

## 지하수 유동 모델을 이용한 지하수위 변동법의 적용성 분석

구민호 · 이대하\*

공주대학교 지질환경과학과 (koo@kongju.ac.kr), \*한국지질자원연구원 환경지질연구부

### 요약문

The water level fluctuation (WLF) method is a conventional method for quantifying groundwater recharge by multiplying the specific yield to the water level rise. A 2-D unconfined flow model with a time series of the recharge rate is developed. It is used for elucidating the errors of the WLF method which is implicitly based on the tank model where the horizontal flow in the saturated zone is ignored. Simulations show that the recharge estimated by the WLF method is underestimated for the observation well near the discharge boundary. This is due to the fact that the hydraulic stress resulting from the recharge is rapidly dissipating by the horizontal flow near the discharge boundary. Simulations also reveal that the recharge was significantly underestimated with increase in the hydraulic conductivity and the recharge duration, and decrease in the specific yield.

**key words** : groundwater recharge, water level fluctuation method, 2-D groundwater flow model

### 1. 서론

일반적으로 강수가 발생하면 지하수위는 상승하며, 자유면 대수층의 경우 지하수 함양량 ( $R$ )은 질량 균형에 의하여 다음 식과 같이 나타낼 수 있다.

$$R = S_y \cdot \Delta h + \Delta Q \quad (1)$$

여기서  $S_y$ 는 자유면 대수층의 비산출률,  $\Delta h$ 는 지하수위 상승량,  $\Delta Q$ 는 함양 기간 동안 대수층으로부터 배출된 지하수량을 나타낸다.  $\Delta Q$ 는 관측할 수 없는 성분이지만 지하수 함양이 짧은 시간 동안 발생한다고 가정하면 무시될 수 있으며, 따라서 지하수 함양량은 비산출률과 지하수위 상승량의 곱으로 계산될 수 있다. 이와 같이 지하수위 변동법은 개념적으로 매우 단순하며, 최근에는 자동 수위 계측기의 개발과 보급으로 인하여 쉽게 지하수위의 장기 변동 자료를 획득할 수 있으므로 함양량을 산정하는 데 매우 유용하게 사용할 수 있다(Theis, 1937; Sophocleous, 1991; Goes, 1999; Ketchum et al., 2000; 구민호 외, 2000; 문상기 · 우남철, 2001).

하지만 지하수위 변동법은 포화대 내에서의 지하수의 흐름에 의한 지하수위의 변동을 고려하지 않은 수조 모델(tank model)로서 지하수의 수평적인 흐름에 의하여 지배되는 동적인 수리 시스템을 설명할 수 없다. 지하수 함양 결과 발생하는 지하수위 상승은 식 (1)과 같이 함양량과 대수층의 저유특성에 크게 지배되지만 함양 기간, 대수층의 투수성, 및 유역 내에서의 관측정의 위치 등과 같은 다른 요인에 의해서도 달라질 수 있다. 따라서 지하수위 변동법은 적용성의 측면에서 제한적일 수밖에 없으며 이에 대한 분석이 요망된다.

지하수위 변동법의 이러한 문제점을 정량적으로 고찰하기 위하여 본 연구에서는 시계열을 나

타내는 시간 종속적인 함양률을 고려한 자유면 대수층에서의 2차원 지하수 유동 모델을 통하여 함양에 대한 지하수위의 반응을 모사하였으며, 대수층의 수리 변수, 함양 기간, 및 모델 영역 내에서의 관측정의 위치에 따라 지하수위 변동법에 의한 함양량 추정 결과가 어떻게 달라지는지 분석하였다.

## 2. 분석 결과

Fig. 1는 자유면 대수층에서 함양에 따른 지하수위 변동을 모사하기 위하여 설정한 개념 모델이다. 그림과 같이  $1\text{km}\times 1\text{km}$  규모의 모델 영역에 대하여  $26\times 26$ 의 격자망을 설정하였으며, 상부, 하부, 및 좌측 경계는 불투수 경계를, 우측은 배출 지역으로 일정 수두 경계를 나타낸다. 지하수 함양률 ( $r$ )은 모델 영역 전체에 대하여 일정하다고 가정하였으며, 1997년 대전 기상관측소에서 측정된 강우 자료를 이용하여(Fig. 2) 함양률의 시계열 자료를 생성하였다. 강우에 의한 지하수 함양률의 시간적 변화는 비포화대의 매질 특성, 지하수면의 심도, 지표면의 기복 등에 의하여 매우 다양한 양상을 보일 수 있으나 본 연구에서는 강우와 동시에 강우량의 일정 비율이 함양되는 것으로 가정하여 함양 모델을 단순화하였다.

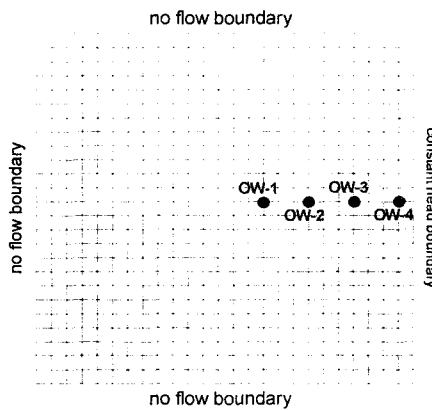


Fig. 1. The conceptual model and the finite difference grid used in the simulation.

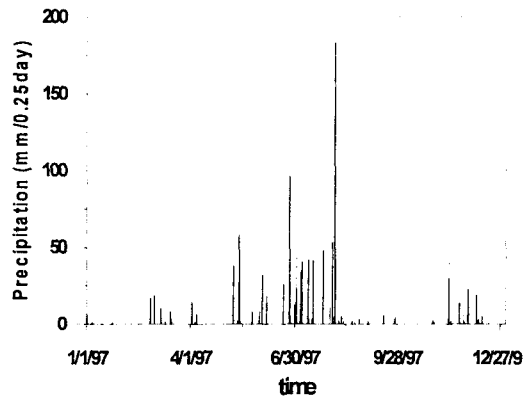


Fig. 2. Precipitation data measured at the surface synoptic station of Daejeon in 1997.

Fig. 3은  $K=10\text{m/day}$ ,  $S_y=0.05$ 를 입력 값으로 부정류 모사를 수행하여 시계열 자료로 입력된 실제 함양량과 지하수위 변동법에 의하여 계산된 함양량 산정 결과를 비교한 것이다. OW-1, OW-2, 및 OW-3의 경우 수위 상승량과 비산출률의 곱이 실제 지하수 함양량의 97 - 98 %의 값을 보여 지하수위 변동법에 의한 지하수 함양량 산정의 적정성을 잘 보여 준다. 반면 OW-4의 경우 지하수위 변동 자료를 이용하여 산정된 함양량은 실제 함양량의 74 %의 값을 보여 배출 지역에 인접한 관측정 자료를 이용할 경우 지하수위 변동법에 의한 함양량 산정 결과가 과소평가될 수 있음을 보여 준다.

지하수 함양에 의하여 대수층에 발생한 수리적 스트레스(수두구배)의 증가는 배출량의 증가를 통하여 해소된다. 따라서 지하수 함양 기간 동안 발생하는 수위 상승은 대수층의 저유량 증가에 의한 수위 상승과 스트레스의 해소 기작으로 발생하는 지하수 유동에 의한 수위 하강이 중첩되어 나타난 결과이다. 배출 지역 주변에서는 지하수 함양에 의하여 발생한 수리적 스트레스의 순간적인 증가가 배출량의 증가를 통하여 즉시 해소되기 시작하므로 지하수 유동에 의한 수위 하강 성분이 배출 지역에서 먼 곳보다 상대적으로 크게 나타난다. 따라서 Fig. 3과 같이 배출 지역에 가

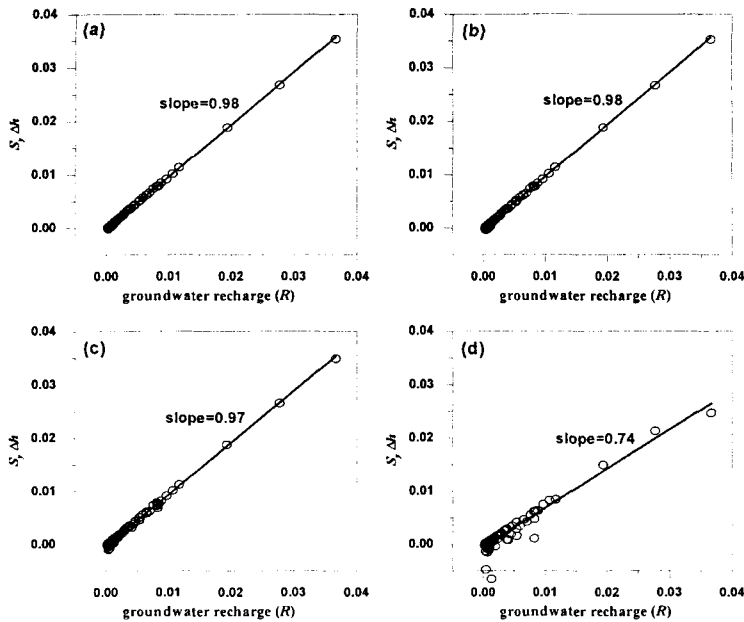


Fig. 3. The estimated recharge from the simulated water level fluctuation vs. the real recharge: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, and (d) OW-4.

의 해소 기작으로 발생하는 지하수 유동에 의한 수위 하강 성분이 작아지므로 지하수위 변동법에 의해 산정된 함양량은 실제 함양량에 가까운 값을 갖게 된다.

앞에서의 모사 결과는 모두 강우 시 강우량의 일정 비율이 강우가 발생하는 기간동안 대수층에 함양된 것을 가정한다. 하지만 비포화대를 구성하는 매질의 수리특성에 따라 같은 양의 지하수가 함양되더라도 함양 기간( $\tau_r$ )은 달라질 수 있다. 비포화대 토양의 실트 및 점토의 함양비와 지하수면의 심도는 함양 기간을 결정하는 중요한 변수로 작용하며, 비포화대의 물의 흐름을 나타내는 Reichard 방정식을 해를 통하여 시간에 따른 함양률의 변화와 함양 기간을 모사할 수 있다. Fig. 4는 동일한 함양량에 대하여 함양이 발생하는 기간을 다르게 하였을 때 OW-4 관측정에서의 지하수위 변동의 변화를 나타낸 것이다. 함양 기간이 길어질수록 지하수위 상승량이 감소하는 것을 볼 수 있다. Fig. 5는 지하수위 변동법에 의해 산정된 함양량과 실제 함양량의 비가 함양 기간에 따라 어떻게 달라지는지를 나타낸 것이다. 함양 기간이 길어질수록 지하수위 변동법에 의한 함양량 산정 결과는 과소평가되는 경향이 뚜렷하며, 이러한 경향은 배출 지역에서 멀리 떨어진 관측정에서도 발생함을 볼 수 있다.

### 3. 결론

지하수위 변동법은 수조 모델을 가정하므로 함양 기간 동안 포화대에서의 지하수 유동에 의해 발생하는 수위 변동은 지하수위 변동법의 오차 요인으로 작용한다. 지하수 유동 모델에 의하여 모사된 지하수위 변동을 이용하여 구한 함양량 산정 오차는 배출 경계로부터의 거리가 가까울수록, 대수층의 수리전도도가 클수록, 비산출률이 작을수록, 함양 기간이 길수록 크게 나타났다. 이러한 변수들은 공통적으로 함양에 의해 대수층에 발생한 스트레스가 지하수 유동을 통하여 함양 기간 동안 얼마나 많이 해소될 수 있는지를 결정하며, 결과적으로 지하수위 변동법의 적용성을 좌우하는 요인들이다. 따라서 지하수위 변동법을 통하여 산정된 함양량은 본질적으로 오차를 수반할 수밖에 없으나, 본 연구 결과를 정량적으로 활용할 경우 민감도 분석을 통하여 오차를 발생시키는

가을수록 지하수위 변동법에 의한 함양량 산정 결과는 과소평가될 수 있다.

대수층의 수리 상수가 지하수위 변동법에 의한 함양량 산정 결과에 미치는 영향을 분석하기 위하여 수리전도도와 비산출률의 값을 변화시키면서 동일한 모사를 반복하여 수행하였다. 모사 결과 수리전도도가 감소할수록, 비산출률이 증가할수록 함양량 산정 결과는 실제 지하수 함양량에 가까운 값을 보였다. 수리전도도와 비산출률의 비는 대수층 확산계수로 정의될 수 있는데, 대수층 확산계수는 지하수 함양과 같이 대수층에 가해진 수리적 스트레스가 해소되는데 걸리는 시간을 결정한다. 즉, 대수층의 확산계수가 작을수록 함양 기간동안 스트레스

변수들을 이용한 보정식을 도출할 수 있을 것으로 기대된다.

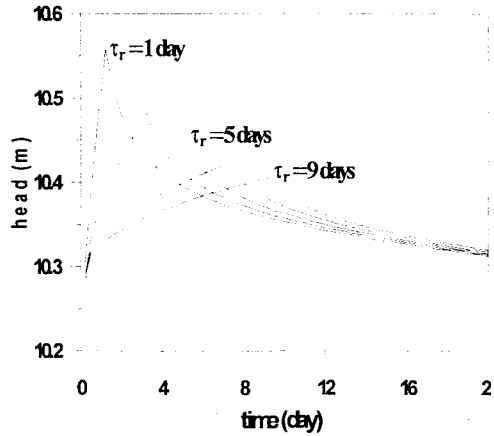


Fig. 4. Effect of recharge duration on water level response.

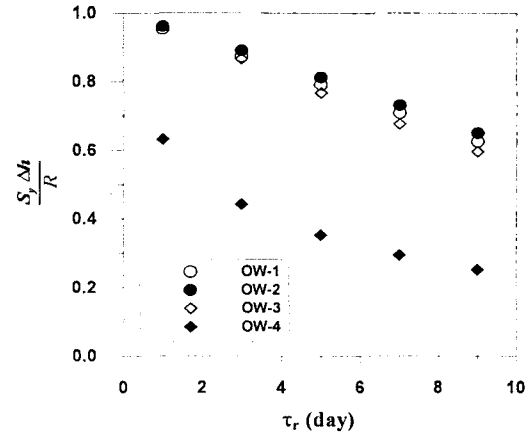


Fig. 5. Simulated results showing decrease of the estimated recharge with increase in the recharge duration.

사 사

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

### 3. 참고 문헌

- 구민호, 김형수, 안경환, 2000, 지하수 수위 및 수운의 장기 측정자료 분석, 대한지질공학회 춘계 학술발표회, 55-61.
- 문상기, 우남철, 2001, 누적 강수량과 지하수위 곡선을 이용한 지하수 함양률 추정 기법, 한국지하수토양환경학회지, 6(1), 33-43.
- Goes, B.J.M., 1999, Estimate of shallow groundwater recharge in the Hadejia-Nguru Wetlands, semi-arid northeastern Nigeria, Hydrogeology Journal, 7, 294-304.
- Ketchum, J.N., J.J. Donovan, and W.H. Avery, 2000, Recharge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation, Hydrogeology Journal, 8, 579-593.
- Sophocleous, M.A., 1991, Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects, J. Hydrol., 124, 229-241.
- Theis, C.V., 1937, Amount of ground-water recharge in the Southern High Planes, Trans. Am. Geophys. Union, 18, 564-568.