

TAXA DE INFILTRAÇÃO EM ZONA DE AFLORAMENTO DO AQUÍFERO GUARANI

Edson Wendland¹; Alessandra Troleis da Cunha² & Jorge Luis Rabelo³

Resumo - Visando o gerenciamento de águas subterrâneas, a determinação da taxa de recarga de aquíferos é um pré-requisito fundamental. Com o auxílio de um lisímetro estimou-se a taxa de infiltração em zona de afloramento do Aquífero Guarani. O lisímetro instalado na Estação Hidrometeorológica do CRHEA, com área de exposição de 3,6 m² e profundidade de 1,50 m, foi preenchido com solo arenoso da zona de afloramento do aquífero. Dados de infiltração foram coletados no período de janeiro de 2002 a janeiro de 2003, totalizando 55,6% da precipitação, para o período de estudo. Análises do comportamento da água no solo demonstraram que a recarga no aquífero pode ocorrer somente no período chuvoso (novembro a março). Para o período seco (abril a outubro) as precipitações esparsas não são suficientes para suprir a deficiência de umidade do solo. O trabalho permitiu, ainda, verificar que os métodos teóricos para estimar evapotranspiração potencial não são adequados em regiões caracterizadas por períodos secos no inverno.

Abstract - Determining the aquifer recharge is a fundamental prerequisite for its management. Through the operation of a lysimeter, the infiltration rate at the outcrop zone of the Guarani Aquifer could be determined. The lysimeter installed in the hydrometeorological station at CRHEA, with an exposure area of 3,6 m² and 1,50 m depth, was filled with sandy soil, characteristic for the aquifer's outcrop zone. Infiltration rate were measured in the period between January 2002 and January 2003, amounting to 55,6% of the precipitation in the period. Moisture behavior in the soil indicates that aquifer recharge can occur only in the rainy season (November to March). During the dry season (April to October), the sparse precipitation is not enough to supply the soil moisture deficit. The work allowed the inference that theoretical models for evapotranspiration estimation are inadequate for region characterized by dry and wet periods during the year.

¹ Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de São Carlos; Departamento de Hidráulica e Saneamento; Caixa Postal 359; 13560-970; São Carlos; SP; Brasil; (16) 3373-9541; (16) 3373-9550; ew@sc.usp.br

² Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de São Carlos; Departamento de Hidráulica e Saneamento; SHS-EESC-USP, Caixa Postal 359; 13560-970; São Carlos; SP; Brasil; (16) 3376-3885; aletroleis@yahoo.com.br

³ Universidade Federal da Bahia, Escola de Agronomia, Departamento de Engenharia Agrícola, Campus UFBA; 44380-000; Cruz das Almas;BA; rabelo@ufba.br

Palavras-Chave - lisímetro, infiltração; Aquífero Guarani.

INTRODUÇÃO

Até a década de 50 as águas subterrâneas eram, em geral, consideradas como um bem natural de uso doméstico/industrial precário. O surto de desenvolvimento sócio-econômico verificado após o término da II Guerra Mundial e a crescente deterioração das águas dos rios e lagos, engendraram a rápida evolução da importância das águas subterrâneas, ao ponto de serem consideradas, atualmente, um recurso de grande valor econômico, vital ou estratégico.

Tendo em vista que no Brasil, 92% dos esgotos são lançados nos rios e 87% do lixo ficam à mercê das enxurradas, a alternativa de uso das águas superficiais (rios, açudes e lagoas) somente se torna aceitável na ausência de manancial subterrâneo compatível com as demandas. As águas subterrâneas acham-se naturalmente melhor protegidas dos agentes causadores de poluição que atingem rios e lagos, tendo em vista ocorrerem sob uma faixa de rocha não-saturada através da qual as águas de recarga são filtradas.

Segundo os dados do IBGE de 1997, 61% da população brasileira se abastece do manancial subterrâneo por meio de poços rasos (6%), nascentes (12%) e poços profundos (43%). O alto crescimento do uso da água subterrânea se deve a vários fatores como: os baixos custos de captação da água subterrânea em relação à água superficial, por dispensarem a construção de obras de barramento, adutora de recalque e estação de tratamento; as águas subterrâneas são, geralmente, de boa qualidade para consumo humano sem tratamento, desde que a captação tenha sido construída e seja operada de forma adequada; os poços que apresentam um bom nível de engenharia nas fases de projeto, construção e operação, têm vida útil entre vinte e trinta anos, com amortização dos investimentos realizados em apenas cerca de um terço desse período; 1 litro de água proveniente de poço profundo, em alguns casos, pode custar até 15 vezes menos que 1 litro de água proveniente de recursos hídricos superficiais [1].

O Brasil tem o impressionante volume de 111 trilhões e 661 milhões de metros cúbicos de água em suas reservas subterrâneas. Um dos mais importantes contribuintes é o Aquífero Guarani [2]. A água do Aquífero Guarani é adequada ao consumo humano devido a sua qualidade e ao fato da formação sedimentar apresentar boa proteção contra os agentes de poluição.

Quantificar a taxa de recarga deste aquífero terá uma grande importância para a sua exploração sustentável e gerenciamento desse recurso hídrico. O presente trabalho apresenta um estudo experimental desenvolvido primeiramente com vistas à determinação da taxa de infiltração no solo e estimativa da evapotranspiração real, em zona de afloramento do Aquífero Guarani na região de São Carlos – SP. O texto inclui uma síntese básica de informações relativas ao Sistema

Aqüífero Guarani, de trabalhos voltados à determinação de infiltração e taxas de recarga publicados na literatura, dos métodos teóricos tradicionais de estimativa da evapotranspiração e conceitos relacionados à operação de lisímetros. Após a descrição do aparato experimental utilizado no estudo, são apresentados e discutidos os principais resultados obtidos. O texto é sumarizado com as conclusões da pesquisa.

AQÜÍFERO GUARANI

Localizado no centro leste da América do Sul, entre 12° e 35° de latitude Sul e 47° e 65° de longitude Oeste, o Aqüífero Guarani é um dos maiores mananciais de água doce subterrânea transfronteiriço do mundo, estendendo-se desde a Bacia Sedimentar do Paraná (Brasil, Paraguai e Uruguai) até a Bacia do Chaco Paraná (Argentina). O Aqüífero Guarani tem extensão total, preliminarmente definida, da ordem de 1,2 milhão de km², sendo 840 mil km² no Brasil, 225,5 mil km² na Argentina, 71,7 mil km² no Paraguai e 58,5 mil km² no Uruguai.

O termo Aqüífero Guarani é a denominação formal dada ao reservatório transfronteiriço de água subterrânea doce, formado pelos sedimentos fluvio-lacustres do Período Triássico (245 – 208 milhões de anos) – Formações Pirambóia e Rosário do Sul, no Brasil, Buena Vista, no Uruguai e pelos sedimentos eólicos desérticos do Período Jurássico (208 – 144 milhões de anos) – Formações Botucatu, no Brasil, Misiones, no Paraguai e Tacuarembó, no Uruguai e Argentina.

O Sistema Aqüífero Guarani apresenta espessura média de 250 m e encontra-se recoberto por espesso pacote de basalto, que chega a atingir 1.500 m de espessura [3]. Em termos hidrogeológicos, 90% do Sistema Aqüífero Guarani encontra-se confinado, margeado por faixas alongadas aflorantes, que constituem as zonas de recarga direta do aqüífero.

Disponibilidade hídrica

A recarga natural ocorre segundo dois mecanismos: por meio de infiltração direta das águas de chuva na área de afloramento e de forma retardada em parte da área confinada, por filtração vertical (drenança) ao longo de discontinuidades das rochas do pacote confinante, onde a carga piezométrica favorece os fluxos descendentes. A Figura 1 apresenta, esquematicamente, as áreas de recarga direta do Aqüífero Guarani. Essas regiões de afloramento da formação geológica correspondem a aproximadamente 10% da área total do sistema.

Em uma avaliação na porção brasileira [4], estimou-se a reserva permanente em 48.021 km³ e a reserva reguladora ou ativa em 160 km³/ano, subdivididos em infiltração direta e indireta. Para a estimativa de reserva permanente, foi utilizada uma área total de 800.000 km², espessura média de 300 m e porosidade efetiva de 20%. A recarga direta foi calculada considerando-se uma infiltração

direta equivalente a 15% da pluviometria média anual de 1500 mm, resultando em 225 mm/ano sobre uma área de 87.000 km² (área de afloramento), resultando em 22 km³/ano. A infiltração indireta, através da formação Serra Geral, foi calculada adotando-se valores de condutividade hidráulica vertical de $5 \cdot 10^{-8}$ m/s, valor médio de diferença de potencial de 100m e espessura média de camada confinante de 400 m, resultando em drenança de 138 km³/ano.



Figura 1 - Áreas de afloramento do Aquífero Guarani.

Rocha [3] apresenta uma avaliação atualizada para toda a área do aquífero, fornecendo valores de 37.000 km³, para reserva permanente e 160 km³/ano, para reserva ativa. Nesse trabalho, foi adotado o valor de 25% como índice de reserva explorável, justificado como uma necessidade de planejamento racional do uso, reduzindo, sobremaneira, o volume correspondente à reserva ativa. Os parâmetros utilizados foram pluviometria média de 1.500 mm/ano, área de recarga de 150.000 km², área confinada de 1 milhão km², espessura média de 250 m, porosidade efetiva de 15% e coeficiente de armazenamento de 10^{-4} .

A tabela 1 apresenta resumidamente os dados estimados [3, 4] de reservas do Aquífero Guarani.

Tabela 1 - Quadro resumo das estimativas volumétricas de reservas permanente e reguladora

		Rebouças (1976)	Rocha (1997)
Reserva Ativa	Infiltração Direta	22 km ³ /ano	160 km ³ /ano
	Infiltração Indireta	138 km ³ /ano	
Reserva Permanente		48.021 km ³	37.000 km ³
Reserva Explotável			40 km ³ /ano

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Recarga de Aquífero e Infiltração

O aspecto mais importante em um estudo de recarga é o entendimento do seu mecanismo de recarga dentro do contexto geral do ciclo hidrológico da bacia, independentemente do enfoque adotado. O método convencional de cálculo da recarga consiste em realizar o balanço hídrico com fronteira superior na superfície do solo, subtraindo-se, da precipitação, as “perdas”, identificadas sob a forma de vazão no rio e evapotranspiração. A precisão desse método depende da precisão dos dados de precipitação, vazão e particularmente da evapotranspiração real, a qual é a parcela mais difícil de ser quantificada com a mesma precisão das demais.

É importante salientar o conceito de recarga potencial e real. Assim, entende-se como recarga potencial a água que percola a partir da zona de raízes; a parte dessa água que atinge o aquífero é denominada recarga real.

A questão da recarga de aquíferos associada à infiltração de excedentes de precipitação tem motivado estudos experimentais que levaram ao melhor conhecimento sobre valores efetivos.

Segundo Machado [5], os métodos convencionais de cálculo da recarga, baseados nos trabalhos de Penman e Grindley, subestimam a recarga. Trabalhos experimentais realizados por Kitching et al. [6], com lisímetros de 100 m² de área, forneceram resultados para a recarga 175 % maiores que os obtidos pelos métodos teóricos convencionais.

Weinzettel et al. [7] aplicaram dois métodos independentes para estimar a recarga, a partir de dados coletados em uma região plana na Argentina. O primeiro método é uma aplicação direta da equação de Darcy, para um escoamento de 120 cm de profundidade, enquanto o segundo método levou em conta um balanço de água baseado nos dados do nível de águas subterrâneas, usando o programa Visual Balan. Ambos os métodos resultaram em uma recarga de 11 % (expressa em porcentagem de precipitação de chuva no mesmo período).

Scozzafava e Tallini [8] aplicaram o método de balanço hídrico de Thornthwaite para um sistema hidrologicamente cárstico, em Gran Sasso Massif, região central da Itália. Para estimar o “runoff”, integrou-se o método CN (US Soil Conservation Service) ao método de Thornthwaite, adicionando-se ao balanço hídrico o “runoff” em áreas endorréicas e avaliando-se a neve derretida nas áreas de montanhas. A média de infiltração estimada foi de 53% da precipitação anual.

Jocson et al. [9] estimaram a recarga baseados em diferenças entre precipitações diárias e tanques de evaporação para o Aquífero Guam Lens do Norte, Guam (Ilhas Mariana). A recarga foi estimada em 67% da média anual de precipitação, aproximadamente. As águas de chuva se convertem em fluxos rápidos, através de caminhos preferenciais, ao invés de filtrar lentamente através da mesma.

Ferrari et al. [10] instalaram 67 poços, com 3 m de profundidade, no Parque Ecológico do Tietê, Município de São Paulo, para observar a influência da infiltração sobre as cargas hidráulicas. A quantificação da infiltração foi também realizada através de 6 lisímetros. Observou-se que, durante a estação chuvosa, as precipitações de um dia antes das medidas de níveis d’água são as que mais influem na carga hidráulica, apesar de grupos específicos de poços apresentarem relações distintas com a precipitação e carga hidráulica, por influência das árvores (interceptação e evapotranspiração). A recarga potencial é de cerca de 46% das precipitações que ocorrem na área e 60% desta recarga potencial constitui a recarga real ou efetiva.

Otto [11] analisou a recarga de água subterrânea da área de estudo transferindo resultados disponíveis de lisímetros de outra região. Calculou-se a quantidade potencial de percolação, utilizando-se a equação de lisímetro. Determinou-se a taxa de recarga e, posteriormente, subtraiu-se o escoamento superficial, que foi calculado para a área inteira. Para a área potencial de exploração, nos subúrbios de Hamburgo (110 km²), estimou-se uma taxa de recarga anual de 18,5 milhões m³/a (~20% da precipitação anual média).

Para a região de Ribeirão Preto (zona de afloramento do Aquífero Guarani), foi estimada [12] uma taxa de infiltração de 20,3 % da precipitação (298,2 mm/a) e uma taxa de recarga de 4,7 % da precipitação (69,0 mm/a). Esses valores foram estimados através de balanço hídrico realizado com base em dados hidroclimatológicos de 1985 a 1994. A evapotranspiração foi estimada pelo método de Thornthwaite.

Resumindo os trabalhos anteriores, conclui-se que a taxa de recarga pode variar entre 4,7 e 67% do volume precipitado. Essa grande variação decorre das condições climáticas, topográficas e pedológicas específicas de cada região de estudo.

Evapotranspiração

Em solos vegetados, o processo combinado de evaporação pela superfície do solo e transpiração pelas plantas é chamado de evapotranspiração.

Thornthwaite [13] foi o pioneiro na definição da evapotranspiração potencial. Ele a definiu como sendo a perda de água para a atmosfera através de uma superfície natural coberta com vegetação nativa, sem restrição de água no solo. Quando uma das condições citadas não for atendida, tem-se a evapotranspiração real. O método de Thornthwaite utiliza a temperatura média mensal para estimar a evapotranspiração potencial [14]. Ele tem por base um índice de eficiência de temperatura anual J , definido como a soma de 12 valores mensais de índice de calor I . Cada índice I é uma função da temperatura média mensal T , em °C, como segue:

$$I = \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514} \quad (1)$$

A evapotranspiração potencial, em mm, é dada por:

$$Et_p = 16.K \left(\frac{10T}{J}\right)^c \quad (2)$$

onde K é o comprimento médio dos dias do mês (tabelado) e c é calculado por:

$$c = 6,75.10^{-7}.J^3 - 7,71.10^{-5}.J^2 + 0,01791.J + 0,492 \quad (3)$$

Penman [15], posteriormente, definiu a evapotranspiração potencial como a quantidade de água transferida para a atmosfera, na unidade de tempo, por uma cultura verde, de pequeno porte, em crescimento ativo e sem restrição hídrica. Penman propôs uma adaptação da sua equação para obter diretamente a transpiração potencial em gramado. O método é de natureza puramente física, embora tenha aspectos empíricos, por utilizar a temperatura do ar em lugar da temperatura da superfície evaporante, como é empregada na clássica equação de Dalton [16]. A equação de Penman teve várias modificações. Righetto [17] apresenta a formulação do método, para estimar a evaporação diária (E) em mm/d para solos vegetados, como:

$$E = \frac{\frac{R}{L} \Delta + \gamma.E_a}{\Delta + \gamma} \quad (4)$$

sendo R , a radiação solar líquida ($\text{cal}/\text{cm}^2.\text{d}$), L , o calor latente de vaporização, considerado constante de 59 cal/mm, γ a constante psicrométrica (0.67 mb/K), Δ a derivada da pressão parcial máxima de vapor da água (e_s) em relação à temperatura (em mb/K) e E_a em mm/d.

Lisímetro

Um lisímetro consiste em um grande reservatório impermeável lateralmente, colocado em uma área previamente escavada, com superfície da ordem de 4 a 6 m² e profundidade superior à zona de raízes. O reservatório é preenchido com solo e vegetação, de forma a reconstruir uma condição real. Um sistema de drenagem, instalado no fundo do lisímetro, permite a coleta de água percolada pelo solo. Os lisímetros são divididos em duas categorias: os não pesáveis (também chamados volumétricos, de drenagem ou lisímetro de compensação) e os lisímetros de pesagem (gravimétricos).

O primeiro relato da utilização de um lisímetro ocorreu na França, em 1688, quando De La Hire usou recipientes de chumbo preenchidos com solo argilo-arenoso e concluiu que nos lisímetros cobertos com grama havia mais perda de água do que em outros com solo nu [5].

Durante três anos, após a operação de dois grandes lisímetros em região de arenito, Kitching et al. [6] observaram que a recarga obtida por este método foi sempre superior à obtida por outros métodos. Em 1982, empregando um lisímetro de grande dimensão, o mesmo autor afirmou que a tendência de superestimar a recarga se acentua em lisímetros pouco profundos (profundidade que limita a condição real para um determinado solo), por não considerar os efeitos de retardamento durante a percolação da água, através da zona não-saturada do solo.

No cálculo do balanço hídrico, devem ser consideradas algumas características específicas do lisímetro: a superfície do lisímetro é horizontal e delimitada por uma mureta de 10 cm de altura, tornando desprezível o escoamento superficial ($R = 0$); o lisímetro é um sistema fechado lateral e inferiormente, não permitindo perdas ou ganhos por escoamento subterrâneo.

Portanto a equação do balanço hídrico para o lisímetro pode ser simplificada para:

$$P - I - Et - U = 0 \quad (4)$$

onde P é a precipitação, I a infiltração medida no tanque coletor e Et a evapotranspiração (todos os dados em mm). Nessa relação, é considerada também a variação da umidade volumétrica (U) no solo, decorrente da evapotranspiração, principalmente no período seco do ano. A variação mensal de umidade no lisímetro foi determinada integrando-se os perfis de umidade do solo, observados no início ($U_{inicial}$) e no final (U_{final}) do mês. Se a relação $U = U_{final} - U_{inicial}$ apresentar sinal positivo, caracteriza um acúmulo de água no solo; se possuir sinal negativo, caracteriza perda de água por evapotranspiração.

EQUIPAMENTO EXPERIMENTAL

Localização

O presente estudo experimental foi realizado na Bacia do Ribeirão do Lobo, que apresenta afloramento do Aquífero Guarani em grande parte, com característica arenosa, típica da Formação Botucatu. A bacia hidrográfica do Reservatório do Lobo (figura 2) é originada pela captação dos Ribeirões do Lobo e Itaqueri e pelos córregos do Geraldo e das Perdizes. Suas águas percolam uma vasta área de sedimentos holocênicos, apresentando em alguns pontos intrusão de basalto. A vegetação predominante na bacia é o cerrado, com manchas de mata galeria nos solos mais úmidos. Em algumas regiões encontra-se, também, o reflorestamento com *Pinus sp* e áreas de agricultura, principalmente cana-de-açúcar e laranja. O clima da região é controlado pelas massas de ar equatorial e tropical com períodos seco (maio a outubro) e úmido (novembro a abril).

A área de monitoramento experimental do lisímetro localiza-se na Estação Hidrometeorológica do CRHEA (Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada) do Departamento de Hidráulica e Saneamento da EESC-SP, entre as latitudes 22°11" S e longitude 47°58" W e altitude de 733 m. A localização da área experimental encontra-se próxima à barragem da Represa do Lobo, demonstrada no detalhe da figura 2.

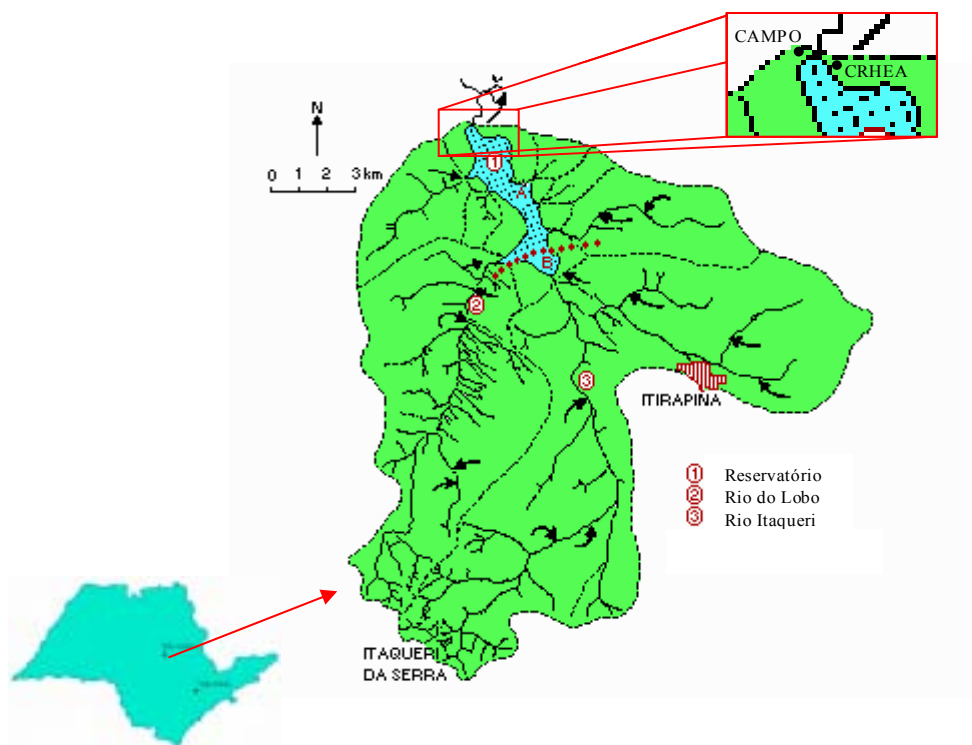


Figura 2 - Bacia do Ribeirão do Lobo

Lisímetro

A caixa principal do lisímetro consiste em um tanque fabricado em chapas de ferro, com dimensões de 1,5 m por 2,4 m e 1,5 m de profundidade, com uma área de exposição de 3,6 m², impermeabilizado internamente.

O lisímetro possui um sistema de drenagem em forma de “espinha de peixe”, consistindo em dois tubos de PVC de 2” independentes e posicionados no sentido do comprimento da caixa do lisímetro (Figura 3). A cada tubo estão interligados, lateralmente, três tubos de igual diâmetro, com orifícios. Essa rede está localizada em uma camada de britas, a uma profundidade de 1,50 m.

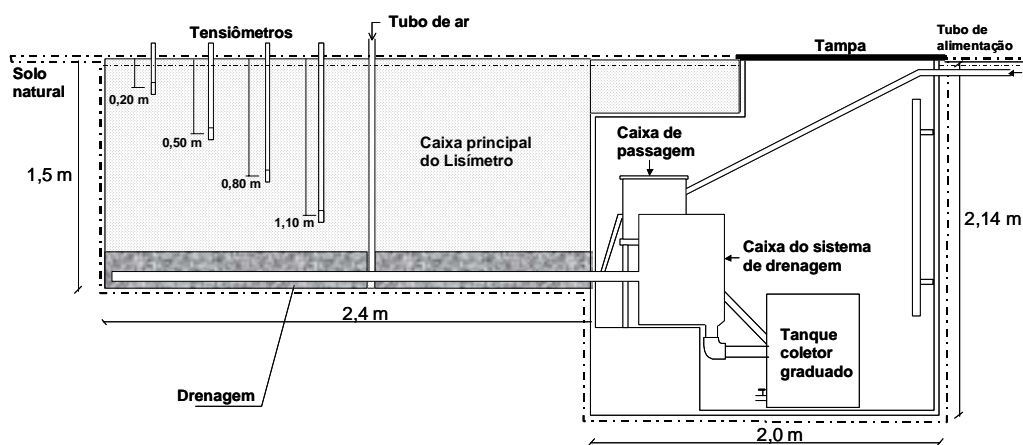


Figura 3 - Vista em corte da caixa principal do lisímetro e do abrigo subterrâneo

O lisímetro, por se caracterizar como um sistema fechado, não permite perdas por escoamento superficial e escoamento subterrâneo horizontal. Com o objetivo de comparar o fluxo de umidade no lisímetro com o comportamento real no solo, foram instalados tensiômetros no lisímetro e nas proximidades do local da coleta do solo. Os tensiômetros foram instalados nas mesmas profundidades no lisímetro e no solo de referência (0,20 m, 0,50 m, 0,80 m e 1,10 m).

O estudo foi efetuado em condições naturais de precipitação, sendo o volume coletado resultante da infiltração. A coleta de dados teve início em janeiro de 2002 e foi finalizada em dezembro de 2002. Os dados de infiltração foram coletados diariamente, com exceção dos finais de semana (acúmulo de volume de sábado e domingo). Em período chuvoso as leituras foram mensuradas utilizando-se uma régua graduada no tanque coletor. Para o período seco, ou com pouca precipitação, a leitura do volume infiltrado foi realizada com auxílio de uma proveta graduada, coletando-se o volume armazenado em galões. Os dados de tensão de sucção do solo, no lisímetro e no campo, foram obtidos utilizando-se tensiômetros de mercúrio. Essa coleta foi realizada três vezes por semana e os tensiômetros zerados semanalmente.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Taxa de infiltração e variação de umidade

A Figura 4 apresenta os dados diários de precipitação e infiltração no lisímetro. Pode-se observar dados de infiltração que, aparentemente, excedem o volume precipitado, como nos meses de janeiro, fevereiro e março. Esses valores correspondem a volumes acumulados no tanque coletor, devido a medições não realizadas nos finais de semana.

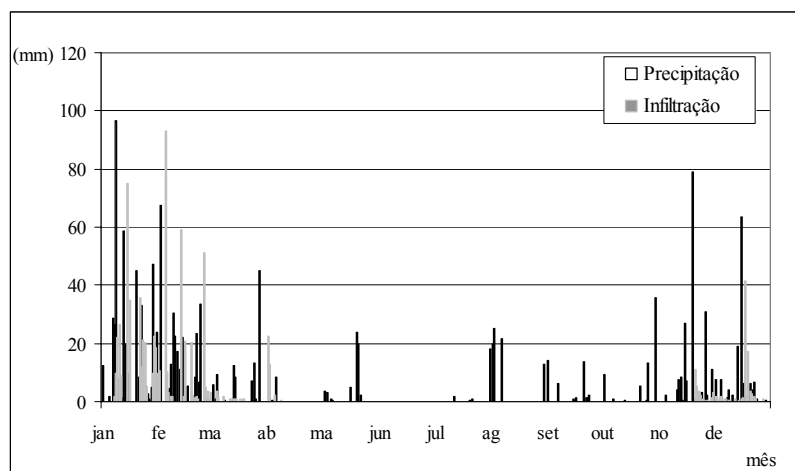


Figura 4 - Histograma de precipitação e infiltração no lisímetro (jan. a dez. de 2002)

Evidentemente, o volume total infiltrado é menor que a precipitação. No período de janeiro a dezembro, houve um total de 788,4 mm de infiltração, para um total de 1416,9 mm de precipitação. Essa relação de 55,6% representa o limite máximo de recarga potencial para o Aquífero Guarani, na região de São Carlos. A taxa de recarga real será menor, uma vez que, no lisímetro não ocorrem os processos de escoamento superficial, sub-superficial e drenagem através da rede de cursos de água.

A figura 6 apresenta dados acumulados de precipitação e infiltração no período de janeiro a dezembro de 2002. De acordo com esse gráfico, no início do período de observação, de janeiro a março, a inclinação das curvas é semelhante, indicando que existe uma forte correlação entre precipitação e infiltração, caracterizando-se uma contribuição contínua e quase total de recarga.

Nos meses de maio a outubro, a declividade da curva de infiltração é nula, caracterizando a não ocorrência de recarga direta. Esse período, essencialmente seco, não contribui para a recarga direta do aquífero, uma vez que as precipitações isoladas observadas no período não são suficientes para umedecer o solo e permitir a percolação de água até a profundidade do sistema de drenagem.

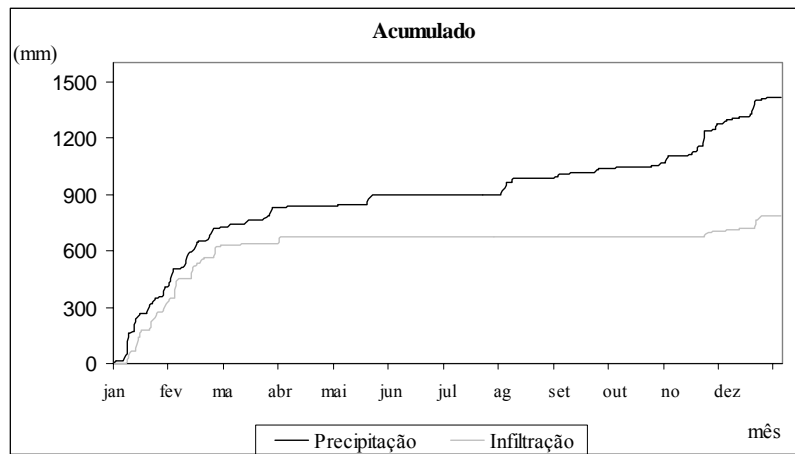


Figura 5 - Dados acumulados de precipitação e infiltração no período de janeiro a dezembro de 2002

Evapotranspiração

Uma das mais importantes tarefas, quanto a avaliação e gerenciamento de recursos hídricos, é a realização de um balanço hídrico. Nessa operação são considerados os vários processos envolvidos no ciclo hidrológico. Um dos fenômenos de maior incerteza em sua determinação é a evapotranspiração real. Frequentemente, em estudos de balanço hídrico [8], são utilizados modelos teóricos para estimativa da evapotranspiração. Infelizmente, esses modelos teóricos foram desenvolvidos para o Hemisfério Norte, pressupondo condições de disponibilidade hídrica constante. Para regiões caracterizadas por períodos secos e chuvosos distintos e claramente definidos, esses métodos podem conduzir a erros grosseiros. Nesse sentido, os dados coletados no lisímetro foram utilizados para determinação da evapotranspiração real. As equações apresentadas no item Fundamentos Teóricos foram utilizadas para o cálculo de evapotranspiração potencial pelos métodos de Thornthwaite e Penman. A Tabela 2 apresenta, resumidamente, os valores mensais obtidos para o ano de 2002.

Tabela 2 - Dados de precipitação, infiltração coletada, evapotranspiração real (L) medidos no lisímetro, evapotranspiração potencial estimada pelos métodos de Thornthwaite (T) e Penman (P)

	Precipitação (mm)	Infiltração (mm)	Etr (L) (mm)	Etp (T) (mm)	Etp (P) (mm)
jan	431,20	334,51	17,09	109,64	158,70
fev	291,60	288,58	55,62	110,30	170,05
mar	104,00	16,36	41,64	128,83	176,95
abr	8,60	38,00	64,50	100,09	136,79
maio	58,30	0,04	0,00	62,62	90,11
jun	0,00	0,00	32,30	57,39	83,74
jul	3,30	0,00	0,00	42,63	82,16
agos	97,50	0,00	62,10	87,66	129,08
set	41,50	0,00	72,10	68,07	121,32
out	65,40	0,00	169,00	132,61	180,53
nov	184,8	28,4	63,68	137,22	169,44
dez	130,7	82,49	73,01	132,44	168,71
S	1416,90	788,40	651,04	1169,51	1667,60

No mês de abril coletou-se infiltração resultante da precipitação do fim do mês de março, devido ao tempo de percolação da água até o sistema de drenagem. Nesse mês foi possível observar uma evapotranspiração de 64,5 mm, decorrente da disponibilidade hídrica cedida dos meses anteriores (período chuvoso). No mês de outubro observou-se uma evapotranspiração de 169 mm, decorrente da elevação de temperatura e a baixa umidade relativa do ar.

A Figura 6 apresenta graficamente os dados da Tabela 2. As estimativas pelos métodos de Penman e Thornthwaite superam os dados de evapotranspiração real, tanto para o período úmido como para o período seco. Os dados obtidos pelo método de Thornthwaite apresentam-se mais próximos dos dados reais, principalmente no período de seca. No período seco do ano não ocorre evapotranspiração considerável, devido à baixa disponibilidade hídrica e à baixa temperatura.

No período de maio a outubro, a precipitação ocorrida não foi suficiente para umedecer o solo e permitir infiltração até a profundidade do sistema de drenagem. Mesmo a partir de agosto, quando algumas chuvas isoladas são observadas, não foi observado acúmulo de água no reservatório de coleta. Essa etapa do ano corresponde, aproximadamente, ao período de primavera. A umidade disponibilizada pela precipitação é consumida pela evapotranspiração real, decorrente do aumento de temperatura.

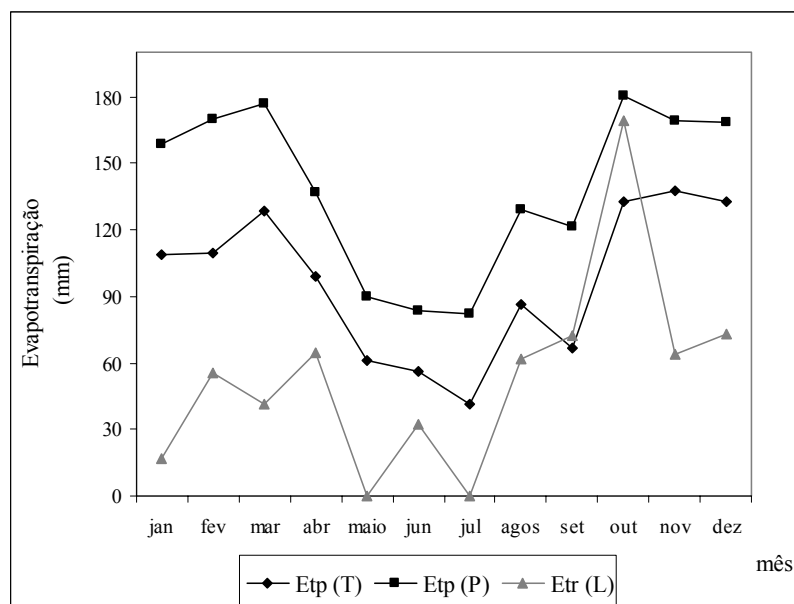


Figura 6 - Dados de evapotranspiração potencial, estimados pelos métodos de Penman e Thornthwaite, e evapotranspiração real determinada pelo lisímetro

A Figura 7 apresenta os valores acumulados para o período de observação (janeiro a dezembro de 2002). Pode-se observar que a $E_{t\text{potencial}}$ estimada pelo método de Penman (1667,6 mm) supera o volume precipitado no mesmo período (1416,9 mm). Esse valor corresponde a 260% do valor real determinado com o auxílio do lisímetro (651,04 mm). A evapotranspiração de 1169,51 mm, estimada pelo método de Thornthwaite, aproxima-se mais da realidade, no entanto, resulta ainda em 180% da evapotranspiração real.

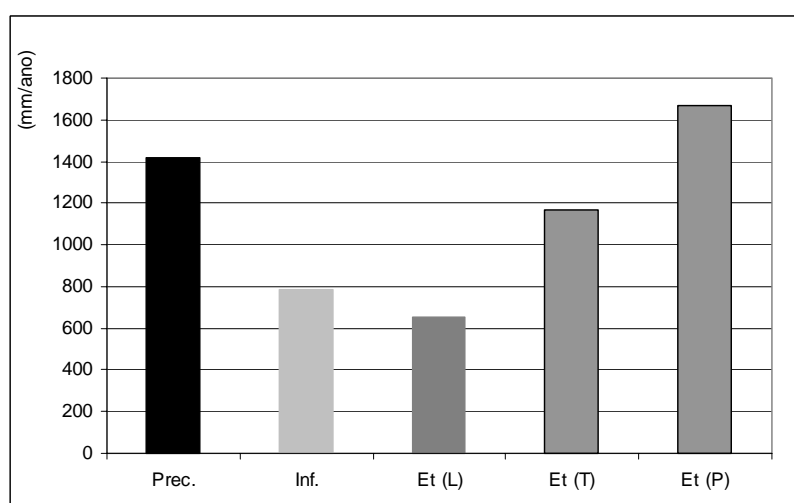


Figura 7 - Dados acumulados de precipitação, infiltração e evapotranspiração de janeiro a dezembro de 2002

CONCLUSÕES

Utilizando-se um lisímetro preenchido com solo da zona de afloramento do Aquífero Guarani (solo arenoso), verificou-se que a taxa de infiltração direta na superfície foi estimada em 788,40 mm, correspondendo a 55,6% da precipitação de 1416,90 mm registrada em 2002.

Devido à característica do solo arenoso de alta permeabilidade (baixa capacidade de retenção de água), a infiltração de excedentes de precipitação processa-se rapidamente. A vegetação de cobertura, caracterizado por gramíneas de sistema radicular de pequena penetração (aproximadamente 30cm) consegue extrair água somente da camada superficial. O movimento ascendente de água por capilaridade não ocorre, devido à presença de poros relativamente grandes do material arenoso.

Estudos do comportamento da água no solo demonstraram que a recarga em aquíferos subterrâneos ocorre somente em períodos de chuva, principalmente de dezembro a fevereiro, representando 90% do total infiltrado. Para o período seco, as precipitações esparsas não são suficientes para suprir o déficit de umidade do solo, até a profundidade de 1,10 m. Nesse período as perdas por evapotranspiração são pequenas, devido à deficiência hídrica natural e às baixas temperaturas médias do ar. Nesse período não se observa um crescimento da vegetação de cobertura.

Pelos métodos de Penman e Thornthwaite foram estimados valores de evapotranspiração potencial, para o caso estudado, de 1667,6 mm e 1169,5 mm, respectivamente. Esses valores aproximam-se da precipitação total do período (1416,9 mm). No caso do método de Penman até a superam sendo, portanto, muito elevados. Em contrapartida, a evapotranspiração real medida com auxílio de um lisímetro atingiu apenas 651 mm.

Com vistas à realização de um balanço hídrico, os métodos de Penman e Thornthwaite para estimar a evapotranspiração não apresentaram resultados aceitáveis para o caso estudado. De uma forma geral, os métodos teóricos não se adaptam ao solo arenoso (com baixa capacidade de retenção de água) e à cobertura vegetal caracterizada por gramíneas de raízes pouco profundas (aproximadamente 30 cm). Esses métodos pressupõem disponibilidade hídrica constante no solo e não levam em consideração variações sazonais de precipitação. Portanto não devem ser utilizados em locais de clima com verão quente e úmido e inverno frio e seco, características de boa parte da superfície brasileira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] REBOUÇAS, A.C., 2001. *Outorga de Direito e Cobrança do uso da água subterrânea*. ABAS Informa, Janeiro – nº 110, p.3.

- [2] MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2001. *Descrição do Aquífero Guarani*. <http://www.aquiferoguarani.hpg.com.br> (11 jul).
- [3] ROCHA, G., 1997. *O grande manancial do Cone Sul*. Estudos Avançados, USP. Vol.30, p.191-212.
- [4] REBOUÇAS, A.C., 1976. *Recursos hídricos da Bacia do Paraná*. São Paulo, SP. Tese de Livre Docência. Igc/USP, 143p.
- [5] MACHADO, RONALTON EVANDRO. (1996). *Desenvolvimento e Utilização de um Lisímetro para a Determinação da Evapotranspiração de Referência*. São Carlos. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 93p.
- [6] KITCHING, R. SHEARER, T. R. e SHEDLOCK, S. L., 1979 *Lysimeter installations in sandstone at Stirrup, Notting-Hamshire*. “apud” RUSTON, K. R. & WARD, CATHERINE. The estimation of groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, 41 (3/4): 345-361.
- [7] WEINZETTEL, PABLO A.; USUNOFF, EDUARDO J.; VIVES, LUIS, 2002. *Groundwater Recharge Estimations From Studies Of The Unsaturated Zone*. In: XXXII IAH & VI Alhsud Congress, Mar Del Plata, Argentina. *Groundwater and Human Development*. Anais.p 92.
- [8] SCOZZAFAVA, M.; TALLINI, M., 2001. *Net infiltration in the Gran Sasso Massif of central Italy using the Thornthwaite water budget and curve-number method*. *Hydrogeology Journal* 9:461-475.
- [9] JOCSON, J. M. U.; JENSON, J. W.; CONTRACTOR, D. N., 2002. *Recharge and aquifer response: Northern Guam Lens Aquifer, Guam, Mariana Islands*. *Journal of Hydrology*, 260, 231-254.
- [10] FERRARI, L. C. K. M.; HIRATA, R. C. A.; MONDIN, M.; SUHOGUSOFF, A. V., 2002. *Mecanismos de controle da recarga em aquíferos sedimentares livres. Estudo de ocorrência na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, São Paulo (Brasil)*. In: XXXII IAH & VI Alhsud Congress, Mar Del Plata, Argentina. *Groundwater and Human Development*. Anais.p 85.
- [11] OTTO, ROLAND, 2001. *Estimating groundwater recharge rates in the southeastern Holstein region, northern Germany*. *Hydrogeology Journal* 9:498-511.
- [12] FIPAI, 1996. *Relatório técnico do projeto de gestão da quantidade de águas subterrâneas – resultados*. Relatório técnico para o departamento de Água e Esgotos de Ribeirão Preto (DAERP).
- [13] THORNTHWAITE, C. W., 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. *Geographical Review*, New York, v. 38, n.1, p. 55-94.
- [14] PONCE, V. M., 1989. *Engineering Hydrology: Principles and Practices*. Prentice-Hall. New Jersey. 640 p.
- [15] PENMAN, H. L., 1956. *Evaporation: an introductory survey*. Netherlands. *Journal of Agricultural Science, Cambridge*, v.4, p.9-29.

- [16] CAMARGO, A. P. DE; CAMARGO, M. B. P. DE, 2000. *Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial*. *Bragantia*, Campinas, 59(2), 125-137.
- [17] RIGHETTO, ANTONIO MAROZZI, 1998. *Hidrologia e Recursos Hídricos*. São Carlos, EESC/USP. EDUSP, 819p.