

USO DE LISÍMETRO PARA AVALIAÇÃO DA INFILTRAÇÃO EM ZONA DE AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO BOTUCATU, NA REGIÃO DE SÃO CARLOS – SP

USE OF LYSIMETER FOR INFILTRATION EVALUATION AT THE BOTUCATU FORMATION OUTCROP ZONE IN SÃO CARLOS – SP

Alessandra Troleis da Cunha¹ e Edson Wendland²

Recebido em: 21/12/2004; aceito em: 05/04/2005

RESUMO A determinação da taxa de recarga é imprescindível para o gerenciamento sustentável de aquíferos. Com o auxílio de um lisímetro e a aplicação de conceitos teóricos de fluxo, estimou-se a taxa de infiltração potencial para um ponto na região de São Carlos. O lisímetro foi preenchido com solo da zona de afloramento do Aquífero Guarani (solo arenoso). Houve monitoramento de umidade do solo, dentro do lisímetro e no terreno natural, nas proximidades do local de retirada do solo. Foram coletados dados de infiltração no período de janeiro a dezembro de 2002. A taxa de infiltração direta potencial para o período de estudo foi estimada em 55,6% da precipitação. Análises do comportamento da água no solo demonstraram que a recarga no aquífero pode ocorrer somente no período de chuva (novembro a março). O trabalho permitiu, ainda, verificar que os métodos teóricos para estimar evapotranspiração potencial não são adequados em regiões caracterizadas por períodos secos e chuvosos.

Palavras-chave: Aquífero Guarani, lisímetro, infiltração, evapotranspiração, recarga

ABSTRACT The determination of recharge rates is essential for the sustainable management of aquifers. Operating a lysimeter and applying theoretical flow concepts, the potential infiltration rate at São Carlos region could be estimated. The lysimeter was filled with sandy soil from the Guarani Aquifer outcrop zone. Soil moisture in the lysimeter and in the natural soil was monitored. Infiltration data were collected for the period between January and December 2002. The potential direct infiltration rate for the study period was estimated as 55.6% of the precipitation. Analyses of the moisture behavior in the soil have shown that aquifer recharge can occur only in the rainy period (November to March). This work allowed also to conclude that theoretical models for evapotranspiration estimation are not suited for regions characterized by rainy and dry periods.

Keywords: Guarani aquifer, lysimeter, infiltration, evapotranspiration, recharge

INTRODUÇÃO

Até a década de 50 as águas subterrâneas eram, em geral, consideradas como um bem natural de uso doméstico e industrial precário. O 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.

O Brasil possui um volume estimado de 111 trilhões e 661 milhões de metros cúbicos de água em suas reservas subterrâneas. Um dos mais importantes contribuintes é o Aquífero Guarani (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2001). 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, gerenciamento e gestão desse recurso hídrico. O presente trabalho apresenta um estudo experimental desenvolvido com vistas à compreensão do processo de

infiltração da água 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 Aquífero Guarani, de trabalhos voltados à determinação de infiltração e taxa de recarga publicados na literatura, dos métodos teóricos tradicionais de estimativa da evapotranspiração e conceitos relacionados à operação de lisímetros.

Aquífero Guarani

O termo Aquífero Guarani é a denominação formal dada pelo geólogo uruguaio Danilo Antón, em 1996 (BORGHETTI et al., 2004), 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.

¹Cerâmica, São Caetano do Sul (aletroleis@uol.com.br)

²Universidade de São Paulo – Escola de Engenharia de São Carlos (ew@sc.usp.br)

Localizado no centro leste da América do Sul, entre 12° e 35° de latitude Sul e 47° e 65° de longitude Oeste, o Aquífero Guarani estende-se desde a Bacia Sedimentar do Paraná (Brasil, Paraguai e Uruguai) até a Bacia do Chaco Paraná (Argentina). O Aquífero Guarani tem extensão total 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 Sistema Aquífero 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 (ROCHA, 1997). Em termos hidrogeológicos, 90% do Sistema Aquífero Guarani encontra-se confinado, margeado por faixas alongadas aflorantes, que constituem as prováveis zonas de recarga direta do aquífero.

Em uma avaliação na porção brasileira, realizada por Rebouças (1976), 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 100 m e espessura média de camada confinante de 400 m, resultando em drenança de 138 km³/ano.

Rocha (1997) 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% da reserva permanente como índice de reserva explotável, 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} .

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Recarga de Aquífero e Infiltração

A questão da recarga de aquíferos associada à infiltração de excedentes de precipitação tem motivado estudos experimentais e teóricos visando o gerenciamento sustentável dos recursos hídricos subterrâneos.

Com base em um balanço hídrico realizado na bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça, Contin Neto (1987) estimou taxas de infiltração e recarga em região de afloramento da Formação Botucatu. De acordo com esse autor, a infiltração superficial corresponde a 98,80% do total precipitado, sendo que 19,55% desse valor contribuem efetivamente para a recarga do aquífero freático.

Weinzettel et al. (2002) 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; Tallini (2001) 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. (2002) estimaram a recarga baseados em diferenças entre precipitações diárias e tanques de evaporação para o Aquífero Guam Lens do Norte, Guam (Ilhas Marianas). 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. (2002) 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 (2002) analisou a recarga de água subterrânea no Norte da Alemanha, transferindo resultados disponíveis de lisímetros de outra região. A quantidade potencial de percolação foi calculada utilizando a equação de lisímetro. A taxa de recarga foi determinada e, posteriormente, foi subtraído o escoamento superficial calculado para a área inteira. Para a área potencial de exploração, nos subúrbios de Hamburgo (110 km²), foi estimada uma taxa de recarga anual de 18,5 milhões m³/a (aproximadamente 20% da precipitação anual média).

Evapotranspiração

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

Thornthwaite (1948) 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 (PONCE, 1989). Esse método 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 (°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

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

Penman (1956), 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 (CAMARGO; CAMARGO, 2000). A equação de Penman teve várias modificações. Righetto (1998) apresenta a formulação do método, para estimar a evaporação diária (E) em mm/d para solos vegetados, como:

$$E = \frac{\frac{R}{L} \Delta + \gamma \cdot E_a}{\Delta + \gamma} \quad (3)$$

sendo R , a radiação solar líquida (cal/cm².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.

James (1988) ressalta que, se a água armazenada no solo não for fator limitante e se os estômatos estiverem totalmente abertos, as condições atmosféricas são os fatores que controlam a evapotranspiração. Os fatores atmosféricos mais importantes no processo são: a radiação solar, a umidade relativa, a temperatura, o vento e a precipitação.

Lisímetro

Na definição dada por Abouklad em 1982, citado por Machado (1996), lisímetros são *containers* preenchidos com solo, localizados no campo para representar o meio, com superfícies vegetadas (culturas ou grama) ou sem vegetação, para determinação da evapotranspiração das culturas em crescimento ou cultura de referência, ou para determinar a evaporação de solo sem cobertura. 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 (MACHADO, 1996).

Durante três anos, após a operação de dois grandes lisímetros em região de arenito, Kitching

et al. (1979) observaram que a recarga obtida por este método foi sempre superior à obtida por outros métodos. Em 1982, empregando um lisímetro de grande dimensão, os mesmos autores afirmaram 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.

PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL

O presente estudo experimental foi realizado na Estação Hidrometeorológica do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA) do Departamento de Hidráulica e Saneamento da Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo (SHS/EESC/SP) localizado à latitude 22°10'14"S e longitude 47°53'55"W e altitude de 733 m. A figura 1 apresenta um mapa de localização e de geologia da área de estudo.

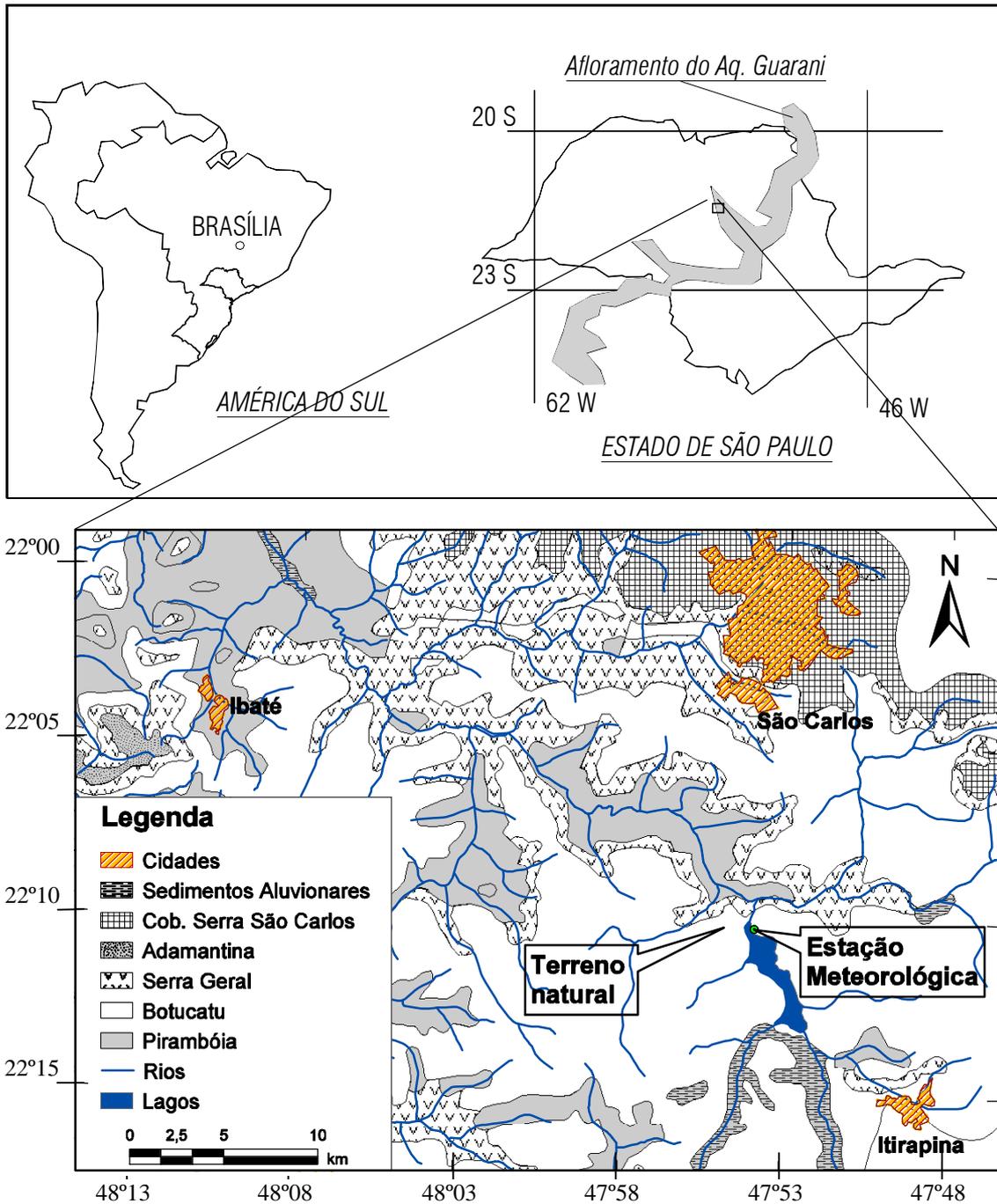


Figura 1- Localização e geologia da área de estudo (Fonte: IPT, 2003)
 Figure 1- Location and geology of the study area (Source: IPT, 2003)

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 2). 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.

Para preenchimento do lisímetro foi coletado solo cenozóico de característica arenosa na Bacia do Ribeirão do Lobo, em zona de afloramento da Formação Botucatu. De forma a reproduzir a estrutura do terreno natural no lisímetro, o solo foi coletado em camadas de 20 cm e armazenado em sacos plásticos. Durante o preenchimento, os sacos foram esvaziados em seqüência inversa da coleta, com adensamento por pisoteio.

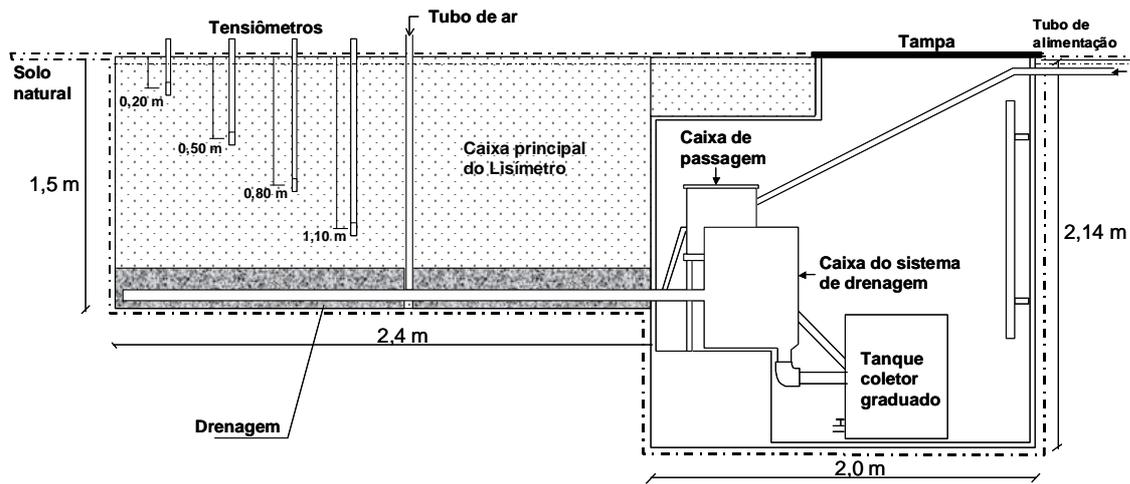


Figura 2- Vista em corte da caixa principal do lisímetro e do abrigo subterrâneo
 Figure 2- Schematic profile of lysimeter and collection tank

O lisímetro, caracterizado 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 terreno natural, foram instalados tensiômetros no lisímetro e nas proximidades do local da coleta do solo (definido neste trabalho como *terreno natural*). Os tensiômetros foram instalados nas mesmas profundidades no lisímetro e no terreno natural (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 na superfície. 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, medindo o volume coletando em galões. Os dados de tensão de sucção do solo, no lisímetro e no terreno natural, 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

A figura 3 apresenta os dados mensais de precipitação e infiltração no lisímetro. Evidentemente, o volume total infiltrado é menor que a precipitação. No período de janeiro a dezembro de 2002, houve um total de 788,4 mm de infiltração sub-superficial, representando 55,6% do total de 1416,9 mm de precipitação. Esse valor, apesar de parecer relativamente alto, apresenta a mesma ordem de grandeza de outros trabalhos publicados na Literatura (SCOZZAFAVA; TALLINI, 2001; JOCSON et al., 2002; FERRARI et al., 2002).

A relação de 55,6% representa o limite máximo de recarga potencial para o Aquífero Guarani, determinado em um ponto na região de São Carlos (SP). A taxa de recarga real será menor, uma vez que, no lisímetro não ocorrem os processos de escoamento superficial, sub-superficial e descarga através da rede de cursos de água.

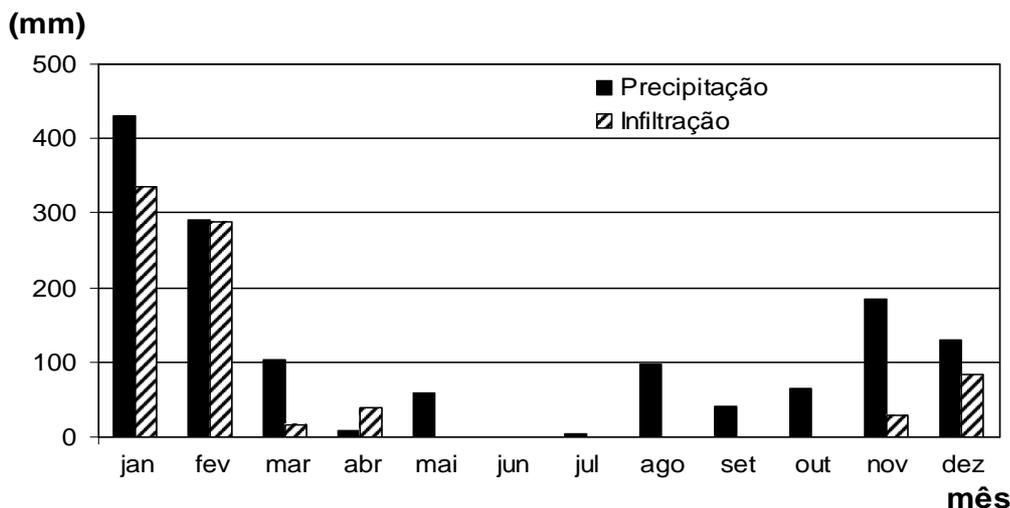


Figura 3- Histograma de precipitação e infiltração no lisímetro (jan-dez/2002)
 Figure 3- Histogram of precipitation and infiltration into the lysimeter (Jan-Dec/2002)

A figura 4 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 para recarga.

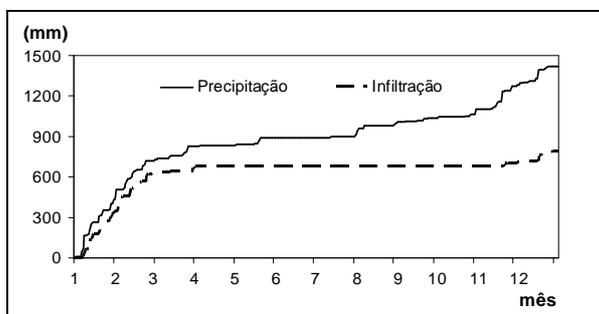


Figura 4- Dados acumulados de precipitação e infiltração (jan-dez/2002)
 Figure 4- Cumulated data for precipitation and infiltration (Jan-Dec/2002)

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 no período não são suficientes para umedecer o solo e permitir a percolação de água até a profundidade do sistema de drenagem do lisímetro. De acordo com Cunha (2002), a umidade residual do solo é de 1,8%, sendo a saturação atingida com 49,6% de umidade.

Variação de umidade no solo

Com o objetivo de monitorar o movimento do fluido no solo, foram instalados tensiômetros em diferentes profundidades, no lisímetro e no terreno natural. Os dados de umidade obtidos no terreno natural, sob condições naturais de escoamento superficial servem de referência para a interpretação dos dados obtidos no lisímetro. Observa-se na figura 5, a variação de umidade para a profundidade de 0,20 m no lisímetro e em terreno natural. Apesar de apresentarem comportamento qualitativamente semelhante, no período inicial de observação (de janeiro a abril de 2002), o tensiômetro no lisímetro apresenta valores de umidade sistematicamente maiores do que os observados no tensiômetro em terreno natural. Esse fenômeno decorre da ausência de escoamento superficial no lisímetro, permitindo um maior acúmulo de umidade.

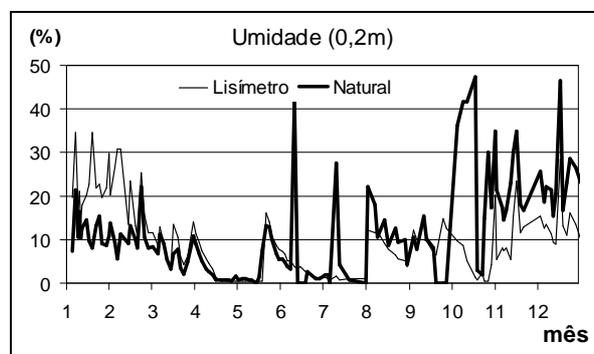


Figura 5- Umidade no lisímetro e em terreno natural na profundidade de 0,2 m (jan-dez/2002)
 Figure 5- Moisture content in the lysimeter and in natural field at a depth of 0.2 m (Jan-Dec/2002)

No período extremamente seco, que vai de meados de abril a agosto, o comportamento dos tensiômetros é idêntico, o solo do lisímetro conserva-se com baixa umidade e apresenta pequenos picos (de 5 a 8%) após chuvas esparsas, semelhante ao comportamento em terreno natural, com exceção de alguns picos de umidade (40 a 45%) indicados pelo tensiômetro em terreno natural. Esses picos decorrem de erros de leitura ou medições, uma vez que no período (junho de 2002) não foram observadas precipitações isoladas.

A figura 6 apresenta os valores de umidade observados à profundidade de 0,50 m em terreno natural e no lisímetro. No período inicial (janeiro a abril), o tensiômetro em terreno natural acompanha qualitativamente o comportamento do tensiômetro a 0,20 m, apresentando valores maiores de umidade. Esse comportamento se deve a uma possível manutenção de umidade a essa profundidade, uma vez que o fenômeno de evapotranspiração não é tão acentuado como na superfície do solo.

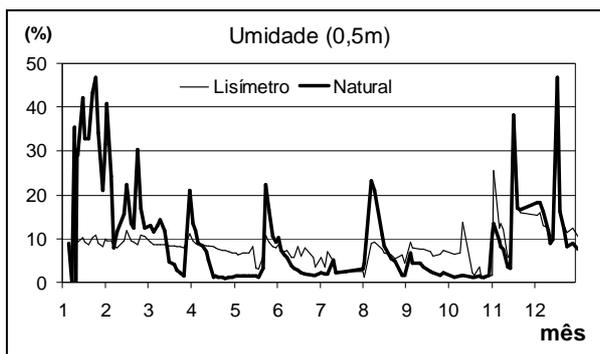


Figura 6- Umidade no lisímetro e em terreno natural na profundidade de 0,5 m (jan-dez/2002)

Figure 6- Moisture content in the lysimeter and in natural field at a depth of 0.5 m (Jan-Dec/2002)

A partir de maio até agosto, a umidade é sistematicamente baixa, com média de aproximadamente 5%, com picos de umidade correspondente a precipitações esparsas ocorridas no período seco do ano. Esse comportamento é coerente com a característica arenosa do solo, favorecendo a rápida percolação da água, mesmo

No lisímetro, o comportamento é qualitativamente idêntico. Os altos valores de umidade resultam de uma combinação dos fenômenos de barreira capilar e ascensão capilar. Em terreno natural não existe a descontinuidade de material como no lisímetro, o fenômeno de formação da barreira capilar não ocorre e a umidade é mais baixa, uma vez que não existe a descontinuidade de material provocada pela presença da drenagem.

em períodos de baixa umidade. A partir de setembro, a umidade a essa profundidade cresce continuamente, acompanhando o aumento de precipitação no período chuvoso.

Devido a um erro de funcionamento do tensiômetro a 0,50 m no lisímetro, os dados de umidade de janeiro a setembro foram omitidos. Em outubro foi instalado um tensiômetro adicional à profundidade de 0,50 m no lisímetro, confirmando que o tensiômetro antigo apresentava um erro sistemático. Os valores de umidade observados de outubro a dezembro apresentam boa correlação com os dados obtidos em terreno natural. O aumento da média de umidade em terreno natural e no lisímetro deve-se ao período chuvoso e os picos de umidade correspondem a precipitações elevadas neste período.

A figura 7 apresenta a variação de umidade para a profundidade de 0,80 m. A variação de umidade em terreno natural à profundidade de 0,80 m é qualitativamente semelhante à profundidade de 0,50 m. No entanto, os valores de umidade após chuvas isoladas são menores, evidenciando o processo de distribuição de água no solo por difusão (capilaridade), que provoca um espalhamento da frente de umedecimento. Conforme esperado, em função das discussões anteriores, no período seco a umidade em terreno natural é extremamente baixa, restringindo-se praticamente à umidade residual (1,8%).

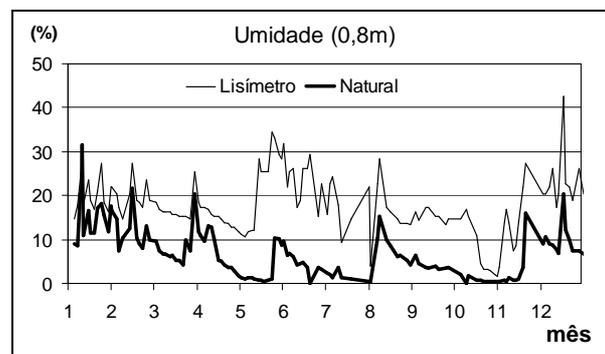


Figura 7- Umidade no lisímetro e em terreno natural na profundidade de 0,8 m (jan-dez/2002)

Figure 7- Moisture content in the lysimeter and in natural field at a depth of 0.8 m (Jan-Dec/2002)

O comportamento indicado pelos tensiômetros instalados à profundidade de 1,10 m (Figura 8) mostrou-se extremamente interessante e importante para a interpretação dos fenômenos ocorridos no lisímetro.

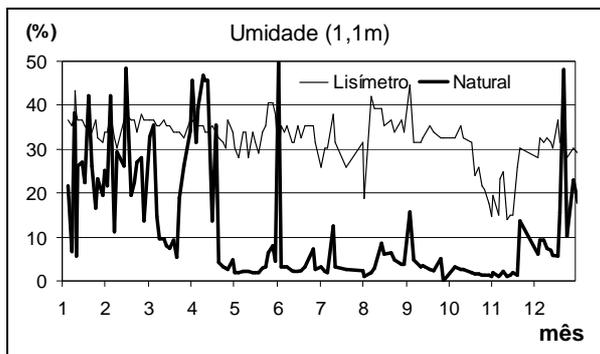


Figura 8- Umidade no lisímetro e em terreno natural na profundidade de 1,10 m (jan-dez/2002)

Figure 8- Moisture content in the lysimeter and in natural field at a depth of 1.1 m (Jan-Dec/2002)

Em terreno natural, o tensiômetro apresentou valores de tensão que indicam umidades qualitativamente compatíveis com os valores observados nas camadas superiores. No período seco, baixa umidade residual, com alguns picos isolados, correspondentes às chuvas esparsas do período. No período chuvoso, os freqüentes picos de umidade relativamente altos (até aproximadamente 47%) resultam possivelmente de deficiências na impermeabilização do corpo do tensiômetro na superfície. Dessa forma, a estrutura metálica do tensiômetro serviu de canal preferencial para o movimento de água até a cápsula porosa, apresentando altos valores de umidade associadas à ocorrência de chuvas. Essa alternativa é realista, tendo em vista a freqüente interferência de bovinos na realização do experimento.

A situação no lisímetro é diferente, apresentando valores de umidade constantemente altos (em média 35%), independentemente da ocorrência ou não de chuvas. Apenas no mês de outubro observa-se uma redução da umidade a essa profundidade. A alta umidade resulta da presença de uma barreira capilar, implementada involuntariamente durante a etapa de preenchimento do lisímetro com solo.

Antes da colocação do solo arenoso de cobertura da Formação Botucatu, a superfície do sistema de drenagem imerso em uma camada de britas foi nivelada através da deposição de uma camada de areia fina.

Devido à presença de poros extremamente pequenos na camada de areia fina, a força capilar nessa camada supera a força de gravidade e a umidade fica retida na interface com a camada de britas. Somente após um acúmulo de água sobre essa interface, através da ação de uma pressão hidrostática é que a pressão de entrada (ou invasão) na camada de brita é atingida e a água excedente pode ser captada pelo sistema de drenagem. Assim, durante quase todo o período

de observação, a umidade na camada de areia fina e no solo de experimento imediatamente superior, é alta.

Ao final do período seco do ano, a umidade relativa do ar é baixa. Associada à alta temperatura, a umidade do solo é extraída na forma de vapor d'água. Essa observação indica que o fenômeno de evaporação pode atingir grandes profundidades em solos arenosos, devido ao fenômeno de difusão gasosa, facilitada pela alta porosidade do material.

Gradiente Hidráulico

De forma a compreender o movimento de água no subsolo, procurou-se analisar o gradiente hidráulico, em diferentes situações características do ciclo hidrológico. Essas análises foram realizadas para dias representativos de período chuvoso, período seco e após chuvas esparsas em período seco.

Nos gráficos construídos para o período inicial de observação (janeiro a setembro de 2002) foram ignorados os valores de umidade relativa à profundidade de 0,50 m no lisímetro, em função de erros de medição discutidos anteriormente.

O estudo da distribuição de umidade no solo para período de chuva foi realizado com base em dados coletados no dia 04 de fevereiro. A figura 9 apresenta a variação de umidade ao longo do perfil do solo, caracterizando-se valores absolutos diferentes para o lisímetro e para o terreno natural. No entanto, a ordem de grandeza nas diferentes profundidades é a mesma nos dois sistemas, indicando uma concordância de comportamento. Em terreno natural é verificada uma distribuição irregular da umidade, apresentando baixo valor na superfície do solo, provocada possivelmente pelo fenômeno de evapotranspiração. A umidade relativamente alta na profundidade de 0,50 m indica uma provável passagem de uma frente de umidade decorrente de precipitações nos dias anteriores à coleta dos dados. Na superfície do lisímetro, a umidade é maior que no terreno natural. Essa situação decorre do acúmulo de água, uma vez que no lisímetro não existe escoamento superficial. A figura 10 confirma que, em período de chuva, o comportamento da água no solo do lisímetro se assemelha ao comportamento em terreno natural. Sendo o fluxo diretamente proporcional ao gradiente hidráulico do trecho em estudo, observa-se que nesse período o fluxo é caracterizado por um movimento descendente de água (carga hidráulica maior na superfície).

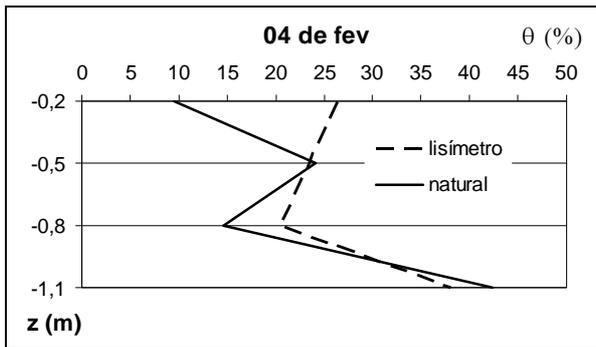


Figura 9- Perfil de umidade do solo em 04 de fevereiro de 2002
Figure 9- Moisture distribution at 4th February 2002

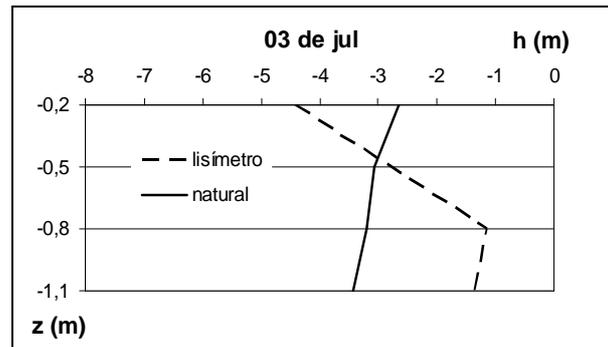


Figura 12- Perfil de carga hidráulica do solo em 3 de julho de 2002
Figure 12- Hydraulic head distribution at 3th July 2002

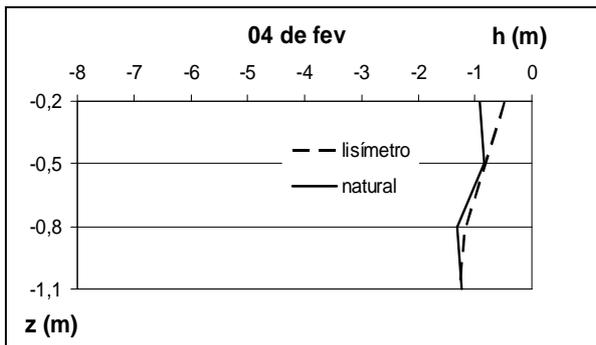


Figura 10- Perfil de carga hidráulica do solo em 04 de fevereiro de 2002
Figure 10- Hydraulic head distribution at 4th February 2002

Os gráficos das figuras 11 e 12 representam a situação no período seco do ano (3 de julho). No lisímetro é observado um expressivo gradiente de umidade, caracterizado por solo seco na superfície, devido à evapotranspiração, e solo úmido na base (profundidade da barreira capilar). Apesar do forte gradiente hidráulico não ocorre o movimento ascendente da água, devido aos baixos valores de ascensão capilar (poros relativamente grandes) característico de solo arenoso.

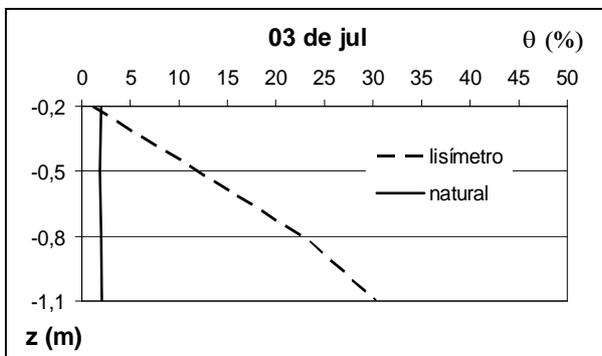


Figura 11- Perfil de umidade do solo em 3 de julho de 2002
Figure 11- Moisture distribution at 3th July 2002

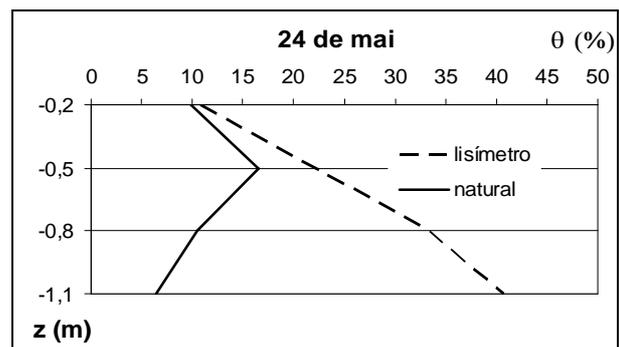


Figura 13- Perfil de umidade do solo em 24 de maio de 2002
Figure 13- Moisture distribution at 24th May 2002

No lisímetro também é observado um aumento de umidade em todos os pontos monitorados. O gráfico de carga hidráulica indica um possível movimento descendente de umidade, caracterizado por um gradiente hidráulico de pouca expressão. Na primeira camada (0,5 – 0,2 m), os comportamentos em terreno natural e no lisímetro são equivalentes. No entanto, devido à

presença de umidade retida pela barreira capilar no lisímetro, a situação é diferenciada nas camadas mais profundas.

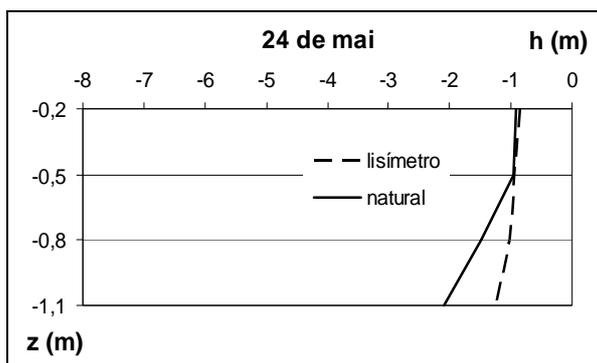


Figura 14- Perfil de carga hidráulica do solo em 24 de maio de 2002

Figure 14- Hydraulic head distribution at 24th May 2002

Os dados de infiltração coletados indicam que esta frente de umidade não consegue atingir grandes profundidades. Essa situação no lisímetro é provocada pela presença da barreira capilar. Os valores de umidade em terreno natural indicam que houve redistribuição de umidade até a profundidade de 1,10 m. Uma possível contribuição para a recarga direta do aquífero depende da espessura de solo a ser umedecido antes da frente de umidade atingir o lençol freático. Considerando tratar-se de valores relativos a pouca precipitação, essa eventual contribuição pode ser desprezada na estimativa da taxa de recarga.

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 pertencentes ao ciclo hidrológico. Um dos fenômenos de maior incerteza em sua determinação é a evapotranspiração real. Frequentemente, em estudos de balanço hídrico (SCOZZAFAVA; TALLINI, 2001), 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 seco e chuvoso 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 1 apresenta, resumidamente, os valores mensais obtidos para o ano de 2002.

Tabela 1- Dados de precipitação, infiltração coletada, evapotranspiração real (L) determinada utilizando o lisímetro, evapotranspiração potencial estimada pelos métodos de Thornthwaite (T) e Penman (P) para o ano de 2002

Table 1- Precipitation, collected infiltration, real evapotranspiration determined using the lysimeter (L) and potential evapotranspiration estimated by Thornthwaite (T) and Penman (P) for 2002

	Precipitação (mm)	Infiltração (mm)	Etr (L) (mm)	Etp (T) (mm)	Etp (P) (mm)
jan	431,2	334,5	17,1	109,6	158,7
fev	291,6	288,6	55,6	110,3	170,0
mar	104,0	16,4	41,6	128,8	177,0
abr	8,6	38,0	64,5	100,1	136,8
mai	58,3	0,0	0,0	62,6	90,1
jun	0,0	0,0	32,3	57,4	83,7
jul	3,3	0,0	0,0	42,6	82,2
ago	97,5	0,0	62,1	87,7	129,1
set	41,5	0,0	72,1	68,1	121,3
out	65,4	0,0	169,0	132,6	180,5
nov	184,8	28,4	63,7	137,2	169,4
dez	130,7	82,5	73,0	132,4	168,7
Σ	1416,9	788,4	651,04	1169,5	1667,6

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 15 apresenta graficamente os dados da tabela 1. 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 se observa algumas chuvas isoladas, 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.

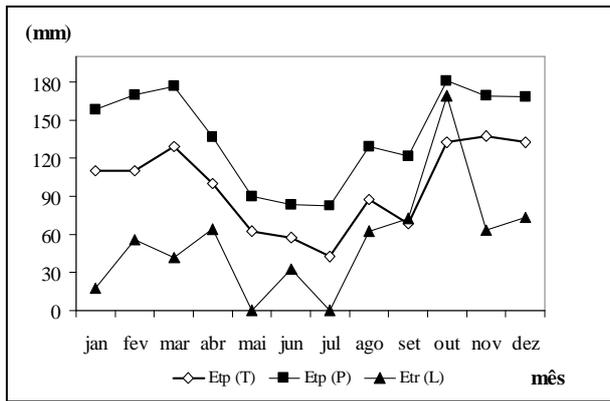


Figura 15- Evapotranspiração potencial estimada pelos métodos de Penman e Thornthwaite, e evapotranspiração real medida no lisímetro (jan-dez/2002)

Figure 15- Potential evapotranspiration estimated by Penman and Thornthwaite and real evapotranspiration measured in the lysimeter (Jan-Dec/2002)

A figura 16 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.

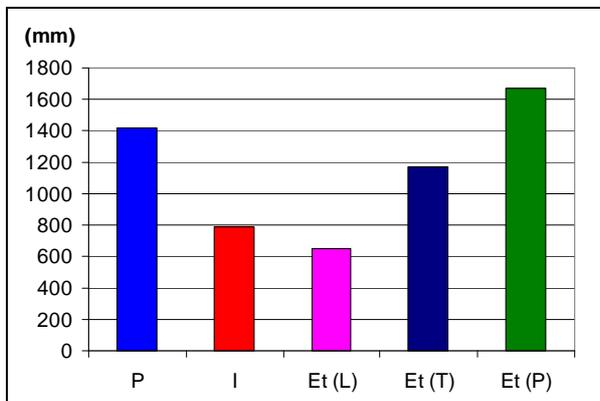


Figura 16- Dados acumulados de precipitação, infiltração e evapo-transpiração (jan-dez/2002)

Figure 16- Cumulated data for precipitation, infiltration and evapotranspiration (Jan-Dec/2002)

O monitoramento da umidade no solo, através da operação de tensiômetros em diferentes profundidades, mostrou-se, ao mesmo tempo, interessante e problemática. Interessante no sentido que permitiu a observação de alguns fenômenos relevantes para a interpretação dos resultados obtidos:

- o comportamento da água em terreno natural e no lisímetro são diferentes, em

função da profundidade limitada do lisímetro e da presença de uma barreira capilar. O efeito da barreira capilar, caracterizado pela manutenção de valores altos de umidade próximo ao sistema de drenagem foi detectado somente pela análise dos valores medidos no tensiômetro;

- o fenômeno de ascensão capilar é praticamente inexistente, em função da granulometria relativamente uniforme do material arenoso. Os poros têm dimensões grandes, resultando em valores baixos de ascensão capilar.

Por outro lado, a operação dos tensiômetros mostrou-se extremamente problemática. As principais dificuldades encontradas foram: erros sistemáticos de leitura, devido ao mau funcionamento de alguns tensiômetros e perda de dados, devido à interferência de animais.

Os resultados obtidos são importantes para estimativas de recarga profunda do Aquífero Guarani, apesar do tempo de observação relativamente curto (um ano):

- o período corresponde a um ciclo hidrológico completo e dados históricos da Estação Climatológica mostram que os regimes de chuva na região seguem o padrão observado em 2002. Dessa forma, os processos observados devem repetir-se anualmente;
- o experimento mostrou que a água precipitada infiltra rapidamente, atingindo profundidades em que a ascensão capilar e evapotranspiração são ineficientes. A água infiltrada fica disponível para recarga profunda ou escoamento sub-superficial;
- a informação obtida é pontual, porém os resultados podem ser extrapolados para áreas maiores, uma vez que o terreno natural de referência é representativo para a região. Deve-se observar que o solo de preenchimento do lisímetro foi deformado durante a coleta. Por outro lado, os comportamentos semelhantes em terreno natural e no lisímetro, evidenciados pelas figuras 5 e 6, permitem concluir que a estrutura original do solo foi suficientemente bem reproduzida no experimento.

CONCLUSÕES

Utilizando-se um lisímetro preenchido com solo arenoso de cobertura da zona de afloramento da Formação Botucatu, verificou-se que a taxa de infiltração através da superfície foi estimada em 788,40 mm, correspondendo a 55,6% da

precipitação de 1416,90 mm registrada em 2002. Esse valor corresponde à taxa de recarga direta potencial para o local de estudo, devendo ser visto como uma etapa inicial para a quantificação da recarga real. Evidentemente, para uma estimativa da taxa de recarga real, devem ser considerados os fenômenos de fluxo sub-superficial e descarga de base.

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, caracterizada por gramíneas de sistema radicular de pequena penetração (aproximadamente 30 cm) 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. Esse fato é evidenciado pelos altos valores de umidade observados no lisímetro, devido à presença de uma barreira capilar sobre o sistema de drenagem.

A análise do comportamento da água no solo demonstrou que a recarga natural de aquíferos ocorre provavelmente 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.

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

- BORGHETTI, N. R. B.; BORGHETTI, J. R.; ROSA FILHO, E. F. (2004). **Aquífero Guarani: a verdadeira integração dos países do Mercosul**. Curitiba, 214p.
- CONTIN NETO, D. (1988). **Balço Hídrico em Bacia Hidrográfica situada em região de Recarga do Aquífero Botucatu**. São Carlos. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 130p.
- CUNHA, A. T. (2002). **Estimativa Experimental da Taxa de Recarga na Zona de Afloramento do Aquífero Guarani, para a região de São Carlos – S.P.** São Carlos. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 117p.
- 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.
- IPT (2003) **Diagnóstico da situação atual dos recursos hídricos e estabelecimento de diretrizes técnicas para a elaboração do Plano da Bacia Hidrográfica do Tietê/Jacaré**. Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Relatório 40.674. São Paulo.
- JAMES, L. G. (1988). Irrigation requirements and scheduling. IN: JAMES, L. G. **Principles of farm irrigation system design**. New York, John Wiley. Cap. 1. p. 1-50.
- 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.
- KITCHING, R.; SHEARER, T. R.; SHEDLOCK, S. L. (1979) Lysimeter installations in sandstone at Stirrup, Notting-Hamshire. *apud* RUSTON, K. R.; WARD, C. The estimation of groundwater recharge. **Journal of Hydrology**, 41 (3/4): 345-361.
- MACHADO, R. E. (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.
- MINISTÉRIO MEIO AMBIENTE (2001). Descrição do Aquífero Guarani. <http://www.aquiferoguarani.hpg.com.br> (acesso em 11 de julho de 2002).
- OTTO, R. (2001). Estimating groundwater recharge rates in the southeastern Holstein region, northern Germany. **Hydrogeology Journal** 9:498-511.
- PENMAN, H. L. (1956). Evaporation: an introductory survey. Netherlands. **Journal of Agricultural Science**, Cambridge, v.4, p.9-29.
- PONCE, V. M. (1989). **Engineering Hydrology: Principles and Practices**. Prentice-Hall. New Jersey. 640 p.
- REBOUÇAS, A. C., (1976). **Recursos hídricos da Bacia do Paraná**. São Paulo, SP. Tese de Livre Docência. IGC/USP, 143p.
- RIGHETTO, A. M. (1998). **Hidrologia e Recursos Hídricos**. São Carlos, EESC/USP. EDUSP, 819p.
- ROCHA, G., (1997). O grande manancial do Cone Sul. **Estudos Avançados**, USP. Vol.30, p.191-212.
- 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.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, n.1, p. 55-94.
- WEINZETTEL, P. A.; USUNOFF, E. J.; VIVES, L. (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.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à CAPES pela concessão de bolsa de pós-graduação para o primeiro autor e aos revisores pelas construtivas sugestões, que contribuíram para a qualidade do artigo.