

Marcos Luiz de Paula Souza²
Paulo Leonel Libardi³
Klaus Reichardt⁴

SUMMARY

In water balance studies deep drainage is the most difficult component to be estimated. Here, a methodology that permits its determination, is presented in detail. Measurements are made under field conditions and can be continued over long periods of time. As an example, data for a period of three months is presented, but the determinations will be continued over a period of five years in order to determine the variability of soil water fluxes at great depths, as a function of prevailing meteorological conditions.

1. INTRODUÇÃO

A grande dificuldade para se medir diretamente a percolação profunda, tem conduzido a medidas indiretas ou estimativas e, muitas vezes, ignorando-a no cálculo do balanço hídrico. Entretanto, encontra-se na literatura tentativas para sua obtenção direta, como é o caso de Black et alii (1970); Renger et alii (1970); La Rue et alii (1968) e Dahan e Vachaud (1972).

Em nosso meio, Pereira et alii (1974) estimaram a percolação profunda em Solos Podzolizados Lins e Marília, cultivados com café, assumindo que o perfil de solo é homogêneo e o gradiente de potencial total da água é unitário em $z = L$. Estes autores concluíram que para a cultura de café em solos Podzolizados Lins e Marília no Estado de São Paulo, a grandeza do erro envolvida quando se despreza a percolação profunda em estudo de balanço hídrico, depende da fase em que se encontra a planta, variando de 10% no período de crescimento vegetativo a 60% no período de maturação e colheita. Reichardt et alii (1974), adotando sugestão de Giesel et alii (1970), de utilizar um plano de fluxo zero no perfil de solo para distinção entre a água perdida por evapotranspiração e por percolação profunda, estimaram a drenagem profunda em

Terra Roxa Estruturada, no município de Piracicaba, Estado de São Paulo, sob cultura de feijão. Dentro suas conclusões, esses autores evidenciam o fato de que, trabalhando em condições similares, a percolação profunda não pode ser negligenciada em estudos de balanço hídrico.

Em apoio do ponto de vista dos autores até aqui citados, encontra-se, também, o trabalho de Vachaud et alii (1973) que apresenta um balanço hídrico completo em um período de nove meses onde a percolação profunda e a evaporação acumulada tiveram a mesma ordem de grandeza.

Neste trabalho é apresentada com detalhe uma metodologia para a determinação da drenagem profunda durante um período de três meses em um solo tropical, com o objetivo de mostrar a importância deste componente do balanço hídrico, principalmente em períodos chuvosos.

2. MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi conduzido em uma área de 100 m² (10 x 10m) em solo classificado como Terra Roxa Estruturada (Alfisol) de acordo com Ranzani et alii (1966). As coletas de água de chuva foram feitas através de pluviômetros tipo paulista, instalados próximos à área

1 Trabalho realizado dentro do "Projeto Feijão" do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), Piracicaba, SP, subvencionado pela CNEN e AIEA e Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.

2 Aluno de Pós-Graduação do CPGSNP/ESALQ/USP, Professor do Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná (UFPR).

3 Pesquisador junto ao CENA e pesquisador-bolsista do CNPq.

4 Professor do DFM/ESALQ/USP e pesquisador junto ao CENA.

experimental. Utilizaram-se vinte tensiômetros com manômetro de mercúrio, dez à profundidade de 105 cm e dez à profundidade de 135 cm. Quatro tubos de alumínio, instalados ao acaso dentro da área, até à profundidade de 120 cm, foram usados para a determinação da umidade com a sonda de neutrons, equipamento manufaturado pela NEA, modelo BASC (Dinamarca), cuja curva de calibração foi estabelecida na própria área experimental.

A percolação profunda foi determinada à profundidade de 120 cm, através da equação de Darcy,

$$q_{120} = K(\theta) \frac{\delta\psi}{\delta z} \dots \dots \dots \quad (1)$$

onde:

q_{120} = densidade de fluxo vertical de água ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$) à profundidade de 120 cm;

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$) em função da umidade do solo θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), na profundidade de 120 cm. A função $K(\theta)$ foi obtida anteriormente na própria área experimental pelo método do perfil instantâneo, através do procedimento de Hillel et alii (1972);

$\delta\psi/\delta z$ = gradiente de potencial da água no solo a 120 cm., obtido das medidas dos tensiômetros com manômetro de mercúrio, às profundidades de 105 cm e 135 cm, respectivamente, pelo uso da equação:

$$\frac{\delta\psi}{\delta z} \approx \frac{\psi_{135} - \psi_{105}}{30} \dots \dots \dots \quad (2)$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os dados apresentados no Quadro 1 mostram os valores médios obtidos por tensiometria em três dias típicos, onde os erros foram mínimo, médio e máximo, no

período de três meses, para uma área de 100 m². Os erros determinados podem ser atribuídos aos seguintes fatores: a) **Heterogeneidade do perfil de solo** — apesar da área experimental ser pequena, ocorrem variações verticais no solo entre os pontos de amostragem. Embora os tensiômetros estejam colocados em um mesmo horizonte (B óxico), acima dele os horizontes variam em espessura na área considerada e, consequentemente, os volumes de solo suprajacentes apresentam diferentes distribuições nas características físicas que provocam um comportamento heterogêneo do movimento da água. Essa variação do perfil de solo conduz a erros maiores quando as precipitações são bem distribuídas provocando alternâncias da umidade do solo. Em períodos de estiagem em que a água tende ao equilíbrio, esses erros tornam-se menores; b) **Erros instrumentais** — podem ocorrer quando da instalação dos tensiômetros que podem não apresentar a parte sensível na profundidade desejada e no aparecimento de bolhas; c) **Leitura** — devido ao fato da leitura não ser efetuada sempre pelo mesmo observador, podem ocorrer pequenos erros na leitura. Como 1 mm de altura no manômetro de mercúrio corresponde a 13.6 mm em altura de coluna de água, esse erro pode contribuir significativamente no erro final.

O Quadro 2 apresenta os erros na determinação da umidade em três dias típicos, que são bem menores do que os observados na tensiometria e podem ser atribuídos, principalmente, à heterogeneidade do solo. Considerando-se as características físicas do solo trabalhado, a sua alta capacidade de retenção de água, os erros obtidos tornam-se desprezíveis. O erro do instrumental é da ordem de 1%.

A figura 1A mostra a variação diária da umidade no período de três meses, à profundidade de 130 cm. Comparando-se as figuras 1A e 1C, observa-se que a umidade acompanhou a precipitação com uma pequena defasagem no tempo. Essa defasagem é pequena devido ao solo estar bem suprido de água nos horizontes superiores. Em períodos mais secos, essa defasagem deve ser maior ou mesmo não

ocorrer para algumas intensidades de precipitações.

A figura 1B apresenta os gradientes de potencial à profundidade de 120 cm durante o experimento. Como se observa, o quociente foi sempre positivo, portanto, o movimento de água foi sempre descendente. Comparando-se a figura 1A com 1B, verifica-se que o gradiente variou inversamente à umidade, embora esta tendência possa se inverter em épocas nas quais o movimento de água seja ascendente. Esta mesma tendência verifica-se em relação à precipitação.

Com base nos dados inseridos nas figuras 1A e 1B e na curva da condutividade hidráulica do solo em função de sua umidade (Figura 2), obteve-se a figura 3, que apresenta os valores diários da densidade de fluxo no período de dezembro de 1976 a fevereiro de 1977.

A densidade de fluxo mensal e total para o período, encontra-se no Quadro 3. Os valores mensais foram calculados pela integral:

$$Q = \int_{t_0}^{t_1} q dt \dots \dots \dots \quad (3)$$

sendo que a densidade de fluxo total corresponde à soma dos valores mensais.

O Quadro 3 mostra que a densidade de fluxo acompanhou a precipitação e que para o mês de fevereiro excedeu à precipitação. Este excesso de drenagem em relação à precipitação em fevereiro, provavelmente, deve ser devido a uma grande quantidade de água armazenada no solo durante o mês de janeiro.

Este quadro também permite visualizar o volume de água perdido por percolação profunda, que muitas vezes, é considerado desprezível em balanços hídricos.

4. CONCLUSÃO

Os dados apresentados neste trabalho reforçam o fato de que a drenagem profunda pode, sob certas condições, constituir uma parte apreciável do balan-

ço hídrico total de uma cultura. Além disso, recentemente, grande ênfase vem sendo dada ao problema de poluição de água subterrânea por fertilizantes e pesticidas, de maneira que uma metodologia adequada para a determinação desta componente do balanço hídrico é, realmente, de extrema importância.

5. RESUMO

É apresentada uma metodologia que permite a determinação da drenagem profunda em estudos de balanço hídrico, componente de difícil estimativa em condições de campo e durante longos períodos de tempo. São apresentados dados de um período de três meses, apenas como exemplo, pois o trabalho se desenvolverá por um período de cinco anos a fim de se estimar a variabilidade dos fluxos subterrâneos de água como uma função das condições climáticas reinantes.

6. LITERATURA CITADA

1. BLACK, T. A.; GARDNER, W. R. e TANGER, C. C. — Water storage and drainage under a row crop on a sand soil. *Agron. J.* 62: 48-51. 1970.
2. DAIAN, J. F. e VACAUD, G. — Méthode d'Evaluation du Bilan Hydrique in Situ a partir de la Mesure des Teneures en Eau et des Succions. In: IAEA: Proceedings of the symposium on Isotopes and Radiation in Soil-Plant-Relationship including Forestry. 1972, p. 649.
3. GIESEL, W.; LORCH, S. e RENGER, M. — Water-flow calculations by means of gamma-absorption and tensiometer field measurements in the unsaturated soil profile. IAEA-Isotope Hydrology. p.663-672, 1970.
4. HILLEL, D.; KRENTOS, V. D. e STYLIA-NOU, Y. — Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.* 114: 395-400. 1972.
5. LA RUE, M. E.; NIELSEN, D. R. e HAGAN, R. M. — Soil water flux below a ryegrass root zone. *Agron. J.* 60: 625-629. 1968.

6. PEREIRA, A. R.; FERRAZ, E. S. B.; REICHARDT, K. e LIBARDI, P. L. — Estimativa da evapotranspiração e da drenagem profunda em cafezais cultivados em Solos Podzolizados Lins e Marília. BC-014, CENA, Piracicaba, SP. 1974.
7. RANZANI, G.; FREIRE, O. e KINJO, T. — Levantamento da carta de solos do município de Pracicaba, SP. ESALQ, Piracicaba, SP, 85 p. 1967. (mimeografado).
8. REICHARDT, K.; LIBARDI, P. L. e SANTOS, J. M. dos — An analysis of soil water movement in the field: II. Water Balance in a Snap Bean Crop. BC-022, CENA, Piracicaba, SP. 1974.
9. RENGER, M.; GIESEL, W.; STREBEL, O. e LOCH, S. — Erste ergebnisse zur quantitativen erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ugessatigten bodenzone. Z. Pfanzenernähr., Bodenkunde, 126: 17-33. 1970.
10. VACHAUD, G.; TEHEL, J.; ROYER, J. M. e BOLCATO, R. — Controle automatique in situ des transferte d'eau dans la zone non saturée. Symposium on isotope and radiation technique in Soil Physics, irrigation and drainage as related to crop production. AIEA, Vienne, 1-5: October, 1973.

Quadro 1 — Erros (mínimo, médio e máximo) obtidos nas medidas com tensímetros para determinação do Potencial Total (Ψ) e do Gradiente de Potencial ($\delta\Psi/\delta z$) obtido de acordo com a equação (2).

Erro	Data	Potencial Total				Gradiente de Potencial		
		$-\Psi_{105}$	σ	$-\Psi_{135}$	σ	$-\delta\Psi/\delta z$	σ	CV (%)
mínimo	07/01/77	138.5	± 17.0	197.2	± 9.6	1.957	± 0.665	34
médio	13/01/77	173.1	± 26.6	245.3	± 15.1	2.407	± 1.096	45.5
máximo	09/02/77	176.0	± 32.3	253.9	± 20.4	2.597	± 1.350	52

Quadro 2 — Erros obtidos na determinação da umidade (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

Erro	Data	Tubo nº				θ	σ	CV (%)
		1	2	3	4			
mínimo	18/12/76	0.367	0.335	0.329	0.363	0.349	0.019	5.4
médio	04/01/77	0.360	0.329	0.310	0.365	0.341	0.026	7.6
máximo	09/12/77	0.375	0.336	0.331	0.398	0.360	0.032	8.9

Quadro 3 — Precipitação (P) em mm.mês^{-1} e $1.\text{ha}^{-1}.\text{mês}^{-1}$ e densidade de fluxo (q) em $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{mês}^{-1}$ e em $1.\text{ha}^{-1} \cdot \text{mês}^{-1}$ da água no solo, a 1,20 m de profundidade, para os meses de dezembro de 1976, janeiro e fevereiro de 1977.

	dezembro/76	janeiro/77	fevereiro/77	total
q($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{mês}^{-1}$)	5,460	13,053	4,032	22,254
q($1.\text{ha}^{-1} \cdot \text{mês}^{-1}$)	$54,6 \times 10^4$	$130,53 \times 10^4$	$40,32 \times 10^4$	$222,54 \times 10^4$
P(mm.mês^{-1})	191,4	322,7	37,3	551,4
P($1.\text{ha}^{-1} \cdot \text{mês}^{-1}$)	$191,4 \times 10^4$	$322,7 \times 10^4$	$37,3 \times 10^4$	$551,4 \times 10^4$

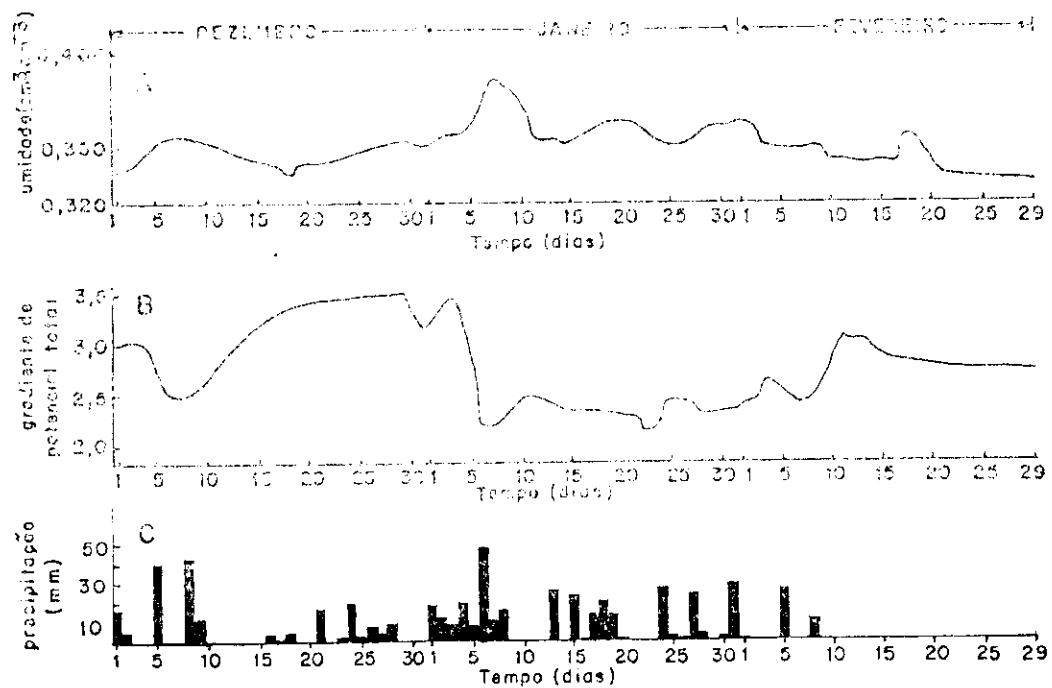


FIGURA 1 — Flutuação da umidade (A), do gradiente de potencial total (B) e da precipitação (C) com o tempo, durante os meses de dezembro de 1976, janeiro e fevereiro de 1977, na profundidade 120 cm.

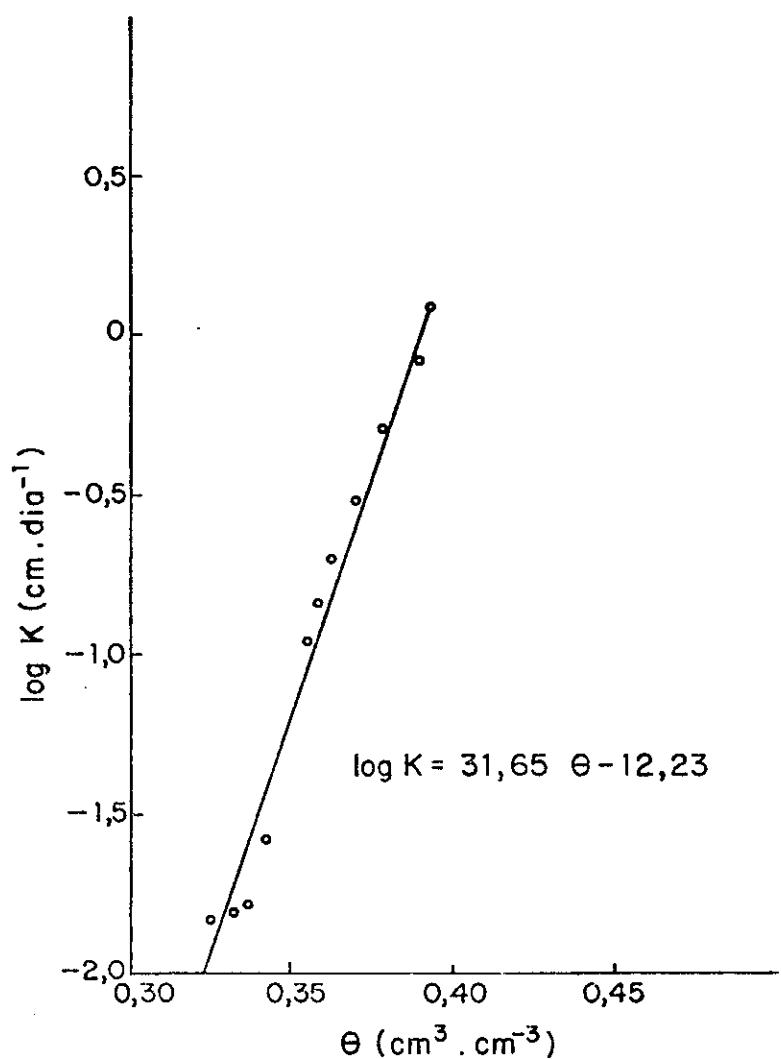


FIGURA 2 — Condutividade hidráulica (K) em função da umidade do solo (Θ) na profundidade de 120 cm obtida de acordo com o procedimento de Hillel *et alii* (1972).

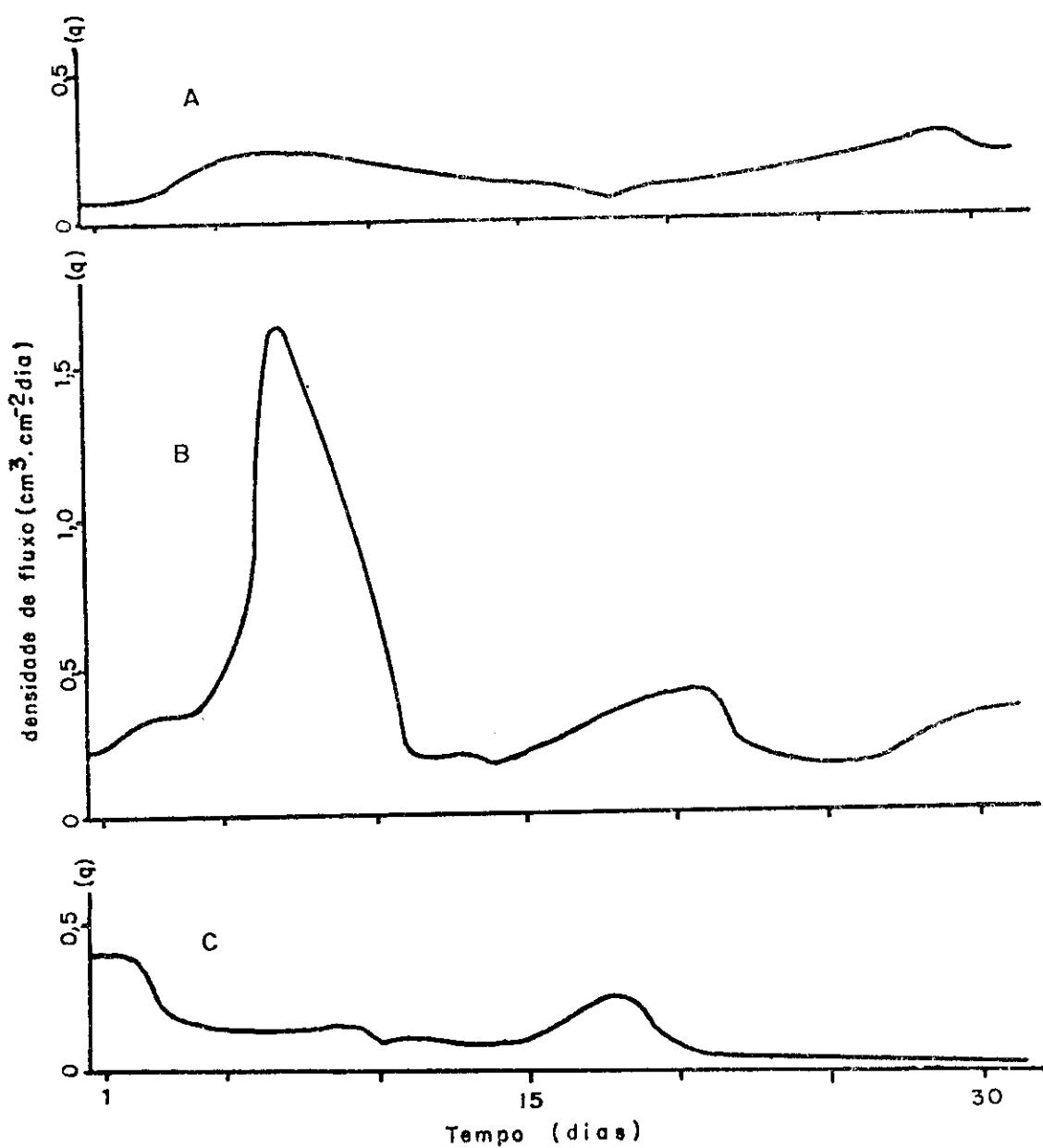


FIGURA 3 — Variação da densidade de fluxo (q) com o tempo durante os meses de dezembro de 1976 (A), janeiro de 1977 (B) e fevereiro de 1977 (C).