

Comparação de Métodos de Estimativa de Recarga de Aquíferos em Uma Planície Aluvionar na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo)

Ingo Wahnfried

Ricardo Hirata

Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo

rhirata@usp.br

Recebido: 08/07/04 revisado: 30/03/05 aceito: 03/05/05

RESUMO

Três métodos de avaliação da recarga de aquíferos foram aplicados em uma planície aluvionar da Bacia do Alto Tietê: variação do nível d'água (VNA), balanço hídrico e estimativa darcyniana. Para o trabalho foram instalados seis poços multi-níveis no campus da Universidade de São Paulo da capital, uma região urbanizada com baixo índice de ocupação e clima tropical úmido. Foram realizadas medições de nível de água entre setembro de 2003 e janeiro de 2004, fornecendo dados para os métodos de VNA e estimativa darcyniana. Temperatura média e pluviosidade mensais de janeiro de 2003 a janeiro de 2004 foram usadas para a aplicação do método do balanço hídrico.

As recargas variaram em função da escala de tempo usada e do método de sua estimação. O método do balanço hídrico tem um período mínimo de observação de um ano, sendo que para 2003 a recarga obtida foi de 48 mm. O da VNA pode ser aplicado tanto a elevações de períodos curtos (variações episódicas de aumento do NA, como horas ou dias) como longos (variações mensais ou anuais), fornecendo dois resultados distintos. A episódica somou 282 mm de recarga no período de setembro de 2003 a janeiro de 2004, e a longa 187 mm, no mesmo intervalo. A estimativa darcyniana também serve para períodos curtos e longos, somando 66 mm pelos gradientes mensais médios dos cinco meses observados. No mesmo intervalo o balanço hídrico não detectou recarga.

Palavras-chave: variação do nível d'água; balanço hídrico; estimativa darcyniana.

INTRODUÇÃO

Estima-se que existam mais de 10.000 poços tubulares de abastecimento privado na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (BAT), dos quais 7.000 estejam ativos e extraíndo mais de 7,9 m³/s (249 Mm³/ano) (Hirata *et al.* 2002). Esta vazão permite abastecer uma população equivalente a 2,5 milhões de pessoas. Embora de grande importância para o gerenciamento sustentável do recurso hídrico, não se sabe qual seria a exploração máxima que os sistemas aquíferos Sedimentar e Cristalino suportariam, uma vez que se desconhece a sua recarga (Hirata & Ferreira 2001).

Os caminhos e fontes de recarga da água subterrânea em áreas urbanas são mais numerosos e complexos do que em áreas rurais. Na maior parte das cidades grandes quantidades de água são importadas de outras bacias hidrográficas para abastecimento, ocorrendo perdas na distribuição e injeção por fossas em locais sem coleta. A recarga urbana ainda é um assunto pouco pesquisado, com um pequeno número de estudos em áreas tropicais publicados (Lerner 2002).

A impermeabilização da superfície é um fator redutor da recarga. No entanto, em uma área urbanizada, esta tende a ser maior do que em uma área equivalente sem impermeabilização, devido às perdas de água pela rede de água e esgoto, irrigação de jardins, entre outros (Foster *et al.* 1999).

São ainda mais escassos os trabalhos que estimam a proporção entre água de origem natural e antrópica. Alguns trabalhos que podem ser citados são os de Seiler & Alvarado-Rivas (1999), que avaliam a recarga em Caracas (Venezuela); Yang *et al.* (1999) em Nottingham (Reino Unido); Appleyard (1995) em Perth (Austrália); Lawrence *et al.* (1994) em Hat Yai (Tailândia); Foster *et al.* (1999) em Santa Cruz de la Sierra (Bolívia), em Barbados e Lima (Peru); Monnier (2001) a nordeste de Paris (França), Birkle *et al.* (1998) na Bacia do Vale do México e Hirata *et al.* (2002), em São Paulo (Brasil).

Existem muitas técnicas para avaliar recarga, cada qual com características e aplicações distintas. Escalas de tempo e espaço envolvidas, objetivo da estimativa, clima, geologia, geomorfologia são fatores importantes na determinação da melhor técnica a ser usada (Scanlon *et al.* 2002), além da facilidade

da aplicação, custo e disponibilidade de dados. Neste experimento foram escolhidos três métodos de estimativa de recarga para serem comparados no contexto da BAT, em aquífero sedimentar livre e raso associado à formação São Paulo: variação do nível de água, balanço hídrico e estimativa darcyniana.

Hidrogeologia local

A área experimental está localizada entre as coordenadas UTM 7.392 e 7.395 km norte, e 322 km e 325 km leste (*datum* Córrego Alegre/MG) (Figura 1), em uma zona de recarga do Aquífero São Paulo, BAT. Está associado às formações São Paulo e Itaquaquecetuba. A primeira é descrita por Riccomini *et al.* (1992) como depósitos de sistema fluvial meandrante, representados por arenitos grossos, conglomeráticos com granodecrescência ascendente para siltitos e argilitos. A segunda é constituída por arenitos médios a grossos, mal selecionados, conglomerados sustentados por clastos, com seixos de quartzo e quartzito, arenitos maciços de granulação fina a média, lamitos maciços siltico-arenosos de coloração esverdeada e por blocos sub-angulosos de rochas do embasamento. Juntamente com a Formação Resende, elas formam o Sistema Aquífero Sedimentar (1452 km²). Circundando o sistema estão as rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino (4238 km²), que comportam o Sistema Aquífero Cristalino, formado por dois outros, o de Rochas Metamórficas e o de Rochas de Composição Granítica (Hirata & Ferreira 2001).

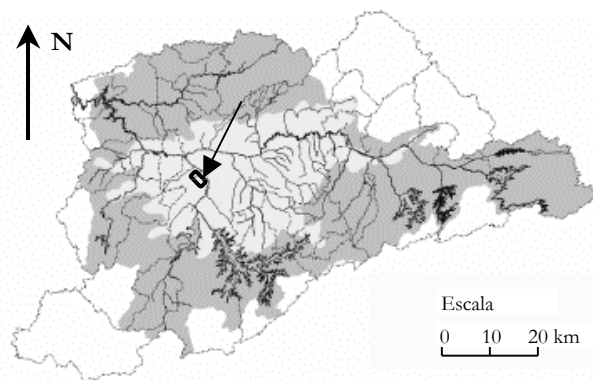


Figura 1 - Localização da área experimental na Região Metropolitana de São Paulo e Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (Hidroestúdio 1998)

O modelo de circulação hídrica regional acceto (Hirata *et al.* 2002) mostra que as águas das

chuvas recarregam os aquíferos em toda a sua extensão não impermeabilizada. Outro meio importante de recarga são as fugas da rede pública de abastecimento de água e de coleta de esgoto. Uma vez ingressando no aquífero, as águas fluem em direção às drenagens superficiais, suas áreas de descarga. O rio Tietê representa, junto à soleira de Barueri, o ponto de menor potencial hidráulico (710 msnm), para onde todas as águas drenadas dos dois sistemas aquíferos fluem.

Poucos trabalhos tentaram quantificar a recarga dos aquíferos da BAT até o momento. O projeto pioneiro foi o do DAEE (1975) que, analisando os hidrogramas de alguns rios, definiu valores de 355 mm/ano para áreas não-ocupadas, indistintamente da geologia. Este valor representa 24% da precipitação total anual de 1520 mm e 62% do excedente hídrico da BAT.

Iritani (1993), estudando a hidrogeologia do *campus* universitário da USP, utilizou a estimativa darcyniana para avaliar a recarga em 250 mm/ano. Menegasse-Velázquez (1996) calculou, através do método de VNA, uma recarga de 60 mm/ano em uma área residencial de classe média na BAT, com situação geológica semelhante à da USP.

Hirata *et al.* (2002) sustentam que devem ser acrescidos à recarga natural na BAT as antrópicas não-intencionais, associadas à perda das redes públicas de água e de esgoto. Isto representa 15,8 m³/s dos 64 m³/s distribuídos para a área da BAT, divididos em 19,7% do total do abastecimento de perdas físicas na distribuição de água e 5% da rede de esgoto, somando 498 Mm³/ano. Nas áreas onde não há rede de esgoto, entende-se que as águas servidas são infiltradas no solo através de fossas sépticas e negras, ou lançadas precariamente nas drenagens próximas. Somando as recargas natural e antrópica os autores estimaram um total de 410 mm/ano em áreas urbanizadas da BAT. Foster *et al.* (1999) obtiveram valores que oscilam entre 300 e 700 mm/ano, independentemente da situação climática, em estudos de outras localidades urbanizadas na América Latina e Ásia.

Materiais e métodos

Foi implantada uma área experimental no *campus* da USP em São Paulo, entre a Raia Olímpica e o bloco A do Conjunto Residencial da USP (CRUSP), para realizar as estimativas de recarga. Esta área consiste de seis poços de monitoramento, quatro multi-níveis e dois simples dispostos na forma de uma malha retangular, cuja distância maior é de 100m (entre os poços PM-1C e PM-3R; PM-2C e PM-

4R), e a menor de 15m (PM-3R e PM-4R; PM-1R e PM-2R) (Figura 2).

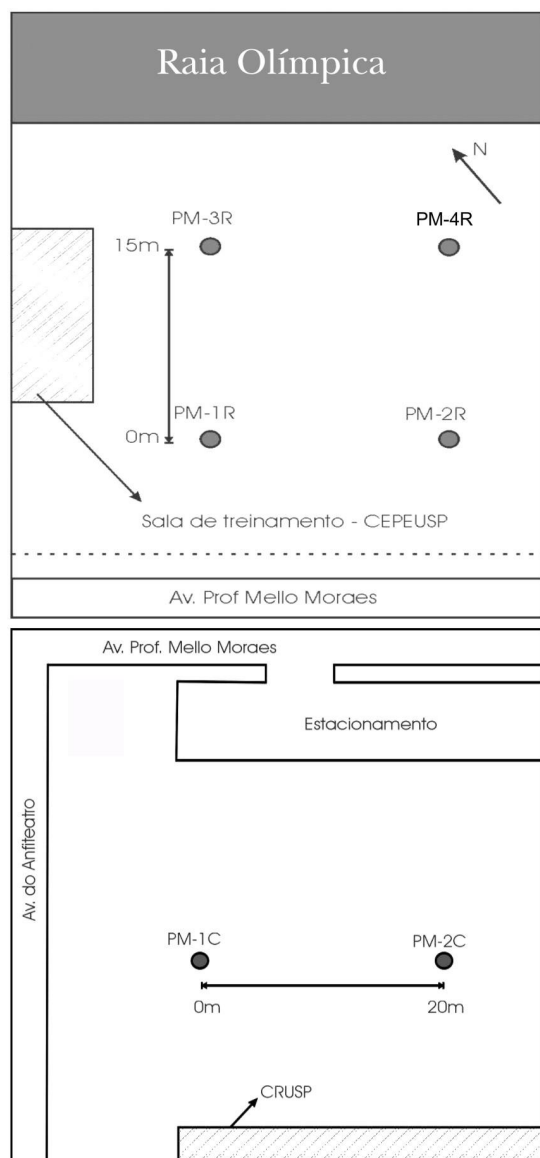


Figura 2 - Disposição dos poços de monitoramento ao lado da Raia Olímpica e do CRUSP

Antes das perfurações foi feita amostragem integral dos sedimentos com *Geoprobe* (ou *direct push*), para determinar as profundidades nas quais seriam posicionados os filtros. Os poços foram perfurados com o *Hollow-Stem Auger*.

Os estratos descritos são solos argilosos, e abaixo de 2m de profundidade, há areia fina com granocrescência descendente e conglomerado na base, a cerca de 7m da superfície. Uma camada de argila de aproximadamente 2m de espessura separa esta seqüência de uma semelhante, cuja base está

situada em 15m de profundidade. Com base nestas informações estratigráficas, as profundidades dos filtros foram definidas (Tabela 1).

Tabela 1 - Diâmetros dos poços e profundidade dos filtros; PM-R= poço de monitoramento localizado ao lado da Raia; PM-C = poço de monitoramento localizado ao lado do CRUSP

Poço	Diâmetro (polegadas)	Profundidade dos filtro (m)
PM1R	1"	3,50 a 4,50
	2"	6,50 a 7,50
PM2R	1"	12,50 a 13,50
PM3R	1"	3,65 a 4,65
	2"	6,33 a 7,33
PM4R	1"	12,50 a 13,50
PM1C	1"	4,50 a 4,90
	1"	3,35 a 4,35
PM2C	1"	6,50 a 7,50
	1"	3,35 a 4,35
PM2C	1"	6,50 a 7,50

Foi usado 1,5 m de pré-filtro, e um selo hidráulico de aproximadamente 1 m de bentonita. O restante foi preenchido com o material da escavação, e uma pequena laje de proteção de cimento foi instalada no topo, ao redor da tampa.

Medições de nível de água foram feitas entre setembro de 2003 e janeiro de 2004, em intervalos que variaram entre meia hora a uma semana, ou após cada evento de precipitação igual ou superior a 15 mm. Para tanto foram usados medidores de nível HSNA-30 da *Hidrosuprimentos*, e quatro transdutores de pressão, instalados nos poços PM-1R 4,5m, PM-1R 13,5m, PM-3R 4,5m e PM-3R 13,5m, da marca *In-Situ*, modelo *Minitroll* (30 psi, ou 21m de coluna d'água de pressão máxima, com precisão de 5%). Os transdutores não corrigem variações causadas por mudanças na pressão atmosférica. Para tanto foram usados dois transdutores de pressão barométrica da *In-Situ*, modelo *Barotroll*. A correção é feita pelo *software* fornecido com os equipamentos.

Métodos de cálculo de recarga

VNA

O método da VNA se baseia na premissa de que o aumento no nível de água (NA) é causado pela chegada da recarga à zona saturada do aquífero. É calculada pela diferença de altura entre um pico de aumento do NA e a extrapolação da curva

de rebaixamento anterior a ele, no mesmo instante em que o máximo ocorre. Se existirem registros de um período maior de tempo, um padrão de curva de rebaixamento deve ser criado e usado em todas as avaliações. Healy & Cook (2002) apresentam a Equação (1):

$$R = S_y dh/dt \cong S_y \Delta h/\Delta t \quad (1)$$

onde:

R = recarga (L)
S_y = vazão específica (L³/T)
h = altura do nível d'água (L)
t = tempo (T)

Sempre existe uma diferença de tempo entre o evento de recarga e a redistribuição da água para os outros componentes do balanço hídrico. Se o método é aplicado durante tal intervalo de tempo, usualmente de horas ou dias, assume-se que toda a água que chega ao NA vai imediatamente para o armazenamento, e que o fluxo de base, evapotranspiração de água subterrânea e o fluxo líquido em sub-superfície (incluindo bombeamento) são iguais a zero. O valor obtido com a soma dos resultados das elevações episódicas é chamado por Healy & Cook (2002) de recarga total, ou “bruta”. A técnica terá pouca valia, porém, caso as saídas de água interfiram de forma significativa nas ascensões individuais do NA, o que pode ser causado, por exemplo, em locais com condutividade hidráulica elevada.

O método também pode ser aplicado para obter mudanças de armazenamento de água em períodos longos de tempo, que podem variar de alguns dias a anos. Desta forma as saídas de água são contabilizadas, diminuindo o valor numérico do resultado. Este é denominado por Healy & Cook (2002) recarga “líquida”. A diferença entre esta e a “bruta” é igual às saídas de água, as quais podem, com a adoção de alguns pressupostos, ser individualmente estimadas.

A maior vantagem da avaliação da recarga por VNA é sua simplicidade. Não é necessário levar em conta os mecanismos de transporte que regem a passagem de água na zona não saturada, o que permite desconsiderar, por exemplo, a existência de caminhos preferenciais de fluxo. O nível medido em um poço é representativo para uma área de pelo menos algumas dezenas de metros quadrados à sua volta (Healy & Cook 2002).

Para usar o método devem ser tomados, no entanto, alguns cuidados, já que diversos fenômenos causam oscilações no NA ao longo do tempo. Variações ao longo de décadas, por exemplo, podem es-

tar relacionadas às alterações naturais do clima e às atividades antrópicas, como mudanças na ocupação e uso do solo. No período de um ano elas podem estar ligadas à sazonalidade da evapotranspiração e precipitação, e variações em curtos períodos de tempo à precipitação, bombeamento, mudanças de pressão atmosférica entre outros. O método é mais preciso para estimar a recarga em função de variações mais repentinas como aquelas causadas por tempestades. Precipitações de longa duração e baixa intensidade não são bem captadas, pois o fluxo lento de percolação de água pode ser igual à taxa de drenagem, causando uma elevação menor do que se esperaria do NA. Recargas contínuas que não causam variação no NA, como fugas de rede de água e esgoto, não são registradas.

Os melhores resultados são obtidos em áreas com níveis d'água rasos, possibilitando rápidas elevações e rebaixamentos. Aquíferos profundos tendem a não ter uma grande variação em função da dispersão que as frentes de molhamento sofrem.

A acuidade das medições é de grande importância, pois a lâmina de água precipitada em cada evento compreende, quando muito, algumas dezenas de milímetros, e seu efeito sobre o nível freático é pequeno. Os poços de monitoramento devem ser posicionados em locais com NA representativo da captação como um todo, para evitar que variações na geologia, gradiente topográfico e vegetação façam variar as medidas em uma área.

Atenção também deve ser dada ao cálculo da vazão específica (S_y). Teoricamente é considerado o termo de liberação instantânea de água, o que não corresponde exatamente à realidade. Principalmente em sedimentos finos, nos quais a liberação pode demorar bastante. Qualquer variação deste parâmetro influencia significativamente no resultado.

Balanço hídrico

O balanço hídrico consiste na aplicação do princípio da conservação de massa. Durante o período de tempo analisado, a diferença entre o total de entradas e saídas deve ser igual à mudança da quantidade de água armazenada, sendo portanto necessário conhecer cada um dos fatores para a determinação da recarga.

Os componentes do balanço podem ser medidos *in situ* ou estimados de forma indireta. Habitualmente só a precipitação é medida de forma direta. Os outros componentes são estimados através de fórmulas semi-empíricas. Isto se aplica às evapotranspirações potencial e real. Tais balanços são

normalmente realizados com periodicidade, por exemplo, diária ou mensal (Samper Calvete 1998). A escala mais adequada para a realização dos balanços é a duração de cada episódio de recarga (Lerner *et al.* 1990, Samper Calvete 1998). Posto que os processos de recarga não são lineares, a recarga em períodos grandes de tempo deve ser obtida integrando os valores correspondentes a cada um dos episódios de variação do NA (Samper Calvete 1998). O autor coloca como vantagens do método a disponibilidade de dados, a facilidade e rapidez da aplicação, o custo reduzido de aplicação, o fato de poderem ser consideradas todas as componentes, fontes e sumidouros de água, e sua aplicabilidade para todos os tipos de fontes de recarga. Entre as limitações são mencionadas a dificuldade de medição e incertezas associadas a alguns parâmetros (principalmente a vazão específica S_s e a evapotranspiração real), e a grande diferença numérica entre os parâmetros que constituem o balanço e a recarga, fazendo com que pequenos erros nos primeiros se transformem em variações significativas desta.

A incerteza da estimativa pelo balanço hídrico em zonas de climas úmidos é bastante pequena face ao total da recarga, sendo nestes casos um método confiável (De Vries & Simmers 2002).

O balanço hídrico definido por Thornthwaite (1948), apresentado em Fenn *et al.* (1975) é escrito como:

$$P = Q_{\text{off}} + ET_{\text{real}} + \Delta S_{\text{Suz}} + \Delta S_{\text{Sgw}} \quad (2)$$

onde:

P = precipitação (L)

Q_{off} = fluxos superficiais ou subterrâneos para fora da área de estudo (L)

ET_{real} = evapotranspiração real (L)

ΔS_{Suz} = variação na armazenagem de água na zona não saturada (L)

ΔS_{Sgw} = recarga (L)

Para a aplicação deste método é necessária a definição de uma bacia hidrográfica fechada, onde não existam fluxos superficiais ou subterrâneos extra-bacia.

O escoamento superficial é obtido aplicando-se o coeficiente de escoamento superficial (C') à precipitação mensal:

$$Q_{\text{off}} = C' P \quad (3)$$

onde:

$$C' = \alpha C$$

C é o coeficiente que determina o quanto de água precipitada escorrerá em superfície, em função do litotipo. O α é determinado em função da declividade e da estação do ano, seca ou úmida (Tabela 2).

Tabela 2 - Valores de C e α em função do tipo de solo, declividade e estação do ano

Tipo de solo	Declividade (%)	Coeficiente α	
		Estação seca	Estação úmida
Arenoso $C=0,30$	0 a 2	0,17	0,34
	2 a 7	0,34	0,50
Argiloso $C=0,40$	0 a 2	0,33	0,43
	2 a 7	0,45	0,55

A evapotranspiração real deve ser calculada através de um dos muitos métodos existentes, escolhido em função do tipo de dados existentes. A variação de armazenamento de água na zona não saturada vai depender da quantidade inicial de água armazenada (S_{uz}), cujos limites máximo (capacidade de campo) e mínimo (ponto de murchamento) variam em função do tipo de solo e sua espessura (Tabela 3).

Tabela 3 - Água disponível na zona não-saturada em função do tipo de solo (em mm)

Tipo de solo	Capacidade de campo	Ponto de murchamento	Água disponível
Arenoso	200	50	150
Siltoso	300	100	200
Argiloso	375	125	250

A água que efetivamente estará disponível dependerá da espessura da camada de solo, determinada pela profundidade da camada de raízes. Deve-se então multiplicar a água disponível, em milímetros, por esta espessura, em metros, para obter a água disponível no solo.

A evapotranspiração real varia em função da água precipitada que não escoou em superfície, podendo também retirar umidade do solo. O excesso infiltra, suprimindo, caso haja, o déficit de umidade no solo, até alcançar a capacidade de campo. O restante recarrega o aquífero.

Estimativa darcyniana

A lei de Darcy é usada para calcular o fluxo de água através de uma seção do aquífero livre ou confinado.

$$Q = q A = K i A \quad (4)$$

onde:

q = fluxo (L/T)

K = condutividade hidráulica (L/T)

i = gradiente hidráulico ($-dh/dx$)

sendo h = carga hidráulica (L)

x = distância horizontal (L)

Q = vazão (L³/T)

A = área da seção do aquífero (L²)

O método assume fluxo constante e ausência de extração de água. O fluxo em na zona saturada (q) é calculado multiplicando-se a condutividade hidráulica pelo gradiente hidráulico. A vazão através de uma seção do aquífero é igual à taxa de recarga multiplicada pela área da superfície que contribui para o fluxo:

$$qA = RM \quad (5)$$

onde:

R = taxa de recarga (L/T)

M = área da superfície que contribui para a recarga (L²)

A seção do aquífero usada deve estar alinhada com uma linha equipotencial. O método é fácil de usar quando existem dados sobre o gradiente hidráulico e condutividade hidráulica, porém tem um alto grau de incerteza devido à grande variabilidade desta última (Scanlon *et al.* 2002).

Para a aplicação da estimativa darcyniana com base em dados de campo, normalmente assumem-se condições de estado estacionário, assim são somente necessários dados de carga hidráulica e condutividade hidráulica para aplicar a Equação (4). A escala de tempo para aplicação da estimativa darcyniana pode variar entre episódica, para eventos de precipitação com variação de cargas, até centenas de anos (Lerner 1990, Scanlon *et al.* 2002). Lerner (1990) menciona que fluxos verticais causados por camadas de condutividade hidráulica menor inviabilizam a avaliação de recarga pela estimativa darcyniana em períodos inferiores a um ano, devido a alterações no fluxo causadas pelo armazenamento de água. O tamanho ideal da área de estudo varia entre

alguns quilômetros quadrados a milhares de quilômetros quadrados (Scanlon *et al.* 2002).

A parte mais custosa é a construção de poços de monitoramento para a obtenção dos valores de carga hidráulica. É necessário conhecer a estratigrafia e a hidrogeologia locais, análise que pode ser feita durante a própria perfuração. Implantação de poços em camadas separadas por aquítarde podem levar a interpretações errôneas.

Resultados obtidos

Tanto o Sistema Aquífero Cristalino quanto o Sedimentar estão presentes na área, mas somente os níveis freáticos das camadas superiores do Sedimentar foram acompanhados. O modelo conceitual de fluxo local deste aquífero sedimentar possui como zona de descarga a Raia Olímpica, tanto no período de seca quanto de estiagem. A direção de fluxo é perpendicular ao eixo maior desta nos pontos de implantação dos poços (Figura 3). A área de recarga consiste em toda a zona de afloramento dos sedimentos.

Fluxos subterrâneos ou superficiais para dentro da área experimental, influenciando no balanço hídrico e na estimativa darcyniana, foram descartados por causa da topografia do *campus*. Há, porém, interceptação de água por áreas construídas como edifícios, avenidas e outras, favorecendo a evaporação direta da chuva ou sua captação pelo sistema de coleta de águas pluviais, o que foi contabilizado para o cálculo do balanço hídrico.

A informação sobre a inexistência de poços de extração operando dentro da Cidade Universitária, essencial para a aplicação do método de VNA e da estimativa darcyniana, foi verificada através do PURA (2002) – Programa de Uso Racional da Água.

VNA

O comportamento do nível potenciométrico é semelhante em todos os filtros situados em 4,5 m e 7,5 m, com respostas de elevação de NA após curto período de tempo (máximo de 24h) e depois de precipitações maiores do que 15 mm. Em 13,5 m as oscilações são menos intensas, uma vez que a subida do NA não é causada diretamente pela chegada de água de recarga, mas sim por aumento da coluna de água acima do ponto do filtro.

O cálculo de recarga por este método foi feito de duas formas: levando-se em conta variações de NA causados para cada evento de forte precipitação, e variações mensais, ou seja, diferença do nível

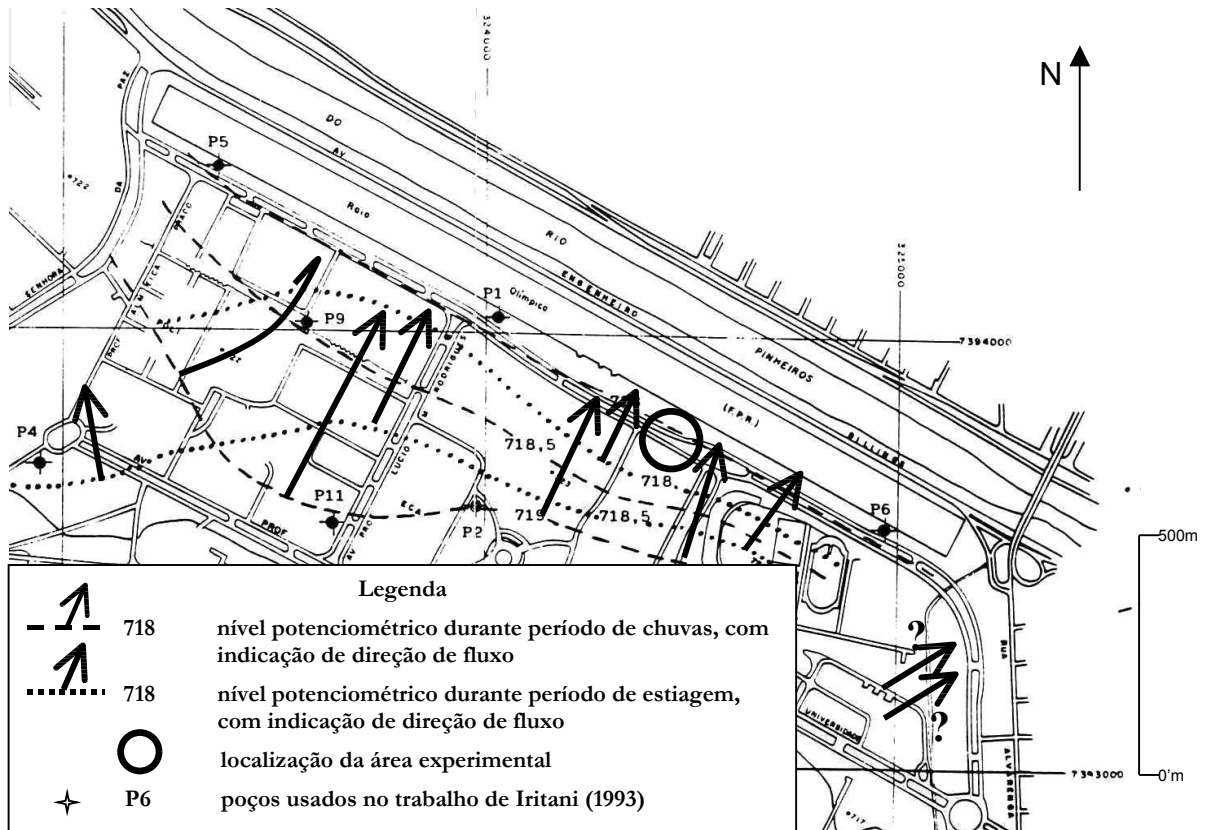


Figura 3 - Potenciometria e linhas de fluxo no entorno da Raia Olímpica – USP, em épocas de estiagem e chuva (Iritani 1993)

freático observada entre o começo e o fim de um mês (Figura 4).

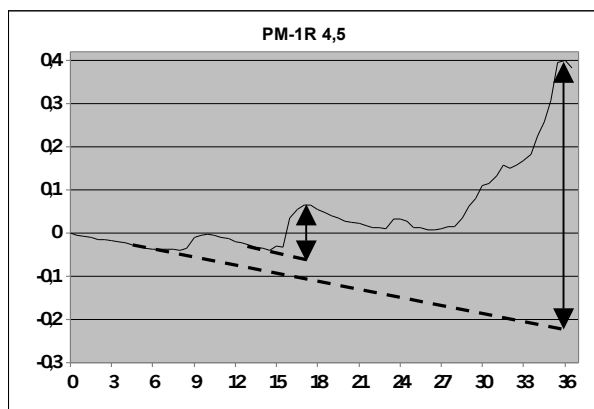


Figura 4 - N.A. medido a cada 12 horas por transdutor a partir de 23/12/03, com correção barométrica

O valor do S_y adotado foi o obtido por Johnson (1967 *apud* Healy & Cook 2002) em compilação de 17 estudos, quantificando a vazão específica para sedimentos, desde argila até conglomerado. No

estudo a areia argilosa possui S_y de 0,07, e a areia com seixos 0,25, as quais são as litologias existentes na profundidade de implantação dos filtros dos poços.

A diferença nos resultados fica evidente nas Tabelas 4 e 5. Se for levado em conta cada episódio de subida de nível, a recarga é bem superior. Isso se dá principalmente pela descarga que ocorre após cada elevação, que só é contabilizada quando o cálculo é feito em períodos que as incluam. Ou seja, a recarga obtida com a somatória das elevações episódicas sempre apresentará valores maiores do que aquela feita pelas elevações em períodos maiores. Considerando as variações de NA nos poços mais rasos, a somatória das mensais representou 67% da feita com as episódicas neste estudo.

Diferença significativa de recarga também foi observada comparando os níveis mais rasos com os mais profundos. No PM1R, para o cálculo por variações episódicas no mês de janeiro, o primeiro apresentou recarga de 292 mm, o segundo, 18mm. É importante que em aquíferos multicamadas o cál-

culo da recarga se faça pelos níveis mais rasos, onde a água de recarga efetivamente chega.

Tabela 4 - Cálculo de recarga por variações episódicas do NA

Poço/Mês	Recarga (mm)							
	1R	1R	1R	2R	3R	3R	3R	4R
	4,5	7,5	13,5	4,5	4,5	7,5	13,5	4,5
Set.	0	0	0	0	0	-	0	-
Out.	29	6	0	24	19	-	0	-
Nov.	57	10	14	24	29	3	11	3
Dez.	55	20	22	49	52	14	18	40
Jan.	292	37	18	153	170	49	30	107
Total	433	74	70	249	270	66	88	151

Tabela 5 - Cálculo de recarga por variação mensal do NA

Poço/Mês	Recarga (mm)							
	1R	1R	1R	2R	3R	3R	3R	4R
	4,5	7,5	13,5	4,5	4,5	7,5	13,5	4,5
Set.	0	0	0	0	0	-	0	-
Out.	8	4	4	18	20	-	2	-
Nov.	15	5	13	10	18	-	12	-
Dez.	20	4	14	18	10	6	12	33
Jan.	155	41	35	135	133	38	34	130
Total	198	53	66	180	180	43	60	163

Balanco hídrico

A técnica de balanço hídrico usada é a definida por Thornthwaite (1948), adaptada por Fenn *et al.* (1975). Foi aplicada a Equação (2), a qual tem os termos avaliados abaixo:

- **Precipitação:** Dados diários de 2003 foram fornecidos pelo Laboratório de Climatologia e Biogeografia (LCB) da Geografia.
- **Fluxos de entrada e saída da área de estudo:** Como considerado no modelo conceitual, fluxos de áreas externas, superficiais ou subterrâneos, para dentro do *campus* não devem ocorrer. O escoamento superficial causado pela impermeabilização foi subtraído da precipitação como uma fração desta, proporcional à relação entre área construída e área total do *campus*. O escoamento

superficial causado por fatores inerentes ao tipo, inclinação e cobertura do solo foi calculado através da Equação (3). Para tanto é necessária a determinação do fator *f*, que estipula a proporção de água pluvial precipitada que escorre em superfície. Para um solo argiloso, com declividades entre 2 e 7% e o fator é 0,43 durante a estiagem, e 0,33 durante a estação chuvosa (CETESB 1985).

- **Evapotranspiração potencial:** Foi usado o método de Thornthwaite & Mather (1955), o qual a calcula em função da temperatura média mensal.
- **Variação do armazenamento de água:** O armazenamento na zona não-saturada é dado pela diferença entre a capacidade de campo do solo e seu ponto de murchamento, variando em função do tipo e espessura do solo. Para os cálculos foi usado um valor de 200 mm, com espessura média de solo de 0,6 m, perfazendo 120 mm de armazenamento. Nos meses de estiagem a água presente no solo é gradativamente retirada por evapotranspiração, porém não de forma linear. A saída é função de seu tipo e espessura, da sua umidade residual, e da diferença entre a precipitação e a evapotranspiração. Para que ocorra saída é necessário que o último valor seja um número negativo, que é acumulado durante a estiagem. Os valores de umidade residual são apresentados por Fenn *et al.* (1975).

Na Tabela 6 são demonstrados os resultados do cálculo com planilha *Microsoft Excel*, para o qual foram usados os dados de precipitação e temperatura de 2003 e janeiro de 2004:

Estimativa darcyniana

A condutividade hidráulica horizontal da zona saturada do aquífero do meio foi determinada através de *Slug Tests* (Freeze & Cherry 1979). Com auxílio do *software Aquifer Test for windows*, v.2.52, da *Waterloo Hydrogeologic, Inc.*, pelo método de Hvorslev (1951), foram determinadas as seguintes condutividades hidráulicas horizontais (Tabela 7)

Estes valores são em parte inferiores àqueles obtidos por Iritani (1993), os quais variam de 10^{-4} m/s (filtro instalado em areia conglomerática) a 10^{-5} m/s (filtro instalado em lamito) para os poços de monitoramento de até 20 m de profundidade.

Tabela 6 - Cálculo do balanço hídrico

	2003												2004
Parâmetro (mm)	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Jan.
ET Pot.	114,0	121,0	96,0	80,0	56,0	57,0	50,0	43,0	59,0	72,0	86,0	106,0	104,0
P	245,0	117,6	125,0	53,5	23,3	8,8	5,1	21,7	26,1	73,9	61,3	146,5	250,3
C' (ou f)	0,10	0,10	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10
Qoff	24,5	11,8	12,5	2,7	1,2	0,4	0,3	1,1	1,3	3,7	3,1	14,7	20,1
I	220,5	105,8	112,5	50,8	22,1	8,4	4,8	20,6	24,8	70,2	58,2	131,9	180,9
I-ET Pot.	106,5	-15,2	16,5	-29,2	-33,9	-48,6	-45,2	-22,4	-34,2	-1,8	-27,8	25,9	76,9
NEG(I-ET Pot.)	0,0	-15,2	0,0	-29,2	-63,0	-111,7	-156,8	-179,2	-213,4	-215,2	-243,0	0,0	0,0
Suz	120,0	81,0	97,5	70,5	50,4	31,1	19,9	16,0	11,4	11,2	8,5	34,3	111,2
Suz	82,7	-39,0	16,5	-27,0	-20,1	-19,3	-11,2	-4,0	-4,6	-0,2	-2,7	25,9	76,9
ET real	114,0	121,0	96,0	80,0	56,0	57,0	50,0	43,0	59,0	72,0	86,0	106,0	104,0
Sgw	23,8	23,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Recarga total (mm)	47,6												0,0

Tabela 7 - Condutividades hidráulicas horizontais medidas nos poços

Poço	Condutividade hidráulica (m/s)
PM1R4,5	$1,21 \times 10^{-5}$
PM1R7,5	$7,78 \times 10^{-6}$
PM1R13,5	$1,96 \times 10^{-8}$
PM2R4,5	$1,23 \times 10^{-5}$
PM3R4,5	$2,45 \times 10^{-5}$
PM3R13,5	$1,58 \times 10^{-6}$

Foi considerada, para efetuar os cálculos de recarga, uma seção com 40m de profundidade (espessura saturada do aquífero) e extensão de 2.500 m (dimensões da zona de descarga junto à Raia Olímpica). A vazão que passa por esta seção, dividida pela área do *campus*, tem como resultado a recarga.

O NA mais elevado no poço PM1R-7,5 indica fluxo tanto ascendente como descendente, a partir da camada captada por ele.

Através da equação (5) obtém-se uma recarga de 11 mm/mês para setembro, 14 mm/mês para outubro, 9 mm/mês para novembro, 7 mm/mês para dezembro de 2003 e 25 mm/mês para janeiro de 2004, usando os gradientes médios mensais (Tabela 8).

Comparativamente, usando valores de condutividade e gradiente hidráulico em situações de estiagem e chuva de Iritani (1993), o valor da recarga máximo é de 31 mm/mês, para a mesma seção do aquífero mencionada acima.

Comparação dos métodos

O balanço hídrico, apesar de fornecer valores mensais, deve ser aplicado para períodos longos, de no mínimo um ano. Registrou o menor valor de recarga, de 48 mm/ano, devido a pouca precipitação registrada em 2003, 908 mm. Em função disto a água precipitada não foi suficiente para vencer a evapotranspiração e a capacidade de campo para chegar ao armazenamento. Assim também não registrou recarga entre setembro de 2003 e janeiro de 2004.

Tabela 8 - Recargas mensais calculadas segundo os três métodos, e precipitações, em milímetros, para 2003/2004

	Balanço hídrico	VNA (médias) *		Estimativa darcy-niana	Precipitações
		episódicas	mensais		
Set.	0	0	0	11	26
Out.	0	24	15	14	74
Nov.	0	28	14	9	61
Dez.	0	49	20	7	147
Jan.	0	181	138	25	250
Total	0	282	187	66	558
Anual (2003)	48	._**	._**	._**	908

* Foram usadas as médias das variações de nível dos poços mais rasos;

** Dados não disponíveis.

Pela estimativa darcyniana foi registrada recarga de 66 mm no período de cinco meses, calculada pelo gradiente médio observado. Em setembro, quando foram contabilizados somente 26 mm de chuva, a recarga calculada por este método totalizou 11 mm. Esta deve ser oriunda, em parte, de descarga da água armazenada no aquífero, fugas da rede de esgoto e de abastecimento.

Na Tabela 8 são mostrados os resultados de recarga dos três métodos

CONCLUSÕES

O balanço hídrico é adequado para escalas de tempo de um ano ou maior, principalmente por causa do balanço de umidade no solo. É um método pouco sensível para avaliações mensais. E caso as chuvas sejam de pouca intensidade, distribuídas ao longo do ano, dificilmente registrará recarga.

A estimativa darcyniana é bastante sensível a variações de condutividade hidráulica, sendo a determinação desta a etapa mais importante no processo. A escala espacial é outro limitante do método, uma vez que a imprecisão aumenta com a diminuição das distâncias entre os poços. Entretanto pode ser muito útil para estimar as perdas das redes de abastecimento e de esgoto, por diferenças observadas em relação a outros métodos. Pelo fato de registrar fluxos subterrâneos, é o único dos três métodos a captá-las. No mês de setembro por exemplo, somente através da estimativa darcyniana foi registrado fluxo, equivalente a 11 mm de recarga. No entanto não demonstrou reações tão sensíveis aos eventos de precipitação como o método da VNA. Apesar de haver um aumento de chuvas de novembro para dezembro, registrou diminuição da recarga no período.

O método da VNA pode ser aplicado de duas formas. Somando-se as variações episódicas, o resultado reflete o total de água que chegou ao armazenamento. Usando períodos maiores de tempo, obtém-se uma fração do anterior, 67% da recarga calculada pelas variações episódicas neste estudo, e a diferença entre os valores representa as saídas de água subterrânea da área observada. Quanto maior a condutividade hidráulica, maior será a diferença, e conseqüentemente menor deverá ser o intervalo de tempo entre um evento significativo de precipitação e a medição do NA para registrar sua elevação. Nesta avaliação o intervalo mínimo necessário foi de 24h, período aproximado de trânsito do total de água precipitada até o nível freático, para captar a variação causada por uma precipitação de no míni-

mo 15 mm acumulada em 24h. Durante os meses de estiagem, as medições podem ser feitas semanalmente. Já a escala de espaço ao qual pode ser aplicado varia de local a regional, só sendo limitado pela quantidade e localização dos poços de monitoramento instalados.

O método mais sensível dos três analisados para registrar recarga é o de VNA, quando há a possibilidade de implantação de uma boa rede de monitoramento em locais com NA representativo da área.

REFERÊNCIAS

- APPLEYARD, S. J. 1995. *The impact of urban development on recharge and groundwater quality in a coastal aquifer near Perth, Western Australia*. Hydrogeology Journal 3(2):p.65-75
- BIRKLE, P., RODRÍGUEZ, V.T., PARTIDA, E.G. 1998. *The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption*. Hydrogeology Journal 6: p.500-517.
- CETESB. 1985. *Resíduos sólidos industriais*. CETESB/ASCETESB. São Paulo. p.182.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE). 1975. *Estudo de Águas Subterrâneas, Região Administrativa 1-Grande São Paulo*. São Paulo. SOMA. vol. 3.
- DE VRIES, J.J. & SIMMERS, I. 2002. *Groundwater recharge: an overview of processes and challenges*. Hydrogeology Journal. vol. 10, nr. 1. February 2002. Springer-Verlag, Berlin. p.5-17.
- FENN, D., HANLEY, K., DE GEARE, T. 1975. *Use of the Water Balance Method for predicting leachate generation from solid waste disposal sites*. US Environmental Protection Agency Report.
- FOSTER, S., MORRIS, B., CHILTON, J. 1999. *Groundwater in urban development – a review of linkages and concerns*. In: Ellis J.B. (ed.) *Impacts of urban growth on surface water and groundwater quality*. IAHS Publ. p.259:3-12.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J. Prentice-Hall. p.604.
- HEALY, R.W., COOK, P.G. 2002. *Using groundwater levels to estimate recharge*. In: Hydrogeology Journal. v.10(1). february 2002. Springer-Verlag, Berlin. p91-109.
- HIDROSTUDIO ENGENHARIA LTDA. 1998 URL <http://www.hidrostudio.com.br/arquivos/planejurbano/planodiretor.html>. Última atualização 2000.
- HIRATA, R., FERRREIRA, L.M.R. 2001. *Os Aquíferos da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê: Disponibilidade*

- hídrica e vulnerabilidade à poluição. Revista Brasileira de Geociências. v.31, no.1, p.43 – 50.
- HIRATA, R., FERRARI, L.C.K.M., FERREIRA, L. PEDE, M. 2002. *La explotación de las aguas subterráneas en la cuenca hidrográfica del Alto Tietê: cronica de una crisis anunciada*. Boletim Geológico Minero. Madrid, Espanha. v. 113(3) p.273-282.
- HVORSLEV, M.J. 1951. *Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations*. Bull. No. 36. Waterways Exper. Sta. Corps of Engrs. U.S. Army, Vicksburg, Mississippi. p.1-50.
- IRITANI, M.A. 1993. *Potencial Hidrogeológico da Cidade de São Paulo*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado. p.108.
- LAWRENCE, A.R., FOSTER, S., MORIS, B. 1994. *Impact of urbanisation on groundwater*. Hat Yai. Thailand. Tech Rep WC/94/43. British Geological Survey. Keyworth (UK).
- LERNER, D., ISSAR, A., SIMMERS, I. 1990. *Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*. International Association of Hydrogeologists. Vol. 8. Heise, Hannover. p.345.
- MENEGASSE-VELÁSQUEZ, L.N. 1996. *Efeitos da Urbanização Sobre o Sistema Hidrológico: Aspectos da Recarga no Aquífero Freático e o Escamamento Superficial*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Tese de Doutorado. p.124.
- MONNIER, G. 2001. *Evaluation de l'impact de l'urbanisation sur la réalimentation des nappes d'eau souterraines au nord-est de Paris (France)*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 59: p.329-342.
- PURA. 2002. *Programa de Uso Racional da Água da Universidade de São Paulo*. URL <http://www.pura.poli.usp.br> – última atualização 16/10/2002.
- RICCOMINI, C., COIMBRA, A.M., TAKIYA, H. 1992. *Tectônica e Sedimentação na Bacia de São Paulo*. Seminário: "Problemas Geológicos e Geotectônicos na Região Metropolitana de São Paulo". Anais... ABAS/ABGE/SBG. São Paulo. p.44-59.
- SAMPER CALVETE, F.J. 1998. *Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres*. Boletín Geológico y Minero. Madrid. vol. 109-4. p.31-54.
- SCANLON, B.R., HEALY, R.W., COOK, P.G. 2002. *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal, vol 10, nr. 1, february 2002. Springer-Verlag, Berlin. p.18-39.
- SEILER & ALVARADO-RIVAS, J. 1999. *Recharge and discharge of Caracas aquifer, Venezuela*. In: Chilton j (ed) *Groundwater in the urban environment – selected city profiles*. AA Balkema. Rotterdam, p.233 – 238.
- THORNTHWAITE, C.W. 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. Geograph. Rev. 38: 55-94.
- THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. 1955. *The water balance*. Publications in climatology. New Jersey. n. 8, 1 v., p.1-104.
- YANG Y., LERNER D.N., BARRETT M.H., TELLAM J.M. 1999. *Quantification of groundwater recharge in the city of Nottingham, UK*. Environ Geol 38(3):p.183-198.

Comparison of groundwater recharge in an alluvial plain in the Upper Tietê Basin

ABSTRACT

Three different methods were used to estimate the groundwater recharge in an alluvial plain of the Upper Tietê Basin (São Paulo, Brazil): water-table fluctuation (WTF), water balance (WB) and Darcyan approach (DA). Six multilevel monitoring wells were installed at the University of São Paulo campus in the city of São Paulo, a low-to-medium density urban area subject to a humid tropical climate. Hydraulic heads were monitored weekly, every third day or after rainfall events, for WTF and DA recharge estimations (September 2003 to January 2004), and for WB methods, mean temperature and total rainfall were measured monthly (January 2003 to January 2004). Different methods and/or different time period result in different recharge estimations. For the WB method at least one year of precipitation and temperature data are necessary. The WTF method can be estimated using short-term elevations (periods of one to three days) or long-term fluctuations (periods of months or years), resulting in two distinct recharge estimates. For the short and long-term approaches respectively 282 mm and 187 mm were estimated for the period of September 2003 to January 2004. DA can also be used for short and long time intervals. For the same 5 months, the recharge was 66 mm, calculated using the monthly mean hydraulic gradient. Applying the WB method, no recharge was detected during this period. For the year of 2003 the calculated recharge was only 48 mm.

Key-words: water-table fluctuation; water balance; Darcyan approach.