

Variabilidade Espacial da Recarga em Área Urbana

Thiago Augusto Maziero; Edson Wendland

Departamento de Hidráulica e Saneamento – EESC – USP

tmaziero@sabesp.com.br; ew@sc.usp.br

Recebido: 23/06/06 – revisado: 01/02/07 – aceito: 18/07/08

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma avaliação quantitativa da recarga subterrânea no aquífero freático de uma área intensamente urbanizada. Duas sub-bacias contíguas localizadas na região central do município de São Carlos - SP foram escolhidas como área de estudo. Os dados de nível freático foram coletados com frequência semanal no período de 1 (um) ano hidrológico (fevereiro de 2004 a janeiro de 2005) em uma Rede de Monitoramento Permanente. Os métodos utilizados para a estimativa da recarga foram: Water Table Fluctuation (WTF) e Aproximação Darcyana com base na variação do nível freático, e o Balanço Hídrico, utilizando dados de três estações hidrometeorológicas localizadas no interior dos limites das bacias. A recarga média estimada pelos métodos indicados é da ordem de 16,5% da precipitação total no período considerado (1596,5 mm). Pontualmente, a taxa de recarga observada variou entre 1,2% e 59,6%, documentando a variabilidade e complexidade do processo de recarga em áreas urbanas.

Palavras-chave: Nível freático; recarga média.

INTRODUÇÃO

Em centros urbanos, a estimativa de recarga é agravada pelo incremento de novas fontes e trajetórias de recarga, como os vazamentos das redes de água e esgoto. A recarga subterrânea em áreas urbanas sofre grande alteração como consequência da crescente urbanização e consequente impermeabilização do solo, do aumento crescente de exploração da água subterrânea e do problema decorrente da poluição de aquíferos. O estudo da estimativa da recarga subterrânea e das conexões entre os recursos hídricos existentes, em determinada área, fornece os subsídios necessários para o aproveitamento racional da água subterrânea e superficial, e ainda provê elementos quantitativos para localização de obras hidráulicas e civis de diferentes fins.

O objetivo deste trabalho foi estimar a recarga e avaliar sua variabilidade espacial no período correspondente a um ano hidrológico. A área escolhida para o estudo foi o ambiente urbano do município de São Carlos-SP, que apresenta intensa urbanização (cerca de 70). Para determinação da recarga foi necessária a determinação da condutividade hidráulica; a avaliação do rendimento específico; e dados de precipitação e temperatura.

RECARGA

A recarga pode ocorrer naturalmente pela precipitação, por rios, canais e lagos, fluxos inter-aquíferos e via fenômenos induzidos por atividades humanas, como a irrigação e a urbanização (Lerner *et al.*, 1990), sendo a precipitação a principal fonte de recarga para aquíferos. Uma vez atingida a superfície, a precipitação proporciona a água necessária para umedecimento do solo e para escoamento superficial, assim como para percolação profunda ao nível freático.

A medida de flutuações do nível d'água em poços de monitoramento é uma faceta importante de muitos estudos de água subterrânea. No entanto, oscilações no nível d'água podem resultar de uma variedade de fenômenos hidrológicos, alguns naturais e alguns induzidos pelo homem. Em muitos casos, pode haver mais do que um mecanismo operando simultaneamente, e para que as medidas sejam interpretadas corretamente é importante o entendimento dos vários fenômenos atuantes. Além disso, há uma variedade de fenômenos (evapotranspiração, pressão atmosférica, variações na temperatura, bombeamento de poços e mudanças naturais ou induzidas na superfície freática) que podem conduzir a flutuações do nível d'água, e não repre-

sentarem a verdadeira recarga subterrânea (Lerner *et al.*, 1990).

Recarga em área urbana

Ambientes urbanos alteram significativamente a natureza da recarga nos respectivos aquíferos subjacentes. As fontes e percursos da recarga subterrânea em áreas urbanas são mais numerosos e complexos do que em ambientes rurais (Figura 1). A infiltração direta é reduzida, porém pode haver contribuições adicionais a partir do aumento do escoamento superficial, assim como de fontes introduzidas pela urbanização, como vazamentos da rede de água e esgoto (Barrett *et al.*, 1999).

O complexo e sempre mutável ambiente urbano dificulta a identificação de fontes e trajetórias da recarga, assim como a estimativa da contribuição total para o balanço hídrico subterrâneo (Lerner, 2002).

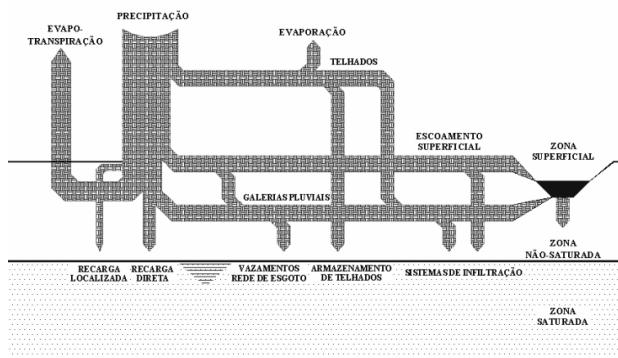


Figura 1 – Trajetórias de recarga subterrânea em área urbana (Modificado de Lerner, 2002)

Estimativa da recarga

Há muitos métodos disponíveis para quantificar a recarga subterrânea assim como há diferentes fontes e processos de recarga. Cada método tem suas próprias limitações em termos de aplicabilidade e confiança. Por isso, um estudo de quantificação da recarga subterrânea deve prever a seleção do método apropriado de acordo com as escalas de tempo e espaço requeridas (Scanlon *et al.*, 2002).

O processo de estimativa de recarga é iterativo e envolve refinamentos contínuos da taxa de recarga quando dados adicionais são coletados (Wahnfried e Hirata, 2005). Por isso, a confiabilidade

de das estimativas é freqüentemente questionável, resultado de hipóteses simplificadoras e incertezas de alguns parâmetros requeridos. Visto a dificuldade de precisão dos métodos, a redução das incertezas e o aumento da confiabilidade em estimativas de recarga são atingidos quando são aplicados diversos métodos simultaneamente (Lerner *et al.*, 1990; Healy e Cook, 2002; Scanlon *et al.*, 2002).

As técnicas, freqüentemente, utilizadas para estimar a recarga subterrânea são métodos físicos, químicos e modelação numérico-matemática. Scanlon *et al.* (2002) dividiram as estimativas de recarga em três regiões: zona superficial, zona não-saturada e zona saturada. A Tabela 1 descreve as regiões e os respectivos métodos.

A seguir são apresentados, de forma breve, os métodos utilizados (métodos físicos) na estimativa de recarga subterrânea aplicados neste estudo.

Método do balanço hídrico

O método do Balanço Hídrico tem sido extensivamente usado para estimativas quantitativas dos recursos hídricos e dos impactos de atividades humanas no ciclo hidrológico. O balanço hídrico de uma área é definido pela equação hidrológica, que é basicamente uma condição da “Lei de Conservação de Massa” aplicada para o ciclo hidrológico.

O balanço hídrico para uma bacia pode ser escrito como:

$$P + Q_{in} = ET + Q_{out} + \Delta S \quad (1)$$

em que P é a precipitação; Q_{in} e Q_{out} são a entrada e saída de fluxo da área, respectivamente; ET é a evapotranspiração; ΔS é a variação no armazenamento de água.

O método considera que outros fluxos podem ser medidos ou estimados mais facilmente do que a própria recarga, que assim constitui no termo residual de todos os outros fluxos da formulação. O método, adaptado para as condições climatológicas brasileiras, tem sido largamente aplicado pela sua praticidade em termos da disponibilidade dos dados requeridos (precipitação e temperatura), da facilidade dos cálculos e dos bons resultados geralmente obtidos (Menegasse-Velásquez, 1996). Porém, a maior limitação do método do balanço hídrico é que a precisão da estimativa de recarga depende da precisão com que os outros componentes do ciclo hidrológico foram medidos ou estimados (Scanlon *et al.*, 2002).

WTF (Water Table Fluctuation)

O Método de Flutuação da Superfície Livre (WTF – *Water Table Fluctuation*) é a técnica mais amplamente usada para estimativa da recarga. O Método WTF só é aplicável aos aquíferos não-confinados e requer o conhecimento do rendimento específico do solo e das variações nos níveis d'água ao longo do tempo. As vantagens desta aproximação incluem sua simplicidade e uma sensibilidade aos mecanismos do movimento da água na zona não-saturada (Healy & Cook, 2002).

O método WTF pode ser visto como uma aproximação integrada e não como uma medida pontual quando comparado com os métodos aplicados na zona não-saturada. A elevação do nível d'água representa os efeitos combinados da recarga para um evento de precipitação e da precedente condição de descarga (Healy e Cook, 2002).

A recarga é calculada como (Healy e Cook, 2002; SCANLON *et al.*, 2002):

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (2)$$

em que S_y é o rendimento específico, h é a altura do nível freático, e t é o tempo.

A Eq. (2) assume que a água que atinge o nível freático entra imediatamente em armazenamento e que todos os outros componentes do balanço hídrico subterrâneo (evapotranspiração subterrânea, fluxo de base, entrada e saída de fluxo sub-superficial) são nulos durante o período de recarga.

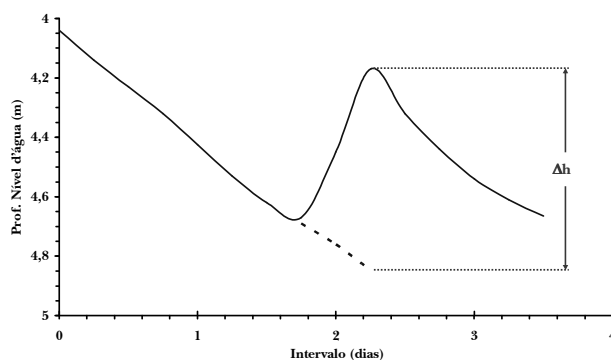


Figura 2 – Elevação hipotética do nível d'água (Δh) em resposta à precipitação (Healy e Cook, 2002)

Healy e Cook (2002) definiram que a aplicação da Eq. (2) para cada elevação individual do

nível d'água determina uma estimativa da recarga efetiva, onde Δh é igual à diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente extrapolada até o instante do pico. A curva de recessão antecedente é o traço que a hidrografa do poço de monitoramento teria seguido na ausência de elevação do nível d'água (Figura 2).

Essa manipulação é subjetiva e tenta acomodar a função de defasagem entre o início da precipitação e o conseqüente início do processo de recarga, resultante do processo natural de descarga (Healy e Cook, 2002).

Aproximação de Darcy

De acordo com a Lei de Darcy, a velocidade de percolação da água no solo é proporcional ao gradiente hidráulico multiplicado por um fator de proporcionalidade, denominado de condutividade hidráulica.

A lei de Darcy pode ser usada para estimar a recarga através de dois poços de monitoramento alinhados numa perpendicular ao corpo d'água. O método assume fluxo constante e nenhuma extração de água subterrânea. A recarga (R) de um aquífero livre é igual à velocidade de Darcy (q) multiplicada pelo intervalo de tempo entre medidas consecutivas:

$$R = q \cdot \Delta t \quad (3)$$

A recarga estimada é o somatório dos valores positivos encontrados para cada intervalo de tempo considerado. O método é de fácil aplicação, se existir informações da condutividade hidráulica e do gradiente hidráulico com razoável confiança.

No entanto, as estimativas de recarga baseadas na Lei de Darcy são altamente imprecisas devido ao fato da grande variabilidade da condutividade hidráulica relacionada à heterogeneidade do meio (Scanlon *et al.*, 2002).

Área de estudo

A cidade de São Carlos está localizada na parte centro-oriental do Estado de São Paulo, na borda oeste da Província Geomorfológica denominada de "cuestas basálticas", próximo ao Planalto Ocidental Paulista. Sua posição geográfica é determinada pelas coordenadas 22°01'22" de latitude S e 47°53'38" de longitude W (Figura 3).



Figura 3 – Localização de São Carlos no estado de São Paulo.

O relevo da região apresenta-se bastante irregular, sendo constituído de mesas e morros isolados resultantes da intensa erosão provocada pelos corpos d'água, que ao partir de zonas bem elevadas, entalham profundamente o planalto. Essa configuração de planalto cortado por vales profundamente entalhados, é característica das zonas de transição entre as “cuestas” e o Planalto Ocidental. As menores cotas da malha urbana, cerca de 775 m, estão localizadas em vales a oeste da cidade, enquanto que as maiores cotas estão situadas a leste, em planalto que ultrapassa os 910 m de altitude (Bortolucci, 1983).

Rede de monitoramento

A área de estudo compreende as duas sub-bacias contíguas do Córrego do Gregório e do Córrego do Tijucu Preto (Figura 4), com áreas de drenagem de, aproximadamente, 18,9 km² e 3,9 km², respectivamente, na zona central do município. A área é limitada pelas coordenadas UTM 7.558 e UTM 7.565 km Norte, e 199 km e 206 km Leste (*Datum*: Córrego Alegre, MG).

A área apresenta-se bastante impermeabilizada, resultado do intenso processo de urbanização existente. Para atender os objetivos deste estudo foi dada maior ênfase à caracterização dos solos superficiais até 12 metros, onde se iniciam os processos de recarga e onde a interação entre os recursos subterrâneos e superficiais é mais acentuada. Com base em relatórios de sondagens da área, pode ser encontrado na superfície, de modo geral, um solo formado de aterro argilo-arenoso e, conforme a camada é

aprofundada, podem ser encontradas argilas arenosas, argilas siltosas, areias argilosas, areias siltosas, material turfoso, originados, sobretudo pela ação de intempéries e transporte aquoso que formaram a camada dos Sedimentos Cenozóicos.

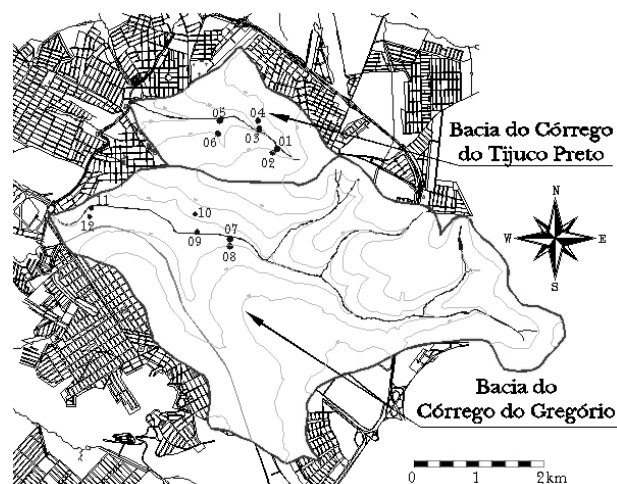


Figura 4 – Delimitação da área de estudo na malha urbana do município de São Carlos-SP e localização dos poços de monitoramento.

O sistema em estudo é um aquífero não-confinado ou freático. O nível d'água investigado está sob condições livres, ou seja, sujeito à pressão atmosférica local. O estudo da recarga restrito apenas ao aquífero freático evita a influência na dinâmica dos níveis d'água por bombeamentos de poços profundos.

Os poços de monitoramento foram construídos com base em dados de sondagens SPT (*Standard Penetration Test*) realizadas pela PREFEITURA MUNICIPAL DE SÃO CARLOS (1993, 2002). A distribuição espacial dos poços do presente estudo foi definida em função dos objetivos propostos originalmente (avaliação da interação rio-aquífero e análise da variabilidade da recarga subterrânea). Fatores locais como a existência de áreas livres de impermeabilização, facilidade de acesso e priorização das áreas públicas também foram considerados. Foram selecionados 12 poços de monitoramento para este estudo, sendo que 6 estão localizados na Bacia do Gregório e 6 na Bacia do Tijucu Preto (Figura 4). As profundidades dos poços variaram de 4,31 m a 13,32 m.

Tabela 1 – Métodos de estimativa de recarga

ZONA	TÉCNICAS	MÉTODO	DESCRIÇÃO	REFERÊNCIAS
SUPERFICIAL	FÍSICAS	CWB	Aplicação do balanço hídrico a um trecho do canal.	11
		SM	Determinação da taxa de infiltração a partir da variação do volume de água no infiltrômetro.	10
		BF	Separação do escoamento de base a partir da hidrógrafa de uma seção do canal.	22, 26
	TRAÇADORES	Heat	A variação de temperatura pode ser usada para estimativa da recarga	14, 17
		Isotopic	Os isótopos estáveis ¹⁶ O e ² H podem ser usados para identificar a recarga de rios e lagos.	19
	NUMÉRICAS	WM	A recarga é estimada como um termo residual do modelo precipitação-escoamento superficial.	15
NÃO-SATURADA	FÍSICAS	Lysimeter	Utilização de lisímetros. No entanto, lisímetros são mais apropriados para cálculo da evapotranspiração.	4, 27
		ZFP	Simplificação do balanço hídrico no solo abaixo do ZPF (gradiente hidráulico vertical é igual a zero)	4, 8, 13, 16
		Darcy's Law	Aplicação da Lei de Darcy. Obs.: A condutividade hidráulica varia com o teor de umidade do solo.	12, 18
	TRAÇADORES	CMB	A recarga é estimada a partir do balanço de massa de cloreto na água de chuva e no perfil do solo.	2, 4, 6, 8, 16
		Historical	Análise da distribuição do traçador (³ H e ³⁶ Cl) como um resultado de atividades acontecidas no passado.	2, 4, 8, 17
	NUMÉRICAS	UFM	Simulação do fluxo não-saturado, por exemplo, usando a equação de Richards.	4, 11
SATURADA	FÍSICAS	WTF	As variações do nível d'água são proporcionais a recarga/descarga.	4, 9
		CRD	A resposta do nível d'água para recarga é proporcional à precipitação acumulada.	4, 25
		RIB	Melhoramento do CRD, incorporando ajustes de tendências das séries de precipitação.	24
		SVF	Estima a recarga a partir da variação do volume de armazenamento no aquífero.	4
		EV-SF	Balanço hídrico em escala da bacia hidrográfica.	4
		Darcy's Law	Aplicação da Lei de Darcy.	3
	TRAÇADORES	CMB	A recarga é estimada a partir do balanço de massa de cloreto na água de chuva e na água subterrânea.	1, 5, 7, 15, 23
		GD	A recarga é derivada a partir da presença histórica de traçadores na água subterrânea.	2, 16, 21
	NUMÉRICAS	EARTH	Modelo de parâmetros hidrológicos usado na simulação da recarga e evolução piezométrica.	4, 20
		GM	A recarga é derivada a partir de modelo de fluxo de água subterrânea.	4, 8
<div><div><div>CWB:</div><div>Channel Water Budget</div></div><div><div>BF:</div><div>Baseflow</div></div><div><div>SM:</div><div>Seepage Meters</div></div><div><div>ZFP:</div><div>Zero Flux Plane</div></div><div><div>CMB:</div><div>Chrolide Mass Balance</div></div><div><div>UFM:</div><div>Unsaturated Flow Modelling</div></div><div><div>WTF:</div><div>Water Table Fluctuation</div></div><div><div>GM:</div><div>Groundwater Modelling</div></div></div> <div><div><div>CRD:</div><div>Cumulative Rainfall Departure</div></div><div><div>RIB:</div><div>Rainfall Infiltration Breaktrough</div></div><div><div>SVF:</div><div>Saturated Volume Fluctuation</div></div><div><div>EV-SF:</div><div>Equal Volume - Spring Flow</div></div><div><div>GD:</div><div>Groundwater Dating</div></div><div><div>EARTH:</div><div>Extended model for Aquifer Recharge and Moisture Transport through Unsaturated Hardrock</div></div></div>				
<div><div><div>¹Bazuhair e Wood, 1996</div><div>¹⁰Lee e Cherry, 1978</div><div>¹⁹Taylor <i>et al.</i>, 1992</div></div><div><div>²Beekman <i>et al.</i>, 1996</div><div>¹¹Lerner <i>et al.</i>, 1990</div><div>²⁰Van der Lee e Gehrels, 1997</div></div><div><div>³Belan e Matlock, 1973</div><div>¹²Nimmo <i>et al.</i>, 1994</div><div>²¹Weaver e Talma, 1999</div></div><div><div>⁴Bredenkamp <i>et al.</i>, 1995</div><div>¹³Richards <i>et al.</i>, 1956</div><div>²²Wittenberg e Sivapalan, 1999</div></div><div><div>⁵Edmunds e Gaye, 1994</div><div>¹⁴Ronan <i>et al.</i>, 1998</div><div>²³Wood e Sanford, 1995</div></div><div><div>⁶Eriksson e Khunakasem, 1969</div><div>¹⁵Sami e Hughes, 1996</div><div>²⁴Xu e Beekman, 2003</div></div><div><div>⁷Gaye e Edmunds, 1996</div><div>¹⁶Selaolo, 1998</div><div>²⁵Xu e Van Tonder, 2001</div></div><div><div>⁸Gieske, 1992</div><div>¹⁷Stallman, 1964</div><div>²⁶Xu <i>et al.</i>, 2002</div></div><div><div>⁹Healy e Cook, 2002</div><div>¹⁸Stephens e Knowlton, 1986</div><div>²⁷Young <i>et al.</i>, 1996</div></div></div>				

Fonte: Scanlon *et al.*, 2002; Beckman e Xu *in* Xu e Beckman, 2003 ; entre outros

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Dados Meteorológicos

Os postos utilizados para compilação das séries de dados climatológicos estão localizados no município de São Carlos-SP, na bacia do rio Jacaré-Guaçu: Posto Vila Carmem (D4-015), altitude de 820 m; Posto São Carlos (D4-075), altitude de 870 m; e Posto Usina Santana (D4-076), altitude de 580 m.

No período de fevereiro de 2004 a janeiro de 2005, ano hidrológico do presente estudo, o regime de chuvas foi caracterizado por acentuadas heterogeneidades (Figura 5).

As chuvas concentraram-se nos meses de outubro a fevereiro (cerca de 80% do total precipitado no referido período) e houve um período seco de junho a setembro. As chuvas no período de março a maio foram amenas. Comparando os valores mensais do presente estudo com os dados mensais de séries históricas dos postos pluviométricos situados próximos à bacia, constata-se que o período de fevereiro de 2004 a janeiro de 2005 foi atípico.

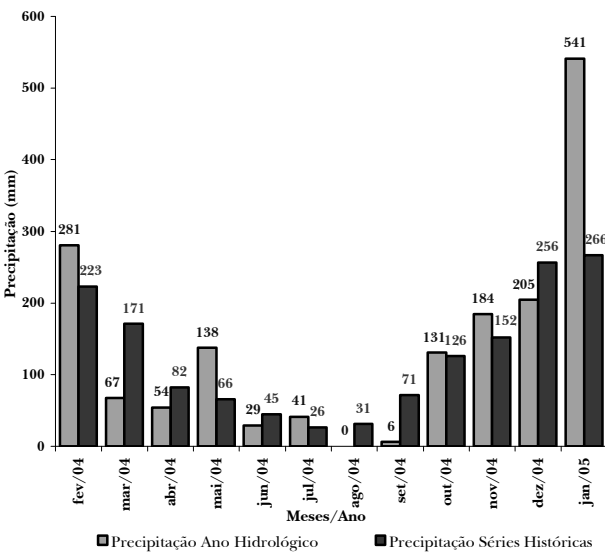


Figura 5 – Pluviometria mensal no ano hidrológico 2004-2005 em comparação com medias históricas.

A precipitação total no ano hidrológico em estudo foi de 1.596,5 mm, enquanto que a precipitação média anual obtida pelas séries históricas foi de 1.516,3 mm. Apesar de apresentarem a mesma ordem de grandeza, as precipitações ocorreram irregularmente durante os meses do ano de estudo.

Valores avaliados da condutividade hidráulica

Foram realizadas duas campanhas de determinação da condutividade hidráulica em campo, objetivando obter um valor médio para cada poço de monitoramento e reduzir possíveis erros. A primeira campanha foi realizada no fim do outono (maio de 2004), período de estiagem, e a segunda foi realizada no fim da primavera e início do verão (dezembro de 2004), no início da estação chuvosa. O método utilizado para análise dos dados obtidos com o *slug test* foi o Método Bouwer-Rice (Bower e Rice, 1976), com auxílio de planilhas desenvolvidas pela USGS*, para análise de dados de testes de aquíferos. A média dos valores determinados para cada poço de monitoramento nas duas campanhas é apresentada na Tabela 2.

O poço de monitoramento PM 05, localizado na Bacia do Córrego do Tijuco Preto, apresentou o menor valor de condutividade hidráulica ($2,59 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), devido à presença de uma argila siltosa de baixa permeabilidade. O poço de monitoramento PM 11, localizado na Bacia do Córrego do Gregório, apresentou o maior valor de condutividade hidráulica ($5,47 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), sendo areia siltosa o material predominante. O valor médio de condutividade hidráulica K (Tabela 2) foi de $9,54 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Tabela 2 – Valores médios da condutividade hidráulica

Poço	Altitude (m)	Prof. d'água (m)	Bacia (Córrego)	K (m/s)
PM 01	858,53	4,93	Tijuco Preto	5,25E-06
PM 02	864,26	6,16	Tijuco Preto	6,30E-06
PM 03	848,65	5,83	Tijuco Preto	1,64E-05
PM 04	856,32	7,56	Tijuco Preto	1,27E-05
PM 05	835,74	4,40	Tijuco Preto	2,59E-07
PM 06	845,74	8,48	Tijuco Preto	3,10E-06
PM 07	818,45	4,41	Gregório	8,89E-07
PM 08	823,37	6,60	Gregório	5,33E-06
PM 09	810,11	5,36	Gregório	7,22E-06
PM 10	819,83	13,27	Gregório	5,03E-07
PM 11	793,78	8,30	Gregório	5,47E-05
PM 12	804,76	13,32	Gregório	1,84E-06

A execução do teste de condutividade hidráulica permitiu constatar a heterogeneidade dos solos na área de estudo. Os valores encontrados para

* United States Geological Survey, Agência de Pesquisa Geológica dos EUA.

a condutividade hidráulica, em todos os poços, são compatíveis com os valores divulgados na bibliografia especializada para os solos presentes. No entanto, alguma cautela deve ser prevista, principalmente devido ao tipo de construção, desenvolvimento e materiais dos poços de monitoramento. A condutividade hidráulica determinada no teste é um valor pontual que não deve ser estendido além das proximidades do poço de monitoramento. Por isso, recomenda-se que os valores do presente trabalho sejam utilizados apenas como referência de ordem de grandeza.

Valores estimados do rendimento específico

A avaliação do valor representativo do rendimento específico (S_y) foi realizada com base nos valores determinados de condutividade hidráulica, comparando esses valores com os citados na literatura para diferentes tipos de materiais.

Uma formulação empírica para a avaliação do rendimento específico é a equação de Biecinski (Pazdro, 1983, In: Alvares e Niedzielski, 1996) que relaciona o valor do rendimento específico com o valor da condutividade hidráulica através da seguinte expressão:

$$S_y = 0,117 \cdot \sqrt[3]{K} \quad (4)$$

para a condutividade hidráulica K expressa em $\text{m} \cdot \text{dia}^{-1}$.

Tabela 3 – Valores avaliados para o rendimento específico

Poço	Bacia (Córrego)	K (m/dia)	$S_y = 0,117 \cdot K^{1/7}$
PM 01	Tijuco Preto	0,453	0,10
PM 02	Tijuco Preto	0,544	0,11
PM 03	Tijuco Preto	1,413	0,12
PM 04	Tijuco Preto	1,097	0,12
PM 05	Tijuco Preto	0,022	0,07
PM 06	Tijuco Preto	0,268	0,10
PM 07	Gregório	0,077	0,08
PM 08	Gregório	0,460	0,10
PM 09	Gregório	0,624	0,11
PM 10	Gregório	0,043	0,07
PM 11	Gregório	4,726	0,15
PM 12	Gregório	0,159	0,09

A Tabela 3 mostra os valores avaliados para o rendimento específico através da equação empíri-

ca de Biecinski, onde os valores da condutividade hidráulica foram tomados como valores médios das duas campanhas realizadas.

A adoção dos valores avaliados com a equação empírica de Biecinski baseados em dados de condutividade hidráulica retrata a dificuldade em eliminar as incertezas em qualquer método existente (campo, laboratório ou empírico).

Estimativa da recarga subterrânea

A recarga subterrânea foi estimada com o Método WTF, a Aproximação Darcyana e o Balanço Hídrico calculado segundo Thornthwaite-Mather (1955).

WTF

O Método de Flutuação da Superfície Livre baseia-se em medidas periódicas dos níveis d'água dos poços de monitoramento, de modo a obter a variação dos valores de carga hidráulica por determinado período de tempo. As flutuações da carga hidráulica avaliadas ocorreram no ano hidrológico de fevereiro de 2004 a janeiro de 2005. A Figura 6 mostra a variação do nível d'água do poço de monitoramento PM 06 e a precipitação do ano hidrológico em estudo.

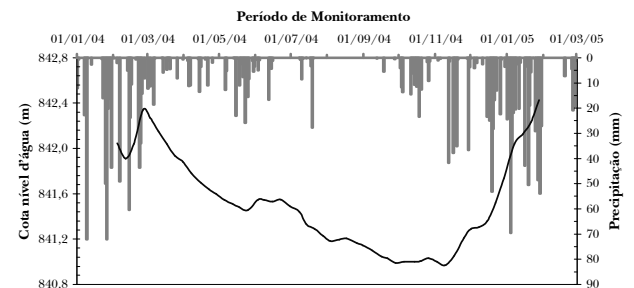


Figura 6 – Variação do nível d'água do poço de monitoramento PM 06 no período de fevereiro de 2004 a janeiro de 2005

Na Tabela 4 são mostrados os valores de $\sum \Delta h$ e S_y para cada poço de monitoramento considerado na estimativa da recarga, e a conseqüente recarga (R) e taxa de recarga no ano hidrológico em estudo.

Os valores da recarga R foram calculados para cada poço de monitoramento, como:

$$R = S_y \cdot \frac{\sum \Delta h}{\Delta t} \quad (5)$$

onde Δt representa o período de 1 ano.

Com base na Tabela 4 foi determinado um valor médio para a recarga de 235,1 mm/ano. Este valor representa 14,7% do total de chuvas registrado (1.596,5 mm) para o ano hidrológico correspondente ao período de fevereiro de 2004 a janeiro de 2005.

No entanto, a definição de um valor médio é questionável, ante a grande variabilidade dos resultados pontuais. Na bacia do Tijuco Preto (PM01 a PM06), a taxa de recarga estimada é da ordem de 13,9%, variando entre 4,3% (PM05) e 21,2% (PM04). Na bacia do Córrego do Gregório (PM07 a PM12), a ordem de grandeza da taxa de recarga de 15,6% é semelhante, porém a variabilidade, entre 5,2% e 35,5% é maior. Essa variabilidade é provocada pela heterogeneidade do solo e por influências antropogênicas (perdas nas redes de distribuição e esgotos).

Tabela 4 – Taxa de recarga estimada pelo Método WTF para uma precipitação anual de 1.596,5 mm.

Poço	$\Sigma \Delta h$ (m)	S_y	R (mm)	r (%)
PM 01	1,55	0,10	162,4	10,2%
PM 02	1,29	0,11	137,9	8,6%
PM 03	2,70	0,12	332,4	20,8%
PM 04	2,85	0,12	337,7	21,2%
PM 05	1,02	0,07	69,4	4,3%
PM 06	2,97	0,10	287,6	18,0%
PM 07	1,53	0,08	123,7	7,7%
PM 08	2,34	0,10	244,6	15,3%
PM 09	0,76	0,11	83,1	5,2%
PM 10	2,29	0,07	171,2	10,7%
PM 11	3,88	0,15	566,7	35,5%
PM 12	3,38	0,09	304,5	19,1%

Com os valores estimados foram construídas as Figuras 7 e 8, que correlacionam a taxa de recarga de cada poço com a profundidade máxima do nível d'água e com a condutividade hidráulica, respectivamente.

A maioria dos poços com nível d'água máximo no intervalo de 3 m a 7 m de profundidade apresentaram taxa de recarga entre 4% e 36%, po-

rém não existe uma correlação única entre esses parâmetros.

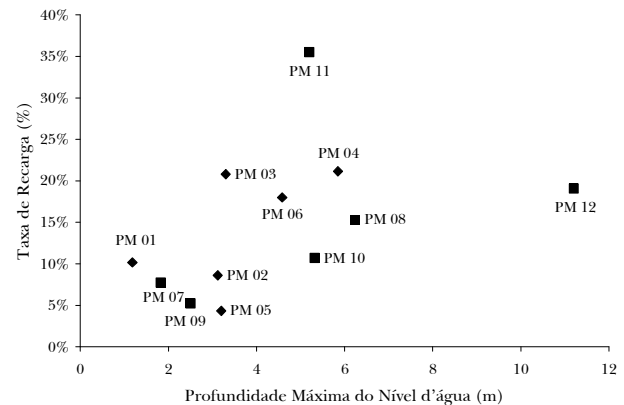


Figura 7 – Taxa de recarga versus profundidade máxima do nível d'água em cada poço

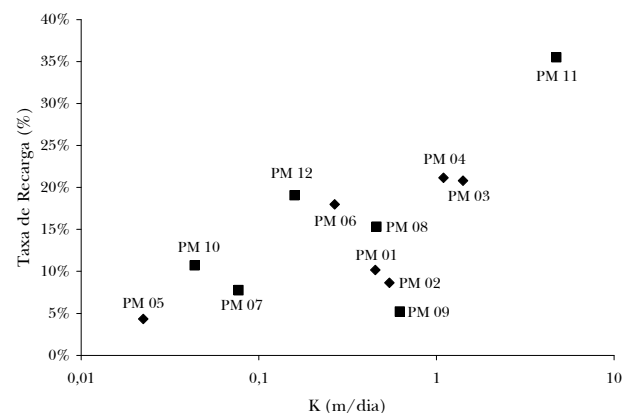


Figura 8 – Taxa de recarga versus condutividade hidráulica em cada poço

Para valores de condutividade hidráulica entre 0,15 a 1,50 m·dia⁻¹, temos que as maiores das taxas de recarga entre 5% a 22%, porém também sem existir uma correlação única.

Os valores estimados para a recarga pelo método WTF são específicos para o ano hidrológico em estudo, devendo seus valores ser usados como referência. Deve ser observado que os valores obtidos são representativos apenas para a parte baixa da bacia (na proximidade dos rios). O comportamento nas áreas altas da bacia não pode ser analisado devido à ausência de poços. De qualquer forma, esses dados poderiam indicar uma maior variabilidade da recarga em área urbana.

Aproximação Darcyana

A recarga estimada por esse método resultou do prévio conhecimento de parâmetros, tais como: nível d'água medido ao longo do ano hidrológico, valores de condutividade hidráulica estimados com a técnica *slug test* e as distâncias entre dois poços de monitoramento *perpendiculares* obtidas com a realização do posicionamento global de coordenadas com GPS.

Conforme proposto por Scanlon *et al.* (2002) a taxa de recarga estimada pelo método de Darcy resulta do produto da velocidade de Darcy (q) pelo quociente (A/S). Essa relação representa a área da seção transversal do aquífero (A) entre dois poços alinhados a uma linha equipotencial, dividida pela área (S) que contribui efetivamente para o fluxo entre os poços. No presente trabalho, foi considerado que o quociente (A/S) é igual à unidade.

Desse modo, inicialmente, foram calculados os gradientes hidráulicos e avaliado um valor médio representativo para a condutividade hidráulica com base nas campanhas de determinação com a técnica do *slug test*. Como resultado, foi obtida a velocidade de Darcy que multiplicada pelo intervalo de tempo entre medidas sucessivas fornece uma estimativa de recarga no período. Os valores positivos, ou seja, os valores representativos de recarga no intervalo, somados ao longo do período hidrológico, fornecem a recarga no período analisado. Com esse cálculo, os valores estimados são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 – Valores estimados de recarga com a Aproximação de Darcy para uma precipitação anual de 1.596,5 mm.

Poço	K (m/s)	R (mm/ano)	P (mm/ano)	r (%)
PM 01	5,8E-06	121,0	1596,5	7,6%
PM 02				
PM 03	1,5E-05	342,3	1596,5	21,4%
PM 04				
PM 05	1,7E-06	18,4	1596,5	1,2%
PM 06				
PM 07	3,1E-06	105,1	1596,5	6,6%
PM 08				
PM 09	3,9E-06	26,0	1596,5	1,6%
PM 10				
PM 11	2,8E-05	950,9	1596,5	59,6%
PM 12				

Os valores apresentados na Tabela 5 possuem enormes diferenças entre as *linhas perpendiculares* de poços de monitoramento. A *linha perpendicular* composta pelos poços de monitoramento PM 11 e PM 12 apresenta uma elevadíssima taxa de recarga

(59,6%), enquanto que a *linha perpendicular* composta pelos poços de monitoramento PM 05 e PM 06 apresenta a menor taxa de recarga (1,2%). Nos poços de monitoramento PM 11 e PM 12 o nível d'água é profundo, o solo é bastante permeável (constatado pela realização do teste de condutividade hidráulica) e há uma grande área de contribuição. Já os poços de monitoramento PM 05 e PM 06 apresentam solos de granulometria fina, ou seja, de baixa permeabilidade, impedindo ou dificultando a entrada de água na zona saturada.

De modo geral, a taxa de recarga média avaliada pela formulação de Darcy, para as duas bacias foi de 16,3%, ou seja, 260,6 mm de recarga efetiva para um total precipitado de 1.596,5 mm. Também neste caso deve ser observada a grande variabilidade dos valores pontuais obtidos (de 1,2% a 59,6%).

Comparando os poços de monitoramento localizados na Bacia do Tijuco (PM 01 a PM 06) com os localizados na Bacia do Gregório (PM 07 a PM 12), observa-se que a taxa de recarga estimada na Bacia do Tijuco é inferior à metade da obtida na Bacia do Gregório. Os poços de monitoramento localizados na Bacia do Tijuco Preto apresentam superfície livre mais rasa e uma resposta mais rápida a dado evento de chuva do que a Bacia do Gregório.

Balanço Hídrico

O balanço hídrico foi realizado para o período de 1 ano, utilizando o método desenvolvido por Thornthwaite-Mather (1955). Esse método baseia-se no confronto da precipitação pluviométrica (acréscimo de umidade) e a evapotranspiração potencial (perda potencial de umidade), fornecendo dados mensais de armazenamento de água no solo, o *déficit* e o excedente hídrico ou *escoamento*. O termo *escoamento* representa a somatória da água que infiltra mais a que escoar superficialmente (Menegásse-Velásquez, 1996).

O presente trabalho considerou o solo como capaz de armazenar 100 mm de umidade (Maziero, 2005). A evapotranspiração potencial foi determinada pela expressão de Thornthwaite (1948) utilizando os valores de temperaturas médias mensais para o ano hidrológico de fevereiro de 2004 a janeiro de 2005.

Os dados de escoamento superficial (*runoff*), para a bacia do Córrego do Gregório, foram produzidos pelo NIBH (2005), no mesmo período do ano hidrológico em estudo (fevereiro de 2004 a janeiro de 2005). Esses dados foram extrapolados para as sub-bacias, de forma geral.

Os resultados do balanço hídrico mensal, calculados pelo método de THORNTHWAITE-MATHER (1955), obtidos a partir de dados mensais de precipitação e médias mensais de temperatura estão apresentados na Tabela 6.

Tabela 6 – Cálculo do balanço hídrico segundo Thorthwaite-Mather (1955)

Mês/Ano	P (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)	Exces. (mm)	Runoff (mm)	R (mm)
fev/04	280,3	68,5	68,5	211,8	131,8	79,9
mar/04	67,4	77,4	77,4	0,0	6,7	-6,7
abr/04	54,3	74,3	70,3	0,0	4,8	-4,8
mai/04	137,7	52,7	52,7	59,1	30,0	29,1
jun/04	29,0	51,8	50,0	0,0	2,6	-2,6
jul/04	41,5	48,8	46,5	0,0	5,7	-5,7
ago/04	0,0	70,9	39,0	0,0	0,0	0,0
set/04	6,3	90,7	26,3	0,0	0,0	0,0
out/04	130,9	53,7	53,7	0,0	14,8	-14,8
nov/04	184,2	96,9	96,9	79,5	53,0	26,5
dez/04	204,9	108,3	108,3	96,6	122,9	-26,3
jan/05	460,0	108,8	108,8	351,2	148,4	202,8
ANO	1596,5	902,7	798,3	798,2	520,8	277,4

O valor do excesso anual, obtido pelo método do balanço hídrico como a diferença entre a precipitação ($P = 1.596,5$ mm) e a evapotranspiração real ($ETR = 798,3$ mm), foi de $798,2$ mm/ano (Tabela 6), equivalente a $50,0\%$ do total de chuvas durante o ano hidrológico.

Considerando o valor de 521 mm (NIBH, 2005) para o *runoff*, e supondo que o excesso do método do balanço hídrico é composto apenas pelas parcelas da recarga e do *runoff*, temos para a recarga potencial uma lâmina de $277,4$ mm, equivalente a $17,2\%$ do total de chuvas durante o ano hidrológico.

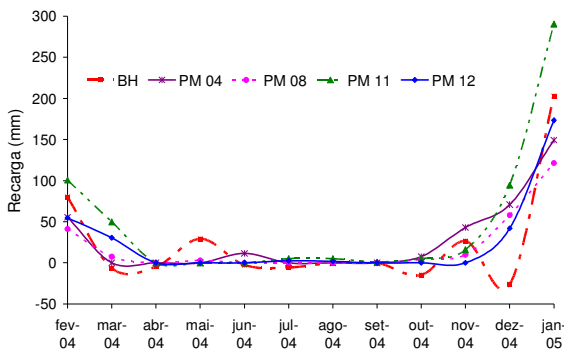


Figura 9 – Comparação das recargas mensais.

As recargas mensais estimadas pelo método WTF foram comparadas com os valores obtidos pelo método do Balanço Hídrico (Figura 9). Pode ser observada uma boa concordância entre os dois métodos, com uma discrepância mais acentuada no mês de dezembro. Para esse mês, o método do BH indica uma recarga negativa ($-26,3$ mm), devido à alta estimativa de *runoff*. No entanto, em geral, os dois métodos indicam que a recarga ocorre essencialmente durante o período chuvoso de verão, com pouca contribuição durante o inverno (seco).

Discussão

Comparando os métodos percebemos que a diferença está relacionada ao fato do balanço hídrico considerar o excesso como sendo a parcela da recarga potencial mais o escoamento superficial (*runoff*) e a Flutuação da Superfície Livre (WTF) e o método de Darcy considerar a recarga observada diretamente nos poços de monitoramento. O balanço hídrico não considera o fluxo para fora da bacia e nem o escoamento superficial da água da chuva. Em áreas urbanizadas, devido à elevada impermeabilização do terreno, fica evidente a contribuição desta variável, não podendo ser desprezada.

Os métodos WTF e Darcy apresentaram uma taxa média de recarga praticamente igual e uma mesma similaridade em relação à taxa individual de recarga nos poços de monitoramento. A justificativa é que ambos os métodos utilizam-se de dados de flutuação do nível freático. No método de Darcy, a condutividade hidráulica é usada diretamente na formulação, enquanto que no método WTF, o rendimento específico é obtido por formulação empírica que usa como variável a própria condutividade hidráulica.

Para aumentar a representatividade espacial do método WTF, seria necessária uma quantidade maior de poços de monitoramento, distribuídos uniformemente nas bacias. Dessa forma, a recarga nos pontos próximos aos divisores das respectivas bacias (áreas distantes dos rios) poderia ser avaliada, contribuindo para uma compreensão espacializada do processo físico.

A taxa de recarga potencial obtida no método do balanço hídrico é válida para toda a bacia. No entanto, alguns parâmetros envolvidos no método apresentam incertezas. A principal deficiência consiste em igualar o excesso do balanço hídrico à somatória da recarga mais o *runoff*. No presente estudo, o valor de *runoff* foi adotado a partir de dados estimados com base em referências bibliográficas.

cas. Desse modo, concluímos que a taxa de recarga média (17,2%) pode ser superestimada.

Em termos de valores médios observa-se uma aparente convergência entre os métodos analisados (WTF = 14,6%; Darcy = 16,3% e BH = 17,2%). No entanto, deve ser observado que a variabilidade da taxa de recarga em área urbana é muito grande, conforme demonstrado pelos métodos WTF e Darcy. No presente estudo, a taxa variou pontualmente entre 1,2% e 59,6% da precipitação registrada no período estudado. Essa grande variabilidade deve-se à heterogeneidade do solo, à profundidade da superfície livre do aquífero e à influência de fatores antropogênicos, como impermeabilização e vazamentos em redes de esgoto.

Os métodos aplicados para estimativa da recarga subterrânea não possuem a sensibilidade necessária para a quantificação da recarga efetiva existente no meio urbano, devido a erros associados à escolha de parâmetros de cálculo e no registro das variações sazonais da dinâmica do aquífero em resposta a eventos de recarga indireta. Tais métodos são indicados para obtenção de valores médios para estimativa da recarga, devendo, em área urbana, serem complementados com outros dados, como, por exemplo, a taxa de vazamento da rede de água e esgoto, além das taxas de vazamentos das redes pluviais e contribuições menos sensíveis (irrigação de e jardins e vazamentos de fossas sépticas), para eliminação da incerteza.

As dificuldades enfrentadas na estimativa de recarga exigem uma conceituação teórica-prática bem definida e o uso de mais de uma técnica para verificação dos resultados. Na realidade, a estimativa de recarga deve ser compreendida como um processo iterativo, e nunca como um cálculo definitivo. Uma estimativa de recarga mais precisa deveria compreender dados referentes a um longo período de observação, independente do método ou dos métodos adotados.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem as correções e sugestões dos revisores, que contribuíram para a qualidade final do artigo.

O apoio financeiro e logístico do CNPq, da EESC-USP, da Prefeitura Municipal de São Carlos, do Núcleo Integrado de Bacias Hidrográficas (NIBH), da FINEP e da FAPESP foram essenciais para o desenvolvimento do trabalho.

REFERÊNCIAS

- BARRETT, M.H.; HISCOCK, K.M.; PEDLEY, S.; LERNER, D.N.; TELLAM, J.H.; FRENCH, M.J. (1999). Marker species for identifying urban groundwater recharge sources – the Nottingham case study. *Water Resources*, 33 (14), p.3083–3097.
- BORTOLUCCI, A.A. (1983). Caracterização Geológico-Geotécnica da região urbana de São Carlos-SP, a partir de sondagens de simples reconhecimento. 67p. Dissertação de Mestrado, EESC-USP São Carlos, 1983.
- BOUWER, H.; RICE, R.C. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3), pp.423-428.
- HEALY, R.W.; COOK, P.G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, p. 91-109. DOI 10.1007/s10040-001-0178-0
- LERNER, D.N. (2002). Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeology Journal*, 10, p. 143-152.
- LERNER, D.N.; ISSAR, A.; SIMMERS, I. (1990). Groundwater recharge; a guide to understanding and estimating natural recharge. *International Contributions to Hydrogeology*, v.8. Hannover, Germany, 345 pp.
- MAZIERO, T.A. (2005). Monitoramento de Água Subterrânea em Área Urbana: Aspectos Quantitativos. Dissertação de Mestrado, EESC-USP, São Carlos, 2005.
- MENEGÁSSE-VELÁSQUEZ, L.N. (1996). Efeitos da Urbanização sobre o Sistema Hidrológico: Aspectos da Recarga no Aquífero Freático e Escoamento Superficial – Área Piloto: Sub-bacias Sumaré e Pompéia, Município de São Paulo. Tese de Doutorado, IGC-USP, São Paulo, 1996.
- NIBH (2005) Núcleo Integrado de Bacias Hidrográficas, SHS-EESC-USP (comunicação pessoal).
- PAZDRO, Z. (1983). Hydrogeologia Ogólna, W.G. Warszawa, p.575. In: ALVAREZ, R.H.; NIEDZIELSKI, H. (1996). Estimacion de la recarga en la subcuenca Rio de las Avenidas Pachuca Hidalgo México. In: Congreso Latino-Americano de Hidr. Sub., 3, México: ALH-SUD, p.35-46.
- SCANLON, B.R.; HEALY, R.W.; COOK, P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, p. 18-39. DOI 10.1007/s10040-0010176-2.
- THORNTON, C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38:55-94
- THORNTON, C.W.; MATHER, J.R. (1955). Instructions and tables for computing potencial evapotranspira-

tions and the water balance. Publications in Climatology, Centerton, v.10, n.3, p.185-311, 1955.

WAHNFRIED, I.; HIRATA, R. (2005); Comparação de Métodos de Estimativa de Recarga de Aquíferos em uma Planície Aluvionar na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo). RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Volume 10, Número 2, Abr/Jun 2005; p.15-25;

Spatial Variability of Recharge in an Urban Area

ABSTRACT

The present work describes the evaluation of recharge rates in a highly urbanized area. The study area is composed by two watersheds in the central area of São Carlos-SP (Brazil). Water levels in a free aquifer were measured weekly during one year (between February 2004 and January 2005). The WTF (Water Table Fluctuation) method and the Darcyan approach were applied to evaluate the collected data. A water balance based on climatologic data from three stations in the watershed was also performed. The mean recharge for all methods approaches about 16.5% of the total precipitation in the period (1596.5 mm). Locally the recharge rate varied between 1.2% and 59.6%, documenting the spatial variability and complexity of recharge processes in urban areas.

Key-words: Water table level; mean recharge