

강우 대비 지하수위 변동량을 이용한 비산출율 추정 기법의 적용성 고찰

김규범^{1*} · 최두형¹ · 정재훈²

¹한국수자원공사 K-water연구원, ²(주)팬아시아워터

Considerations on the Specific Yield Estimation Using the Relationship between Rainfall and Groundwater Level Variations

Gyoo-Bum Kim^{1*}, Doo-Houng Choi¹, and Jae-Hoon Jeong²

¹Korea Water Resources Corporation, ²PAN ASIA WATER CO.

지하수위 변동법을 이용하여 지하수 함양량을 추정할 경우 매질의 비산출율은 결과에 대한 오차에 직접 영향을 미치게 되나 비산출율의 추정 방법에 대한 고찰은 거의 이루어지지 않았다. 장기 지하수위 관측이 이루어지는 연구지점에서 강우 발생 후 지하수위의 상승량의 상관관계로부터 비산출율을 추정한 결과 타 방법과 유사한 결과를 얻을 수 있었다. 그러나, 지하수위 변동이 강우에 의해서만 나타나는 것은 아니므로 인위적인 지하수위 변동, 식생에 의한 증발산 및 지하수위의 급상승 등이 배제된 자료를 활용하여야 하며, 갈수기의 12시간 내지 24시간 단위의 평균 강우 및 지하수위 자료를 사용하는 것이 합리적인 비산출율 산정에 바람직한 것으로 나타났다.

주요어 : 비산출율, 강우량, 지하수위 변동

In case of groundwater recharge estimation using water table fluctuation method, specific yield affects the accuracy and confidence level of recharge rate. Nevertheless, there have been few studies on the method for the accurate estimation of specific yield in Korea. Specific yield estimated from the relationship between rainfall and groundwater levels is reasonable compared to the other methods. However, lots of factors such as artificial pumping, evapotranspiration by the plants, and a sudden increase in water levels by a heavy rainfall can affect the pattern of groundwater levels' fluctuation and make an over-estimated or under-estimated specific yield. This study obtained a reasonable specific yield by using a daily or 12 hourly average of rainfall and groundwater levels measured in a dry season.

Key words : Specific yield, rainfall, groundwater level variation

서 론

지하수 함양량의 정확한 추정은 보다 체계적이고 과학적인 지하수 개발 관리를 위하여 꼭 필요한 것으로서, 현재까지 우리나라에서도 다양한 지하수 함양량 산정 기법들이 시도되었다. 그러나, 각 방법들은 나름대로의 한계점을 내포하고 있거나 지하수 자료를 직접 활용하지 않는 간접적인 방법으로서 연구자들 간에 논쟁을 일으키기도 한다. 국내에서 시도된 지하수 함양량 산정 방법으로는 기저유출 분리법, 물수지분석법, 지하수위강하곡선법, 온도에 의한 방법 및 염소이온농도에 의한 방법 등

다수가 있다 (한국수자원공사, 1993; 건설교통부와 한국수자원공사, 1995; 이동률, 1995; 건설교통부, 2002; 김규범 외, 2004). 한편, 지하수위 변동법(Water table fluctuation method; WTF method)은 강수 시 발생하는 지하수위 변동 차이와 비산출율을 이용하여 지하수 함양량을 추정하는 방법으로서 비산출율에 대한 정확한 산정의 한계로 인하여 매우 간단한 방법임에도 불구하고 사용에 제약성을 갖고 있다(건설교통부와 한국수자원공사, 1999; 구민호와 이대하, 2002).

현재 우리나라는 건설교통부 및 한국수자원공사에서 운영하는 국가지하수관측소가 1995년부터 설치되어 320개

*Corresponding author: gbkim@kwater.or.kr

소에서 지하수위 및 기본 수질 정보를 정기적으로 취득하고 있어 지하수위 변동법을 활용한 지하수 함양량 산정을 고려할 수 있다. 지하수위 변동법은 $R = S_y \Delta h / \Delta t$ (여기에서, R 은 지하수 함양량, Δh 는 수위 상승량, Δt 는 시간)에서 보듯이 비산출율(S_y)이 지하수 함양량 계산 결과에 중요한 영향을 미친다. 비산출율의 추정에는 현장에서의 양수시험을 통하여 가능하나, 대부분의 지하수위 관측 지점에서 현장 시험이 이루어지지 않아 비산출율 추정이 어렵다. 따라서, 지하수위 관측자료를 확보하고 있음에도 지하수 함양량 추정에는 한계가 따르게 되므로 보다 실효성이 있고 적용 가능한 방법을 도출하는 것이 필요하다.

대수층의 비산출율은 대수층에서 중력 배수되는 물의 양과 암석(토양)의 부피와의 비율을 의미한다(Meinzer, 1923; Lohman and the Committee on Redefinition of Ground Water Terms, 1972; Freeze and Cherry, 1979). 비산출율의 특성에 대한 연구로서 Prill et al. (1965)은 중력배수에 의한 물의 배출은 조립질 입자에서조차도 매우 느리게 이루어질 수 있기 때문에 비산출율 추정에 유의해야 한다고 보았으며, Johnson (1967)은 비산출율은 토양과 매질의 물리적 특성, 배수 작용이 발생하는 기간, 온도, 물의 화학성분 등에 의해서도 영향을 받는다고 분석하였다. 또한, 비산출율은 시간과 공간에 따라 일정한 값을 보이지 않으며, 지하수면 상부의 모세관대, 지하수면까지의 깊이, 매질의 균질성, 지하수위의 변동 폭, 대수층계가 평형에 도달하는 시간 등 복잡한 특성들에 의하여 영향을 받을 수 있다고 연구되어(Childs, 1960; Duke, 1972; Nachabe, 2002) 심도에 따른 정확한 비산출율의 산정은 쉽지 않는 것으로 인식되어 있다.

따라서, 본 연구에서는 지하수위 변동법 등 지하수 함양량 산정 방법의 국내 적용에 앞서 적정 비산출율을 추정하기 위한 방법으로서 강우와 지하수위 변동간의 상관 관계를 활용한 기법을 적용하고 타 방법과의 비교를 통하여 한계점와 효용성을 고찰해 보았다.

비산출율 추정 방법

실내 실험에 의한 방법

실험실에서 현장에서 취득한 샘플 코아를 대상으로 코아에 일정 압력을 부과하여 공극으로부터 잔류 수분 함량을 추출함으로써 비산출율이 추정 가능하나(Klute, 1986), 실제 자연에서는 토양으로부터의 완전 배수는 존재하지 않는다는 문제점을 갖고 있어 유효 비산출율이라고 보긴 어렵다.

Rawls and Brakensiek의 방법

Rawls and Brakensiek (1985)는 Brooks and Corey (1966)의 토양 수분 함량과 관련된 변수 추정을 위하여 다음 방정식을 제시하였다.

$$\theta(H) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(h_b/H)^\lambda \quad \text{for } H > h_b \quad (1)$$

$$\theta(H) = \theta_s \quad \text{for } H \leq h_b \quad (2)$$

그리고, $S_y(H) = \theta_s - \theta(H)$ 이므로,

$$S_y(H) = (\theta_s - \theta_r)(1 - (h_b/H)^\lambda) \quad \text{for } H > h_b \quad (3)$$

$$S_y(H) = 0 \quad \text{for } H \leq h_b \quad (4)$$

이다.

여기에서, θ_s 는 포화수분 함량, θ_r 은 잔류 수분함량, h_b 는 Air-entry 흡입 높이(Bubbling suction height), λ 는 공극 크기 분포 지수(Pore size distribution index), H 는 지표하 지하수위 깊이를 말한다.

Brakensiek et al. (1984)은 5~70%의 모래와 5~60%의 점토를 포함하는 넓은 범위의 자연 토양 자료로부터 아래와 같은 Field capacity 및 Wilting point에 대한 경험식을 개발하였다. Field capacity는 토양이 0.33bar의 진공 흡입압력일 때의 수분함량 또는 추가적인 수분공급 없이 중력배수 상태에서 장시간 지난 후에 토양 내에 남아 있는 수분함량을 의미한다. 또한, Wilting point는 15bar의 흡입압력일 때 혹은 식물의 증산작용에 의해 얻을 수 있는 최소의 수분함량을 말한다. 이러한 수분보유 인자들은 수분을 보유할 수 있는 능력을 정량적으로 제시하는 것이며 수분 보유 및 상대적인 불포화 투수계수를 정의하는데 사용되며 다음 경험식으로 표현된다.

$$\begin{aligned} \text{Field capacity} &= 0.1535 - 0.0015 \times (\% \text{ Sand}) + 0.0039 \times (\% \text{ Clay}) + \\ &0.1943 \times (\text{Total Porosity}) \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \text{Wilting point} &= 0.0370 - 0.0004 \times (\% \text{ Sand}) + 0.0044 \times (\% \text{ Clay}) + \\ &0.0482 \times (\text{Total Porosity}) \end{aligned} \quad (6)$$

여기에서, Field capacity는 지표수 배수 이후의 토양내 잔류되는 최대 수분량으로서 토양의 수분 보유능력을 의미하며, Wilting point는 식물이 시들지 않기 위하여 필요한 최소 수분량을 의미한다.

한편, 잔류수분함량(θ_r)은 무한의 모세관 현상에 의한 흡입하에서 층에 잔류하는 물의 양을 말하는 것으로서

Rawls et al. (1982)는 평균 토양 토성치를 이용하여 다음의 회귀식을 개발하였으며, 이로 부터 잔류 수분함량을 계산할 수 있다.

$$\theta_r = 0.014 + 0.25WP \quad (WP \geq 0.04\text{인 경우}) \quad (7)$$

$$\theta_r = 0.6WP \quad (WP < 0.04\text{인 경우}) \quad (8)$$

여기에서 WP는 Wilting point를 의미한다.

Duke의 방법

지하수위가 얇은 경우에는 토양 수분은 비산출율이 지하수위 심도에 따라 연속적으로 변화함을 보여준다. 이에 따라, Duke (1972)는 비산출율은 개략적으로 다음과 같음을 경험적으로 제시한 바 있다.

$$S_y = \phi - \alpha(H) \quad (9)$$

여기에서, ϕ 는 공극율, $\alpha(H)$ 는 지하수위 깊이 H일 경우의 토양수분함량을 의미한다.

강우 대비 지하수위 변동량에 의한 방법

일반적으로 지하수위 변화는 강우 작용에 대한 결과로서 강우 후 매질내의 공극을 채우면서 지하수위가 상승하게 되므로 강우 대비 수위 상승량은 비산출율을 반영하게 된다. 여러 연구자들은 각 강우 사상(수 일간의 연속 강우를 포함함) 동안의 지하수위 상승 자료를 활용하여 다음 식에 따라 비산출율을 산정할 수 있음을 보여주었다 (Rasmussen and Andreasen, 1959; Gehart, 1986; Rosenberry and Winter, 1997; Armstrong and Narayan, 1998).

$$S_y = \frac{P}{W_r} \quad (10)$$

여기에서, P는 강우 사상의 강우량, W_r 은 해당 강우 사상에서의 지하수위 상승량을 의미한다. 일반적으로 식물의 생육기간 동안 식물은 통기대내의 지하수를 흡수하여 발산을 시키기 때문에 지하수위가 낮아지는 효과가 발생하여 본 방법의 적용에 한계점이 있다. 따라서, 증발산이 적고 식물의 생육에 필요한 물 소모량이 거의 없는 기간을 선택한다면 적용 가능성이 있다. 또한, 직접 유출은 무시되는 것으로 가정하고 있으며 모든 강우가 비포화대내로 침투되고 이후에 배출되는 것으로 고려되어 호우기에는 적용이 어렵다. 주변으로부터의 함양이 발생하거나 배출이 활발히 이루어지는 경우에는 본 방법에

의한 비산출율이 과소 또는 과다 산정될 우려가 있으므로 현장의 여건을 충분히 고려하여 적용하여야 한다. 한편, Crosbie et al. (2005)은 호주 뉴캐슬 지역의 Tomago 모래층을 대상으로 본 방법에 의한 비산출율과 양수시험에서 구한 비산출율 및 실내 표본시험 결과를 비교 연구한 결과 본 방법에 의한 비산출율의 적용성이 높은 것으로 연구한 바 있다.

연구지역

본 연구 지역은 행정구역상 충청남도 예산군 대흥면 갈신리에 위치한 공주대학교 산업과학대학 부지 내에 있는 지역건설공학전공의 시험유역으로 위도 35°10', 경도 128°40'에 위치해 있다. 연구 지역의 면적은 0.329 km²로 유역의 지표 표고가 최상류는 180 El.m, 유역의 출구 지점은 120 El.m로 전체가 산림지로 구성된 소규모 유역이다(Fig. 1).

연구지역에서 강우량 및 지표유출량은 Fig. 1의 Obs-1지점에서 관측하였으며, 지표유출량은 삼각웨어를 설치하여 10분 간격으로 측정하였다. 지하수위는 Obs-2지점에 구경 45 mm, 심도 3.5 m의 관측공을 설치하여 관측하였으며, 토양수분량은 Obs-3지점에서 TDR을 지표하 25 cm에 매설하여 관측하였다. 여기에서 지하수위, 토양수분량은 통합관측시스템으로 구성되어 10분 간격으로 자동 관측하였으며, 분석기간인 2004년 4월 23일부터 2005년 4월 6일까지의 강우량과 지하수위 변화는 Fig. 2와 같다.

분석결과

강우 대비 지하수위 변동량에 의한 방법

강우량과 지하수위 자료는 1시간, 6시간, 12시간 및

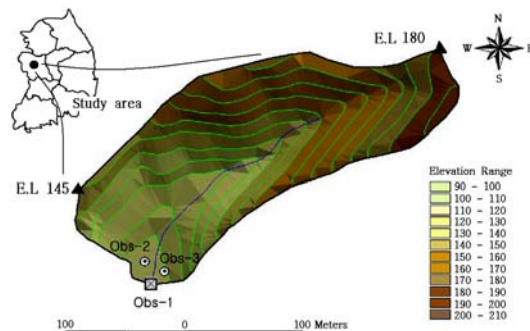


Fig. 1. Observation points of precipitation, groundwater level and soil moisture content in study area.

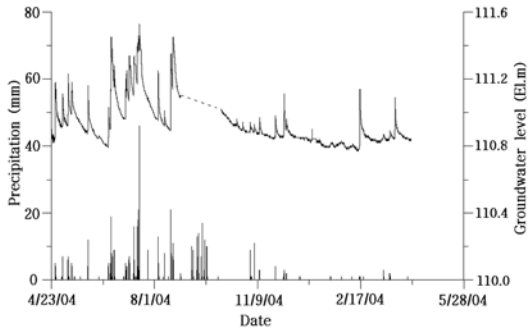


Fig. 2. Rainfall and groundwater level variations at the study site.

24시간의 누계 및 평균값을 도출하여 분석에 활용하였다. 본 지역에서 지하수위 변동은 강우에 대한 반응으로 잘 나타나는데, 각 시간 규모별 강우와 지하수위 변동간의 교차상관성을 평가한 결과, Table 1에서 보는 바와 같이 전체 기간에 대한 분석 결과, 1시간 간격의 관측 자료에 비하여 24시간 간격의 관측자료의 교차상관계수가 큰 것으로 나타났으며, 최대 반응 지연시간은 공히 0으로 나타나 강우 후 지하수위 상승이 단위 시간 내에서 신속

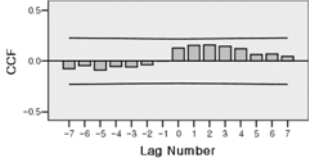
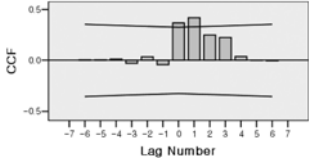
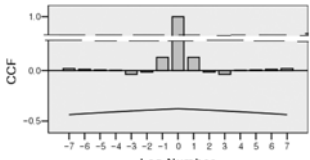
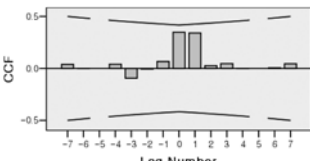
히 발생하는 것으로 나타났다. 이는 호우기의 집중 강우 시의 지하수위 상승 작용이 반영되어 나타난 결과이다. 한편, 갈수기의 자료를 대상으로 분석한 결과는 단위시간이 12시간인 자료에서 강우와 지하수위 상승간의 교차상관이 가장 높고 강우에 따른 지하수위 상승이 신속히 나타나는 것으로 분석되었으며 다음으로는 6시간 및 1일 단위의 자료가 높은 것으로 나타났다.

한편, 교차상관도에서 보는 바와 같이 1시간 단위의 자료(갈수기 자료의 경우는 1시간 및 6시간 단위 자료)에서는 기타 단위 시간과 달리 정점을 지나면서 지연시간이 증가함에 따라 교차상관계수가 완만하게 줄어드는 것을 볼 수 있다. 본 지역의 시간별 자료를 이용하여 연속 강우 특성을 분석한 결과, 강우가 평균 2.7시간 동안 지속되었으며 표준편차는 약 3.2시간으로 나타났다. 이와 같이 수시간 동안 지속된 연속 강우로 인하여 2 및 3 지연시간 경과 후에도 강우가 지하수위 상승에 영향을 미치게 되는데, 이 점을 고려한다면 수 시간 이상의 연속강우가 존재하는 경우에는 강우와 지하수위 상관관계에 의한 비산출을 산정시 지나치게 짧은 단위 시간 자료의 활용이 적절치 않음을 보여준다. 또한, 집중 호우에 의한

Table 1. Cross correlations between rainfall and groundwater level variations.

Case	Data	Lag time	Coefficient of cross correlation	Cross correlation function
Whole season	1 hour data	0 (<1hr)	0.333	
	6 hour data	0 (<6hr)	0.352	
	12 hour data	0 (<12hr)	0.446	
	24 hour data	0 (<1day)	0.558	

Table 1. Continued.

Case	Data	Lag time	Coefficient of cross correlation	Cross correlation function
Dry season	1 hour data	2 (<3hr)	0.156	
	6 hour data	1 (<12hr)	0.418	
	12 hour data	0 (<12hr)	1.000	
	24 hour data	0 (<1day)	0.347	

지하수위 상승량은 비포화대 내의 공기의 포획 및 모세관 현상으로 실제 지하수위 보다 높게 관측이 되어 Lisse 효과가 나타나는데 이 효과는 일정 시간동안 유지된다 (Weeks, 2002). 따라서, 이와 같은 효과가 제거된 시점 이후의 자료를 활용하는 것이 보다 정확한 지하수위 값을 이용하는 것이 되며 따라서 지나치게 짧은 기간의 지하수위 관측 자료를 본 방법에 의한 비산출을 추정시 적용하는 것은 바람직하지 않다.

따라서, 다음과 같은 조건을 만족하는 기간에 해당하는 갈수기의 12~24 시간 단위의 자료를 사용하는 것이 효과적인 것으로 잠정 도출하였다.

- 증발산이나 식생의 생육에 의한 물 소모량이 거의 없는 시기의 자료 활용
- 연속 강우의 영향이 적은 단위시간 자료를 활용
- 강우가 지하수위 상승에 기여하는 지연시간이 적은 단위시간 자료를 활용
- 강우와 지하수위 교차상관계수가 비교적 높은 경우를 선택

강우량과 지하수위 상승 관계를 이용한 비산출을 산정

을 위하여 4가지 경우(1시간, 6시간, 12시간 및 24시간 간격 자료)에 대하여 각 강우 사상 동안에 발생한 지하수위 상승량을 계산하여 상관도를 작도하였다 (Fig. 3). 호우기에는 식물의 성장과 증발산 작용 및 인위적인 양수 등에 의하여 강우가 지하수위 상승에 모두 작용한다고 보기 어려워므로 전체 기간과 갈수기 기간(10월부터 4월)으로 구분하여 상관관계 분석 및 비산출을 추정하여 비교하였다. 한편, 강우량이 지나치게 작은 경우 또는 계기의 오작동 등에 의하여 오류가 나타날 수 있으므로 로그 변환된 자료를 이용하여 강우 후 지하수위 변화가 거의 없거나 지나치게 과다한 상승을 보이는 이상값을 제거하였다.

이상의 과정을 거친 후 각 강우 이벤트 동안의 지하수위 상승량(x축)과 강우량(y축)을 산점도로 도시하여 선형관계로부터 비산출을 추정하였다. 즉, 강우 발생 후 지하수위 상승은 매질 내 공극을 채우는 것으로서 인위적인 작용이나 증발산 등이 최소화 된다면 이는 곧 비산출을 의미할 수 있다. Fig. 3에서 보는 바와 같이, 이상치가 제거되면 산점도 회귀식의 하단부(지하수위 변동)의 급격한 지하수위 상승이 발생하는 경우는 제거되며

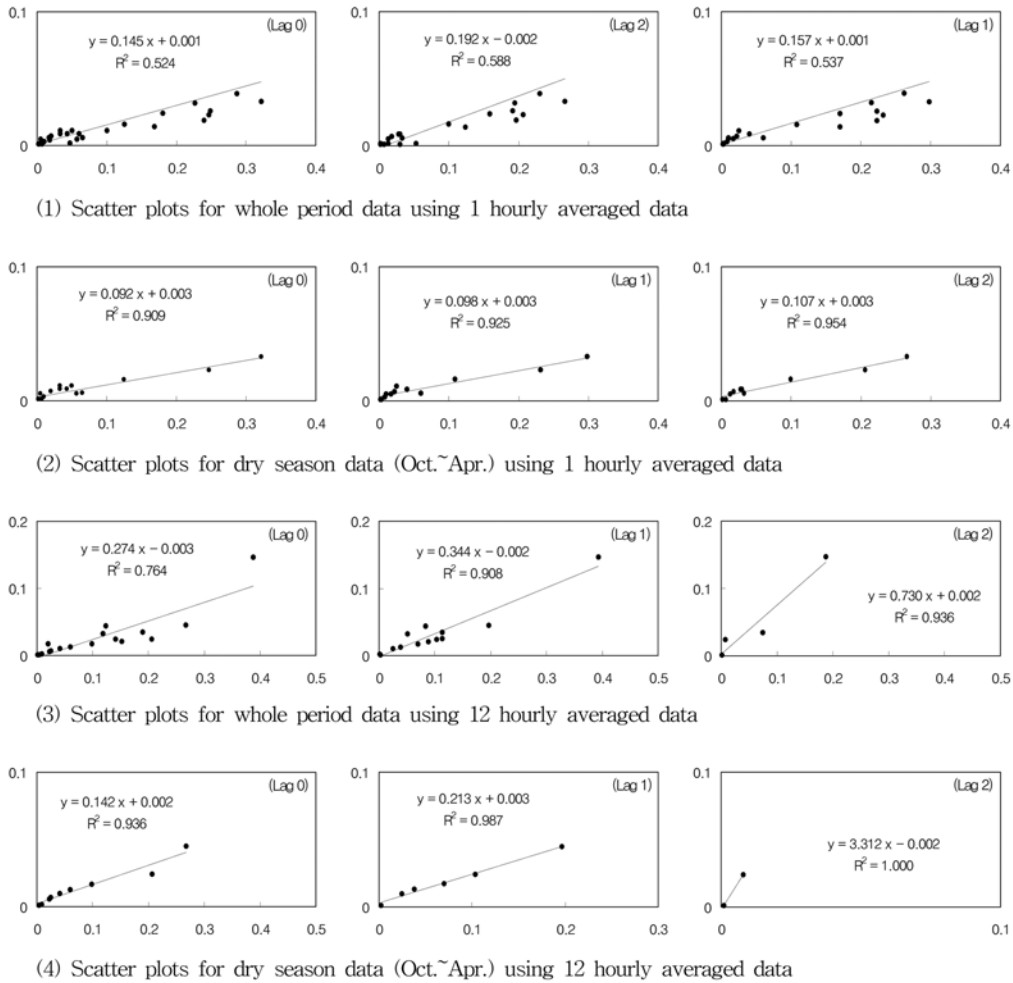


Fig. 3. Examples of Scatter plots of rainfall and groundwater levels for each time interval (x axis: groundwater levels, y axis: rainfall) with linear regression models.

이는 Lisse 효과와 같은 모세관 작용 및 Bubbling 효과를 제거함으로써 매질의 비산출율을 보다 정확하게 산정하게 한다. 이상 각 경우에 대하여 비산출율을 추정한 결과는 Table 2 및 Fig. 4와 같다.

전체 기간 자료를 대상으로 분석한 경우에는 관측시간 간격이 시간단위에서 일 단위로 증가하면서 비산출율이 0.15에서 0.39로 급증하는데 이는 호우기에는 1일~수일 단위의 잦은 연속 강우가 존재하여 강우에 의한 지하수위 증가는 이전의 연속 강우에 의한 효과가 일부 포함된 영향이 나타나는 것으로 보인다. 즉, 강우 대비 지하수위 변동 방법에 의한 비산출율 추정 방법의 적용시 호우기 자료를 사용하는 것은 부적절함을 의미한다.

갈수기의 경우 강우와 지하수위의 교차상관도가 가장 높은 시점의 비산출율을 산정한 결과 1시간 자료를 제외하고 6시간, 12시간 및 1일 자료가 각각 0.17, 0.14 및 0.17로서 유사한 값을 나타내어 큰 차이가 없는 것으로 나타났다.

토양 시료의 비산출율 추정

연구지역 Obs-3지점의 20 cm, 40 cm 심도에서 채취된 불교란 시료를 48시간 포화시킨 후 중력배수 실험을 실시하여 비산출율을 추정하였다. 아래 식에서, S_p 는 비산출율, V_c 는 중력에 의해 배출되는 물의 체적(cm^3), V_t 는 토양 전체의 체적(cm^3)을 말한다. 그 결과 Table 3과 같이 20 cm, 40 cm 심도에서의 비산출율은 0.23 내지 0.25의

Table 2. Estimation of specific yield for a whole season and a dry season using a correlation between rainfall and groundwater level change for each time interval.

Case	Data used	Lag time (unit)	R ²	Linear equation	S _y
Hourly data	whole season	0 hr	0.525	y = 0.1454x + 0.0007	0.15*
		1 hr	0.537	y = 0.1566x + 0.0011	0.16
		2 hr	0.588	y = 0.1923x - 0.0015	0.19
		3 hr	0.673	y = 0.2389x - 0.0016	0.24
	dry season	0 hr	0.909	y = 0.0916x + 0.0029	0.09
		1 hr	0.925	y = 0.0978x + 0.0030	0.10
		2 hr	0.954	y = 0.1074x + 0.0034	0.11*
		3 hr	0.900	y = 0.1314x + 0.0028	0.13
6 hour data	whole season	0 hr	0.831	y = 0.2213x - 0.0017	0.22*
		6 hr	0.912	y = 0.2896x - 0.0032	0.29
		12 hr	0.903	y = 0.4160x + 0.0023	0.42
		18 hr	0.214	y = 0.3279x + 0.0016	0.33
	dry season	0 hr	0.803	y = 0.1253x + 0.0037	0.13
		6 hr	0.867	y = 0.1689x + 0.0041	0.17*
		12 hr	0.730	y = 0.1512x + 0.0083	0.15
		18 hr	-	-	-
12 hour data	whole season	0 hr	0.764	y = 0.2742x - 0.0035	0.27*
		12 hr	0.908	y = 0.3442x - 0.0018	0.34
		24 hr	0.937	y = 0.7303x + 0.0023	0.73
		36 hr	-	-	-
	dry season	0 hr	0.936	y = 0.1420x + 0.0023	0.14*
		12 hr	0.987	y = 0.2134x + 0.0029	0.21
		24 hr	-	-	-
		36 hr	-	-	-
Daily data	whole season	0 day	0.635	y = 0.3887x - 0.0022	0.39*
		1 day	0.026	y = 0.2166x + 0.0258	0.22
		2 day	1	y = 0.1691x + 0.0018	0.17
		3 day	0.046	y = 0.0213x + 0.0276	0.02
	dry season	0 day	0.882	y = 0.1673x + 0.0045	0.17*
		1 day	0.029	y = 0.0475x + 0.0120	0.05
		2 day	-	-	-
		3 day	-	-	-

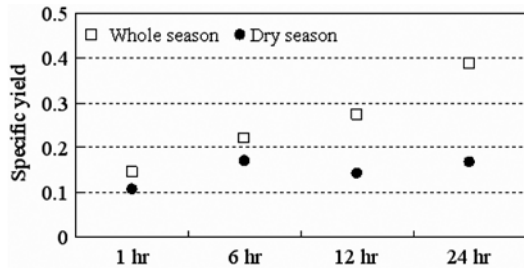


Fig. 4. Comparison of specific yields for each time interval.

범위를 나타냈다.

Table 3. Estimated of specific yield using the undisturbed soil test.

Research point	depth (cm)	Porosity (n)	S _y
Obs-3	20	0.46	0.25
	40	0.43	0.23

$$S_y = \frac{V_d}{V_t} \quad (11)$$

Duke의 방법

식 (9)의 방법을 이용하여 지하수위 변동이 이루어지는

심도 1 m 지점에서의 비산출율을 추정하였다. 심도 1 m 지점의 토양 공극율 자료 대신에 동일 토양(실트가 협재된 모래와 자갈의 혼합층)으로 구성된 40 cm 지점 시료의 실험 자료인 0.43을 적용하였다. 전체 관측기간 동안의 평균 토양수분함량은 약 0.235로서 이로부터 계산된 비산출율은 약 0.195로 나타났다.

Rawls and Brakensiek의 방법

표본으로부터 추출한 입자의 조성을 이용하여 Field capacity 및 Wilting point를 산정하였으며 그 결과는 Table 4와 같다.

따라서, 다음 식에 의하여 잔류 수분함량을 추정하면,

$$\theta_r = 0.014 + 0.25WP \quad (WP \geq 0.04 \text{인 경우}) \quad (12)$$

20 cm 심도의 표본은 0.027, 40 cm 표본은 0.029에 해당되며, Brooks and Corey의 식에 의하여 h_b 및 λ 를 추정할 수 있다.

$$\left\{ \frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right\} = \left(\frac{h_b}{\phi} \right)^\lambda \quad (13)$$

지표 20 cm 하부의 토양에 대해서는,

$$\left\{ \frac{0.185 - 0.027}{0.44 - 0.027} \right\} = \left(\frac{h_b}{3.36} \right)^\lambda \quad (14)$$

$$\left\{ \frac{0.053 - 0.027}{0.44 - 0.027} \right\} = \left(\frac{h_b}{152.93} \right)^\lambda \quad (15)$$

이므로, h_b 는 0.440 m, λ 는 0.472로 계산되며, 40 cm 심도의 표본에 대해서는 h_b 는 0.427 m, λ 는 0.439로 계산되어 각 평균값 0.434 m 및 0.456을 적용하였다. 최종적으로 식 (3)으로부터 심도별 비산출율을 계산하여 도시하면 Fig. 5와 같다. 그림에서 보듯이 지표하 1.0 m~1.5 m 구간의 비산출율은 0.13~0.18의 범위로 추정되었다.

산정결과의 비교 및 적용성

지하수위 변동법을 적용하여 지하수 함양량을 추정할

Table 4. Soil composition for each soil sample. (unit: %)

Depth	Clay	Silty	Sand	Gravel	Porosity	Field capacity	Wilting point
20 cm	2.7	17.8	43.2	36.3	0.46	0.185	0.053
40 cm	4.0	20.0	39.8	36.2	0.43	0.195	0.060

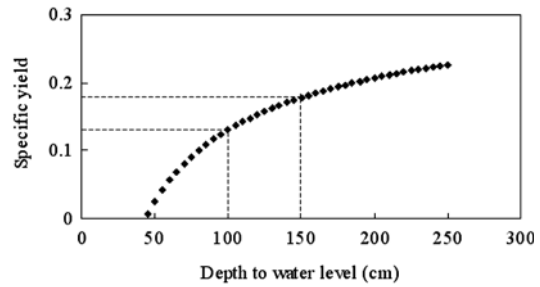


Fig. 5. Estimation of specific yield according to the depth of groundwater level.

Table 5. Comparison of specific yield estimations.

Methods	Specific yield	Remarks
Rainfall and groundwater level	0.14~0.17	Effective specific yield
Soil sample(Lab test)	0.23	-
Duke's method	0.195	Effective specific yield
Rawls and Brakensiek's method	0.13~0.18	Effective specific yield

경우 지하수위가 변동하는 구간의 매질에 대한 비산출율이 필요하며 상기 과정을 통하여 각 방법별로 본 구간의 매질에 대한 비산출율을 추정 비교하였다(Table 5). 표에서 보는 바와 같이 강수량 대비 지하수 상승량의 관계로부터 계산된 비산출율은 유효 비산출율에 해당하는 타 방법과 유사한 값을 나타내었으며, 매질의 고유 비산출율에 해당하는 토양 시료 분석 결과와는 다소 차이가 있는 것으로 나타났다.

강우 후 지하수위 상승량에 의하여 추정되는 비산출율은 증발산, 양수 또는 배출 등의 영향이 큰 경우에는 오차가 증가하게 된다. 강우 후 완만한 지하수위 상승이 나타나는 경우에는 지하수위 상승 작용이 분산되고 이 기간 동안에 양수, 증발산 등이 추가로 발생할 수 있어 상승 폭이 적게 되므로 비산출율이 과다 산정되는 결과를 가져올 수 있다. 이는 강우에 대한 지하수위 상승 반응 시차가 2~3일 이상이거나 Peak 반응이 나타나지 않는 경우에는 본 방법의 적용에 한계가 있음을 의미한다. 반면에 주변에 손실하천 또는 인공 함양정 등이 있어서 지하수위 상승작용이 강우 외의 타 인자에 의하여 영향을 받을 수 있다면 반대의 경우가 발생할 수 있다. 또한, 지하수위 측정 지점 인근에서 취득된 강우량 자료가 사용되어야 하며 수 km 이상 떨어진 경우에는 강우량의 차이로 인한 오차가 발생할 수 있다.

결론 및 토의

체계적인 지하수 정책 수립 및 관리를 위하여 지하수 함양량을 정확히 산정하는 것은 매우 중요하다. 지난 20년간 다양한 방법의 지하수 함양량 산정 방법들이 검토되었으나 강우량 자료, 하천 유량 자료 등을 이용하는 간접적인 추정 방법으로서 지하수 자료를 직접 활용한 방법은 일부에 불과하다. 본 연구에서는 지하수위 변동법과 같은 지하수 자료를 직접 이용하여 지하수 함양량을 추정할 경우, 주요 입력 인자인 비산출을 보다 효과적으로 산정하기 위하여 다양한 방법을 비교 검토하였다. 특히, 강우 이후의 지하수위 상승량은 매질내 공극을 채우는 과정으로서 비산출에 해당되는데, 관측 지점 인근에서의 인위적인 양수, 인공 함양, 식물 생육으로 인한 증발산 등의 영향이 최소화되는 갈수기의 자료를 활용한다면 본 방법에 의한 비산출의 추정이 의미있는 것으로 해석되었다.

본 연구에서는 하나의 시험 유역을 대상으로 다양한 비산출을 추정 방법을 적용하여 국내에서의 효용성을 검토해 보았으나, 강우 대비 지하수위 변동량에 의한 방법이 보다 효과적이기 위해서는 다양한 지점의 지하수위 관측 자료를 활용하여 비교 평가하는 것이 필요할 것이며, 지하수위 시계열 자료의 변동 유형과 강우 이후의 지하수위의 반응 양상 등에 따른 적용 가능성 등이 추가로 검토되어야 할 것이다.

사 사

본 연구는 21세기 프론티어 연구개발사업인 수자원의 지속적인 확보기술개발사업단의 연구지원(과제번호:3-4-3)에 의해 수행되었으며, 연구지원 기관 및 세심한 의견을 주신 심사위원들께 감사드립니다.

참고문헌

- 건설교통부, 2002, 지하수관리 기본계획, 112p.
 건설교통부, 한국수자원공사, 1995, 지하수자원 기본조사 (3차): 지하수 관리조사 보고서, 349p.
 건설교통부, 한국수자원공사, 1999, 지하수위 장기관측 자료를 활용한 함양량 산정기법 연구 보고서, 한국수자원공사, 165p.
 김규범, 이명재, 김정우, 이진용, 이강근, 2004, 수위강하곡선을 이용한 함양량 추정기법의 국가지하수 관측소 지하수위 자료에의 적용성 평가, 지질공학, 14(3), 313-323.
 이동률, 1995, 지하수 감수곡선을 이용한 지하수 함양량 추정과 장기 갈수량 예측, 고려대학교 박사학위 논문, 424p.
 한국수자원공사, 1993, 지하수자원기본조사 보고서, 342p.

- Armstrong, D. and Narayan, K., 1998, Using Groundwater Responses to Infer Recharge, CSIRO Publisher, Collingwood, Australia, 20p.
 Brakensiek, D.L., Rawls, W.J. and Stephenson, G.R., 1984, Modifying SCS Hydrologic Soil Groups and Curve Numbers for Rangeland Soils, ASAE Paper No. PNR-84-203, St. Joseph, Mich.
 Brooks, R.H. and Corey, A.T., 1966, Properties of porous media affecting fluid flow, Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, IR 2.
 Childs, E.C., 1960, The nonsteady state of the water table in drained land, Journal of Geophysical Research, 65, 780-782.
 Crosbie, R.S., Binning, P. and Kalma, J.D., 2005, A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method, Water Resources Research, 41, W01008, doi:10.1029/2004WR003077.
 Duke, H.R., 1972, Capillary properties of soils-influence upon specific yield, Transaction of the ASAE, 15, 688-691.
 Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979, Groundwater, Prentice-Hall Inc., Engelwood Cliffs, NJ. 604p.
 Gehart, J.M., 1986, Ground water recharge and its effects on nitrate concentration beneath a manured field site in Pennsylvania, Groundwater, 24, 483-489.
 Johnson, A.I., 1967, Specific Yield-Compilation of Specific Yields for Various Materials, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1662-D, 74p.
 Klute, A., 1986, Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods: Agronomy series No.9, 2nd edition, American Society of Agronomy, Madison, WI, 1180p.
 Lohman, S.W. and the Committee on Redefinition of Ground Water Terms, 1972, Definitions of Selected Groundwater Terms-Revisions and Conceptual Refinements, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1988, 21p.
 Meinzer, O.E., 1923, The Occurrence of Groundwater in the United States with a Discussion of Principles, U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 489, 321p.
 Nachabe, M.H., 2002, Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage, Water Resources Research, 38, 1193, doi:10.1029/2001WR001071.
 Prill, R.C., Johnson, A.I. and Morris, D.A., 1965, Specific Yield-Laboratory Experiments Showing the Effect of Time on Column Experiments, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1662-B, 55p.
 Rasmussen, W.C. and Andreasen, G.E., 1959, Hydrologic Budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1472, 106p.
 Rawls, W.J. and Brakensiek, D.L., 1985, Prediction of soil water properties for hydrologic modeling, In: Proceedings of the Symposium Watershed Management in the Eighties, Denver, 293-299.
 Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. and Saxton, K.E., 1982, Estimation of soil water properties, Transaction of the ASAE, 25, 1316-1320.
 Rosenberry, D.O. and Winter, T.C., 1997, Dynamics of water table fluctuations in an upland between two

prairie-pothole wetlands in north Dakota, Journal of Hydrology, 191, 266-289.
 Weeks, E.P., 2002, The Lisse effect revisited, Groundwater, 40, 652-656.

2010년 2월 26일 원고접수, 2010년 3월 19일 게재승인

김규범

한국수자원공사 K-water연구원 댐안전연구소 지질지
 하수연구팀

305-730 대전광역시 유성구 전민동 462-1

Tel : 042-870-7640

Fax : 042-870-7629

E-mail : gbkim@kwater.or.kr

최두형

한국수자원공사 K-water연구원 댐안전연구소 지질지
 하수연구팀

305-730 대전광역시 유성구 전민동 462-1

Tel : 042-870-7642

Fax : 042-870-7629

E-mail : giaboss@kwater.or.kr

정재훈

(주)팬아시아워터 수자원개발팀

137-130 서울시 서초구 양재동 275-2 Windstone B/
 D 1717

Tel : 02-577-3942

Fax : 02-577-3944

E-mail : jhjeong@pawc.co.kr