

Movimento de água subterrânea em ecossistema Campina Amazônica (1)

K. Reichardt (2)
A. dos Santos (3)
V. F. do Nascimento F.º (2)
O. O. S. Bacchi (4)

Resumo

Primeira tentativa para determinar a magnitude do fluxo de água subterrânea, a fim de estimar o potencial de elementos biologicamente importantes no ciclo de nutrientes no ecossistema Campina Amazônica. O fluxo saturado da água, dentro do lençol freático, foi estudado por 2 métodos, no período de dezembro de 1974 a janeiro de 1975: 1) aplicando-se a equação de Darcy; 2) usando-se um traçador ^3H (100 mCi) na forma de $^3\text{H}_2\text{O}$. As variações apresentadas pelos dois métodos foram provenientes da alta permeabilidade do solo arenoso, propiciando rápidas variações do lençol freático, totalmente influenciado pelas precipitações pluviométricas. Ambos os métodos apresentaram resultados da mesma ordem de grandeza, indicando a existência de um movimento horizontal do fluxo saturado da água no lençol freático da Campina, da ordem de $0,0018 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$.

INTRODUÇÃO

A campina é um ecossistema típico da amazônia, desenvolvido sobre areia quartzosa classificada como solo tipo Regosol, caracterizando-se por um perfil tipo AC, com horizonte húmico (orgânico) pouco profundo, constituído de uma camada de húmus de 1-10 cm de espessura e apresentando grandes manchas de areia branca sem vegetação. A comunidade florística é referida como "Campina Forest in the Rio Negro Region" (Takeuchi, 1961) e sua estrutura consiste de árvores em três estratos, quase sempre cobertas de lianas e epífitas.

Este ecossistema tem sido objeto de estudos nos mais diferentes aspectos, destacando-se entre eles pesquisas sobre a qualidade da

água (Brinkmann & Santos, 1970a, 1970b, 1971, 1972a e 1972b) e de balanço de nutrientes no sistema (Santos & Ribeiro, 1975). A fim de quantificar o movimento e o ciclo de nutrientes no ecossistema, o presente trabalho é a primeira tentativa de determinar a magnitude do fluxo de água em seu lençol freático.

MATERIAL E MÉTODO

A Campina estudada está localizada ao longo da Rodovia BR-174 (Km 60), com latitude $2^{\circ}30'00''\text{S}$ e longitude $60^{\circ}00'00''\text{W}$.

O Fluxo saturado de água dentro do lençol no solo foi determinado de duas formas distintas: 1. pela aplicação direta da equação de Darcy e 2. pelo uso de ^3H como traçador.

DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE ÁGUA PELA EQUAÇÃO DE DARCY

A equação de Darcy para o fluxo saturado de água em uma direção x (cm), pode ser escrita na forma:

$$v = -K_0 \frac{d\psi}{dx} \dots \dots \dots (1)$$

onde,

v é fluxo de água ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)

K_0 a condutividade hidráulica saturada do solo ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$).

$d\psi/dx$ o gradiente de potencial da água ($\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}$).

(1) — Pesquisa subvencionada pela FAPESP e realizada como colaboração entre o Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Departamento de Física e Meteorologia (DFM) da ESALQ, USP e Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA).

(2) — Professores junto ao DFM e CENA.

(3) — Pesquisador junto ao INPA.

(4) — Estudante de Pós-graduação no CPGENA, bolsista da FAPESP.

Instalando-se dois poços a uma distância L (cm) um do outro, o gradiente de potencial em condições de equilíbrio dinâmico pode facilmente ser calculado a partir de :

$$\frac{d\psi}{dx} = \frac{-\Delta h}{L} \dots\dots\dots (2)$$

onde,

Δh é a diferença do nível da água entre os dois poços.

A condutividade hidráulica saturada K_0 pode ser determinada em laboratório, por meio de permeâmetros, como sugere Klute (1965).

DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE ÁGUA UTILIZANDO TRAÇADORES

A teoria do fenômeno de dispersão de traçadores em fluxo de água em meios porosos foi recentemente tratada por Bear (1961) e Bachmat & Bear (1964). A diluição de uma solução de traçador, homoganeamente distribuída em um volume V de um poço em equilíbrio dinâmico, é descrita pela equação :

$$v = \frac{V}{Ft} \ln \frac{C}{C_0} \dots\dots\dots (3)$$

onde,

V é o volume de medida no qual se dá a diluição, F a secção transversal do volume de medida perpendicular à direção do fluxo, t o intervalo de tempo entre as medidas de concentração do traçador C_0 e C.

Para um poço cilíndrico com uma altura de água h (cm) a partir do fundo, a equação (3) pode ser escrita na forma :

$$\ln \frac{C}{C_0} = \frac{2v}{\pi r} \cdot t \dots\dots\dots (4)$$

e o gráfico $\ln C/C_0$ em função de t deve ser uma reta de coeficiente angular $2v/\pi r$.

No presente trabalho as relações entre as concentrações de traçador C/C_0 , foram calculadas a partir da atividade específica do 3H , nas amostras de água, medidas através da técnica da cintilação líquida (cpm.cm⁻³).

DADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

Durante o mês de janeiro de 1974, instalou-se na área da campina, dois poços a uma distância de L = 1.120 cm, que na condição de equilíbrio apresentaram alturas de água com um desnível de 5,5 cm. A linha que une os poços coincidiu com a direção mais provável de fluxo. Nestas condições, o gradiente de potencial da água foi 0,00491 cm.cm⁻¹.

A condutividade hidráulica saturada K_0 , determinada em permeâmetro de carga constante (Klute, 1965), em 3 amostras de laboratório foi 105,5, 98,3 e 95,7 cm.h⁻¹, cuja média é 99,3 cm.h⁻¹.

Como resultado obteve-se um fluxo v de 0,490 cm.h⁻¹.

No período de dezembro de 1974, a janeiro de 1975, instalou-se mais um poço, no qual se aplicou como traçador 100 mCi de 3H , coletando amostras de água em diferentes intervalos de tempo. Na Tabela I são apresentados os dados de campo.

TABELA I

Atividade específica da água do poço em função do tempo

Amostra	Tempo (horas)	Altura da água h (cm)	Atividade espec. (cpm. cm ⁻³)
1	0	7,8	9,988 x 10 ⁷
2	1,17	7,3	7,819 x 10 ⁷
3	2,50	7,0	3,083 x 10 ⁷
4	21,33	19,0	1,502 x 10 ⁶
5	67,33	19,2	1,326 x 10 ⁵
6	209	19,0	1,246 x 10 ³
7	379	29,5	1,745 x 10 ²
8	627	35,0	6,845 x 10 ¹
9	787	35,0	2,500 x 10 ¹

A Figura I nos mostra que a relação $\ln C/C_0$ não mostrou um comportamento linear em função do tempo durante todo o período estudado, como exige a equação 4. Nota-se pela Tabela I, que o nível de água no poço variou, indicando que a condição de equilíbrio não foi mantida. A razão deste fato deve estar

na alta permeabilidade do solo que proporciona rápidas variações do lençol freático por influência da precipitação pluviométrica.

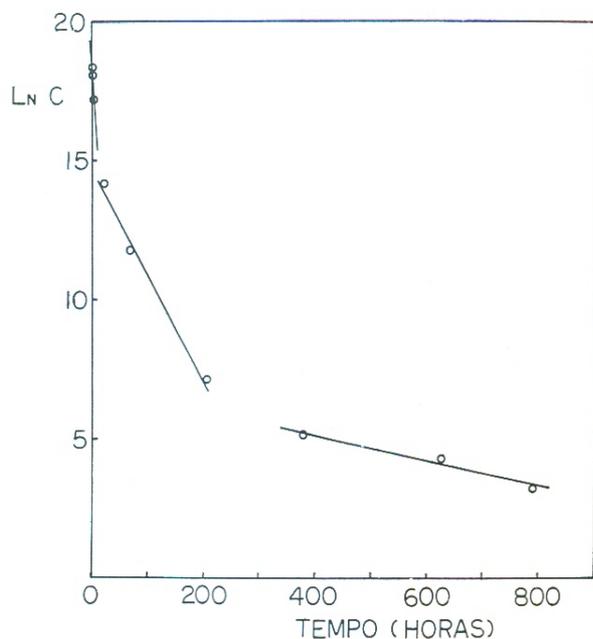


Fig. 1. Diluição do traçador em função do tempo.

Os dados obtidos sugerem porém três períodos, nos quais o nível de água no poço manteve-se razoavelmente constante, nos quais aparentemente, deve ter prevalecido a condição de equilíbrio dinâmico. No local do estudo a precipitação pluviométrica não foi medida. Dados obtidos na Reserva Florestal Duque, distante cerca de 40 km da campina indicam uma pluviosidade maior na semana anterior as três primeiras medidas (amostras 1, 2 e 3 da Tabela I), de aproximadamente 11 mm/dia. No período intermediário (Amostras 4, 5 e 6) a pluviosidade média foi de 6,6 mm/dia e no período final (Amostras 7, 8 e 9), descontando uma chuva muito intensa ocorrida logo após a coleta da amostra 7, a pluviosidade média foi de 4,13 mm/dia. Para estes três períodos calculou-se o fluxo de água a partir do coeficiente angular da reta de regressão entre $\ln C_0/C$ e t , (Tabela II).

Movimento de água...

TABELA II

Fluxos de água calculados pela técnica da diluição de traçador.

Amostras	Coefficiente de regressão linear (r^2)	Fluxo de água ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)
1, 2 e 3	0,919	0,475
4, 5 e 6	0,987	0,0452
7, 8 e 9	0,979	0,00468

Como se pode notar, no período de aproximadamente 800 h (17 de dezembro de 1974 a 19 de janeiro de 1975) o fluxo de água variou de 0,475 a 0,00468 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, isto é, de um fator de 100 vezes. Estes dados podem ser explicados considerando a alta condutividade hidráulica do solo e da variabilidade da precipitação pluvial. A falta de dados obtidos no local não nos permite explicação definitiva.

Da regressão linear de todos os dados pode-se obter um fluxo médio para o período. Nestas condições obteve-se um fluxo de 0,01818 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, com um coeficiente $r^2 = 0,819$.

Confrontando os dados obtidos pelos dois métodos, verificamos que o resultado obtido pela equação de Darcy é da mesma ordem de grandeza do resultado obtido com as amostras 1, 2 e 3 do método da diluição do ^3H .

Este fato não confirma a exatidão dos resultados uma vez que estes se referem ao mesmo período (dezembro/janeiro), mas sim a anos distintos 1974/1975.

Os resultados obtidos no presente experimento indicam que no período janeiro/dezembro de 1974/1975 o fluxo saturado de água do lençol freático da campina foi da ordem de 0,018 $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$, o que significa que 0,018 cm^3 de água atravessam a unidade de área (cm^2) perpendicular ao fluxo por unidade de tempo (h). A quantidade de qualquer soluto arrastado pela água por fluxo de massa é dada pelo produto de sua concentração (quantidade/ cm^3) pelo fluxo de água.

SUMMARY

In the period of december 1974 to january 1975 the movement of the ground water in the eco-system of the Campina Amazonica was studied. The saturated flux of the ground water was studied by two methods: 1º) Applying Darcy's equation; 2º) Using a tracer of ^3H (100 mCi) in the form of $^3\text{H}_2\text{O}$. The variations shown by the two methods are derived from a high permeability of the arenaceous soil, proportioning rapid variations in the ground water, totally influenced by precipitation. However the results obtained through applicatios of Darcy's equation and through the method of dilutions are of the same order of magnitude. They indicate the existence of a horizontal movement in the saturated flux of the ground water of Campina, of the same order of $0,0018 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$.

This work is the first attempt to determine the flux magnitude of the underground water, to estimate the potencial elements biologically important in the nutrient cycle, in these formations of Central Amazonian.

BIBLIOGRAFIA CITADA

BACHMANT, Y. & BEAR, J.

- 1964 — The general equations of hydrodynamic dispersion in homogeneous isotropic media. *J. Geophys. Res.*, 69 : 2521.

BEAR, J.

- 1961 — On the tensor form of dispersion in porous media. *J. Geophys. Res.* 66 : 1185.

BRINKMANN, W. L. F. & SANTOS, A. DOS

- 1970a — Natural waters in Amazonia. II. The Chemical Oxygen Demand (COD) In: **Symposium Proceedings on Environmente in Amazonia**, Manaus, Part I : 57-66.
- 1970b — Natural waters in Amazonia. III. The Ammonium Molybdate Reactive Silica. *Amazoniana*, Kiel, 2(4) : 443-448.
- 1971 — Natural waters in Amazonia. V. Soluble Magnesium Properties. *Turrialba*, 21(4) : 459-465.
- 1972a — Natural waters in Amazonia. IV. Total Iron Properties. In: **Symposium Proceedings on Environment in Amazonia**, Manaus, Part II (In press).
- 1972b — Natural waters in Amazonia. VII. Total Phosphorus Coumpounds. In: **Symposium Proceedings on Environment in Amazonia**, Manaus, Part III (in press).

KLUTE, A.

- 1965 — Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: "**Methods of Soil Analysis**". *Amer. Soc. Agr. Monograph*, 9 : 253-261.

SANTOS, A. DOS & RIBEIRO, M.N.G.

- 1975 — Nitrogênio na água do solo na ecossistema "Campina Amazônica". *Acta Amazonica*, Manaus, 5(2) : 173-182.

TAKEUCHI, M.

- 1961 — The Struture of the Amazonian Vegetation. III. Campina Forest in the Rio Negro Region. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, III, 8(2) : 27-35.