

국가 지하수 관측망의 수위 및 온도 자료를 이용한 함양량 산정

박창희 · 구민호 · 이대하* · 김형수**

공주대학교 지질환경과학과

* 한국지질자원연구원

** 한국수자원공사 수자원연구소

aquifer@kongju.ac.kr, koo@kongju.ac.kr

요 약 문

Groundwater recharge rate was estimated by applying the groundwater level fluctuation method utilizing Theis (1937) approach with specific yield estimation technique of Shevenell (1996) and the temperature method using observed data from National Groundwater Observation Stations. Results based on analysis of water level observation data of 10 alluvium wells reveal that the recharge rates for 5 wells of Kum river area range 3.7~25.0% and those for 5 wells of Nakdong river area range 3.6~21.7%. Results obtained from the temperature method based on water temperature data indicated that the upward flow resulted from evapotranspiration is dominant for 4 wells of the Kum river area and 5 wells of the Nakdong river area. The other wells showed the downward flow which is related to groundwater recharge in these areas.

key word : groundwater recharge, National Groundwater Observation Stations, groundwater level fluctuation, groundwater temperature

1. 서론

지하수 함양량 산정기법으로 국내에서는 물수지 분석법, 기저유출 분석법, SCS-CN 법 및 지하수 감수곡선 분석법 등이 여러 연구자들에 의해 적용되어 왔다. 최근에는 지하수 위 자료를 이용한 지하수위 변동법(문상기 · 우남철, 2001)과 지하수와 토양의 온도 관측 자료를 이용한 온도 추적자법(구민호 외, 2001)등이 함양량 산정기법으로 연구되고 있다.

본 연구에서는 지하수 함양량 산정을 위하여 강수에 따른 지하수의 변동 곡선 자료를 이용한 지하수위 변동법과 토양 및 지하수의 온도 변화 관측자료를 이용한 온도 추적자법을 이용하였다. 최근 Shevenell (1996)은 강수 후 발생하는 지하수위 감소 곡선을 이용하여 대수층의 비산출률을 추정하는 분석법을 제시하였다. 따라서 관측정의 장기 지하수위 측정 자료를 이용하여 강수량에 대한 수위 상승량의 변화율을 구하고, Shevenell (1996)의 방법에 의하여 대수층의 비산출률을 산정하면, 두 값의 곱으로부터 지하수 함양률을 추정할 수 있다. 온도추적자법은 토양이나 지하수의 온도 관측 자료를 이용하여 함양량을 추정하는 기법으로 Taniguchi(1993), Taniguchi와 Sharma(1994) 및 Tabbah등 (1999)에 의해 연구가 수행되어 왔다. 본 연구에서는 국가 지하수 관측망 중 금강권역 및 낙동강 권역의 지하수 관측소에서 측정된 자료를 이용하여 함양량을 산정하였고 아울러 본 방법들의 문제점을 고찰하였다.

2. 이론적 배경

지하수위 변동법

Theis (1937)는 자유면 대수층에서 함양량을 지하수위의 변화량(Δh)과 비산출률(S_y)의 곱으로서 산정하는 방법을 제시했으며 이를 함양율 α 에 대해 정리하면 다음 식과 같다.

$$\alpha = \frac{d(\Delta h)}{dP} \cdot S_y \quad (1)$$

식 (1)에서 강우량에 대한 수위 상승의 변화율은 무차원의 물리량으로 대수층의 수리특성을 반영하며 각 관측소에서 측정된 수위변화 곡선과 누적강우량으로부터 구할 수 있다. 따라서 함양율 α 는 대수층의 비산출률을 계산함으로써 산정할 수 있게 된다.

Shevenell (1996)은 지하수 감소곡선에서 나타나는 선형 요소를 이용하여 대수층의 비산출률과 투수량계수를 추정하는 다음과 같은 방법을 제시했다. 지하수의 감소곡선에서 나타나는 선형 요소들은 수위 상승을 유발한 강수에 대해 특징적인 경사 λ 를 가지고 있고 이 경사는 다음 식에 의해 정의된다(Moore, 1992).

$$\frac{\ln(Y_n/Y_{n+1})}{(t_{n+1}-t_n)} = \lambda_n = \frac{\ln(Q_n/Q_{n+1})}{(t_{n+1}-t_n)} \quad (2)$$

여기서 n 은 감소곡선에서 나타나는 선형요소의 번호이며 Y 는 수위, Q 는 유출량, t 는 시간을 나타낸다. 식 (2)로부터 얻을 수 있는 Q_n/Q_{n+1} 비를 이용하면 감소곡선의 각 선형요소 구간별 비산출률은 다음과 같이 표현 된다(Shevenell, 1996).

$$\frac{AS_{y1}}{Q_1} = X_1, \quad \frac{AS_{y2}}{Q_1} = X_2, \quad \frac{AS_{y3}}{Q_1} = X_3 \quad (3)$$

Atkinson (1977)은 기저류 감소 곡선으로부터 자유면 대수층의 투수량계수 산정을 다음 식으로 표현했다.

$$\log(Q_1/Q_2) = \frac{T}{S_y}(t_2 - t_1) \frac{1.071}{L^2} \quad (4)$$

여기서 L 은 관측정과 유역 경계간의 거리이다. Shevenell (1996)은 식 (3)에서 S_{y3} 를 가정 함으로서 얻은 비산출률을 이용하여 식 (1.4)로부터 대략적인 투수량계수를 계산해 냈다. 그러나 본 연구에서는 관측소 설치 당시 현장에서 수행된 대수성 시험으로 투수량계수를 알고 있으므로 식 (3)에서 얻은 비산출률을 식 (4)에 반복 대입하여 시험으로 얻은 투수량계수에 가장 근접한 값을 산출하는 최적 비산출률을 구해 함양율 산정에 이용하였다.

온도추적자법

Turcotte와 Schubert (1982)는 지표면의 온도 변화를 주기 함수로 나타낸 식을 이용하여 임의의 깊이 z 에서의 지온변화를 구하는 해를 식 (5)와 같이 구했다.

$$T_{(t,z)} = T_0 e^{-z\sqrt{\omega/2\alpha}} \sin(\omega t - z\sqrt{\omega/2\alpha}) \quad (5)$$

여기서 T_0 는 지표면의 평균온도 ω 는 지표면 온도 변화의 각속도, t 는 시간, z 는 심도, α 는 토양 또는 암석의 열확산계수이다. 열확산계수는 다음 식과 같이 온도의 상이동을 이용하여 계산할 수 있다.

$$\alpha = \frac{z^2}{2\omega t_0^2} \quad (6)$$

여기서 t_0 는 상이동된 시간이다.

증발산 혹은 지하수 함양 등에 의해 지하에 수직적인 물의 흐름이 생기면 열의 전달은 매질과 물의 흐름에 의해 이루어지며 이때의 온도 변화는 다음과 같은 미분 방정식으로 표현된다.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \rho_0 c_0 q \frac{\partial T}{\partial z} \quad (7)$$

ρc 와 $\rho_0 c_0$ 는 토양과 물의 열용량, k 는 토양의 열전도도, q 는 함양이나 증발산에 의한 수직적인 물의 흐름(flux)을 나타낸다. 이 방정식은 지표면의 주기 함수적인 온도변화를 경계 조건으로 다음과 같은 해를 갖는다(Stallman, 1965).

$$T = T_0 + \Delta T_0 e^{-az} \sin(2\pi t/\tau - bz) \quad (8)$$

여기서

$$(9)$$

$$(10)$$

$$K = \pi \rho c / k \tau \quad (11)$$

$$V = \rho_0 c_0 q / 2k \quad (12)$$

T_0 는 지표면의 평균온도이며 ΔT_0 는 진폭이고 τ 는 지표면 온도 변화의 주기를 나타낸다. a 와 b 는 관측된 온도변화의 진폭과 상이동에 관계된 상수이다. 식 (12)을 q 에 대해 정리하고 암석의 일반적인 열적 특성(Carslaw and Jaeger, 1959)에 의해 $\rho_0 c_0 = 2\rho c$ 라 가정하면 결국 다음과 같이 정리된다.

$$q = \frac{kV}{\rho c} = a \cdot V \quad (13)$$

3. 산정기법의 적용

Fig. 1은 구미 원평관측소의 1998.9.25~1998.10.15의 지하수위 변동 자료를 구미 기상관측소에서 취득한 강수량 자료와 함께 도시한 것으로 98.9.28일부터 나흘간 내린 0.29m의 강우에 의해 수위는 1.44m 상승한 후 지수함수적으로 감소하고 이때 굴절점(inflexion point)으로 인해 구분되는 세 구간의 직선의 경사와 각 굴절점의 수위와 시간을 식 (2)와 (3)에 적용하여 각 구간에서의 비산출률의 비를 결정하였다. 식 (4)의 해를 구하기 위해 필요한 L은 1:5000의 지형도에서 관측소를 포함하는 유역경계를 정하고 관측정과 근접한 유역경계까지의 직선거리를 이용하였으며 투수량계수 T는 관측정 설치 당시 수행한 대수성 시험으로부터 얻은 자료를 이용하였다. 식 (3)과 식 (4)에서 얻은 비산출률을 식 (1)에 대입하여 함양율을 구하였다.

Fig. 2는 상주 공성관측소의 수온 관측자료와 관련 기상 관측소의 기온 측정 자료에 최소 제곱법을 적용시켜 최적의 주기 함수를 구해 도시한 것이다. 각각의 온도 자료에서 구한 주기 함수를 이용하여 온도의 진폭과 상이동을 구하였고 식 (8)을 이용하여 a 값을 구하였다. 또한 상이동된 값을 식 (6)에 대입하여 열확산계수 α 를 구하였다. 이렇게 구한 a 값과 열확산계수를 식 (9), (10)에 적용하여 V를 구하였고 최종적으로 식 (13)을 이용하여 수직적인 물의 흐름 q 를 산정했다.

Table 1은 두 방법의 적용 결과를 요약한 것으로 온도추적자법에서 q 의 값이 음의 부호를 갖는 지역은 지하수의 함양보다 증발산이 우세한 지역이며 양의 부호를 갖는 지역은 지하수의 함양이 우세한 지역으로 추정할 수 있다.

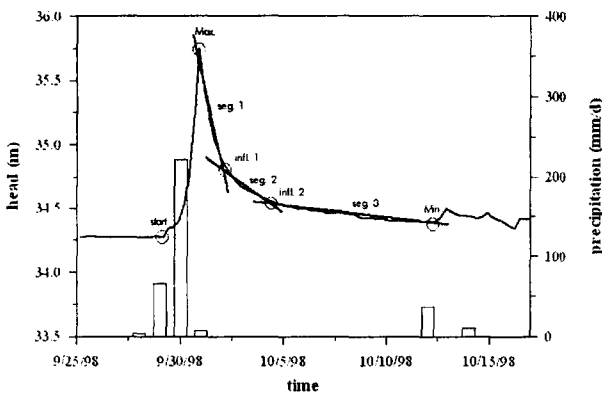


Figure 1. Water level vs. time for Kumi-Wonpyoung

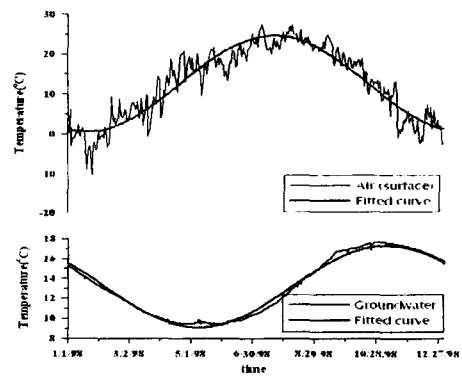


Figure 2. The analysis of temperature profile for Sangju-Kongsung

4. 결과 및 토의

지하수위 변동법을 위해서는 비산출률의 추정이 필수적인데 Shevenell (1996)은 이 비산출률의 추정에 있어서 몇가지 제한점을 제시했다. 첫째, 최대 수위 상승 후 얻어지는 지하수 수위 감소곡선은 지수함수적으로 매끄럽게 나타나야 한다는 것이다. 매끄럽지 못한 곡선은 T/S비의 산출에 있어서 신뢰성을 떨어뜨린다. 둘째, 강우로 인한 수위의 상승의 정점이 명확하게 나타나야 한다는 것이다. 이는 현재의 관측주기인 6시간으로는 수위 상승의 정

점을 얻지 못할 수 있으므로 관측주기를 현재보다 더 짧게 조정하여야 할 것이다. 셋째, L 값의 산정은 S_y 값을 결정하는데 있어서 가장 큰 영향을 미치므로 정확하게 구하여야 한다.

온도 추적자법을 적용하여 계산된 q 는 Table 1과 같이 매우 크게 산정되는데 이는 Taniguchi (1994)와 구민호 (2001)의 연구에서도 유사하게 나타났다. 이러한 결과는 q 를 시간에 대해 독립적인 상수로 가정함으로써 발생한 결과로 추정된다(구민호, 2001). 우리나라의 경우 지하수 함양은 대부분 강수에 의하여 짧은 시기에 집중적으로 발생하는 특징을 보이므로 q 를 일정하게 가정하는 본 방법은 근본적으로 실제 함양량과는 다른 결과를 산출할 수밖에 없다. 이 문제의 해결을 위해서는 q 를 시간에 따라 변하는 변수로 가정하는 모델의 개발이 요구된다.

Table 1. Estimated groundwater recharge rate and flux

권역	관측소	지하수위 변동법			온도 추적자법			
		T (m ² /d)	S _y	함양율 (%)	z (m)	K	a (m ³ /yr)	q (m ³ /yr)
금강	금산복수	71.3	0.012	13.3	19.5	0.0014	2155.12	-37.0
	보은보은	5.1	0.019	4.6	11.3	0.056	56.16	-1.86
	예산예산	5.4	0.0048	7.4	8.8	0.019	161.72	12.21
	옥천청성	25.6	0.039	25.0	7.8	0.059	53.06	-6.11
	청주내덕	64.4	0.012	3.7	8.7	0.037	83.12	-5.70
낙동강	고령고령	313.1	0.041	21.7	6.5	0.11	28.21	3.21
	구미원평	34.4	0.0074	3.6	6.9	0.040	77.89	-0.19
	봉화명호	26.7	0.014	11.3	10.4	0.067	46.81	-2.15
	상주공성	33.0	0.032	10.7	9.7	0.037	83.95	7.94
	성주벽진	32.8	0.020	8.3	8.5	0.032	96.16	8.61

사사

본 연구는 21세기 프론티어연구개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비지원(과제번호 3-2-1)에 의해 수행되었습니다.

5. 참고문헌

- 구민호, 김형수, 2001, 지하수 및 토양의 온도 관측 자료를 이용한 함양량 산정기법, 한국지하수토양환경학회 추계학술대회, 한국지하수토양환경학회, p.83-87
- 문상기, 우남철, 2001, 누적 강수량과 지하수위 곡선을 이용한 지하수 함양을 추정기법, 한국지하수토양환경학회지, Vol. 6, No. 1, p.33-43
- Atkinson, T.C., 1977, Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain), *J. Hydrol.*, 35, p.93-110
- Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C., 1959, Conduction of Heat in Solids, *Oxford University Press*, Appendix VI
- Moore, G.K., 1992, Hydrograph analysis in fractured rock terrane, *Ground Water*, Vol. 30, No.3, p.390-395
- Shevenell, L., 1996, Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: estimates of specific yields and continuum transmissivities, *J. Hydrol.*, 174, p.331-355

- Stallman, R.W., 1965. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 70:2821-2829
- Tabbagh, A., Bendjoudi, H. and Benderitter, Y., 1999, Determination of recharge in unsaturated soils using temperature monitoring, *Water Resour. Res.*, Vol. 35, No. 8, p2439-2446
- Taniguchi, M., 1994, Estimated recharge rates from groundwater temperatures in the Nara Basin, Japan, *Hydrogeology Journal*, 2(4), p.7-14
- Taniguchi, M., and M.L. Sharma, 1993, Determination of groundwater recharge using the change in soil temperature, *J. Hydrol.*, 148, p.219-229
- Theis, C.V., 1937, Amount of ground-water recharge in the Southern High Plains, *Trans. Am. Geophys. Union*, 18, p.564-568
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982, Geodynamics application of continuum physics to geological problems, *John Willey & Sons*, New York, p.450