $d\theta/dt$, que possa ser considerado insignificante ($d\theta/dt \rightarrow 0$), ou seja, $d\theta/dt$ não varia mais, e, conseqüentemente a unidade. No instante de tempo em que esta situação é verificada, $t=t_{cc}$ e $\theta=\theta_{cc}$. Trabalhando-se algebricamente esta situação, chega-se à:

$$t_{cc} = \left(\frac{D}{cd} \right)^{\frac{1}{d-1}} \quad (13)$$

$$\theta_{cc} = c \left(\frac{D}{cd} \right)^{\frac{d}{d-1}} \quad (14)$$

Sendo as Equações (13) e (14) as que determinam o tempo para se atingir a unidade na capacidade de campo e a unidade na capacidade de campo, respectivamente. Valores de D iguais a $-0,0001$ e $-0,00001(m^3 m^{-3})h^{-1}$ correspondem a uma variação de armazenamento de $0,36$ e $0,036mm \text{ dia}^{-1}$, respectivamente, em uma camada de solo de $0,15$ m de espessura.

O tempo para se atingir a capacidade de campo (t_{cc}) e a umidade na capacidade de campo (θ_{cc}), foi determinado de acordo com as equações (13) e (14), respectivamente, sendo que os valores utilizados para D foram iguais a $-0,0001$ e $-0,00001$ ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}\text{h}^{-1}$).

3.4 Parcela experimental

O balanço hídrico foi desenvolvido em um experimento já existente sobre épocas de irrigação, constituído de duas partes. A primeira parte encontra-se numa cultura de cafeeiro Catuai com 16 anos de idade e a segunda em uma parte da mesma lavoura, que foi recepada a 0,30 m a cerca de três anos.

Em ambas as áreas, as épocas de irrigação foram as seguintes:

- Épocas A - irrigação realizada de 1º junho a 30 de setembro;
- Época B - irrigação realizada de 15 de julho a 30 de setembro;
- Época C - irrigação realizada de 1º setembro a 30 de setembro;
- Época D - não irrigada;

Nas parcelas de cada área foram instaladas baterias compostas de três tensiômetros com leituras digitais, nas profundidades de 0,10; 0,30 e 0,50m.

3.5 Sistema de irrigação

O sistema de irrigação consta além da unidade central de controle (sistema de bombeamento, filtros de areia e tela, injetor de fertilizante e manômetros), de linhas de irrigação com tubo flexível de polietileno com gotejadores auto-compensantes fabricados pela "Rain Bird", na primeira área, e pela "Naan-Tif" na área recepada, ambos com vazão nominal de $1,6\text{Lh}^{-1}$ e

espaçamento entre emissores de 0,35 e 0,45m respectivamente. A fonte de água é uma barragem situada próxima à área experimental.

3.6 Critério de irrigação

Os dados meteorológicos necessários ao manejo da irrigação foram obtidos junto à Estação Climatológica Principal de Lavras, situada na Universidade Federal de Lavras - UFLA, a aproximadamente 1km da área experimental.

O período de irrigação foi fixado de junho a setembro, sendo as irrigações realizadas as segundas, quartas e sextas-feiras.

O coeficiente de cultura (k_c) utilizado logo após a recepa foi de 0,8 (valor semelhante ao utilizado para o primeiro ano da cultura), 1,0 para o segundo ano após a recepa e 1,1 a partir do terceiro ano. No entanto, tanto para a área recepada quanto para a outra área, o k_c utilizado foi 1,1.

A transformação da lâmina de irrigação em volume de água foi feita com base na seguinte equação:

$$V = (ECAK_p K_c - P)AF \quad (15)$$

sendo:

V = Volume de água a ser aplicado, em L planta⁻¹;

ECA = Evaporação do tanque classe A no período entre irrigações, em mm;

K_p = Coeficiente do tanque;

K_c = Coeficiente de cultura, para o café;

A = Área útil entre plantas, 2,8 m²planta⁻¹;

P = Precipitação ocorrida no período, em mm;

F = Fator de localização, (0,25 no primeiro ano; 0,35 no segundo e 0,5 no terceiro).

Considerando-se o volume de água a ser aplicado (V) e a vazão aplicada pelos gotejadores (q), obtém-se o tempo necessário de irrigação (T).

$$T = \frac{V}{q} \quad (16)$$

em que:

T = Tempo necessário de irrigação, em horas;

V = Volume de água a ser aplicado, em L planta⁻¹;

q = Vazão aplicada (0,8/0,35 X 1,6 Lh⁻¹gotejador; 0,8/0,45 X 1,6 Lh⁻¹gotejador).

3.7 Balanço hídrico no solo

3.7.1 Precipitação e irrigação

Os dados de precipitação (P) foram obtidos diariamente junto à Estação Climatológica Principal da UFLA.

Os dados de irrigação (I) foram conhecidos a partir da lâmina aplicada determinada pelo método do Tanque Classe A.

3.7.2 Deflúvio superficial

Para o cálculo do deflúvio superficial (F), confrontou-se a lâmina precipitada (obtida do pluviograma correspondente) com a lâmina infiltrada potencial fornecida pela equação de infiltração acumulada do solo, a qual, foi estimada com dados obtidos pelo método do infiltrômetro de anel, com base num modelo do tipo potencial.

$$I_{pot} = C T^n \quad (17)$$

Onde:

I_{pot} = Infiltração acumulada potencial [L];

C = parâmetro característico do solo, dependente da condição inicial de umidade [L . Tⁿ];

T = tempo de oportunidade para a infiltração [T];

n = parâmetro característico do solo, adimensional e constante, cujo valor pode situar-se entre 0 e 1.

3.7.3 Movimento de água no contorno inferior (Q)

O movimento de água no contorno inferior foi determinado pela equação de Darcy-Buckingham (18).

$$q = -K(\theta) \frac{d\psi_T}{dx} \quad (18)$$

onde:

q = densidade de fluxo da água no solo, mm h⁻¹;

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo em função da umidade, mm h⁻¹;

$\frac{d\psi_T}{dz}$ = gradiente de potencial total, m m⁻¹

A condutividade hidráulica do solo não saturado foi determinada por dois diferentes métodos. O primeiro foi o método de Hillel, "in situ", expressão (10), e o segundo o de Mualem (1976), expressão (19).

$$K(\theta) = K_0 w^L \left[1 - \left(1 - w^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (19)$$

onde:

$$w = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (19.1)$$

é a saturação relativa, Ko é a condutividade hidráulica do solo saturado e L é um parâmetro empírico, que foi estimado por Mualem (1976) como sendo aproximadamente igual a 0,5 para a maioria dos solos (Libardi, 1999).

Apesar de ter sido determinada por dois métodos, a metodologia de Mualem (1976) foi utilizada para os cálculos devido ao fato de que a equação gerada em condições de campo tem como limite inferior a umidade na capacidade de campo e nas condições de condução do experimento, entretanto, a umidade muitas vezes foi aquém desse valor.

3.7.4 Evapotranspiração da cultura

A evapotranspiração foi obtida promovendo-se o balanço hídrico num volume de controle com profundidade de 0,40m, estabelecido para a cultura do café, com base nas seguintes equações:

$$\frac{\partial(\frac{\partial\theta}{dt})}{\Delta h} dz = \underbrace{\frac{dP}{dt}}_p + \underbrace{\frac{dI}{dt}}_i \pm \underbrace{\frac{dQ}{dt}}_q - \underbrace{\frac{d(ET)}{dt}}_{et} - \underbrace{\frac{dR}{dt}}_r \quad (20)$$

onde:

P = intensidade de precipitação,

I = intensidade de irrigação,

Q = fluxo no contorno inferior,

ET = fluxo de evapotranspiração,

R = fluxo de escoamento superficial, todos expressos em milímetros por unidade de tempo.

A Eq. (20) pode ainda ser escrita em sua forma integrada:

$$\int_0^z \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dt dz = \int_{t_1}^{t_2} p dt + \int_{t_1}^{t_2} i dt \pm \int_{t_1}^{t_2} q dt + \int_{t_1}^{t_2} e t dt - \int_{t_1}^{t_2} r dt \quad (20.1)$$

Desdobrando-se o primeiro membro da equação, obteve-se:

$$\int_0^z \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dt dz = \int_0^z (\theta_2 - \theta_1) dz = \int_0^z \theta_2 dz - \int_0^z \theta_1 dz = h_2 - h_1 = \Delta h \quad (20.2)$$

em que, (Δh) representa a variação de armazenamento no volume de controle num intervalo de tempo.

Uma solução para a Equação (20.1) pode ser representada pela Equação (20.3), sendo seus termos expressos em altura de lâmina da água (mm, m) assim:

$$\Delta h = P + I \pm Q - Et - R \quad (20.3)$$

onde:

P = lâmina precipitada, mm

I = irrigação, mm

Q = lâmina que entra ou sai no contorno inferior, mm

Et = evapotranspiração, mm

R = escoamento superficial, mm.

Na Equação (20.3), todos os componentes, à exceção de Et, são conhecidos, portanto o valor de Et é obtido explicitando-o o que resulta:

$$Et = P + I \pm Q - R - \Delta h \quad (20.4)$$

3.7.5 Variação de armazenamento

A umidade foi determinada a partir de leituras dos tensiômetros e associadas à curva característica de retenção de água e por meio de dados de umidade obtidos pelo método gravimétrico.

A variação de armazenamento (Δh) foi calculada com base na expressão (21), sendo que a profundidade considerada para o balanço foi de 0,40m, valor relacionado à profundidade efetiva do sistema radicular para o cafeeiro

$$\Delta h = (\theta_2 - \theta_1)z \quad (21)$$

onde:

Δh = variação de armazenagem no intervalo de tempo considerado (mm)

θ_2 = umidade média no tempo final ($m^3 m^{-3}$)

θ_1 = umidade média no tempo inicial ($m^3 m^{-3}$)

z = profundidade considerada para o balanço (mm)

3.7.6 Evapotranspiração de referência

A evapotranspiração de referência foi determinada por dois métodos distintos, o do Tanque Classe A e o de Penmam-Monteith, expressões (22) e (23), respectivamente.

$$ET_o = K_p EV \quad (22)$$

Onde:

K_p = coeficiente do tanque;

EV = evaporação do tanque, mm dia^{-1}

Doorembos e Kassan (1979), apresentam a tabela para determinar K_p em função dos dados meteorológicos da região e do meio em que está instalado o tanque.

$$E_{to} = \frac{s}{s + \gamma^*} (R_n - G) \frac{1}{\lambda} + \frac{\gamma}{s + \gamma^*} \frac{900}{(T + 275)} U_2 (e_a - e_s) \quad (23)$$

onde:

E_{to} = evapotranspiração de referência, mm dia^{-1}

s = declividade da curva de pressão de saturação de vapor, $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$

γ^* = Constante psicrométrica modificada, $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$

γ = coeficiente psicrométrico, $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$

R_n = Saldo de radiação, $\text{MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$

G = fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$)

λ = calor latente de evaporação, MJ kg^{-1}

T = temperatura média diária, $^\circ\text{C}$

U_2 = velocidade do vento a 2 metros de altura, m s^{-1}

e_a = pressão atual de vapor, kPa .

e_s = pressão de saturação de vapor, kPa .

1. Calor latente de evaporação (λ)

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \cdot 10^{-3})T \quad (23.1)$$

onde,

T = temperatura média diária, $^\circ\text{C}$

1.1) Temperatura média diária (T)

$$T = \frac{T_9 + T_{m\acute{a}x} + T_{m\acute{i}n} + 2T_{21}}{5} \quad (23.1.1)$$

2. Declividade da curva de press\~ao de Vapor (*s*)

$$s = \frac{4098es}{(T + 237,3)^2} \quad (23.2)$$

onde;

es = press\~ao de saturac\~ao de vapor, kPa.

2.1) Press\~ao de saturac\~ao de vapor (*es*)

$$es = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right) \quad (23.2.1)$$

3. Coeficiente Psicrom\~etrico (*γ*)

$$\gamma = 0,0016286 \frac{P}{\lambda} \quad (23.3)$$

onde:

P = press\~ao atmosf\~erica local, kPa

λ = calor latente de evaporac\~ao, MJ kg⁻¹ (geralmente igual a 2,45 MJ kg⁻¹)

4. Constante psicrom\~etrica modificada (*γ**)

$$\gamma^* = \gamma(1 + 0,33U_2) \quad (23.4)$$

onde:

γ = coeficiente psicrom\~etrico, kPa. °C⁻¹

4.1) Velocidade do vento a 2m de altura (redução da velocidade obtida a 10m para o nível de 2m). ($m s^{-1}$)

Considerações: $Z_0=0,11476m$; $d=0,08m$ de acordo com Pereira et al. (1997).

$$U_z = U_{10} \frac{\ln\left(\frac{Z_z - d}{Z_0}\right)}{\ln\left(\frac{10 - d}{Z_0}\right)} \quad (23.4.1)$$

5. Pressão parcial de vapor (e_a)

$$e_a = UR * e_s \quad (23.5)$$

em que:

UR = umidade relativa do ar, decimal

6. Radiação solar total (R_a)

$$R_a = 37,586 dr (H \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta) \quad (23.6)$$

onde:

dr = distância relativa Terra – sol ;

H = ângulo horário do pôr do sol, rad;

ϕ = Latutude local, rad;

δ = declinação solar, rad.

6.1) Declinação solar (δ)

$$\delta = 0,40938 \operatorname{sen}\left(\frac{2\pi}{365} * J - 1,405\right) \quad (23.6.1)$$

onde;

J= Dia Juliano

6.2) Ângulo do horário do por do sol (H)

$$H = ar \cos(-\tan \phi * \tan \delta) \quad (23.6.2)$$

6.3) Distância relativa sol-terra (dr)

$$dr = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (23.6.3)$$

7. Saldo de radiação de ondas curtas (Rns)

$$Rns = (1 - \alpha)Rs \quad (23.7)$$

onde:

α = albedo da superfície

Rs = radiação solar incidente, MJ.m⁻².dia⁻¹

7.1) Radiação solar incidente (Rs)

$$Rs = \left(0,25 + 0,5 \frac{n}{N}\right)Ra \quad (23.7.1)$$

onde;

N = número de horas de brilho solar

$$N = \frac{24}{\pi} H \quad (23.7.1.1)$$

8. Saldo de radiação de ondas longas (R_b)

$$R_b = - \left(0,9 \frac{n}{N} + 0,1 \right) \left(0,34 - 0,14 \sqrt{es} \right) \sigma * \left(T_x^4 + T_n^4 \right) \frac{1}{2} \quad (23.8)$$

onde:

n = insolação diária, horas;

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \cdot 10^{-9}$, MJ.m⁻².dia⁻¹)

T_x = temperatura máxima diária absoluta, K;

T_n = temperatura mínima diária absoluta, K;

9. Saldo de radiação (R_n)

$$R_n = R_{ns} + R_b \quad (23.9)$$

onde:

R_{ns} = saldo de radiação de ondas curtas, MJ.m⁻².dia⁻¹

R_b = saldo de radiação de ondas longas, MJ.m⁻².dia⁻¹

10. Fluxo de calor no solo (G)

Se a temperatura média dos três dias anteriores (T_{3d}) estiver disponível, pode-se calcular G pelas seguintes equações:

$$G = 0,38(T_d - T_{3d}), \text{ em escala diária;} \quad (23.10)$$

$G = 0,07(T_m - T_{3m})$ em escala mensal

3.7.7 Determinação do coeficiente de cultura

O coeficiente de cultura k_c foi obtido pela Equação (24).

$$k_c = \frac{ET_c}{Eto} \quad (24)$$

onde:

ET_c = evapotranspiração da cultura, mm dia⁻¹

Eto = evapotranspiração de referência, mm dia⁻¹

O valor da evapotranspiração da cultura foi obtido pelo método do balanço hídrico no solo e a evapotranspiração de referência por meio dos métodos de Penman-Monteith e Tanque Classe "A".

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Caracterização físico hídrica do solo

4.1.1 Massa específica de partícula

Os valores da massa específica de partículas para as três camadas estudadas encontram-se na Tabela 2, constata-se que os mesmos situam-se próximos dos valores tidos como referência, 2600 a 2700kg m⁻³ como cita Ferreira (1994). A tendência de estar um pouco abaixo do limite inferior pode ser a influencia do longo periodo de cultivo do terreno.

TABELA 2 – Valores médios da Massa específica de partículas (Dp) para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico nas três camadas estudadas. Lavras –MG, 2002.

Camada (m)	Dp média (kgm ⁻³)
0 - 0,20	2521
0,20 - 0,40	2554
0,40 - 0,60	2581

4.1.2 Massa específica aparente

Os valores encontrados (Tabela 3) estão na faixa indicada por Libardi (1999) para solos argilosos, que situa-se entre 1000 e 1400kgm⁻³.

O comportamento identificado pode ser fruto do manejo do solo, cultivo perene por um longo período (mais de 16 anos) que conduz para um processo de acomodação nas camadas mais profundas que são as menos trabalhadas. De maneira geral, pode-se afirmar que, quanto mais elevada for a massa específica aparente do solo, mais compactado ele estará, menor será sua estruturação, menor sua porosidade total e, conseqüentemente, maiores serão as restrições para o crescimento e desenvolvimento das plantas.

TABELA 3 – Valores médios da massa específica aparente (Da) do Latossolo Vermelho Distrófico Típico, nas diferentes camadas. Lavras –MG, 2002.

Camada (m)	Da média (kg.m ⁻³)
0 - 0,20	1148,8
0,20 - 0,40	1103,3
0,40 - 0,60	995,5

4.1.3 Textura

Analisando a distribuição das frações granulométricas, verifica-se que a fração argila predomina sobre as frações silte e areia neste solo (Tabela 4). Essa característica está de acordo com a definição de latossolos, que são solos de textura argilosa ou muito argilosa, podendo ocorrer, como já constatado no triângulo mineiro (EMBRAPA, 1982) e Piauí (EMBRAPA, 1986), Latossolo Roxo de textura média.

De acordo com Ferreira (1988), os solos classificados como Latossolos e Podzólicos apresentam texturas basicamente caracterizadas pela presença de

argila, podendo ser enquadrados como argilo-arenosos, argilosos ou muito argilosos.

Lançando-se os resultados obtidos, no triângulo textural, constatou-se que o solo estudado apresentou textura argilosa para as camadas 0,20 – 0,40m e 0,40 – 0,60m e textura argilo-arenosa para a camada de 0 – 0,20m.

TABELA 4 –Resultado da Análise Granulométrica para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Camadas (m)	AREIA (%)	SILTE (%)	ARGILA (%)
0 - 0,20	39,00	13,00	48,00
0,20 - 0,40	34,00	8,00	58,00
0,40 - 0,60	32,00	6,00	62,00

Segundo Resende (1982), a relação silte/argila tem sido usada como indicadora do grau de intemperização do solo. O autor sugere que valores para esta relação abaixo de 0,15 caracterizam solos que sofreram intenso processo de intemperização. No solo em estudo, essa relação foi de 0,27; 0,14 e 0,10 respectivamente para as camadas 0 – 0,20; 0,20 – 0,40 e 0,40 – 0,60m. Esses resultados se alinham com a afirmação do autor, pois a camada superior onde há a predominância de unidades texturais maiores e as inferiores há predominância da argila, pouca presença do silte, caracterizando estágio avançado de intemperismo.

4.1.4 Porosidade

Os limites, entre os quais variam a porosidade total de um solo, são muito amplos, pois o volume de poros depende da composição granulométrica e da estruturação do mesmo.

Os valores de porosidade total, determinados no presente estudo, variaram de 57,41 a 65,48%, como pode ser observado na Tabela 5, superando os limites propostos por Buckman et al (1989), os quais variam de 35 a 50% para solos arenosos e 40 a 60% para solos argilosos.

Modificações na estrutura com conseqüente redução do espaço poroso têm grande significado agrônômico, uma vez que tais reduções causam retardamentos na movimentação dos sais solúveis através do solo, atividade importante na nutrição mineral de plantas (Baver, 1972).

TABELA 5 – Valores obtidos de porosidade (α), microporos e macroporos, para as diferentes camadas no Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras – MG, 2002.

Profundidade (m)	α (%)	Microporos (%)	Macroporos (%)
0 – 0,20	57,41	35,79	21,62
0,20 – 0,40	65,48	32,43	33,05
0,40 – 0,60	61,96	33,36	28,60

4.1.5 Curva característica de retenção

Na Tabela 6, encontram-se os valores para umidade volumétrica em função do potencial matricial, para as camadas estudadas.

Os dados dos parâmetros de ajuste para o modelo de Genuchten (1980) estão registrados na Tabela 7.

Na Figura 3, apresentam-se as curvas características obtidas para as três camadas estudadas.

TABELA 6 –Valores de potencial matricial (mca) e umidade volumétrica (m^3/m^3) para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para as camadas estudadas. Lavras –MG, 2002.

Potencial matricial (mca)	Camadas (m)		
	0 - 0,20	0,20 - 0,40	0,40 - 0,60
0,10	0,550	0,520	0,54
0,20	0,430	0,420	0,454
0,40	0,370	0,350	0,345
0,60	0,310	0,30	0,280
0,80	0,300	0,270	0,267
1,00	0,290	0,240	0,250
3,30	0,250	0,234	0,234
10,00	0,240	0,227	0,227
500,00	0,207	0,220	0,217
100,00	0,202	0,207	0,209
150,00	0,200	0,207	0,207

$$\begin{array}{r}
 0,29 \\
 0,12 \\
 0,25 \\
 \hline
 0,66
 \end{array}$$

54

$$\begin{array}{r}
 0,20 \\
 0,207 \\
 0,207 \\
 \hline
 0,614
 \end{array}$$

$$\begin{array}{r}
 0,614 \\
 \hline
 0,207 \\
 \hline
 0,407
 \end{array}$$

TABELA 7 –Parâmetros de ajuste para a equação de Genuchten para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Parâmetros	Camada (m)		
	0 – 0,20	0,20 – 0,40	0,40 -0,60
θ_s	0,550	0,520	0,540
θ_r	0,200	0,207	0,207
α	0,0542	0,0438	0,0407
m	0,4492	0,5552	0,5991
n	1,8157	2,2483	2,4941

257.11 55
207-Pump

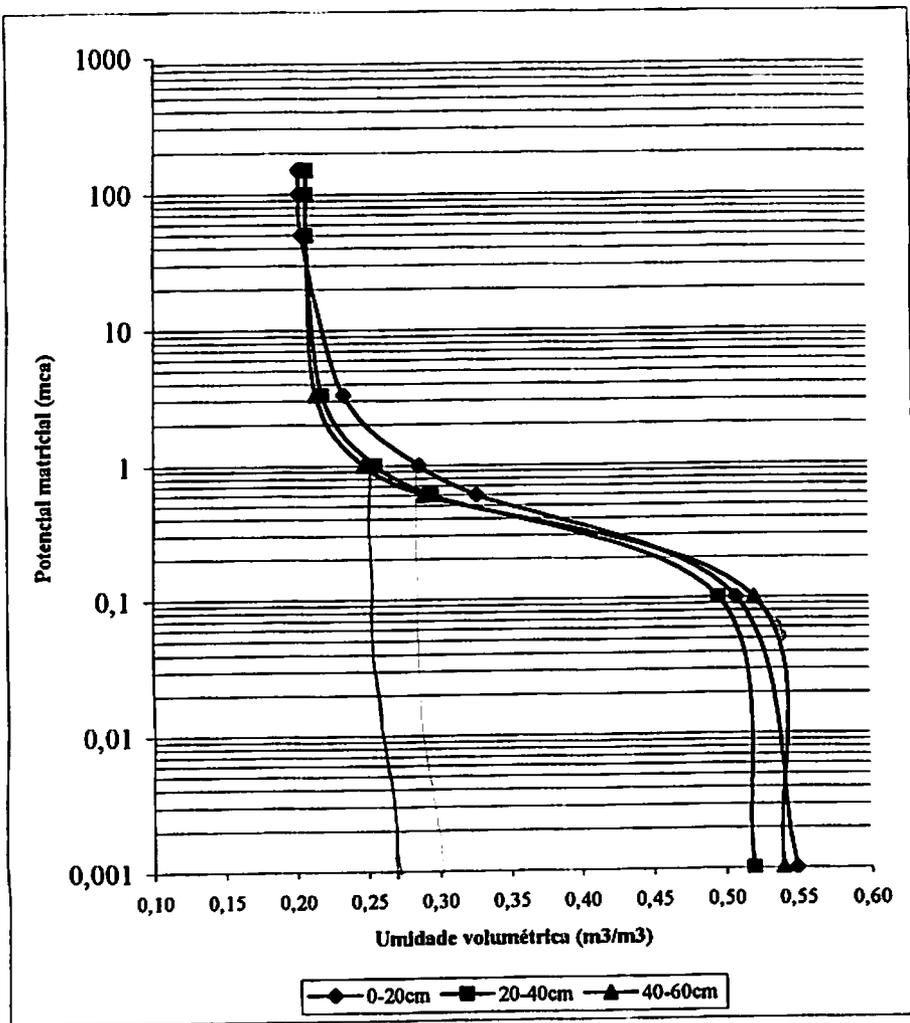


FIGURA 3 – Curvas características de retenção das três camadas analisadas do Latossolo Vermelho Distrófico Típico, ajustadas pelo modelo de Genuchten. Lavras –MG, 2002.

O estudo de distribuição da frequência dos raios efetivos dos poros correspondente a cada potencial matricial, foi calculado com o auxílio da Equação (7), considerando-se $\sigma = 0,072\text{Nm}^{-1}$, $\alpha = 0^{\circ}$, $\rho_s = 1000\text{kgm}^{-3}$ e $g = 9,81\text{ms}^{-2}$. Os resultados possibilitaram traçar a Figura 6, que representa no eixo das ordenadas a saturação relativa θ/θ_s , sendo θ_s , a umidade de saturação da camada em estudo.

Os resultados da aplicação de Equação (8) estão apresentados na Figura (4), sob a forma de curvas das derivadas das curvas características de retenção, para as camadas estudadas.

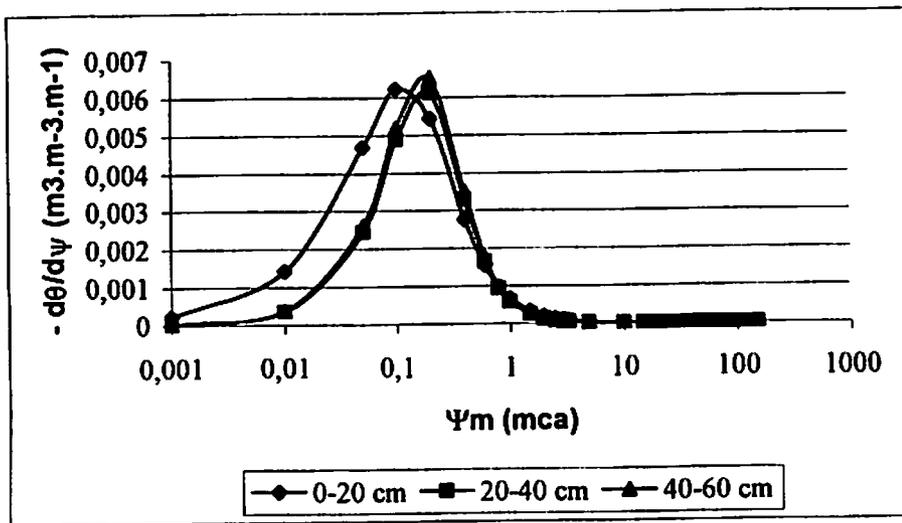


FIGURA 4 –Representação das derivadas das curvas de retenção do Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para as camadas estudadas. Lavras –MG, 2002.

Sabe-se que, para $\theta/\theta_s = 1$, significa que todos os poros estão cheios de água. Analisando-se a Figura 5 e tomando-se como exemplo a camada de 0-

0,20m, percebe-se que para $\theta_1/\theta_s = 0,99$, o r_1 correspondente é aproximadamente igual a $1470\mu\text{m}$, significando ainda que 99% dos poros estão cheios de água e que seus raios são todos iguais ou menores que $1470\mu\text{m}$. Para um $\theta_2/\theta_s = 0,92$, o r_2 correspondente é aproximadamente igual a $147\mu\text{m}$, ou seja, 92% dos poros estão cheios de água e seus raios são iguais ou menores que $147\mu\text{m}$. Portanto, a frequência de poros com raios iguais ou menores que $1470\mu\text{m}$ e maiores ou iguais a $147\mu\text{m}$ é dada pela diferença entre θ_1/θ_s e θ_2/θ_s , que, para o caso exemplificado, é igual a 0,07. Em outras palavras, a frequência de poros com raios no intervalo, de 147 a $1470\mu\text{m}$, é de 7%.

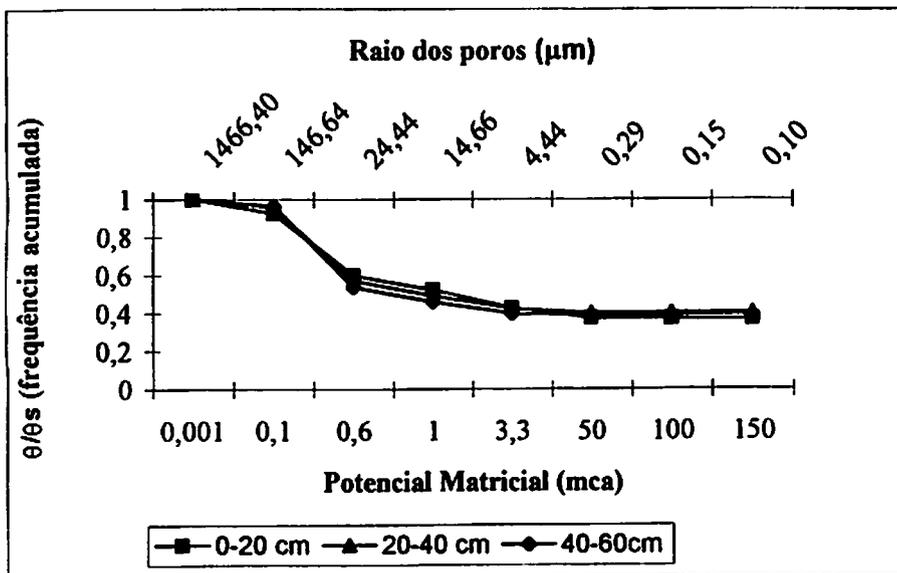


FIGURA 5 –Saturação relativa (frequência acumulada de não excedência) em função do raio dos poros e do potencial matricial no Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Com auxílio da Tabela 8 e seguindo este mesmo procedimento para as demais camadas, detectou-se que as maiores frequências acumuladas ocorreram para uma variação de Ψ_m de 0,1 para 1 mca, com valores de 0,4030; 0,4619; e 0,5061, para as camadas de 0-0,20; 0,20-0,40; e 0,40-0,60m, respectivamente.

Comparativamente, conclui-se que a camada de 0,40-0,60m possui uma maior frequência acumulada de macroporos de raios efetivos maiores que 14,66 μ m e menores que 146,64 μ m.

TABELA 8 –Valores da umidade volumétrica e da correspondente saturação relativa (frequência acumulada de não excedência) relacionados ao potencial matricial e respectivos raios dos poros, para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Ψ (mca)	r (μ m)	0 - 0,20 (m)		0,20 - 0,40 (m)		0,40 - 0,60 (m)	
		θ (m^3m^{-3})	θ/θ_s	θ (m^3m^{-3})	θ/θ_s	θ (m^3m^{-3})	θ/θ_s
150	0,10	0,2015	0,3663	0,2071	0,3983	0,2070	0,3834
100	0,15	0,2021	0,3674	0,2072	0,3984	0,2070	0,3834
50	0,29	0,2036	0,3702	0,2074	0,3988	0,2071	0,3836
3,3	4,44	0,2332	0,4240	0,2181	0,4195	0,2139	0,3960
1,0	14,66	0,2864	0,5207	0,2556	0,4915	0,2472	0,4577
0,6	24,44	0,3273	0,5950	0,2953	0,5678	0,2895	0,5361
0,1	146,64	0,5080	0,9237	0,4958	0,9534	0,5205	0,9638
0,01	1466,40	0,5492	0,9986	0,5198	0,9997	0,5399	0,9999

4.1.6 Movimento de água no solo

4.1.6.1 Capacidade de campo

Do teste de campo, com base no método de Hillel, obtiveram-se os dados relativos ao comportamento da umidade em função do tempo, nas camadas estudadas, cuja representação gráfica se observa na Figura 6.

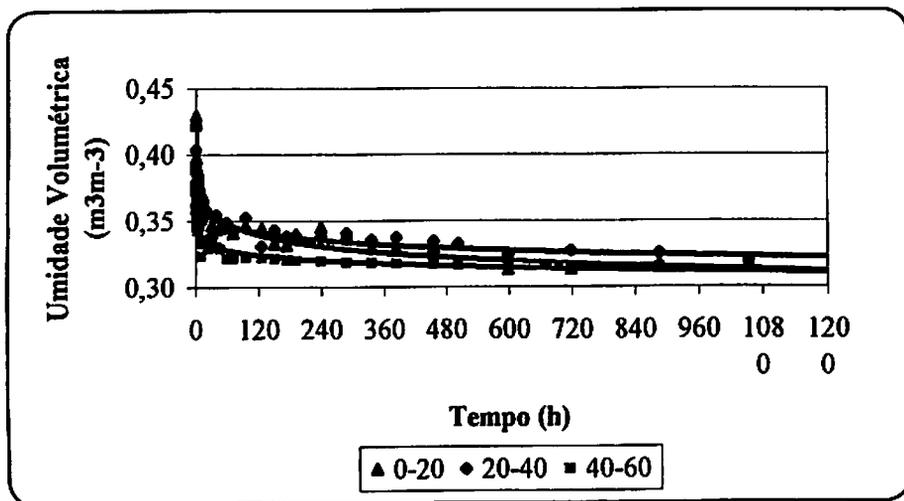


FIGURA 6 – Variação da umidade volumétrica com o tempo para um Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Nota-se que o comportamento da variação da umidade foi semelhante entre as camadas. As equações ajustadas para cada camada estão apresentadas na Tabela 9.

TABELA 9 - Equações representativas do comportamento da umidade em função do tempo, para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Camada (m)	Equação*	Coef. determinação (r ²)
0 – 0,20	$\theta = 0,4051*(t)^{-0,0371}$	0,922
0,20 – 0,40	$\theta = 0,3837*(t)^{-0,0249}$	0,854
0,40 – 0,60	$\theta = 0,3534*(t)^{-0,0184}$	0,905

* $\theta = m^3.m^{-3}$ e $t =$ horas

A partir das equações geradas, foi possível obter as equações para a predição da umidade correspondente à capacidade de campo e do tempo necessário para alcançá-la, quando o processo de drenagem interna passa a ser considerado desprezível. Na Tabela 10 estão apresentadas as equações e os valores estimados, para duas situações representadas por dois valores de D.

TABELA 10 –Equações predictoras da umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) e seus respectivos tempos (t_{cc}) para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Camada (cm)	Equações		Valores	
			tcc (h)	θ_{cc} (m ³ m ⁻³)
0 – 20	$T_{cc} = (D/-0,01503)^{-0,9642}$	$\theta_{cc} = 0,4051(t_{cc})^{-0,0371}$	125,62*	0,3386
			1156,88**	0,3118
20 – 40	$T_{cc} = (D/-0,00955)^{-0,9757}$	$\theta_{cc} = 0,3837(t_{cc})^{-0,0249}$	85,52*	0,3435
			808,70**	0,3248
40 – 60	$T_{cc} = (D/-0,006p51)^{-0,9819}$	$\theta_{cc} = 0,3536(t_{cc})^{-0,0184}$	60,34*	0,3279
			578,76**	0,3145

* $D = -0,0001 (m^3 m^{-3})h^{-1}$; ** $D = -0,00001 (m^3 m^{-3})h^{-1}$

A comparação dos resultados obtidos para os dois valores de D permite constatar que os valores correspondentes do tempo de capacidade de campo (tcc) variaram aproximadamente 1000%, e que a variação entre os valores da umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) foi menor que 10%. Como a umidade representativa da capacidade de campo tem sido objeto de discussões polêmicas, focando o lado da aplicação prática, constata-se que há um grau de liberdade bem elevado para fixar-se o valor de acordo com as condições prevalentes.

Por exemplo, no caso da irrigação localizada, cuja frequência de aplicação de água é alta e dificilmente o turno de rega excede três dias, o fator principal não é a capacidade de armazenamento de água do solo. Já, para sistemas de irrigações com turno de rega maiores, este aspecto torna-se relevante e a adoção de um tcc menor resultará numa maior capacidade de armazenamento de água disponível. Outro aspecto relevante é relativo ao conceito de fluxo desprezível, neste caso representado pelo valor que se adota para D. A adoção de um valor para $D = -0,0001 \text{ (m}^3/\text{m}^3)/\text{h}^{-1}$, corresponde a um fluxo de 0,96 mm ao final de um dia, para uma camada de solo de 0,40m. Portanto, há que se avaliar todos estes aspectos para um posicionamento bem adequado à realidade presente e em consequência, bem fundamentado.

As equações ajustadas do tipo potencial são altamente influenciadas pelo valor do expoente, quanto maior for seu valor, maior será o tempo necessário para atingir a umidade na capacidade de campo, assim, observa-se que o valor de tcc é decrescente em profundidade.

4.1.6.2 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica foi estimada com base nos métodos de Hillel (1972) e pelo método de Mualen (1976).

O monitoramento dos potenciais totais de água no solo ao longo do tempo em todas as camadas estudadas permitiu traçar a Figura 7. Vê-se que o comportamento do potencial total da água ao longo do tempo representou de forma adequada o processo de redistribuição de água no solo, as camadas superiores apresentaram valores mais elevados que as camadas imediatamente inferiores, proporcionando naturalmente a drenagem interna para essas camadas.

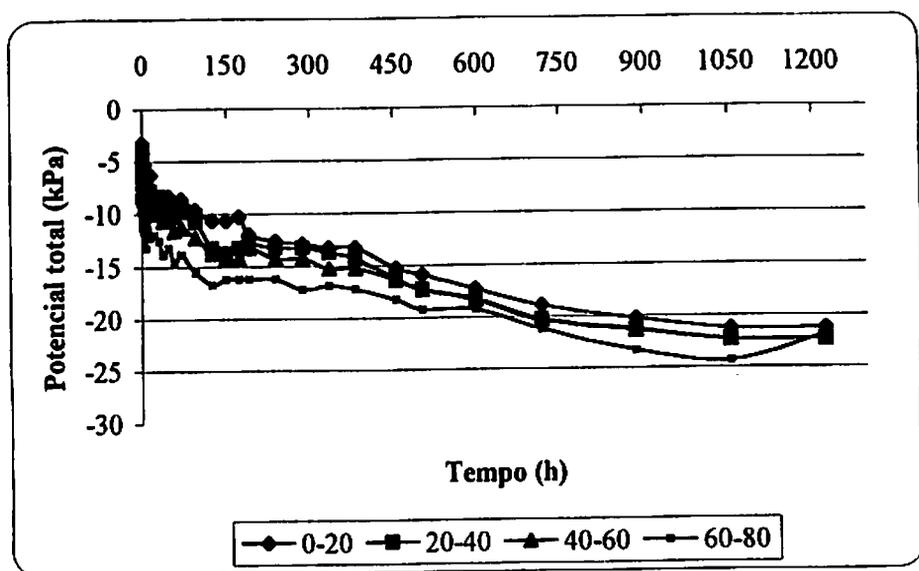


FIGURA 7 – Comportamento do potencial total da solução do solo com o tempo, para um Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para as camadas analisadas. Lavras –MG, 2002.

Na Tabela 11, estão apresentadas as equações de condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica, obtidas pelo método de Hillel,

todas do tipo exponencial, que foi o modelo que apresentou os melhores coeficientes de ajuste (r^2) e o intervalo de aplicação das mesmas.

TABELA 11 – Equações da condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica obtidas pelo método de Hillel, para as camadas estudadas no Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Camadas (m)	Equação*	Coef. Determinação- r^2	Intervalo de Aplicação
0-0,20	$K(\theta) = 3 \cdot 10^{-12} e^{68,4\theta}$	0,9375	$0,48 \geq \theta \geq 0,31$
0,20-0,40	$K(\theta) = 4 \cdot 10^{-13} e^{77,22 \theta}$	0,9005	$0,43 \geq \theta \geq 0,33$
0,40-0,60	$K(\theta) = 3 \cdot 10^{-22} e^{143,29 \theta}$	0,9667	$0,39 \geq \theta \geq 0,31$

* $K = \text{mmh}^{-1}$; $\theta = \text{m}^3\text{m}^{-3}$

Observa-se que a camada 0,20-0,40m apresenta maior valor de condutividade hidráulica.

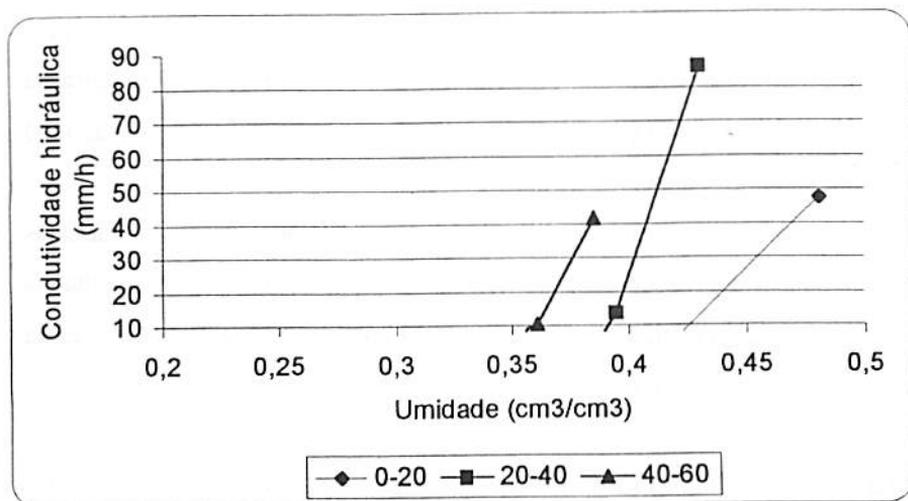


FIGURA 8 – Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para as camadas estudadas do Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

É conveniente ressaltar que as equações foram geradas dentro dos intervalos de variação de umidade no processo de redistribuição da água no perfil ao longo do tempo de monitoramento (1200 horas), e, portanto, a utilização das mesmas deve preferencialmente restringir-se aos respectivos intervalos de umidades. Observa-se que os limites inferiores dos intervalos acima especificados correspondem praticamente à umidade representativa da capacidade de campo. Como na maioria dos sistemas de irrigação a umidade é mantida abaixo da capacidade de campo, o uso destas equações requer uma extrapolação para valores fora do intervalo recomendado. Portanto, tornou-se necessário lançar mão da equação Mualen (19) para contornar esta limitação.

É importante comentar que a Equação (19) é dependente dos parâmetros de ajuste do método de Genuchten (1980) e da condutividade hidráulica



saturada. A condutividade hidráulica saturada que foi determinada pelo permeâmetro de carga constante, sendo altamente influenciada pela estrutura da amostra, tornando-se, portanto, uma fonte de variação na determinação de $k(\theta)$ pela metodologia de Mualen.

Os valores da condutividade hidráulica saturada para as camadas estudadas podem ser observados na Tabela 12. Verifica-se que os resultados encontrados em laboratório e em campo foram semelhantes, mostrando a mesma tendência para as camadas estudadas.

TABELA 12 – Valores médios de condutividade hidráulica saturada, nas três profundidades estudadas no Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras – MG, 2002.

Camadas (m)	Ko (mdia ⁻¹)
0-0,20	0,705
0,20-0,40	5,48
0,40-0,60	2,88

4.2 Balanço Hídrico

4.2.1 Precipitação e Irrigação

Os dados de precipitação e os necessários ao cálculo da irrigação foram obtidos na estação Climatológica Principal de Lavras. A irrigação foi calculada pela Equação (25) e as lâminas aplicadas podem ser visualizadas na Figura 9.

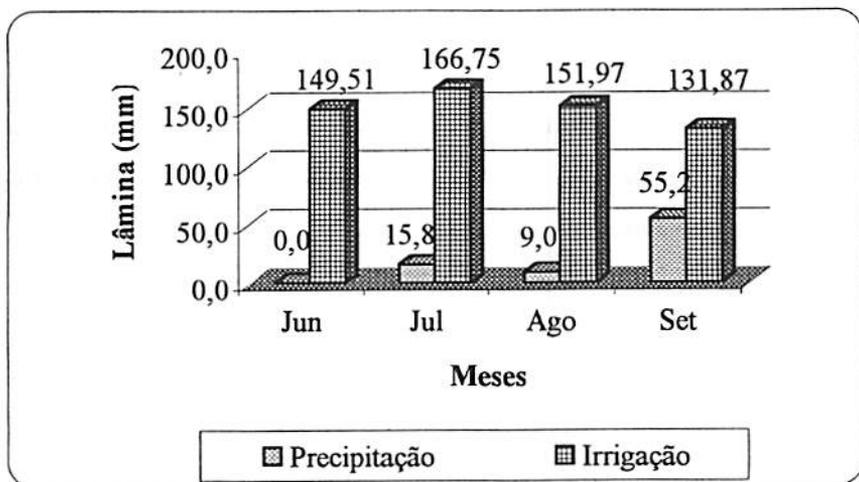


FIGURA 9 – Precipitação mensal para a cidade de Lavras e lâminas de irrigação aplicadas, Lavras – MG, 2002.

4.2.2 Deflúvio superficial

Os resultados obtidos para os parâmetros da Equação (17), permitem reescrevê-la como, $I_{pot} = 11,5 T^{0,68}$ sendo (I_{pot} em mm e T em min). A confrontação entre a lâmina acumulada potencial no tempo de duração de cada chuva e a lâmina precipitada, mostrou que em todos os eventos de chuva o solo tinha potencial para infiltrar a lâmina precipitada, não havendo, portanto, escoamento superficial. Esse fato é reforçado pelas observações locais, que em nenhum momento, mostrou sinais de ocorrência de escoamento superficial.

4.2.3 Armazenamento de água no solo

Verifica-se na Figura 10, o comportamento do armazenamento de água no solo para a camada de 0 a 0,40m, para os diferentes tratamentos, durante o período analisado na área recepada.

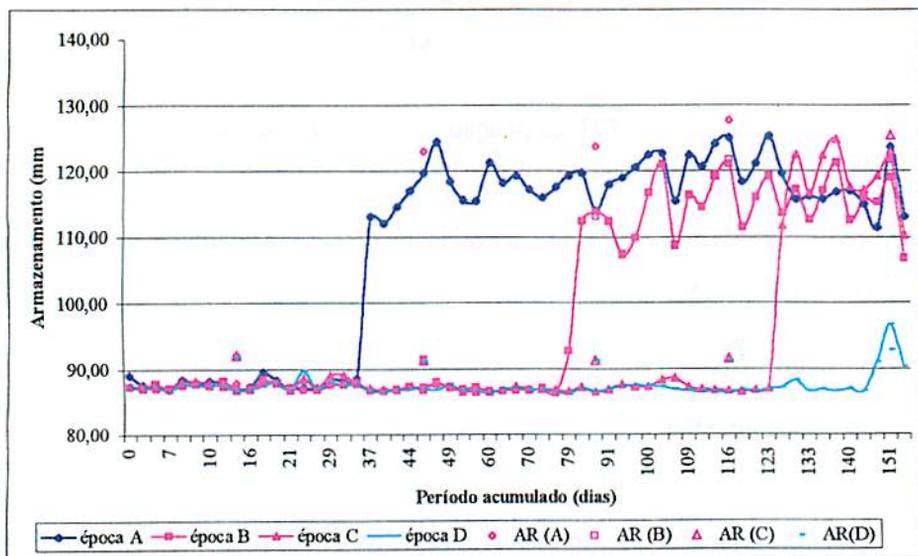


FIGURA 10 – Armazenamento de água nas diferentes épocas de irrigação e seus respectivos armazenamentos reais (AR) na área recepada, para um volume de controle de 0,40m, no Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Entende-se por armazenamento real (AR) aquele que foi determinado por meio da umidade gravimétrica para as diferentes épocas de irrigação.

Visualiza-se a proximidade dos valores de AR daqueles obtidos a partir das leituras dos tensiômetros.

Foi gerado, para cada época de irrigação, um gráfico que mostra o comportamento da umidade do solo nas três camadas analisadas no período de condução da pesquisa. Visualiza-se, pelas figuras 11, 12, 13, e 14, que a camada de 0,40 – 0,60m foi a que mais se aproximou da umidade na capacidade de campo nos períodos de irrigação, concordando com os valores de tcc encontrados no teste realizado “in situ”. Entretanto, o valor da umidade na capacidade de campo que tem sido adotado no manejo da irrigação, $0,3 \text{Im}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, deve ser reconsiderado mediante estes resultados obtidos em condições de campo.

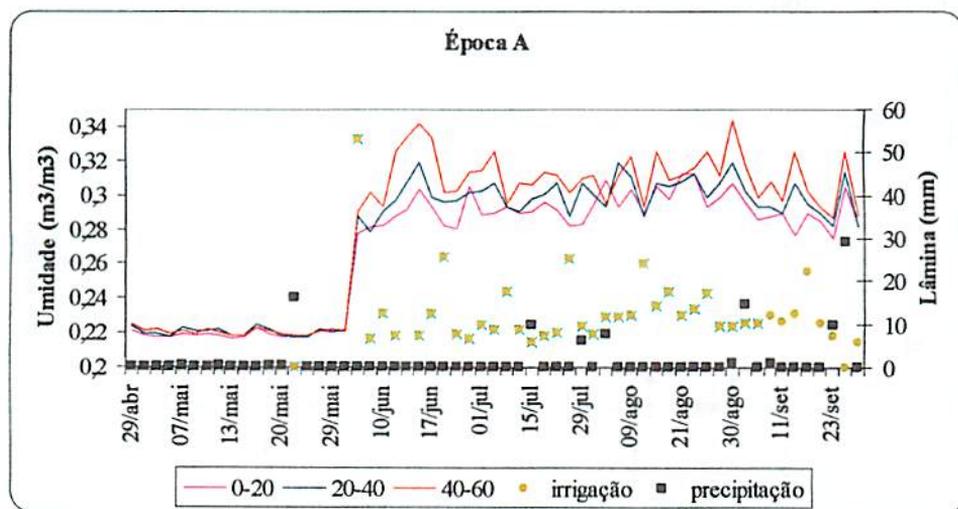


FIGURA 11 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para a época de irrigação de 01 de junho a 30 de setembro de 2002. Lavras –MG, 2002.

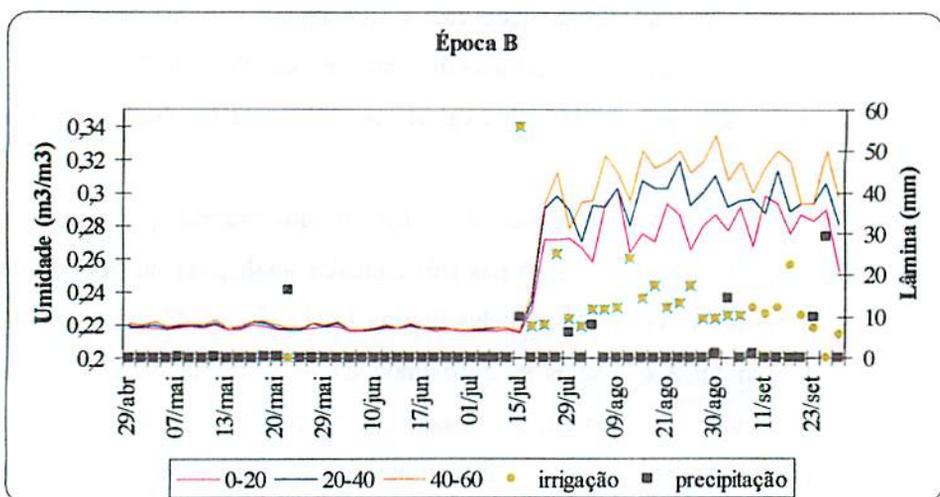


FIGURA 12 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para a época de irrigação de 15 de julho a 30 de setembro de 2002. Lavras –MG, 2002.

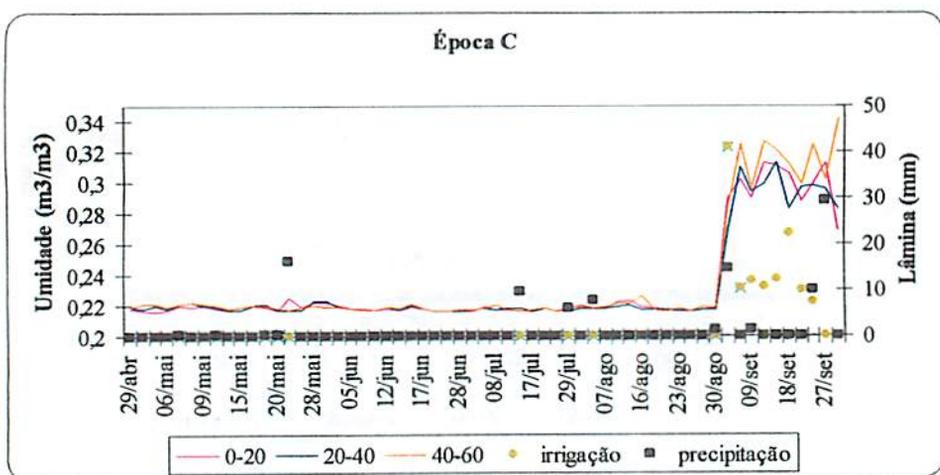


FIGURA 13 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para a época de irrigação de 01 a 30 de setembro de 2002. Lavras –MG, 2002.

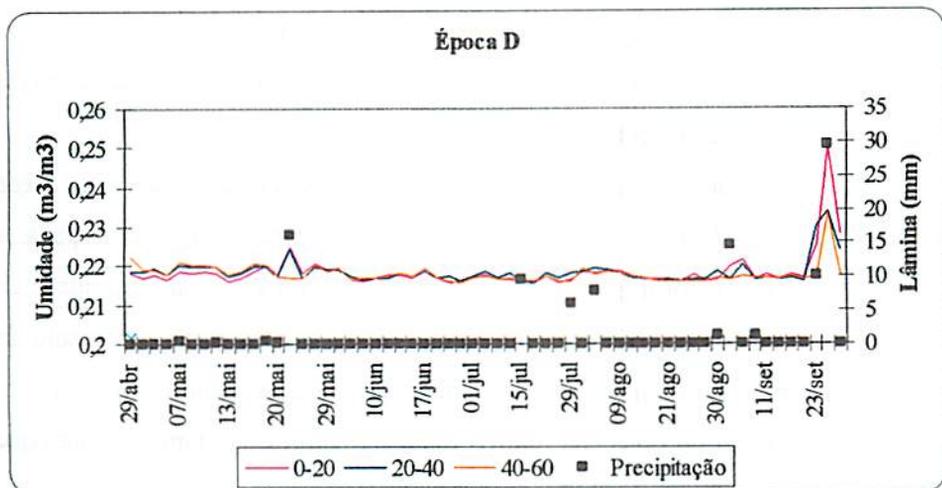


FIGURA 14 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, no tratamento não irrigado. Lavras –MG, 2002.

O comportamento da área não recepada quanto ao armazenamento de água na camada de 0,40m está representado pela Figura 15.

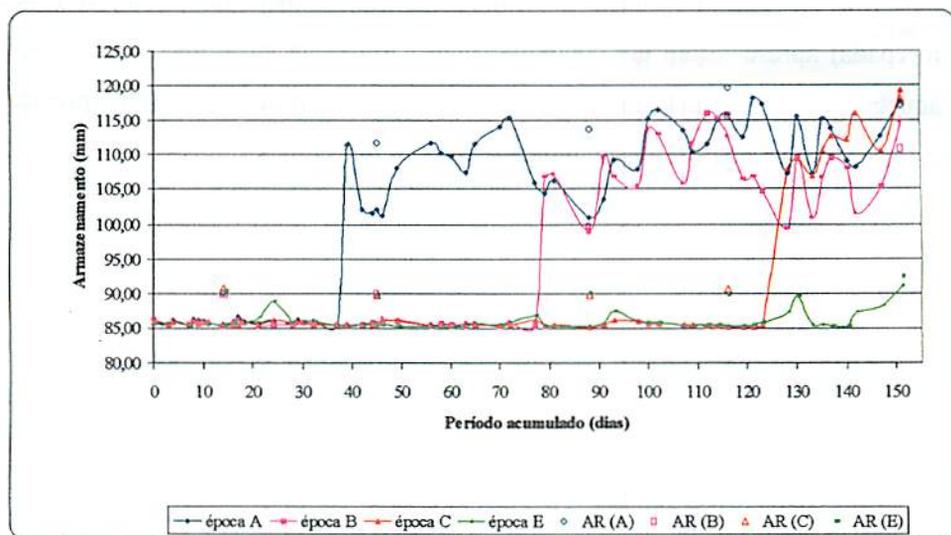


FIGURA 15 –Armazenamento de água nas diferentes épocas de irrigação e seus respectivos armazenamentos reais (AR) na área não recepada, para um volume de controle de 0,40m, no Latossolo Vermelho Distrófico Típico. Lavras –MG, 2002.

Assim como para a área anterior, foi gerado para cada época de irrigação um gráfico que apresenta o comportamento da umidade do solo nas três camadas analisadas no período de condução da pesquisa.

Comparando-se o comportamento da umidade do solo nas duas áreas visualiza-se, pelas Figuras 16, 17, 18, e 19, que, ao contrário da área recepada, a camada de 0-0,20m foi a que mais se aproximou da umidade na capacidade de campo nos períodos de irrigação, no entanto, pode-se considerar que o solo da área não recepada não atingiu a umidade na capacidade de campo. Apesar disso, o acompanhamento do potencial hídrico foliar da cultura não tem mostrado que a mesma tem sofrido estresse hídrico.

Em recente avaliação do sistema de irrigação nas duas áreas, Oliveira et al. (2002), não encontraram diferenças significativas entre os emissores Naan-Tiff e Rain Bird quanto à vazão média. No entanto, detectou-se que os emissores Naan-Tiff (área recepada) apresentaram valores médios de vazão acima daqueles especificados pelo fabricante ($1,6\text{Lh}^{-1}$), e os emissores Rain-Bird (área não recepada) apresentaram um comportamento variável da vazão média em relação àquela especificada pelo fabricante. Esses fatos podem auxiliar na interpretação da discordância dos valores de umidade entre as duas áreas.

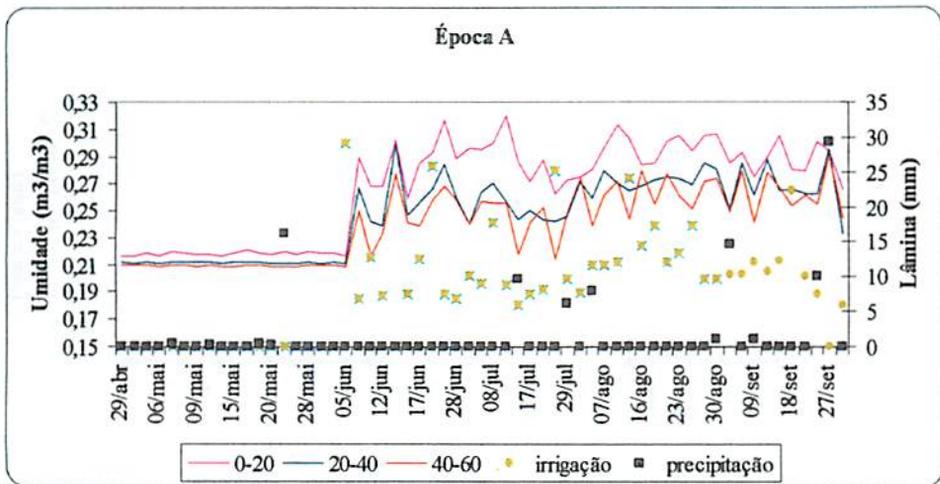


FIGURA 16 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para a época de irrigação de 01 de junho a 30 de setembro de 2002, na área não recepada. Lavras –MG, 2002.

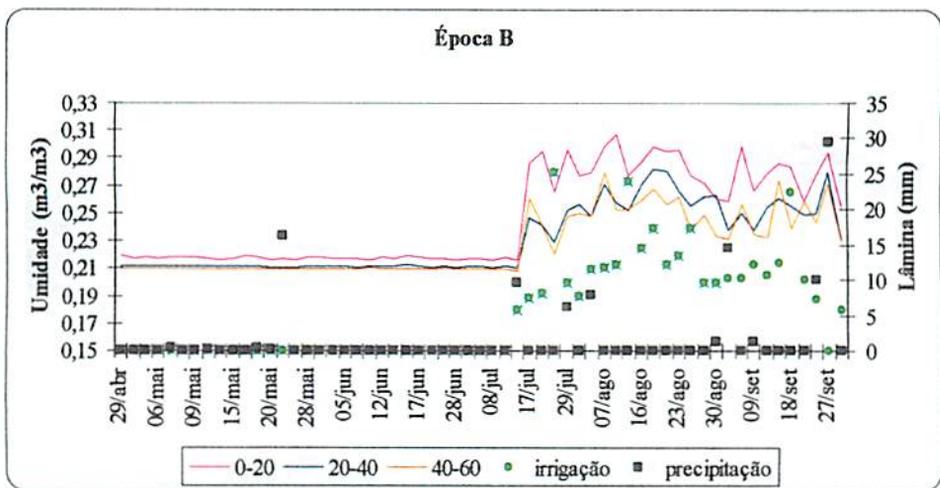


FIGURA 17 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para a época de irrigação de 15 de julho a 30 de setembro de 2002, na área não recepada. Lavras –MG, 2002.

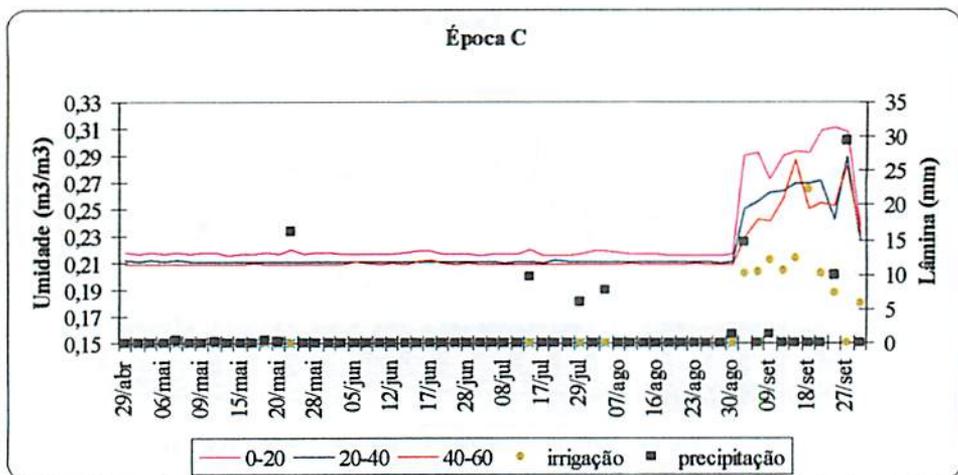


FIGURA 18 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, para a época de irrigação de 01 a 30 de setembro de 2002, na área não recepada. Lavras –MG, 2002.

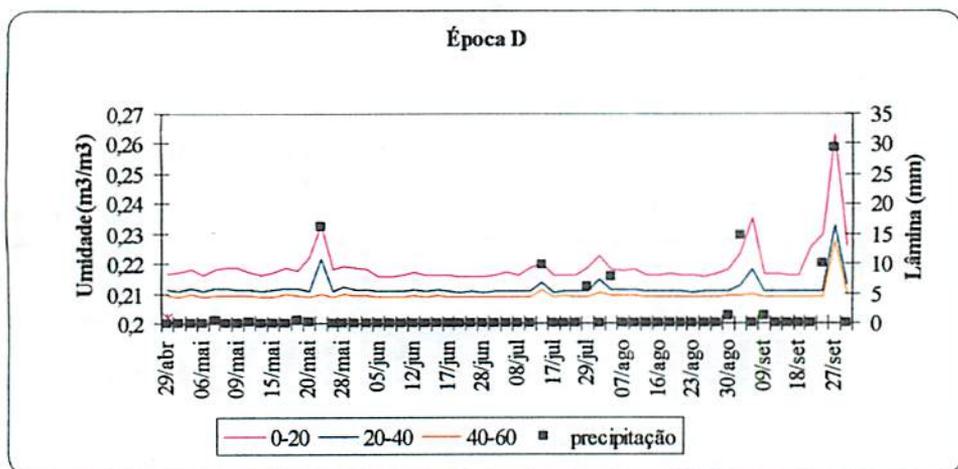


FIGURA 19 –Comportamento da umidade em três profundidades no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, na área não recepada, sem irrigação. Lavras –MG, 2002.

4.2.4 Evapotranspiração de referência

A Tabela 13 apresenta os valores da média mensal da evapotranspiração de referência (Eto) diária para os meses em que houve irrigação, ou seja, de junho a setembro de 2002.

TABELA 13 – Média mensal da evapotranspiração diária de referência (Eto) (mm dia^{-1}), pelos métodos do Tanque Classe A e Penman-Monteith para cidade de Lavras –MG, 2002.

Mês (2002)	Média mensal da Eto diária (mm dia^{-1})	
	Tanque Classe A	Penman-Monteith
Junho	2,74	2,27
Julho	2,79	2,33
Agosto	3,82	3,39
Setembro	3,51	3,25

Comparando-se as duas metodologias acima, verifica-se que o método do Tanque Classe A superestimou os valores de Eto, uma vez que a metodologia descrita por Penman-Monteith foi considerada como padrão.

4.2.5 Evapotranspiração da cultura

A evapotranspiração média mensal da cultura do cafeeiro (Etc) recepado e não recepado pode ser visualizada na Tabela 14.

TABELA 14 –Valores médios mensais da evapotranspiração diária, para a cultura do cafeeiro recepada e não recepada nas diferentes épocas de irrigação. Lavras –MG, 2002.

Meses	Etc para as épocas de irrigação (mm dia ⁻¹)					
	Área recepada			Área não recepada		
	A	B	C	A	B	C
Junho	1,99			2,71		
Julho	1,57	1,63		2,58	3,50	
Agosto	1,74	2,01		2,84	3,12	
Setembro	1,62	1,61	1,55	2,67	3,34	2,52

Verifica-se, pela tabela acima, que a área recepada apresentou uma menor Etc devido ao fato de ser uma cultura de menor porte, possuir um menor número de ramos e, conseqüentemente, um menor índice de área foliar.

Assim, em todas as épocas estudadas em 2002, a área recepada apresentou um menor valor do coeficiente de cultura kc, Tabela 15, em relação àquele que foi considerado para o cálculo da lâmina de irrigação (1,1). Sugere-se que o valor de kc a ser utilizado nas próximas irrigações seja reconsiderado em virtude dessa constatação, visto que proporcionará uma redução na lâmina de água aplicada e evitará perdas por percolação.

De acordo com Coelho (2002), o acompanhamento da cultura durante quatro safras consecutivas (1997/1998, 1998/1999, 1999/2000, 2000/2001) mostrou que a irrigação não eliminou o ciclo bienal de produtividade do cafeeiro, e que as maiores produtividades médias alternaram-se ente as épocas A (01/06) e B (15/07), com 3852,0 kg ha⁻¹ e 3526,8 kg ha⁻¹, respectivamente. Assim, os menores valores de Etc na parcela A (irrigada a partir de 01 de junho) podem estar associados a esse comportamento bienal da cultura, uma vez que se espera uma menor produtividade dessa parcela na safra 2001/2002.

4.3 Coeficiente de cultura

A Tabela 15 apresenta os valores médios mensais do coeficiente de cultura (kc) diários para as diferentes épocas de irrigação, utilizando-se os métodos do Tanque classe A e Penman-Monteith no cálculo da evapotranspiração de referência.

TABELA 15 – Valores médios mensais dos coeficientes de cultura (kc) do cafeeiro recepado e não recepado nas diferentes épocas de irrigação, para os métodos do tanque classe A (TCA) e Penman-Moneith (PM). Lavras –MG, 2002.

Meses	kc para as épocas de irrigação											
	Área recepada						Área não recepada					
	A		B		C		A		B		C	
	TCA	PM	TCA	PM	TCA	PM	TCA	PM	TCA	PM	TCA	PM
Junho	0,81	0,87					0,99	1,19				
Julho	0,59	0,67	0,58	0,70			0,92	1,11	1,25	1,50		
Agosto	0,46	0,51	0,53	0,86			0,74	0,84	0,82	0,92		
Setembro	0,46	0,50	0,46	0,50	0,44	0,48	0,76	0,82	0,95	1,03	0,72	0,76

Analisando-se conjuntamente os valores de Etc e kc médios encontrados neste estudo, observou-se que o cafeeiro recepado (Etc =1,68mm dia⁻¹, kc =0,51) comportou-se de maneira semelhante ao cafeeiro em formação estudado por Antunes et al (2000) em Viçosa –MG, o qual apresentou uma Etc média variando de 1,05 a 1,45mm dia⁻¹, e um kc variando de 0,35 a 0,40. A evapotranspiração e o coeficiente de cultura médios, da área não recepada (Etc =2,85mm dia⁻¹, kc =0,97) aproximaram-se dos valores encontrados para o

cafeeiro em produção estudados por Sousa et al (2001), no Norte do Espírito Santo e no Sul da Bahia, o qual apresentou uma Etc média de 2,4 a 2,7mm dia⁻¹, e um kc de 0,80.

5 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos permitem concluir que:

- O cafeeiro com 16 anos de idade, irrigado por gotejamento de junho a setembro, na cidade de Lavras, apresentou uma evapotranspiração diária variando de 2,52 a 3,50, com um valor médio de 2,85 mm dia⁻¹ e um coeficiente de cultura variando de 0,72 a 1,50, com um valor médio de 0,97.
- O cafeeiro recepado, para as mesmas condições acima, apresentou uma evapotranspiração variando de 1,55 a 2,01 com valor médio de 1,68 mm dia⁻¹ e um coeficiente de cultura variando de 0,44 a 0,87, com valor médio de 0,51.

Como decorrência deste trabalho e com o subsidio no manejo praticado, apresentam-se as seguintes considerações:

- Os menores valores de evapotranspiração encontrados na parcela irrigada de 01 de junho a 30 de setembro podem estar associados ao comportamento cíclico da cultura observado ao longo dos últimos cinco anos.
- Embora a literatura seja bem clara quanto à recomendação do uso do método de Hillel para a determinação da condutividade hidráulica não saturada, os resultados obtidos não se aplicam para balanço hídrico em processos onde a umidade esteja aquém da capacidade de campo.
- Ratifica-se, por outro lado, a recomendação de que a umidade na capacidade de campo deve ser estimada por método de campo (Hillel, 1972).

- A parcela experimental utilizada nesta pesquisa não permite estimar o coeficiente de cultura o ano inteiro, devido ao fato de que as épocas de irrigação estarem restritas aos meses de junho a setembro.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, C. de L. T. de; COELHO, E. F.; COUTO, L.; SILVA, E. L. da. Parâmetros de solo – água para a engenharia de irrigação e ambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27., 1998, Poços de Caldas. *Simpósio... Poços de Caldas: UFLA/SBEA, 1998. p. 01-39.*
- ANDRADE JÚNIOR, A. S. de. Viabilidade da irrigação, sob risco climático e econômico, nas microrregiões de Teresina e Litoral Piauiense. 2000. 566 p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.
- ANTUNES, R. C. B.; MONTOVANI, E. C.; COSTA, L. C.; RENA, A. B.; ALVARENGA, A. de P. Determinação da evapotranspiração da cultura do cafeeiro em formação. In: SIMPÓSIO DE PESQUISAS DOS CAFÉS DO BRASIL, 1., 2000, Poços de Caldas, MG. *Resumos expandidos... Brasília: EMBRAPA Café e MINASPLAN, 2000. v. 2, p. 810.*
- ARRUDA, F. B.; IAFFE, A.; SAKAI, E.; CALHEIROS, R. O. Resultados anuais do coeficiente de cultura do cafeeiro em um ensaio em Pindorama, SP. In: SIMPÓSIO DE PESQUISAS DOS CAFÉS DO BRASIL, 1., 2000, Poços de Caldas, MG. *Resumos expandidos... Brasília: EMBRAPA Café e MINASPLAN, 2000. v. 2, p. 790.*
- AZEVEDO, B. M. de. Evapotranspiração de referência obtida com a Razão de Bowen, lisímetro de pesagem e equação de Penman-Monteith utilizando sistemas automáticos. 1999. 80 p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.
- BAVER, L. D.; GARDNER, W. H.; GARDNER, W. R. The soil as a disperse system. In: *Soil physics*. 4. ed. New York: John Wiley, 1972. p. 1-53.
- BERNARDO, S. Manejo Racional da Irrigação. *ITEM*, n. 36, p. 25-26, 1989.
- BERNARDO, S. *Manual de irrigação*. 6. ed. Viçosa: Imprensa Universitária, 1995. 657p.
- BLAKE, G. R. Particle Density. In: *Methods of soil analyses. Part 1*. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 371-373.

BLORE, T. W. D. Further studies of water use by irrigated and unirrigated Arabica coffee in Kenya. *The Journal Agriculture Science*, London, v. 67, n. 2, p. 145-154, Oct. 1966.

BRASIL. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária. Departamento Nacional de Meteorologia. Normais climatológicas: (1961-1990). Brasília: MARA, 1992. 84 p.

BUCKMAN, H. O.; BRADY, N. C. *Natureza e propriedades dos solos*. 4. ed. São Paulo: Freitas Bastos, 1976. 594 p.

BURMAM, R. D.; LARAMIE, W. Y.; NIXON, P. R.; WRIGHT, J. L.; PRUITT, W. O. Water requirements. In: JENSEN, M. E. (Ed.). *Design and operation of farm irrigation system*. Michigan: ASAE, 1983. p. 189-225. (Monograph ; n. 3).

CAMARGO, A. P. de. O clima e a cafeicultura no Brasil. *Informe Agropecuário*, Belo Horizonte, v. 11, n. 126, p. 13-26, 1985. 55

CAMARGO, A. P. de. Balanço hídrico, florescimento e necessidade de água para o cafeeiro. In: SIMPÓSIO SOBRE MANEJO DE ÁGUA NA AGRICULTURA, 1987, Campinas. *Anais...* Campinas: Fundação Cargill, 1987. p. 53-90. 57

CAMARGO, A. P. de; DANTAS, F. A. S.; MATIELLO, J. B. e RIBEIRO, R. N. de C. . Efeito da época e quantidade de rega em café arábica nas condições climáticas de inverno úmido e verão seco, de Garanhuns (PE) - Parte III. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISAS CAFEIRAS, 13., 1986, São Lourenço. *Anais...* Rio Janeiro: IBC, 1986. p. 47-50. 58

CAMARGO, A. P. de; GROHMANN, F; DESSIMONI E TEIXEIRA, A. A. Efeito na produção do café de épocas de rega e supressão da chuva, por meio de cobertura transparente (Barça) In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISAS CAFEIRAS, 11., 1984, Londrina. *Anais...* Rio de Janeiro: IBC, 1984. p. 62-64. 59

CARVALHO, L. G. de, SAMPAIO, S. C.; SILVA, A. M. da. Determinação da condutividade hidráulica "in situ" de um latossolo roxo distrófico. *Engenharia Rural*, Piracicaba, v. 7, 1-97, dez. 1996.

CASTRO NETO, P. Notas de aula prática do curso de agrometeorologia. Lavras: ESAL, 1980. 45 p.

COELHO, G.; SILVA, A. M. da; SILVA, R. A. da; COELHO, G. S.; FREITAS, R. A. de. Época de irrigação e a produtividade do cafeeiro catuai em 4 safras consecutivas. In: ENCONTRO SUL MINEIRO DE CAFEICULTURA, 8.; SIMPÓSIO DE PESQUISAS CAFEIEIRA DO SUL DE MINAS, 3., 2002, Lavras. Anais... Lavras: UFLA, 2002. p. 97-101.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H. Efeito da água no rendimento das culturas. Campinas Grande: UFPB, 1984. 306 p. (Estudos FAO: Irrigação e drenagem, 33).

DOORENBOS, J.; PRUIT, W. O. Crop water requirements. FAO. Irrigation and Drainage, 24, 144p, 1984.

DOURADO NETO, D.; LIER, Q. de J. V.; BOTREL, T. A.; LIBARDI, P. L. Programa para confecção da curva de retenção da água no solo utilizando o modelo de Genuchten. Engenharia Rural, Piracicaba, v. 2, p. 92-102, 1990.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, Rio de Janeiro. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, 1982. 526 p. (Boletim de Pesquisa, 1).

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, Rio de Janeiro. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Piauí. Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS/SUDENE-DRN, 1986. 872 p. (EMBRAPA-SNLCS. Boletim de Pesquisa, 36 - Brasil, SUDENE. Série Recursos de Solos, 18).

FERREIRA, M. M. Física do Solo, Lavras: ESAL/FAEPE, 1994. 63 p.

FERREIRA, M. M. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos brasileiros, 1988. 79 p. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

FERREIRA, M. M.; DIAS JUNIOR, M. S.; BERTONI, J. C.; BASTOS, A. R. R. Física do solo: curso de pós-graduação em solos e nutrição de plantas. Lavras: UFLA, 2000. 33 p. (Notas de aula prática).

FREIRE, J. C.; SCARDUA, R. Curvas características de retenção de água de um Latossolo Roxo Distrófico do município de Lavras, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v. 2, p. 95-98, 1979.

FREIRE, J. C.; SCARDUA, R. Curvas características de retenção de água de um Latossolo Roxo Distrófico do município de Lavras, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v. 2, p. 95-98, 1979.

GUANDIQUE, M. E. G. Balanço hídrico no solo e consumo de água pela cultura do feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) irrigado. 1993. 94 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

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

HILLEL, D. , KRENTOS, V. D. , STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, v. 114, p. 395-400, 1972

IAFFE, A.; ARRUDA, F. B.; SAKAI, E. Simulação do consumo diário de água do cafeeiro baseado em amostragens eventuais da umidade do solo em Pindorama, SP. In: SIMPÓSIO DE PESQUISAS DOS CAFÉS DO BRASIL, 1., 2000, Poços de Caldas, MG. Resumos expandidos... Brasília; EMBRAPA Café e MINASPLAN, 2000. v. 2, p. 786.

JENSEN, M. E. Consumptive use of water and irrigation water requirements. *Transaction of the ASAE*, New York, p. 215, 1973.

KIEHL, E. J. Manual de edafologia. São Paulo: Agronômica Ceres, 1979. 262 p.

KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soil. *Soil Science*, v. 113, p 264-276, 1972.

LIBARDI, P. L. Dinâmica da água no solo. Piracicaba: ESALQ/USP, 1999. 497 p.

MORAES, S. O Heterogeneidade hidráulica de uma terra roxa estruturada. 1991. 141 p. Tese (Doutorado em Agronomia). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resource Research, v. 12, p. 513-522, 1976.

NETO, A. C. F.; MONTOVANI, E. C. RENA, A. B. et al. Determinação da evapotranspiração de dois cultivares de café arábica na fase de maturação dos frutos. In: SIMPÓSIO DE PESQUISAS DO CAFÉ DO BRASIL, 2., 2001, Vitória: Embrapa Café. Resumos... Vitória, 2001. p. 44.

OLIVEIRA, P. M. de; SILVA, A. M. da; SILVA, R. A. da; SILVA, A. C. da; COELHO, M. R.; SATO, F. A.; COELHO, G. S.; LAGO, F. L. do. Avaliação da uniformidade de aplicação de água de emissores emitidos a diferentes parcelamentos de adubação via fertirrigação. In: CONGRESSO DE PÓS GRADUAÇÃO DA UFLA, 10., 2002, Lavras. Anais... Lavras: UFLA, 2002. CDROM

OMETTO, J. C. Bioclimatologia vegetal. São Paulo: Agronômica Ceres, 1981. 440 p.

ORTOLANI, A. A.; CAMARGO, M. B. P. Influência dos fatores climáticos na produção. In: CASTRO, P. R. C.; FERREIRA, S. O.; YAMADA, T. Ecofisiologia da produção agrícola. Piracicaba: Associação Brasileira de Pesquisa da Possata e do Fosfato, 1987. p. 71-81.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. Evapo(transpi)ração. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

PICINI, A. G. Desenvolvimento e teste de modelos agrometeorológicos para a estimativa de produtividade do cafeeiro (*Coffea arábica* L.) a partir do monitoramento da disponibilidade hídrica do solo. 1998. 132 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

RANDO, E. M. Alterações nas características e propriedades físicas de um Latossolo Roxo Distrófico, ocasionadas pelo cultivo convencional. 1981.

161p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura de Lavras, Lavras, MG.

REICHARDT, K. **Processos de transferências no sistema solo-planta-atmosfera**. Campinas: Fundação Cargil, 1985. 466 p.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Editora Manole. 1990. cap. 9, p. 113-126: Balanço Hídrico.

RESENDE, M. **Pedologia**. Viçosa: UFV, 1982. 100 p.

SANTINATO, R.; FERNANDES, A. L. T.; FERNANDES, D. R. **Irrigação na Cultura do Café**. s/d.

SEDIYAMA, C. G.; RIBEIRO, A.; LEAL, B. G. **Relações clima – água – planta**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27., 1998, Poços de Caldas. **Simpósio... Poços de Caldas: UFLA/SBEA, 1998. p. 46-85.**

SOUSA, M. B. A.; MONTOVANI, E. C.; SILVA, J. G. F.; SOARES, A. A. **Estudo do consumo de água do cafeeiro em fase de produção, irrigado por pivô-central, na região norte do Espírito Santo e extremo sul da Bahia**. In: SIMPÓSIO DE PESQUISAS DO CAFÉ DO BRASIL, 2., 2001, Vitória: Embrapa Café. **Resumos... Vitória, 2001. p. 48.**

SOUZA, L. D. **Estimativas e utilização da capacidade de campo**. 1989. 126 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP.

VIANELLO, L. R.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991. 449 p.

WALLIS, J. A. N. **Water use irrigated arabica coffee in Kenya**. *The Journal Agricultural Science, London*, v. 60, n. 3, p. 381-388, May 1963.

