

지하수 및 토양의 온도 관측 자료를 이용한 함양량 산정 기법

구민호, 김형수*

공주대학교 지질환경과학과

*한국수자원공사 수자원연구소

요약문

토양이나 천부 지하수 온도의 장기 관측 자료를 이용하여 함양량 또는 증발산량을 산정하는 온도추적자법의 원리를 소개하였으며, 국가 지하수 관측망의 장기 관측 자료에 본 방법을 적용하여 관측소 주변에서의 수직적인 물의 흐름(flux)을 추정하였다. 20개 층적층 관정의 수온 관측 자료를 분석한 결과, 15개 지역에서는 증발산에 의한 상향(upward) 흐름이, 5개 지역에서는 지하수 함양에 의한 하향(downward) 흐름이 우세하게 발생하는 것으로 나타났다. 본 방법은 수직적인 물의 흐름을 시간 독립적인 정류 상태로 가정하므로 우기에 지하수 함양이 주로 발생하는 국내의 수리지질학적 조건에 잘 부합하지 않지만 함양 지역을 판단하는 방법으로 유용하게 이용될 수 있다.

1. 서론

지하수 함양(recharge)이란 지하수면에 도달하여 대수층의 저유량을 증가시키는 수직적인 물의 흐름으로 정의되며, 강수의 침투, 배수, 및 재분포(redistribution)의 과정을 통하여 발생한다. 지하수 함양량은 지형, 강수량, 강수강도, 강수기간, 식생, 토양의 수리특성, 지하수면의 심도 등 다양한 요인에 의하여 달라지므로 이를 정확하게 추정하는 방법은 매우 어려운 것으로 인식되고 있다. 국외의 경우 함양량 평가 방법에 관한 연구는 주로 지하수의 수자원 이용 의존도가 높은 건조 또는 아건조 지역을 대상으로 활발히 이루어졌다(Simmers, 1997). 현재 널리 이용되는 지하수 함양량 평가 방법은 직접측정법(direct measurements), 물수지분석법(water balance methods), Darcy법(Darcian approaches), 및 추적자법(tracer techniques)으로 구분된다(Lerner et al., 1990). 우리나라의 지하수 함양량 평가기술과 관련된 연구는 90년대 이후 소수의 연구자들에 의하여 단속적으로 수행되어 왔으며 크게 기저유출분리법(이동률·윤용남, 1994; 이동률·윤용남, 1996; 김경수·조기태, 2000), 물수지분석법(한정상 등, 1994), SCS-CN법(최병수·안중기, 1998; 박재성 등, 1999), 지하수위 강하곡선법(최병수·안중기, 1998), 및 지하수위 변동법(구민호 외, 2000; 문상기·우남철, 2001)으로 구분된다.

본 연구에서 이용한 온도추적자법은 토양이나 지하수의 온도변화를 장기간 관측하여 함양량을 추정하는 기법으로 최근에 연구가 활발하게 이루어지고 있다(Taniguchi and Sharma, 1993; Taniguchi, 1994). 온도추적자법의 가장 큰 장점은 관측 자료 획득의 편의성에 있다. 특히 최근에는 자동 계측기의 개발과 보급으로 장기적인 지하수위 및 수온 변동 자료를 매우 쉽고 정확하게 획득할 수 있게 되었으며, 국내에서도 국가 지하수 관측망이 구축되면서 양질의 관측 자료가 축적되고 있는 추세이다. 본 연구에서는 국가 지하수 관측망

의 장기 관측 자료에 온도추적자법을 적용하여 함양량을 추정하였으며 본 방법의 문제점을 고찰하였다.

2. 이론적 배경

토양이나 천부 지하수의 온도는 지표면 온도의 영향을 받아 일반적으로 연주기의 변동 특성을 나타내며, 심도가 깊어질수록 진폭은 작아지고 상이동은 커지는 1차원 열전도 모델에 잘 부합된다. 하지만 지하수 함양이나 증발산에 의하여 수직적인 물의 흐름이 있는 경우 열전달은 매질을 통한 열전도와 물의 흐름에 의해 발생하며, 토양이나 지하수의 온도 변화는 다음 미분 방정식으로 표현될 수 있다.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \rho_0 c_0 q \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

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. 지표면의 주기적인 온도 변화를 가정하면 식 (1)의 해는 다음과 같다(Stallman, 1965).

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

τ 는 지표면 온도 변화의 주기를 나타내며, T_0 와 ΔT_0 는 지표면의 평균 온도와 진폭을 나타낸다. a 와 b 는 관측된 온도 변화의 진폭 및 상이동(phase shift)과 관련된 상수로 다음과 같이 정의된다.

$$a = [(K^2 + V^4/4)^{0.5} + V^2/2]^{0.5} - V \quad (3)$$

$$b = [(K^2 + V^4/4)^{0.5} - V^2/2]^{0.5} \quad (4)$$

$$K = \pi \rho c / k \tau \quad (5)$$

$$V = \rho_0 c_0 q / 2k \quad (6)$$

Figure 1과 같이 a 는 V 에 따라 값이 크게 달라지는 반면, b 는 V 에 관계없이 비교적 일정한 값을 보인다. 즉, 온도 변화의 진폭은 함양이나 증발산에 의하여 뚜렷하게 변하지만, 상이동은 물의 흐름이 없는 경우와 거의 동일하게 나타남을 의미한다. 따라서 근사적으로 $K \approx b^2$ 로 나타낼 수 있으며, 상이동으로부터 구한 b 값을 이용하여 K 를 계산할 수 있다. 한편 Figure 1에서 진폭과 관련된 상수 a 의 변화를 보면, 함양 또는 증발산이 발생하지 않는 경우($V=0$)와 비교할 때 함양이 발생할 때에는($V>0$) 진폭이 커지고, 증발산이 우세할 경우에는($V<0$) 진폭이 작아짐을 알 수 있다.

Taniguchi(1993)는 q 를 추정하기 위하여 무차원의 변수 β 를 정의하였으며,

$$\beta = V/(2K)^{0.5} \quad (7)$$

Figure 2와 같이 β 를 추정할 수 있는 표준 곡선(type curve)을 제시하였다. 따라서 관측 자료를 이용하여 K 와 진폭비 ($\Delta T_z/\Delta T_0$)를 구하면 표준 곡선으로부터 β 를 추정할 수 있으며, 식 (6), (7)을 이용하여 q 를 산정할 수 있다.

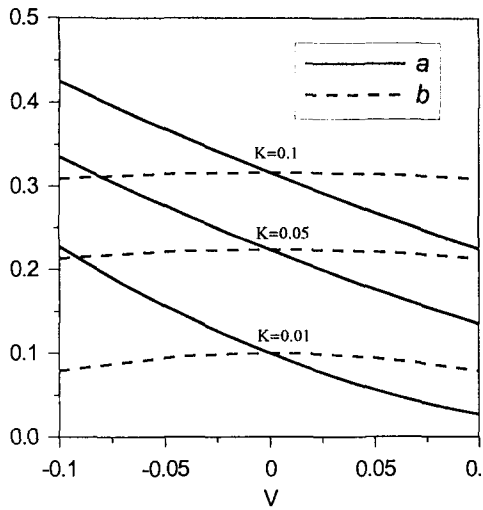


Figure 1. V 에 따른 a, b 의 변화.

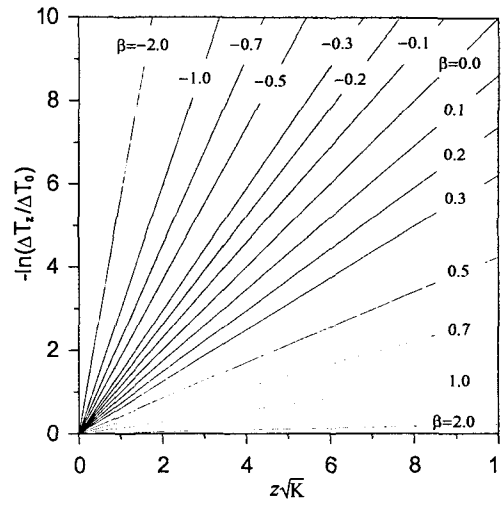


Figure 2. β 에 대한 표준 곡선.

3. 온도추적자법의 적용

국가 지하수 관측망의 20개 층적층 관측공에서 측정한 수온 관측 자료를 이용하여 다음과 같은 방법으로 함양량을 추정하였다. 1) 지표면 온도의 주기함수는 관측소 인근에 위치하는 기상관측소의 기온 측정자료에 최소제곱법(Least Square Method)을 적용하여 구하였다. 2) 매질의 열적 특성을 나타내는 K 값은 수온 관측 자료에 최소제곱법을 적용하여 구한 주기함수의 상이동을 이용하여 계산하였다. 3) 두 주기 함수의 진폭비 ($\Delta T_z/\Delta T_0$)로부터 β 를 구한 후 식 (6), (7)에 의하여 함양량을 산정하였다.

Figure 3은 기온 및 수온 관측 자료와 관측 자료로부터 구한 주기함수를 도시한 것으로 연주기의 변동 특성이 뚜렷하게 나타난다. Figure 4는 20개 관측소 분석 자료를 표준 곡선에 도시한 결과를 나타내며, $\beta > 0$ 의 영역에 해당하는 관측소는 $q > 0$ 를 나타내므로 지하수 함양(downward flow)이 증발산(upward flow)보다 우세하며, $\beta < 0$ 인 관측소의 경우 증발산이 주로 발생하는 지역으로 추정할 수 있다. Table 1은 온도추적자법에 의한 계산 과정을 나타낸 것으로 15개 관측소에서 증발산에 의한 토양수 또는 지하수의 배출이 우세하게 발생함을 알 수 있다.

4. 결론 및 토의

Taniguchi(1994)에 의해 제시된 온도추적자법을 국가 지하수 관측망 관측 자료에 적용하여 함양 및 증발산에 의한 수직적인 물의 흐름을 추정하였다. 본 방법은 함양이 발생

하는 지역과 증발산이 우세하게 발생하는 지역을 구분하는 데 유용하게 이용될 수 있으나, Table 1의 결과와 같이 함양량 및 증발산량이 지나치게 크게 산정되는 문제점을 가진다. 이러한 경향은 Taniguchi(1994)의 연구 결과에서도 동일하게 나타나는데, 이는 q 를 시간 독립적인 상수로 가정함으로써 발생한 결과로 추정된다. 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. 따라서 이러한 문제를 해결하기 위해서는 q 를 시간 종속적인 변수로 취급하는 수치해석적인 모델 개발이 요구되며, 더 나아가 불포화 유동 모델과 결합된 연동 모델을 개발할 경우 온도추적자법은 함양량을 추정할 수 있는 효과적인 방법으로 이용될 수 있으리라 예상된다.

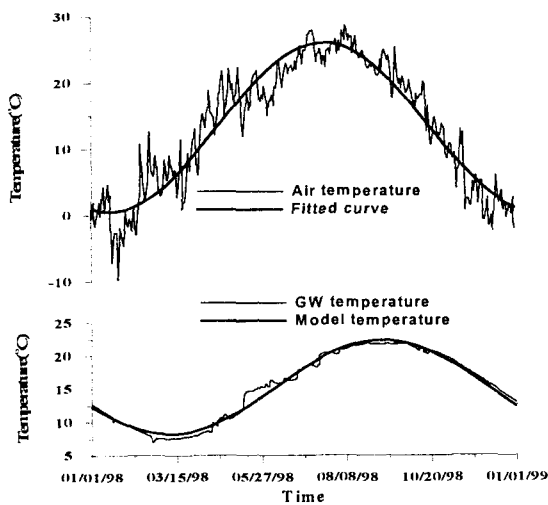


Figure 3. 자료 분석의 예 (곡성 관측소).

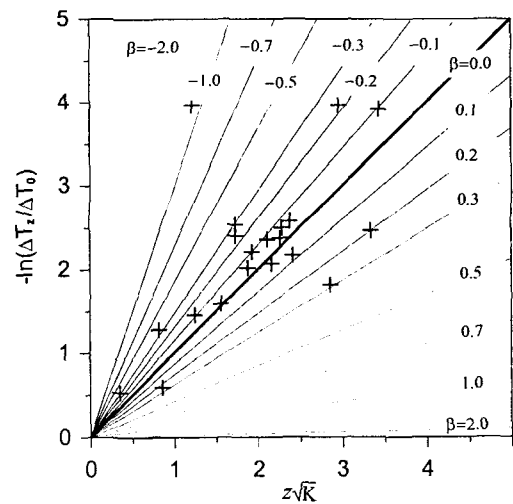


Figure 4. 표준 곡선에 도식한 결과.

Table 1. 온도추적자법의 적용 결과

지역	ΔT_0	ΔT_z	α (m^2/yr)	\sqrt{Kz}	$-\ln(\Delta T_z/\Delta T_0)$	β	q (m/yr)
나주	11.8	1.0	28.2	3.34	2.47	0.20	2.6
가평	13.5	2.8	129.3	1.56	1.59	-0.01	-0.4
강릉	10.9	0.9	59.9	2.29	2.50	-0.06	-1.2
곡성	12.8	7.1	423.8	0.86	0.59	0.24	12.4
광주	11.8	1.4	53.9	2.41	2.17	0.07	1.4
남원	12.8	1.7	89.2	1.88	2.01	-0.05	-1.2
동해	10.4	6.1	2522.9	0.35	0.53	-0.32	-40.7
순천외서	11.9	1.5	67.3	2.16	2.07	0.03	0.6
순천풍덕	11.9	0.9	55.3	2.38	2.58	-0.06	-1.0
용인	13.3	1.2	105.0	1.73	2.40	-0.25	-6.5
원주	13.5	3.8	469.9	0.82	1.28	-0.36	-19.3
이천	12.9	2.1	38.5	2.86	1.82	0.29	4.5
장성	11.8	2.8	201.8	1.25	1.46	-0.11	-4.1
전주	12.6	0.3	26.6	3.43	3.92	-0.10	-1.3
정읍	12.0	1.0	104.1	1.74	2.54	-0.29	-7.5
제천	13.8	1.3	70.6	2.11	2.36	-0.06	-1.7
춘천	13.5	1.3	61.3	2.26	2.38	-0.03	-0.7
충주동량	13.2	0.3	36.0	2.96	3.96	-0.22	-3.4
충주기금	13.2	0.3	213.2	1.21	3.96	-1.12	-40.8
하동	11.9	1.3	84.5	1.93	2.21	-0.10	-2.3

5. 참고 문헌

- 구민호, 김형수, 안경환, 2000, 지하수 수위 및 수온의 장기 측정자료 분석, 대한지질공학회 춘계 학술발표회, 55-61.
- 김경수, 조기태, 2000, 대청댐유역의 기저유출분리를 통한 기저유량 산정에 관한 연구, 지하수환경, 7(1), 15-19.
- 문상기, 우남철, 2001, 누적 강수량과 지하수위 곡선을 이용한 지하수 함양률 추정 기법, 한국지하수토양환경학회지, 6(1), 33-43.
- 박재성, 김경호, 전민우, 김지수, 1999, 소유역의 지하수함양률 추정기법, 지하수환경, 6(2), 76-86.
- 이동률, 윤용남, 1994, 강수량과 지하수 함양률의 관계, 대한토목학회 1994년도 학술발표회, 16, 255-258.
- 이동률, 윤용남, 1996, 우리나라의 지하수 함양률 추정과 분석, 대한토목학회, 16, 321-334.
- 최병수, 안중기, 1998, 지역단위 지하수 자연함양률 산정방법 연구, 지하수환경, 5(2), 57-65.
- 한정상, 한규상, 김창길, 김남종, 한찬, 1994, 제주도 지하수 자원의 최적개발 가능량, 지하수환경, 1(1), 33-50.
- Lerner, D.N., A.S. Issar, and I. Simmers, 1990, Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge, IAH International Contributions to Hydrogeology, Vol. 8, A.A. Verlag Heinz Heise, Hannover, p345.
- Simmers, I., 1997, Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas, IAH International Contributions to Hydrogeology, Vol. 19, A.A. Balkema, Rotterdam, p277.
- Taniguchi, M., 1994, Estimated recharge rates from groundwater temperatures in the Nara Basin, Japan, Hydrogeology Journal, 2(4), 7-14.
- Taniguchi, M., and M.L. Sharma, 1993, Determination of groundwater recharge using the change in soil temperature, J. Hydrol., 148, 219-229.