

ANÁLISE DE COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO EM CULTURA DE CAUPI (*Vigna unguiculata* (L) Walp), SOB CONDIÇÕES DE RECARGA HÍDRICA NATURAL

**Manoel Valnir Júnior
Raimundo Nonato Távora Costa
José Vanglério de Aguiar**

Universidade Federal do Ceará – Departamento de Engenharia Agrícola. Campus do Pici. Bloco 804. CEP 60455-760 – Fortaleza-CE

1 RESUMO

O estudo foi desenvolvido no período de 15.05 a 10.06.1997 com o objetivo de estimar e analisar os principais componentes do balanço hídrico na cultura do caupi (*Vigna unguiculata* L. Walp.), em solo de textura franco-arenosa, na área do Laboratório de Hidráulica e Irrigação do Departamento de Engenharia Agrícola, CCA/UFC, município de Fortaleza - CE.

Utilizou-se a metodologia do balanço hídrico, a qual baseia-se na lei de conservação das massas, implicando na soma algébrica dos fluxos durante um intervalo de tempo, ser igual as variações da quantidade de água armazenada em uma camada de solo.

Dos resultados obtidos, conclui-se que : - as variações dos potenciais totais nas profundidades 0,375m e 0,625m, permitiram a obtenção a campo da curva de retenção de água no solo a 0,50m; - no período do balanço as perdas por drenagem profunda e escoamento superficial representaram respectivamente 13% e 27% da precipitação total; - a estimativa da drenagem profunda utilizando valores unitários de gradientes de potenciais totais de água no solo na equação de Darcy, detectaram-se variações de 120%; - a estimativa diária de evapotranspiração da cultura foi limitada pelo caráter aleatório das recargas e por conseguinte do tempo disponível necessário ao processo de redistribuição de água no solo.

UNITERMOS: caupi, percolação profunda, escoamento superficial.

VALMIR JUNIOR, M., COSTA, R. N. T., AGUIAR, J. V. ANALYSIS OF COMPONENTS OF THE SOIL WATER BALANCE IN COWPEA CULTIVAR (*Vigna unguiculata* (L) WALP), UNDER CONDITIONS OF NATURAL HYDRIC RECHARGE

2 ABSTRACT

This study was carried out from 05/15 to 06/10/1997 aiming to estimate and analyze the main components of the water balance on the development of cowpea (*Vigna unguiculata*, L. Walp). The experiment was conducted at the Irrigation and Hydraulic Laboratory of the Agricultural Engineering Department of CCA/UFC, Fortaleza – CE, Brazil, in a sandy-loam soil. The water balance method based on the mass conservation law applied, which implies that the algebraic sum of water flowing during a time interval equals the water stored in the soil profile. The results showed that in the variations in total potential at the depths of 0.375m and 0.625m allowed to obtain the soil water retention curve at 0.50m; deep percolation and runoff represent 13% and 27% of the total precipitation, respectively; in estimating deep percolation using unit values of total soil water potential gradients in Darcy equation, variations reached 120%; daily estimative of crop evapotranspiration was limited by the random aspect of recharges and consequently the available time required to the soil water redistribution process.

KEYWORDS: cowpea, deep percolation, superficial drain.

3 INTRODUÇÃO

O conhecimento detalhado da dinâmica da água durante o desenvolvimento de uma cultura fornece elementos essenciais para o estabelecimento ou aprimoramento de práticas de manejo agrícola que visam a otimização da produtividade. A água é fator fundamental no desenvolvimento de uma cultura, afetando, principalmente, o desenvolvimento do sistema radicular e a absorção e transferência de nutrientes pelas plantas. Sua dinâmica tem sido estudada através de balanços hídricos, baseados principalmente em informações obtidas na atmosfera, deixando para um segundo plano informações edáficas (Reichardt et al., 1979). A água no solo é fator determinante da produção agrícola. A previsão da umidade no solo, associado às necessidades hídricas das culturas, torna-se, portanto, fator básico num processo de decisão que envolva a escolha de culturas e áreas para explorar, além de fornecer subsídios valiosos para o manejo adequado de áreas cultivadas (Carvalho et al., 1988). O termo balanço hídrico refere-se a contabilidade de entradas e saídas de água num volume de controle de solo, num determinado intervalo de tempo. Dentre os diversos componentes que envolve esse balanço, a percolação, representada pelas perdas de água para além do limite da zona radicular da cultura e o escoamento superficial, têm sido desprezados em muitos estudos, pelas dificuldades que envolvem suas estimativas sob condições naturais de campo.

A quantificação desses componentes do balanço hídrico são fundamentais quanto ao fornecimento de subsídios a pesquisas envolvendo a lixiviação de elementos químicos no solo e poluição de água subterrânea. Tendo em vista problemas relativos a distribuição temporal das precipitações pluviométricas em regiões semi-áridas como o Nordeste brasileiro, ocasionando com elevada frequência períodos de veranicos que comprometem significativamente a produção agrícola, assume relevância pesquisas inerentes a metodologias utilizadas para estimar com certo grau de precisão os componentes de um balanço hídrico suas inter-relações. O propósito do presente estudo foi quantificar e analisar os componentes do balanço hídrico para a cultura do caupi em um solo Podzólico Vermelho-Amarelo, sob condições de recarga natural.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Caracterização da área do experimento

O experimento foi conduzido em área pertencente ao Laboratório de Hidráulica e Irrigação do Departamento de Engenharia Agrícola do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará, município de Fortaleza – CE, no período de 15 de maio a 10 de junho de 1997. A área do experimento insere-se entre as coordenadas geográficas de 3° 44' de latitude sul e 38° 33' de longitude oeste de Greenwich, apresentando uma altitude de 20 m. O clima da região é tropical chuvoso com precipitação de verão-outono (fevereiro a abril), com temperatura média em todos os meses superior a dezoito graus Celsius, o clima segundo Köppen é do tipo Aw'. A precipitação média anual é de 1350mm, com temperatura média anual de 26,5°C e umidade relativa do ar média anual de 80%, segundo dados fornecidos pela Estação Agrometeorológica do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará, situada próxima à área experimental. O solo da área do experimento é classificado como Podzólico Vermelho Amarelo, conforme critérios da Legenda Brasileira de Classificação de Solos, constituindo-se no de maior expressão em termos de área no Estado do Ceará (Coelho & Mota, 1978).

4.2 Parâmetros físico-hídricos e químicos do solo

Os Quadros 1 e 2 apresentam os valores médios de parâmetros físico-hídricos e químicos do solo da área do experimento.

Quadro 1. Parâmetros físico - hídricos do solo da área do experimento¹.

Camada	Análise Granulométrica				Classe textural	Dens. do solo
	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila		
(m)	(%)					(kg.m ⁻³ .)
I (0,00 a 0,20)	46	36	07	11	Areia-Franca	1430
II (0,20 a 0,40)	42	30	09	19	Franco-Arenoso	1600
III (0,40 a 0,60)	27	22	14	37	Argila-Arenosa	1500
IV (0,60 a 0,80)	22	18	20	40	Franco-Argiloso	1430
(m)	Capacidade de campo–C*			Ponto de murcha permanente – PMP*		
0,00 a 0,25	0,1955			0,0617		
0,25 a 0,50	0,1936			0,1096		

(*) Valores de umidade do solo a base de volume (θ).

Quadro 2. Parâmetros químicos do solo da área do experimento².

Camada	CE	PST	C	N	M.O	P
(m)	(dS.m ⁻¹)	(%)	(%)	(%)	(%)	(ppm)
I (0,00 a 0,20)	0,3	1,2	0,34	0,02	0,58	03
II (0,20 a 0,40)	0,2	1,0	0,31	0,03	0,53	02
III (0,40 a 0,60)	0,3	2,3	0,34	0,04	0,58	01
IV (0,60 a 0,80)	0,1	1,9	0,27	0,02	0,46	01
Complexo Sortivo						V*
Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S*	CTC*	
(mE/100g de solo)						(%)
0,7	0,7	0,2	0,1	1,7	83,0	17
0,7	0,7	0,1	0,1	1,6	90,0	10
0,9	0,9	0,1	0,1	2,0	87,0	04
0,6	1,0	0,1	0,1	1,8	95,0	05

(*) S : soma de bases trocáveis; CTC : capacidade de troca de cátions; V : saturação de bases trocáveis.

4.3 Descrição da estrutura de campo

A Figura 1 mostra detalhe da estrutura de campo utilizada no experimento.



Figura 1 - Vista geral da estrutura de campo utilizada no balanço hídrico.

No estudo considerou-se como limite inferior do volume de solo a profundidade de 0,50m, para as determinações dos componentes do balanço hídrico, sendo estes coletados diariamente.

A parcela experimental compreendia uma área com dimensões de 25,45m x 2,0m, circundada por um dique construído de zinco com altura de 0,30m, apresentando uma declividade de 0,02m.m⁻¹ e interligada a dois coletores onde eram realizadas as coletas para o cálculo do escoamento superficial. Ainda na parcela, foram instaladas cinco baterias de tensiômetros com manômetros de mercúrio às profundidades de 0,125m, 0,375m e 0,625m, para coleta de dados que subsidiaram o cálculo dos potenciais mátricos e totais. Junto de cada bateria de tensiômetro instalou-se um tubo de acesso para sonda de nêutrons. A coleta de dados para o cálculo do balanço hídrico foi realizada durante o período de 15 de maio a 10 de junho de 1997.

4.4 Calibração da sonda de nêutrons

Na calibração da sonda os dados experimentais foram coletados em duas parcelas de 2,0m x 2,0m espaçadas entre si em 5,0m, contendo cada uma, dois tubos de acesso de alumínio. Coletaram-se inicialmente os dados em condição de solo com baixo teor de umidade e posteriormente próximos da saturação, obtidos com o umedecimento do perfil de solo até a profundidade desejada. Trabalhou-se com a contagem relativa (CR) e não diretamente com a contagem absoluta, utilizando-se a água como contagem padrão. As medições com a sonda de nêutrons, bem como as coletas de amostras deformadas para o cálculo da umidade gravimétrica, foram realizadas nas profundidades de 0,25m, 0,50m, a partir da superfície do solo. Para cada profundidade e em cada uma das parcelas, um ponto de calibração era constituído pela média de seis valores de contagem da sonda (CR), sendo três em cada tubo, e a média de três valores de umidade volumétrica (θ) em m³. m⁻³.

As equações (01 e 02) expressam os ajustes lineares obtidos por regressão entre as variáveis θ (umidade volumétrica do solo) e CR (contagem relativa).

As análises de variância mostraram que os modelos foram significativos pelo teste F ao nível de 1% de probabilidade, indicando assim uma rejeição da hipótese de nulidade. A hipótese alternativa diz que existe a regressão, cujo ajuste, com base nos respectivos coeficientes de determinação (r^2), tenham apresentado valores relativamente altos.

$$\theta = 0,6514.CR - 0,0446 \quad (r^2 = 0,81) \quad (01)$$

$$\theta = 0,957.CR - 0,1781 \quad (r^2 = 0,76) \quad (02)$$

4.5 Componentes do balanço hídrico

4.5.1 Armazenamento de água no solo – Arm.

A umidade no solo foi determinada pelo método da moderação de nêutrons às profundidades de 0,25m e 0,50m, utilizando-se uma sonda de nêutrons previamente calibrada. O valor utilizado em cada profundidade era a média aritmética dos valores de umidade obtidos no cinco tubos de acesso junto às baterias de tensiômetros.

A equação 03 expressa o procedimento de cálculo para a obtenção diária do armazenamento (mm). A variação do armazenamento de água no solo era obtida pela diferença entre os armazenamentos no intervalo de tempo considerado.

O cálculo do armazenamento de água no solo (Arm, mm), dado pela equação:

$$Arm. = \left[\frac{\sum_{i=1}^2 \theta_i}{2} \right] \times 500 \quad (03)$$

4.5.2 Precipitação pluvial - P

Os dados de precipitação pluvial foram obtidos pela média da chuva registrada em dez coletores instalados junto a área do experimento.

4.5.3 Drenagem profunda e ascensão capilar

A estimativa de drenagem profunda ou ascensão capilar é bastante complexa, constituindo o termo do balanço hídrico mais difícil de ser estimado.

No cálculo utilizou-se a equação de Darcy - Buckingham (1907), conforme Libardi (1995):

$$q_{50} = -K(\theta)_{50} \frac{\partial \psi_t}{\partial Z} \quad (04)$$

sendo:

$K(\theta)$: condutividade hidráulica do solo não saturado [LT^{-1}], na profundidade de 0,50m, como função da umidade do solo θ [$L^3 \cdot L^{-3}$];

$\frac{\partial \psi_t}{\partial Z}$: gradiente de potencial total da água no solo [$L \cdot L^{-1}$].

O gradiente de potencial total foi calculado com base nos valores dos potenciais totais às profundidades de 0,375m e 0,625m.

4.5.4 Condutividade hidráulica do solo não saturado – K (θ)

A condutividade hidráulica do solo não saturado foi estimada com base no método do perfil instantâneo. Conforme Libardi (1995), o método se aplica onde o lençol freático está ausente ou bem profundo, de tal maneira a não afetar o fluxo de água e onde o perfil de solo pode ser heterogêneo.

Na aplicação do método escolheu-se uma parcela de solo de 6,0m x 6,0m, com o propósito de que os processos em seu centro não fossem afetados pelos seus limites. Instalaram-se três tubos de acesso de alumínio para medida da umidade do solo com a sonda de nêutrons e duas baterias de tensiômetros para medida do potencial mátrico.

A Figura 2 mostra detalhes da parcela a campo utilizado para estimativa de K(θ).

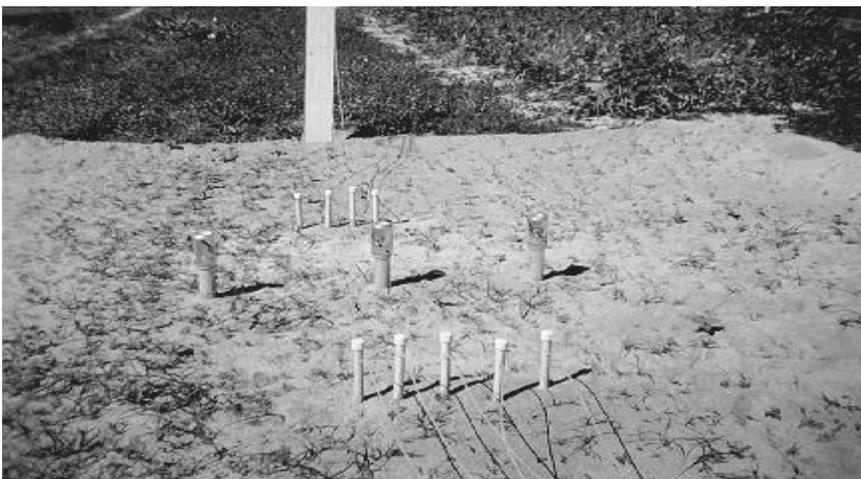


Figura 2. - Detalhe da parcela para estimativa da condutividade - K(θ).

4.5.5 Gradiente de potencial total da água no solo

O cálculo do gradiente de potencial total da água no solo na profundidade estudada (0,50m), foi realizado através da expressão (05), que representa a diferença de potenciais totais em duas profundidades consecutivas pela distância entre elas.

$$\left[\frac{\partial \psi_T}{\partial Z} \right] \approx \left[\frac{\Delta \psi_T}{\Delta Z} \right]_{50} = \left[\frac{\psi_T^{(c)} - \psi_T^{(b)}}{25} \right] \quad (05)$$

sendo:

$$\left[\frac{\partial \psi_T}{\partial Z} \right]_{50} : \text{ gradiente de potencial total da água no solo, na profundidade de } 0,50\text{m};$$

$\psi_T^{(c)}$: potencial total da água no solo à profundidade de 0,375m;

$\psi_T^{(b)}$: potencial total da água no solo à profundidade de 0,625m;

ΔZ : distância vertical entre os tensiômetros.

4.5.6 Escoamento superficial – R

A componente escoamento superficial depende de elementos inerentes a chuva tais como altura, duração, intensidade e pico de recarga, além de elementos característicos do solo como textura, cobertura, declividade, dentre outros.

A lâmina de escoamento superficial foi medida coletando-se a água escoada da área cercada por um dique de zinco, conforme a Figura 3, que mostra detalhes do coletor de escoamento superficial.

O cálculo da lâmina de escoamento superficial foi efetuado conforme a expressão:

$$LE_{\text{sup erf.}} = \frac{A_{\text{col}}}{A_{\text{parc}}} \cdot h_{\text{col}} \quad (06)$$

em que,

$LE_{\text{superf.}}$: lâmina de escoamento superficial [L];

A_{col} : área da secção transversal do coletor de escoamento [L²];

A_{parc} : área da parcela com o dique [L²];

h_{col} : soma total das lâminas de água nos coletores [L].



Figura 3. - Detalhe do coletor de escoamento superficial.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Recarga natural

A recarga durante o período experimental foi proveniente exclusivamente de precipitações naturais. Neste período, que compreendeu o intervalo de 15 de maio a 10 de junho de 1997, a precipitação acumulada atingiu 107 mm, porém com 73,5% desse total ocorrendo nos cinco primeiros dias. O Quadro 3 mostra a distribuição das precipitações ocorridas durante o experimento.

Quadro 3. Valores diários de precipitação durante o balanço hídrico

Data	Lâmina(mm)	Data	Lâmina(mm)	Data	Lâmina(mm)
15.05.97	21,5	24.05.97	7,7	02.06.97	0,7
16.05.97	13,3	25.05.97	13,6	03.06.97	0,6
17.05.97	1,4	26.05.97	3,0	04.06.97	0,5
18.05.97	0,4	27.05.97	-	05.06.97	-
19.05.97	42,0	28.05.97	-	06.06.97	-
20.05.97	-	29.05.97	1,2	07.06.97	-
21.05.97	-	30.05.97	-	08.06.97	-
22.05.97	1,1	31.05.97	-	09.06.97	-
23.05.97	-	01.06.97	-	10.06.97	-

5.2 Análise dos componentes do balanço hídrico

5.2.1 Potenciais totais da água no solo

Os valores médios dos potenciais totais da água no solo para as profundidades de 0,375m e 0,625m foram calculados diariamente, conforme mostra o Quadro 4 e sua representação gráfica em função do tempo na Figura 5.

Observa-se que do primeiro ao décimo sexto dia ocorreu um movimento de água no sentido descendente, com uma inversão no sentido do fluxo a partir desta data.

Tal fato fica evidenciado ao se cruzar essas informações com os registros de precipitação pluviométrica, os quais mostram que a partir do décimo sétimo dia as recargas praticamente cessaram.

Quadro 4. Potenciais totais da água no solo nas profundidades de 0,375m e 0,625m.

Data	ψ_T (cm de água) a 0,375m	ψ_T (cm de água) a 0,625m	Data	ψ_T (cm de água) a 0,375m	ψ_T (cm de água) a 0,625m
15.05.97	39,207	93,807	29.05.97	92,145	109,470
16.05.97	41,307	89,187	30.05.97	97,815	111,045
17.05.97	69,447	91,707	31.05.97	124,467	123,015
18.05.97	73,227	94,227	01.06.97	120,495	127,267
19.05.97	53,907	76,587	02.06.97	147,270	131,887
20.05.97	65,667	87,087	03.06.97	198,615	140,707
21.05.97	71,127	92,127	04.06.97	272,588	146,588
22.05.97	79,230	100,965	05.06.97	297,284	167,000
23.05.97	82,380	96,870	06.06.97	319,460	202,532
24.05.97	89,310	106,635	07.06.97	348,440	248,900
25.05.97	70,095	106,005	08.06.97	383,720	293,252
26.05.97	70,410	100,965	09.06.97	418,748	327,272
27.05.97	77,340	101,280	10.06.97	401,360	346,928
28.05.97	84,270	103,485			

Nesse período, considerado o mais seco durante o balanço hídrico, constata-se também uma menor influência da componente potencial gravitacional da água no solo.

Os valores dos potenciais totais às profundidades de 0,375m e 0,625m, conforme a Figura 4, mostram variações ao longo do período de forma proporcional e com amplitudes semelhantes, sobretudo durante a predominância de fluxo no sentido descendente. Tal fato nos permite admitir que os valores do potencial mátrico médio obtidos a partir da média dos potenciais totais nas respectivas profundidades somados ao potencial gravitacional (equação 15), para a profundidade de 0,50m, podem ser considerados consistentes e de utilização aceitável.

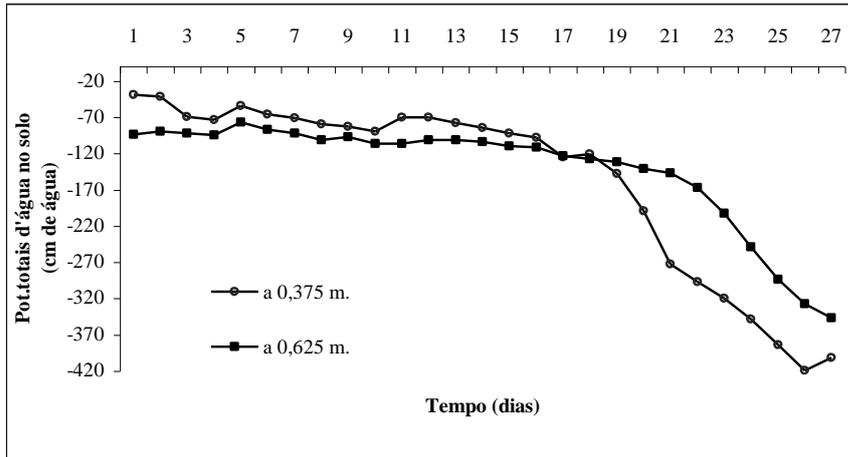


Figura 4 -Variação dos potenciais totais de água no solo às profundidades de 0,375m e 0,625m.

O emprego de referida metodologia, além da consistência, é por demais prática, na medida em que permite a obtenção da curva de retenção de água no solo de uma forma mais direta, vindo por conseguinte abstrair tempo e dispêndio de recursos se comparada à metodologia tradicional.

Vários são os trabalhos que procuram ajustar a curva de retenção. Atualmente, tem-se utilizado muito a equação de Van Genuchten (1980), a qual utiliza como variável independente o módulo do potencial mátrico e como variável dependente a umidade à base de volume, conforme demonstra a equação 07.

$$\Psi_{MÁTRICO}(0,50m) = \frac{\Psi_{TOTAL}(0,375m) + \Psi_{TOTAL}(0,625m)}{2} + 50 \quad (07)$$

sendo:

- $\Psi_{MÁTRICO}(0,50m)$: potencial mátrico à profundidade de 0,50m.
- $\Psi_{TOTAL}(0,375m)$: potencial total à profundidade de 0,375m.
- $\Psi_{TOTAL}(0,625m)$: potencial total à profundidade de 0,625.

$$\theta_A = \theta_R + \frac{\theta_S - \theta_R}{\left[1 + (\alpha \times |\Psi_{MÁT.}|)^n\right]^m} \quad (08)$$

sendo:

- θ_A : umidade atual [L³ . L⁻³]
- θ_R : umidade correspondente ao ponto de murcha permanente [L³ . L⁻³]
- θ_S : umidade saturação [L³ . L⁻³]
- $\Psi_{MÁT.}$: potencial mátrico [L]

α, n, m : parâmetros empíricos do modelo

A equação 09 mostra a curva de retenção de água no solo para a profundidade de 0,50m em base a metodologia proposta na presente pesquisa.

$$\theta = 0,109 + \frac{0,479 - 0,109}{\left[1 + (0,693257 \times |\Psi_{MÁT.}|)^{1,454428}\right]^{0,312444}} \quad (09)$$

5.2.2 Umidade no solo e potencial mátrico

As Figuras 5 e 6 mostram a variação da umidade no solo e do potencial mátrico, respectivamente com o tempo, a 0,50m de profundidade. O comportamento entre estas variáveis demonstra que para maiores valores de umidade, tem-se menores tensões de água no solo.

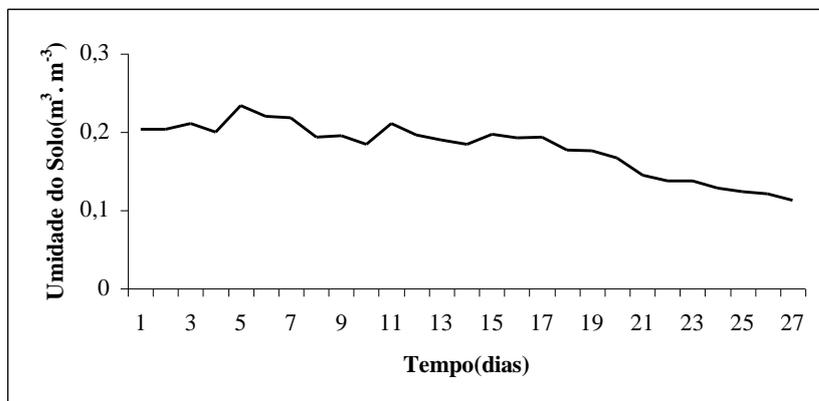


Figura 5 - Variação da umidade no solo à profundidade de 0,50m.

Embora referido comportamento fosse a priori esperado, os resultados mostram que apesar dos valores das variáveis terem sido coletadas com instrumentos diferentes (tensiômetros e sonda de nêutrons), é imprescindível a obtenção de uma boa curva de calibração para a sonda de nêutrons, além da utilização de testes de laboratórios como condutância hidráulica e pressão de borbulhamento nas cápsulas porosas para tensiômetros como forma de minimizar os erros instrumentais.

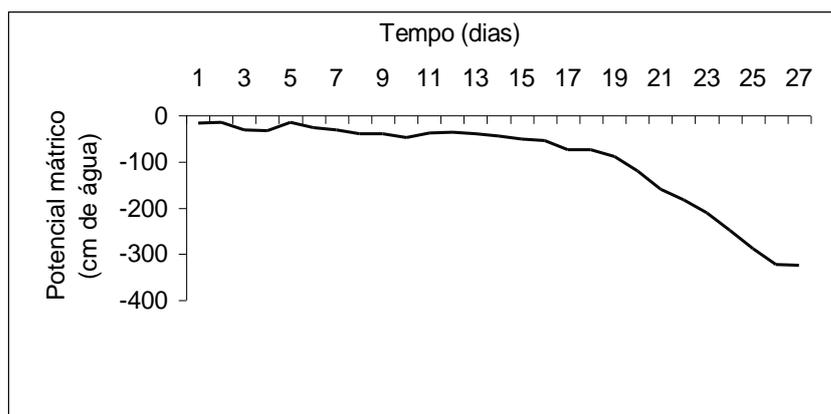


Figura 6 - Variação do potencial mátrico à profundidade de 0,50m.

5.2.3 Lâmina de água no solo

Os valores diários da lâmina de água no solo até a profundidade de 0,50m durante o período do balanço hídrico estão contidos no Quadro 5 e ilustrados na Figura 7. O valor de armazenamento máximo de água no solo ou capacidade de água disponível (CAD), calculado até a profundidade de 0,50m, foi de 54,45mm. Conforme observa-se, os valores das lâminas diárias são superiores ao armazenamento máximo em quase todo o período do balanço hídrico, sendo esse excedente não disponível às plantas.

Quadro 5. Valores diários da lâmina de água no solo até 0,50m de profundidade.

Data	Lâmina(mm)	Data	Lâmina(mm)	Data	Lâmina(mm)
15.05.97	92,5	24.05.97	81,3	02.06.97	74,5
16.05.97	92,5	25.05.97	94,3	03.06.97	69,9
17.05.97	92,3	26.05.97	89,2	04.06.97	61,3
18.05.97	86,8	27.05.97	84,8	05.06.97	59,3
19.05.97	104,8	28.05.97	81,7	06.06.97	57,2
20.05.97	96,5	29.05.97	84,8	07.06.97	53,9
21.05.97	93,7	30.05.97	82,4	08.06.97	52,5
22.05.97	84,9	31.05.97	81,9	09.06.97	51,1
23.05.97	83,9	01.06.97	75,3	10.06.97	48,2

Observa-se, também, que a depleção de água no solo iniciou-se de forma contínua a partir do dia 29 de maio, onde praticamente cessaram as recargas, explicando dessa forma o comportamento descendente das lâminas de água até o término do balanço hídrico.

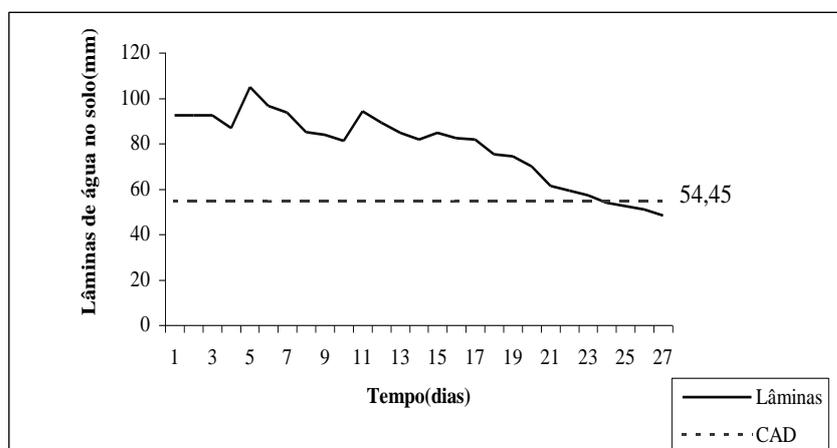


Figura 7 - Variação das lâminas de água no solo durante o balanço hídrico.

5.2.4 Gradiente de potencial total da água no solo

O gradiente de potencial total da água no solo estimado para a profundidade de 0,50m encontra-se representado na Figura 8, a qual demonstra que ao longo do período houve grande amplitude, variando entre $-5,3\text{cm}\cdot\text{cm}^{-1}$ e $2,2\text{cm}\cdot\text{cm}^{-1}$, face a variação do potencial total para as duas profundidades.

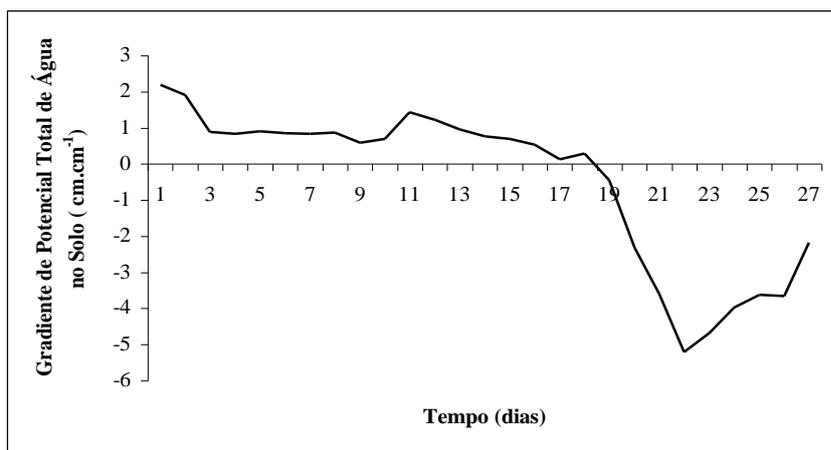


Figura 8 - Variação do gradiente de potencial total de água no solo a profundidade de 0,50m.

Valores positivos do gradiente de potencial total da água no solo indicam fluxo no sentido descendente, com maiores valores logo após uma recarga. Observa-se, também, uma redução nesses valores à medida que inicia-se o processo de redistribuição de água no solo. Já os valores negativos indicam fluxo no sentido ascendente, os quais correspondem ao período em que praticamente cessa-se a recarga.

A utilização de gradientes unitários na estimativa da densidade de fluxo, conforme sugerida por alguns autores, dentre eles Black et al., 1969 e Davidson et al., 1969, acarretaria para as condições da presente pesquisa estimativas bastante grosseiras, em base à variação nos valores de gradientes constatada ao longo da pesquisa.

5.2.5 Drenagem profunda e ascensão capilar

A drenagem profunda e a ascensão capilar são parâmetros difíceis de serem estimados, por serem bastante influenciados pelas características físico-hídricas do solo, portanto, sendo passíveis de erros na coleta dos dados. Tendo em vista as dificuldades para estimar a drenagem profunda, alguns autores consideram-na desprezível (Wilcox, 1960; Hillel, 1972).

Os valores de densidade de fluxo, determinantes da ascensão capilar ou drenagem profunda, obtidas durante o desenvolvimento da presente pesquisa, encontram-se resumidos no Quadro 6. As perdas por drenagem profunda nos doze primeiros dias do balanço hídrico representaram 88,8% das perdas por drenagem profunda em todo o período do balanço, tendo em vista a ocorrência de precipitações mais significativas, que para referido período corresponderam a 97,2% das recargas durante o balanço hídrico. Se comparadas com a recarga no mesmo período, as perdas por drenagem profunda

representam 12,7% dessa recarga. Tais fatos demonstram a importância da estimativa direta dessa componente, porquanto negligenciá-la superestimará os valores de ETa.

Quadro 6. Valores diários da densidade de fluxo durante o balanço hídrico.

Data	q (mm.d ⁻¹)	Data	q (mm.d ⁻¹)	Data	q (mm.d ⁻¹)
15.05.97	- 0,989	24.05.97	- 0,145	02.06.97	+ 0,070
16.05.97	- 0,867	25.05.97	- 0,871	03.06.97	+ 0,245
17.05.97	- 0,541	26.05.97	- 0,404	04.06.97	+ 0,158
18.05.97	- 0,336	27.05.97	- 0,251	05.06.97	+ 0,177
19.05.97	- 1,368	28.05.97	- 0,161	06.06.97	+ 0,159
20.05.97	- 0,731	29.05.97	- 0,238	07.06.97	+ 0,087
21.05.97	- 0,665	30.05.97	- 0,156	08.06.97	+ 0,068
22.05.97	- 0,266	31.05.97	- 0,038	09.06.97	+ 0,062
23.05.97	- 0,184	01.06.97	- 0,046	10.06.97	+ 0,026

Souza(1978) estudando a contribuição da drenagem profunda em terra roxa estruturada, na profundidade de 1,2m, observou que no período de maiores recargas tal componente do balanço hídrico foi responsável por 58,7% das perdas de água.

Já Reichardt & Libardi (1974), utilizando um plano de fluxo zero no perfil do solo, estimaram a drenagem profunda na unidade de solo terra roxa estruturada, no município de Piracicaba, São Paulo, sob cultura do feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) e concluíram que em condições similares, a drenagem profunda não pode ser negligenciada em estudos de balanço hídrico.

Trabalhando com o mesmo tipo de solo e cultura, Luchiari Jr. (1978) obtiveram dados que concordam com os trabalhos anteriormente citados, onde a drenagem profunda foi responsável por 10% das perdas totais de água durante o ciclo da cultura.

Observa-se, também, com base na Figura 09, que o pico de drenagem profunda coincide com o pico de precipitação, não ocorrendo portanto defasagem no tempo entre essas componentes do balanço. Sugere-se que tal fato possa ser explicado pelas características da chuva nesse dia ter sido de baixa intensidade, comprovando-se pela baixa lâmina de escoamento superficial e elevado valor de armazenamento de água no solo. Por outro lado, os valores de ascensão capilar, se comparados aos demais componentes do balanço hídrico, podem ser considerados desprezíveis.

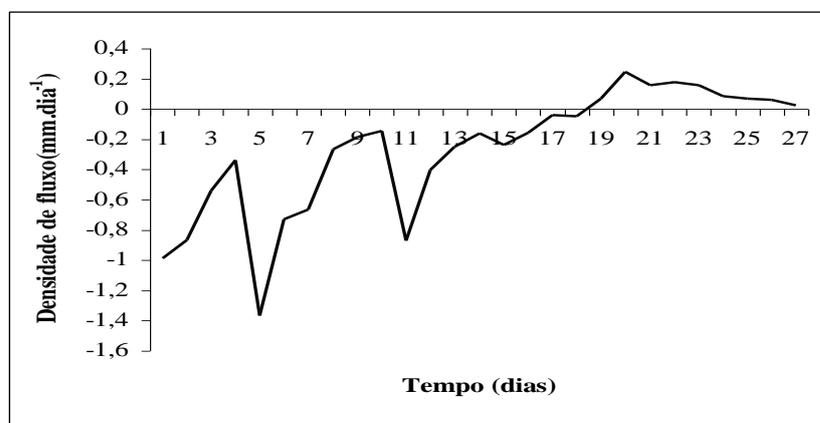


Figura 09 - Variação da densidade de fluxo com o tempo durante do balanço hídrico.

Carvalho et al. (1975) afirmaram que o processo de percolação pode ser bidirecional e que a drenagem pode constituir 20% ou mais do balanço de água. Eles indicaram que, ao contrário de ser considerado desprezível, o processo de drenagem deve ser determinado e controlado, se deseja aumentar a eficiência do manejo de água. Já Pereira et al. (1974) demonstraram, também, a importância da drenagem profunda quando obtiveram valores deste componente de aproximadamente, 30 a 35% do total das perdas em um balanço hídrico feito em duas culturas de café.

5.2.6 Condutividade hidráulica do solo não saturado – $K(\theta)$

Os dados de condutividade hidráulica do solo não saturado durante a condução do experimento são mostrados no Quadro 7 e representados na Figura 10. Referido parâmetro é função direta do conteúdo de água (θ) no solo, o que pode ser evidenciado ao observar-se os dias 15 e 19 de maio, onde um aumento de apenas 15% no valor de umidade do solo, acarretou um aumento superior a 230% no valor da condutividade hidráulica.

Quadro 7. Valores de condutividade hidráulica do solo não saturado durante o balanço hídrico.

Data	K (mm.d ⁻¹)	Data	K (mm.d ⁻¹)	Data	K (mm.d ⁻¹)
15.05.97	0,453	24.05.97	0,210	02.06.97	0,155
16.05.97	0,453	25.05.97	0,607	03.06.97	0,106
17.05.97	0,607	26.05.97	0,331	04.06.97	0,044
18.05.97	0,400	27.05.97	0,263	05.06.97	0,034
19.05.97	1,509	28.05.97	0,210	06.06.97	0,034
20.05.97	0,854	29.05.97	0,344	07.06.97	0,022
21.05.97	0,792	30.05.97	0,295	08.06.97	0,019
22.05.97	0,307	31.05.97	0,307	09.06.97	0,017
23.05.97	0,318	01.06.97	0,161	10.06.97	0,012

Tendo em vista a susceptibilidade da ocorrência de erros instrumentais na coleta de dados não serem raros, torna-se fundamental a estimativa de valores de umidade com maior grau de precisão, diminuindo dessa forma erros na obtenção da condutividade hidráulica. Reichardt et al. (1979) em estudos sobre estimativa de fluxo de água em solos não saturados, observou com base no modelo exponencial da função $K(\theta)$, que uma variação de umidade da ordem de 2%, que é praticamente indetectável e que está dentro dos erros de medida de umidade, a condutividade hidráulica praticamente triplica seu valor.

A equação (10) mostra a relação exponencial obtida para o limite inferior do volume de solo ($Z = 0,50\text{m}$) utilizado no cálculo do balanço hídrico.

$$K(\theta) = 0,00014.e^{39,621.\theta} \quad (10)$$

sendo:

$K(\theta)$: condutividade hidráulica do solo. [LT⁻¹]

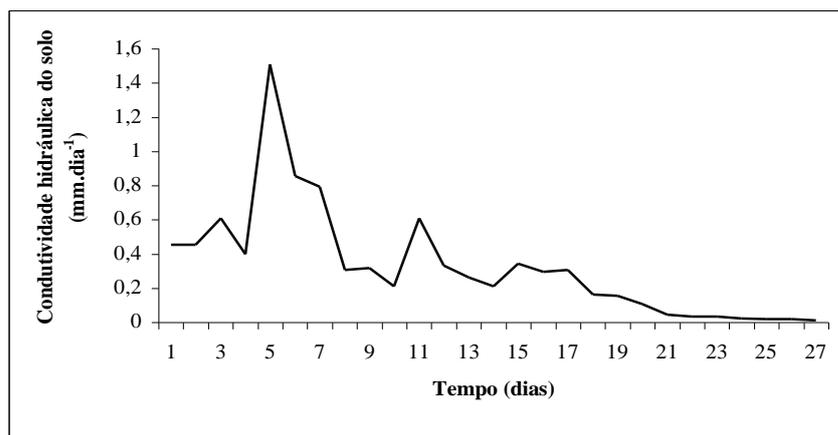


Figura 10 – Variação da condutividade hidráulica do solo durante o experimento.

5.2.7 Escoamento superficial

Os valores totais da componente escoamento superficial durante o balanço hídrico, demonstram que a mesma representou 27% da precipitação pluviométrica ocorrida no mesmo período. Apesar dessa componente do balanço hídrico ter sido registrada em apenas três dias, apresentou uma contribuição 250% superior a drenagem profunda.

Observa-se, também, que a maior recarga, ocorrida no dia 19.05 num total de 42,0mm, não proporcionou a maior lâmina de escoamento superficial, embora o teor de umidade residual no solo fosse semelhante àquele que proporcionou as maiores lâminas de escoamento superficial. Tal fato demonstra a importância da intensidade de precipitação, sobretudo durante o período de recarga, sendo as chuvas retardadas àquelas que proporcionam maiores valores de escoamento superficial, tendo em vista na maioria das vezes o solo já ter atingido a sua capacidade máxima de infiltração. Conforme observações quanto a intensidade de chuva, verificou-se que nesse dia, embora se registrasse a maior recarga individual diária, o pico de recarga além de ter ocorrido no início da chuva, acarretando dessa forma uma lâmina de escoamento superficial de apenas 4,95mm.

Os dados do experimento revelam a importância da estimativa direta da componente escoamento superficial do balanço hídrico, porquanto sua negligência superestimar os valores de evapotranspiração real da cultura. Ademais, para as condições locais do experimento, os meses de março e abril são os que apresentam maior ocorrência de chuvas, tanto no que se refere às lâminas totais quanto a intensidade, demonstrando assim que para o cultivo em condições semelhantes ao experimento, é necessária a utilização de práticas conservacionistas de solo, como forma de proporcionar um melhor aproveitamento das recargas naturais e minimizar as perdas de solo.

5.2.8 Evapotranspiração real ou atual (ETa)

A estimativa diária de ETa, explicitada em função dos componentes de entrada e saída do balanço hídrico, sob condições de recarga natural, é na maioria das vezes limitada pelo caráter aleatório das recargas e por conseguinte do tempo disponível ao processo de redistribuição da água no solo. No presente trabalho, o cálculo diário de ETa forneceu para alguns dias desde valores sem nenhum significado físico a valores extremamente elevados. Sugere-se daí que nos períodos com maiores recargas, calcule-se a ETa média por período considerando-se os pontos de menor valor de armazenamento da água no solo. Conforme Neto (1997), referido procedimento proporciona um maior tempo de oportunidade para que o processo de redistribuição da água ao longo do perfil de solo seja completado.

6 CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos concluiu-se que:

1. Durante o balanço hídrico, as perdas por drenagem profunda e escoamento superficial representam respectivamente 13% e 27% da recarga total, sendo a componente escoamento superficial registrada somente em três dias. Essas componentes, apesar das dificuldades de serem determinadas, tornam-se imprescindíveis, pois negligenciá-las poderão superestimar o valor da evapotranspiração da cultura;
2. O comportamento de amplitudes semelhantes, nos valores dos potenciais totais às profundidades de 0,375m e 0,625m, ao longo do balanço hídrico, permitiram para as condições da pesquisa, a obtenção da curva de retenção no ponto médio das respectivas profundidades;
3. A estimativa de drenagem profunda em base aos valores de gradientes de potenciais totais de água no solo utilizando gradientes unitários na equação de Darcy provocam variações de 120%, demonstrando dessa forma a necessidade de determinação dos valores de potenciais totais de água no solo;
4. A estimativa diária de evapotranspiração da cultura, explicitada em função das componentes de entrada e saída do balanço hídrico foi limitada durante o período de recarga em razão da indisponibilidade de tempo necessária ao processo de redistribuição de água no solo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BLACK, T. A., GARDNER, W. R., THURTELL, G.W. The prediction of evaporation drainage and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, v.33, p. 655-60, 1969.
- CARVALHO, H. O., AZEVEDO, H. M. *Determinação da condutividade hidráulica não saturada, baseada na curva de retenção de água no solo*. Fortaleza: III SENIR, 1975.
- CARVALHO, S. M. A., SEDIYAMA, G. C., BERNARDO, S., FERREIRA, P. A. Balanço hídrico dinâmico em solo sem vegetação. *Rev. Ceres*, v.35, p.433-48, 1988.
- COELHO, M. A., MOTA, F. O. B. Regime hídrico e térmico de solos do Estado do Ceará. I – Podzólico vermelho amarelo eutrófico do município de Fortaleza. *Rev. Cienc. Agron.*, v.8, p.3-38, 1978.
- DAVIDSON, J. M., STONE, L. R., NIELSEN, D. R., LARUE, M. E. Field measurement and use of soil water properties. *Water Resour. Res.*, v.6, p.549-53, 1969.
- HILLEL, D., KRENTOS, V. D., STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.*, v. 114, p.395-400, 1972.
- LIBARDI, P. L. Dinâmica da água no solo. Piracicaba: Degaspari, 1995. 497p.
- LUCHIARI JÚNIOR, A. *Determinação do coeficiente de cultura (Kc) para feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) pelo método do balanço hídrico*. Piracicaba, 59p. 1978. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- NETO, D. M. *Evapotranspiração real da acerola durante o primeiro ano de implantação, nas condições climáticas de Fortaleza – CE*. Fortaleza, 73p. 1997. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Universidade Federal do Ceará.
- PEREIRA, A. R., BARROS, E. S. F., REICHARDT, K., LIBARDI, P. L. Estimativa da evapotranspiração e da drenagem profunda em cafezais cultivados em solos podzolizados Lins e Marília. Piracicaba: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, 1974. 13p.
- REICHARDT, K., LIBARDI, P. L., SAUNDERS, L. C. U. Dinâmica da água em solo cultivado com milho. *Rev. Bras. Cienc. Solo*, v.3, p.1-5, 1979.
- REICHARDT, K., BACCHI, O. O. S., VILLAGRA, M. M. Estimativa de fluxos de água em solos não saturados. *Bragantia*, v.52, p.83-7, 1993.
- REICHARDT, K., LIBARDI, P. L. An analysis of soil water movement in the field. I. Hydrological field site characterization. Piracicaba: Centro de Energia Nuclear na Agricultura, 1974. 21p. BC. – 021.
- SOUZA, M. L. P. *Drenagem profunda em terra roxa estruturada (Paleustalf)*. Piracicaba, 1978. 77p. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- VAN GENUCHTEN, M. TH. A closed – form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am.J.*, v.44, p.892-8, 1980.

WILCOX, J. C. Rate of soil drainage following na irrigation. II. Effects on determination of rate of consumptive use. *Can. J. Soil Sci.*, v.40, p.15-27, 1960.