

## 비포화대 지연배수 효과를 고려한 지하수위 변동모델의 개선 및 적용

김성한<sup>1</sup> · 박은규<sup>2\*</sup> · 김용성<sup>3</sup> · 김남진<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>한서엔지니어링

<sup>2</sup>경북대학교 지질학과

<sup>3</sup>(주)유신

## A Modification of Water Table Fluctuation Model Considering Delayed Drainage Effect of Unsaturated Zone

Seonghan Kim<sup>1</sup> · Eungyu Park<sup>2\*</sup> · Yongsung Kim<sup>3</sup> · Namjin Kim<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>HNS Engineering Inc.

<sup>2</sup>Department of Geology, Kyungpook National University

<sup>3</sup>Yooshin Engineering Corporation

### ABSTRACT

Recently, a physically based model of water-table fluctuation due to precipitation is developed based on aquifer water balance model. In the model, it was assumed that the water infiltration into ground surface is advection dominant and immediately reaches to water-table. The assumption may be suited for the sites where the water-table is shallow and/or the permeability of the unsaturated zone is high. However, there are more cases where the model is not directly applicable due to thick and low permeable unsaturated zone. For the low permeability unsaturated zone, the pattern of water flux passing through unsaturated zone is diffusive as well as advective. In this study, to improve the previously developed water-table fluctuation model, we combined the delayed drainage model, which has long been used in well hydraulics, to the water-table fluctuation model. To test the validity of the development, we apply the developed model to 5 different domestic sites. The model parameters are calibrated based on the groundwater hydrograph and the precipitation time series, and the correlation analyses among the parameters are pursued. The overall analyses on the delineated model parameters indicate that the delayed drainage parameters or delay index used in the developed model are able to reveal drainage information in the unsaturated zones.

**Key words :** Water-table fluctuation, Delayed drainage, Unsaturated zone, Recharge rate, Water-table fluctuation model

### 서 론

지하수위 변동 양상은 강우에 의한 함양 특성, 비포화대의 배수 특성, 천부 대수층 상부의 수리 특성 등에 직접적인 영향을 받는다. 따라서 지하수위의 변동 양상 분석은 지하수계 상부에 걸친 다양한 수리지질학적 정보를 제공할 수 있다. 인위적인 요인이 없을 경우 지하수위 변동에 가장 큰 영향을 미치는 수문요소는 강우에 의한 지하수 함양이다. 현재까지 강우량 변화에 따른 지하수위 변동 모델의 개발(Rasmussen and Andreasen, 1959; Rai

and Singh, 1995; Bierkens, 1998; Rai and Manglik, 1999; Knotters and Bierkens, 2000; 박은규, 2007; Park and Parker, 2008) 또는 자유면 변동을 통한 지하수 함양량 예측(Sophocleous, 1991; 최병수 · 안중기, 1998; 문상기 · 우남철, 2001; 구민호 · 이대하, 2002; 김태희 외, 2006; 조진욱 · 박은규, 2008)에 대한 다양한 접근이 국내 외적으로 시도되어왔다.

지하수위의 변동 특성을 통하여 지하수 함양량을 예측하거나 대수층 상부 특성 또는 비포화대 특성을 파악하는 등의 제반 분석에 있어 예측의 정확성을 기하기 위한 선

\*Corresponding author : egpark@knu.ac.kr

원고접수일 : 2011. 2. 7 심사일 : 2011. 6. 2 게재승인일 : 2011. 6. 2  
질의 및 토의 : 2011. 8. 31 까지

결 조건은 정확한 지하수위 변동 모델이다. 정확한 지하수위 변동 모델이란, 지하수위 변동에 영향을 미치는 주요한 수리적 요인을 포괄적이고 정확하게 반영한 수리모델을 의미한다. 이와 관련하여 박은규(2007)는 고전적인 초기 지하수위 변동 모델(Rasmussen and Andreassen, 1959)의 경우 강우사건 동안 발생하는 대수층을 통한 지하수 유출을 고려하지 않는 문제점을 지니고 비포화대 질량보존에 기초하여 개발된 모델(Bierkens, 1998; Knotters and Bierkens, 2000)의 경우 대수층 특성이 지하수위의 변동에 미치는 영향 설명에 제한성이 있으며 복잡한 함수 형태로 구성된 모델(Rai and Singh, 1995; Rai and Manglik, 1999)의 경우 실질적인 적용에 어려움이 있음을 지적한 바 있다. 박은규(2007) 및 Park and Parker(2008)는, 기존 지하수위 변동 모델의 물리적인 기반 취약성 내지 복잡성이라는 제한성을 극복하기 위하여, 천부 지하수계 물수지에 기초한 지하수위 변동 모델(PP모델)을 제안한 바 있으며 강우 시계열 자료를 입력자료로 하여 지하수위 예측을 실시한 바 있다. 이에 덧붙여 조진욱 · 박은규(2008)는 개발된 지하수위 변동모델과 비포화대 함수모델(Sophocleus, 1991; van Genuchten, 1980)을 융합·적용하여 지하수 함양율을 산정하는 기법을 제안하였으며 국내 4개 국가지하수 관측소를 선정하여 지하수 함양율에 대한 산정을 실시하였다.

기존 박은규(2007) 및 Park and Parker(2008)에 의해 제안된 단순화된 지하수위 변동 모델은 비포화대의 수리특성이 지하수위 변동에 미치는 영향을 고려하지 못하는 한계성을 지니고 있다. 비포화대는 강우로 인하여 지표로부터 유입되어 지하수면으로 도달하는 침투수의 통로 역할을 하며 그 두께와 비포화 수리특성은 침투수가 지하수면에 도달하여 함양되기까지의 흐름 특성 및 도달 양을 결정한다. 따라서 지하수면의 변동은 비포화대와 포화대의 특성에 동시에 영향을 받으며 보다 발전적인 형태의 지하수위 변동 모델은 박은규(2007) 및 Park and Parker(2008)에 의해 개발된 모델과 비포화대 투수 모델이 결합된 형태라고 할 수 있다. 그러나 비포화대 투수 모델과 기존 지하수위 변동모델의 결합을 통한 해석적 모델을 도출하기 위해서는 비포화대 모델의 시간 종속성과 비선형성의 문제를 동시에 해결하여야 하며 불균질한 매질로 이루어진 비포화대를 대표하는 수리상수를 현장으로부터 얻어야 하는 번거로움을 갖는다. 언급된 두 가지 문제는 현실적으로 해결하기 매우 어려우며 해결된다 하더라도 결과적으로 도출된 모델이 다양한 분석에 적용될 수 있을 정도로 충분히 해석적이지 않을 가능성이 매우 크다. 지

하수위 변동 모델과의 결합을 위한 비포화대 투수모델의 현실적인 대안은 자유면 대수층 상부 비포화대를 일종의 함수원이라 가정하고 이를 통한 침투수의 거동이 부분적으로는 플러그(plug) 형태이며 또 다른 부분은 확산(diffusive) 형태임을 가정한 “그레이박스(gray box)” 모델 혹은 “럼프(lumped)” 모델일 수 있다.

자유면 대수층의 우물역학에서는 우물의 양수에 의한 지하수위 저감과, 이에 따라 포화대에서 비포화대로 전이되는 상부 대수층이 수위변화에 미치는 영향을 해석하기 위하여 그레이박스 모델을 도입한 바 있으며 이 중 대표적인 것이 Boulton (1954)과 Moench(1995)에 의해 제안된 비포화대의 지연배수(delayed drainage) 모델이다. 이들 모델은 양수에 의해 저감된 지하수위로 인하여 자유면 대수층 상부 일부가 비포화 상태에 놓이게 되며 이 구역으로부터 중력배수에 의하여 지하수면으로 유입되는 물의 선속은 시간에 따라 지수적으로 감소한다는 직관에 기초한다. 이 모델은 비교적 성공적으로 자유면 대수층에서의 양수에 의한 지하수위 감소 패턴을 설명하였으며 현재 다양한 양수시험 자료 해석에 적용되고 있다.

본 연구에서는 기존 우물역학에서 이용되어 온 비포화대 흐름의 럼프 모델인 지연배수 모델(Boulton, 1954; Moench, 1995)과 지하수위 변동 모델(박은규, 2007; Park and Parker, 2008)을 통합하여 지하로 침투된 이후 플러그 및 확산의 두 가지 형태로 지하수면에 도달하여 함양됨을 가정한 지하수위 변동 모델을 개발하고자 한다. 이를 위하여 해석학적 기법을 통하여 새로운 지하수위 변동 모델의 준-해석학적 해를 구할 것이며 이를 알고리즘과 전산코드로 구성하여 실제 지하수위 변동 자료를 토대로 검증할 것이다. 또한 개발된 지하수위 예측 알고리즘을 비포화대의 조성이 상호 다른 수개 지역에 적용하여 토양형 및 비포화대 두께에 따라 예측되는 비포화대 수리상수의 특성에 대하여 살펴보고 비포화대 특성(ie. 비포화대의 두께 및 비포화대 수리특성)과의 상관성을 도출할 것이다. 위와 같은 일련의 과정을 통하여 지연배수 관련 모델 파라미터의 효용성 및 활용성에 대한 결론을 도출할 것이다.

## 2. 모델 개발

### 2.1. 물수지 방정식에 기초한 지하수위 변동모델

지하수위의 변동을 예측하기 위한 방법으로 박은규(2007)와 Park and Parker (2008)는 대수층의 물수지 방정식에 기초하여 지하수 함양에 기인하는 지하수위 변동

모델을 개발하고 이의 준-해석학적 해를 개발하였다. 이 지하수위 변동 모델에서는 어떤 자유면 대수층 구간에서 저유량의 변화를 일정 대수층 구간 내로 유입되는 지표 함양량, 인근 대수층 구간으로부터 유입되는 지하수 유입량 및 유출량의 합으로 표현하였으며 이를 물 수지 방정식으로 표현하면 아래의 식 (1)과 같다.

$$\frac{dv}{dt} = I - O - \Gamma \quad (1)$$

여기서  $I$ 와  $O$ 는 각각 일정 대수층 구간으로 시간 당 유입 및 유출되는 지하수의 선속 [ $L^3T^{-1}$ ]을 의미하며  $\Gamma$ 는 대수층 상부로부터 주어지는 지하수 함양선속 [ $L^3T^{-1}$ ],  $v$ 는 일정 대수층 구간에서 인근으로 내어줄 수 있는 잠재적인 물의 부피, 즉 잠재 배출량 [ $L^3$ ]을 의미하며 이는 다시 아래의 식 (2)로 주어진다.

$$v = a \times n \times h \quad (2)$$

위의 식에서  $a$ 는 수평으로 가정한 일정 구간 대수층의 상부 면적 [ $L^2$ ],  $n$ 은 대수층 상부 구간의 충전 공극율(fillable porosity) [-] (Sophocleus, 1991; 조진욱·박은규, 2008),  $h (= H - H_{min})$ 는 대수층 구간의 잠재배출 수두 [ $L$ ]로 대수층의 수위와 인근 지표수체의 기준면(base level) 사이의 수위 차를 의미하며 실제 지하수위,  $H$ 와 기준면의 수위,  $H_{min}$ 의 차로 주어진다. 박은규(2007) 및 Park and Parker(2008)은 일정 대수층 구간으로 유입되는 지하수 선속과 유출되는 지하수 선속의 차이가 대수층 구간의 잠재배출량과 비례함을 가정하고 유한차분식을 통한 증명으로 아래의 식 (3)을 도출하였다.

$$I - O = -kv \quad (3)$$

여기서  $k$ 는 지하수 유입-유출량의 차이와 잠재 배출량 간의 비례상수 [ $T^{-1}$ ]이며 대수층의 특성을 반영한다. 위의 식 (3)과 기하적인 분석을 통하여 아래의 식 (4)와 같은 잠재배출 수두에 의존하는 방정식 및 시-경계조건을 얻을 수 있다.

$$\frac{dh}{dt} = kh + \frac{\Gamma}{n} \quad (4)$$

$$h(0) = h_0 \quad (5)$$

**2.2 지연배수 모델**

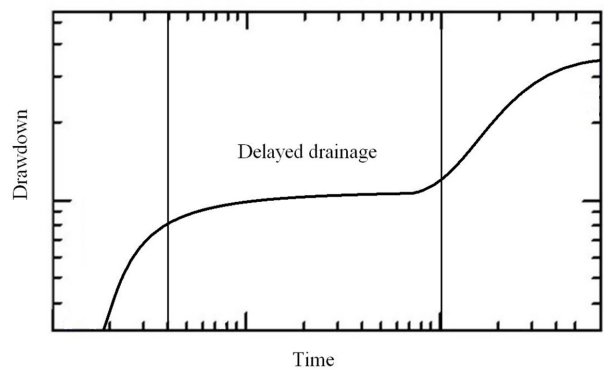
강우 시 지표를 침투한 물은 비포화대를 거쳐 지하수면으로 이동하며 비포화대의 두께 및 구성 매질의 수리적 특성의 영향으로 인하여 지하수면까지 도달하는 양상과

소요 시간이 각각 다르게 나타난다. 이러한 비포화대의 지연배수 특성은 자유면 대수층의 우물역학에서 빈번하게 다루어진 바 있으며 양수가 이루어질 경우 저감된 수위로 인하여 포화 상태에서 비포화 상태에 놓이게 된 대수층 상부 구간에서는 중력배수에 의한 지하수의 지연배수가 나타난다. 자유면 대수층의 양수시험 시 일반적으로 나타나는 시간-지하수위 강하 곡선은 Fig. 1과 같다. Fig. 1에 서와 같이 자유면 대수층에서의 초기 수위 강하 형태는 피압 대수층과 유사한 형태를 보이나 지하수위 강하에 의한 비포화 흐름으로 인하여 수위 강하 속도의 저감이 발생하며 피압 대수층 지하수위 강하 곡선으로부터 이력이 발생하고 이를 지연배수 현상이라 부른다. 보다 장기간 양수를 실시하였을 경우 지하수위 강하는 다시 피압 대수층의 수위강하와 유사한 형태로 복귀한다(Kasenow, 2006).

Boulton(1954)은 직관을 통하여 지하수위 강하로 인하여 발생하는 지연 배수는 지하수위 강하율에 비례한다는 가정을 하고 지수 감소모델을 구성하였으며 어느 특정 시간,  $t$  [ $T$ ],에 단위 면적에서 미소 시간  $\Delta t$ , 동안 미소 수위 변화량  $\Delta s$ 로 인하여 대수층으로 유입되는 지연배수량  $\Delta q_z$ 은 아래의 식 (6)과 같이 주어짐을 제안한 바 있다.

$$\Delta q_z = \Delta s \alpha S_y \exp[-\alpha \Delta t] \quad (6)$$

여기서  $\alpha$ 는 지하수위 강하 속도와 지하수위 강하량 간의 비례상수 [ $T^{-1}$ ]이다. 위의 식 (6)에서  $\Delta s$ 를  $ds/dt \times dt$ 로 치환하여 시간 0에서  $t$ 까지 적분하고 Darcy의 법칙을 적용하면 비포화대를 통한 지연 배수의 수직적 흐름에 대한 식으로 쓸 수 있다(Moench, 1995; Moench, 1997).



**Fig. 1.** An illustration of a drawdown curve of common unconfined aquifers showing delayed drainage during pumping test(Kasenow, 2006).

$$K_z \frac{\partial s}{\partial z} = -\alpha S \int_0^t \frac{ds}{d\tau} \exp[-\alpha(t-\tau)] d\tau \quad (7)$$

여기서  $s$ 는 지하수위 강하량[L],  $S_y$ 는 대수층 상부 구간의 비산출율[-] 및 는 지하수면 직상부 비포화대의 수직 포화 수리전도도[LT<sup>-1</sup>]이다. 본 연구에서는 대수층 상부 구간의 충전 공극율을 비산출율과 같다고 가정하였다(조진욱 · 박은규, 2008). Moench(1995)는 식 (7)과 같은 지연 배수 모델이 자유면 대수층에서의 양수시험 자료 해석에 있어 순간 배수(instantaneous drainage) 모델(Neuman, 1972, 1974)보다 유리하다고 밝힌 바 있다.

**2.3. 지하수위 변동 모델과 지연배수 모델의 결합**

만약, 시간에 따른 지하수위의 변화가 지하수 함양에만 기초한다고 가정하면 지하수위 변화율과 비산출율의 곱,  $S_y ds/dt$ 은 지하수 함양율,  $R(=\Gamma/\alpha)$ 로 치환할 수 있으며 식 (4)와 (7)을 결합한 형태는 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{dh}{dt} = kh + \frac{\alpha}{n} \int_0^t R(\tau) \exp[-\alpha(t-\tau)] d\tau \quad (8)$$

위의 식을 유도함에 있어, 시간에 따른 잠재 배출 수두의 변화와 지하수위의 변화는 같은 것으로 가정하였다. 실제 인근 지표수체의 기준면에 큰 변화가 발생하지 않을 경우 잠재 배출 수두의 시간에 따른 변화율은 지하수위의 변화율과 동일하다.

위의 식에 대한 해를 얻기 위하여 라플라스 변환을 실시하였으며 라플라스 도메인에서의 해는 다음과 같이 주어진다.

$$\bar{h} = \frac{h_0}{p-k} + \frac{\alpha}{n} \frac{\bar{R}}{p+\alpha} \left( \frac{1}{p-k} - \frac{1}{p+\alpha} \right) \quad (9)$$

여기서  $p$ 는 시간 도메인에서  $s$ 에 대응되는 라플라스 변수로 일반적으로  $s$ 와 역의 상관관계를 갖는다. 라플라스 함수  $\bar{h}$  및  $\bar{R}$ 은 각각 시간 도메인의  $h$ 와  $R$ 의 라플라스 도메인 변환 함수이다. 라플라스 역변환을 통한 시간 도메인에서의 해는 다음의 식 (10)과 같은 적분식 형태로 주어진다.

$$h = h_0 \exp(kt) + \frac{\alpha}{n(\alpha+k)} \int_0^t R(t-\tau) [\exp(k\tau) - \exp(-\alpha\tau)] d\tau \quad (10)$$

위의 식 (10)에서  $\alpha \rightarrow \infty$  일 경우

$$h = h_0 \exp(kt) + \frac{1}{n} \int_0^t R(t-\tau) \exp(k\tau) d\tau \quad (11)$$

이 되며 이는 박은규 (2007)에 의해 얻어진 비포화대 지연효과를 고려하지 않은 지하수위 변동 준-해석학적 해와 같다. 반대로 지하수면 직상부가 피압층에 가까울 경우  $\alpha$ 는 0에 가까운 매우 작은 값이 되며 함양에 의한 지하수위 변동 효과는 소멸된다. Boulton(1963)은  $1/\alpha$ 가 비포화대 지연 정도를 의미하는 지연지표(delay index)로 정의하였다.

위의 식 (10)은 강우에 따라 단속적인 특성을 갖는 지하수 함양에 대하여 일반적으로 해석적이지 않다. 따라서 보다 해석적인 접근을 위하여 구간함수(piecewise function)가 일반적으로 적용되며(Rai and Manglik, 1999; 박은규, 2007; Park and Parker, 2008), 본 연구에서는 지하수 함양을 강우 관측 빈도와 같은 구간(piecewise interval)을 갖는 구간상수(piecewise constant) 함수로 정의하고 관측 구간 내에서는 강수량이 일정한 것으로 가정하였다. 만약 구간의 길이가  $\Delta t$ 이며, 현재의 잠재배출 수두는  $h^n$ , 현재의 함양량은  $R_n$ 으로 구간 내 강우 사건에 의한 함양이 구간 내에 모두 이루어지는 것으로 가정하였을 때  $\Delta t$  시간 이후 다음 구간의 잠재배출 수두,  $h^{n+1}$ 는 아래의 식 (12)와 같이 주어진다.

$$h^{n+1} = h^n \exp(k\Delta t) + \frac{\alpha R_n}{n(\alpha+k)} \left[ \frac{\exp(k\Delta t) - 1}{k} + \frac{\exp(-\alpha\Delta t) - 1}{\alpha} \right] \quad (12)$$

따라서 실제 지하수위,  $H^{n+1}$ 는  $h^{n+1}$ 과  $H_{\min}(t^{n+1})$ 의 합으로 주어진다. 여기에서  $H_{\min}(t^{n+1})$ 는  $n+1$ 단계의 시간  $t^{n+1}$ 에서의 기저수위로서 기저수위의 변동이 없다고 판단되는 경우 고정된 값을 가지나 그렇지 않을 경우 시간-중속 함수 형태의 값을 가진다.

본 연구에서는 강우에 의한 함양을  $R_n = f \times P_n$ 으로 가정하였으며, 여기서,  $f$ 는 0에서 1 사이의 특정 상수, 즉 상수의 함양율이며[-],  $P_n$ 은  $n$ 구간에서의 강수량[LT<sup>-1</sup>]이다. 일반적으로 비포화대의 투수성이 높지 않을 경우 구간 내 강우 사건에 의한 함양에 소요되는 시간은 구간의 길이 보다 훨씬 길 수 있으며 이러한 경우  $\Delta t \rightarrow \infty$ 가 되어야 구간 내에서 함양이 완결되는 아래의 조건,

$$\lim_{\Delta t \rightarrow \infty} R_n [\exp(-\alpha\Delta t) - 1] = -R_n, \quad (13)$$

을 만족한다. 따라서 본 연구에서는 비포화대의 지연배수 특성을 고려하여 위의 식 (12)를 아래의 식 (14)과 같이 수정 보완하였다.

$$h^{n+1} = h^n \exp(k\Delta t) - \frac{\alpha}{n(\alpha+k)} \left[ R_n \frac{1-\exp(k\Delta t)}{k} - \sum_{i=1}^N R_i \{1-\exp(-\alpha T_i)\} \right] \quad (14)$$

여기서  $N$ 은 과거의 함양이 현재의 수위변화에 영향을 미치는 시간규모 관련 상수이며,  $T_i = (n-i+1)\Delta t$ 이다. 즉, 미래의 잠재배출 수두,  $h^{n+1}$ 는 시간,  $T_i$ 전부터 현재까지 발생한 모든 함양의 누적된 효과에 의하여 발생한다는 의미이다.

최종적으로 위 식 (14)에 제시된 알고리즘을 바탕으로 FORTRAN 전산코드를 제작하였으며, 모델의 적용 및 보정 시 각 입력 모델 파라미터의 최적 값을 얻기 위하여 비선형 파라미터 예측 소프트웨어인 PEST(Doherty, 2002)를 사용하였다. 최적화를 통해 얻어지는 파라미터는  $f/n$ ,  $\alpha$ ,  $k$ ,  $H_{min}$  및  $N$ 이다.

### 3. 결과 및 고찰

본 연구를 통하여 개발된 모델의 적용성 및 해석성을 시험하기 위하여 적용한 지역은 경기도 광명시, 경상북도 봉화군 및 영주시, 전라남도 함평군, 강원도 홍천군의 총

5개 지역이다. 해당 지역들은 지하수위가 강우 시 비교적 뚜렷하게 상승하는 곳이며, 따라서 강우에 기인하는 지하수위 변동 모델의 적용에 적합하다고 판단할 수 있다.

비포화대의 지연 배수효과에 대한 지역 특성별 비교를 위해서는 각 연구지역 지표 및 비포화대를 구성하는 토양 특성의 파악이 중요하며 이를 확인하기 위하여 농촌진흥청 한국토양정보시스템에서 제공하는 토양통사전의 토양통 특성자료(농촌진흥청, 2005)와 1:5,000 세부 정밀토양도(농촌진흥청, 2005)가 활용하였다. 이를 통하여 얻어진 각 연구지역 지하수 관측소 주변 토양통의 토성과 토양구조 등을 고려하여 결정한 배수특성 및 투수성은 Table 1과 같다.

Table 1에서 각 지역의 첫 번째 행은 국가지하수 관측망 관측소가 위치하는 지점의 토양통을 나타내며 나머지는 관측소 주변 반경 1 km 내의 주요 토양통을 나타낸다. 광명지역의 경우 표토는 세사양토, 심토는 사양토로 구성되며 주변 지역은 자갈이 포함된 사양토로 구성되어있다. 봉화와 영주지역의 경우 표토는 사양토, 심토는 자갈이 포함된 사토로 구성되며 주변 지역은 자갈을 포함한 사양토 내지 사양토로 구성되어있다. 함평지역의 표토는 자갈이 있는 양토, 심토는 미사식양토로 구성되며 주변지역은 미사양토로 구성되어있다. 홍천지역의 경우 표토와 심토는

**Table 1.** Hydrologic properties of Soil Series in study areas

Location	Soil Series Name	Soil Phase Symbol	Topsoil classification (Subsoil)	Drainage <sup>1)</sup>	Permeability <sup>2)</sup>
Gwangmyeong	JUNG Dong	Jd	Fine SL (SL)	II	III or IV
	GWARIM	KzE2	SL with gravel	II	IV
	JIGOG	JoB	SL with gravel	II	III
Bonghwa	DEOGCHEON	DF	SL (S with gravel)	II	III or IV
	JIGOG	JoB	SL with gravel	II	III
	SAMGAG	SgD2	SL	I	II
Youngju	DEOGCHEON	DF	SL (S with gravel)	II	III or IV
	SANGJU	SuB	SL with gravel	II	III
	SAMGAG	SgE2	SL	I	II
Hampyeong	YONGGYE	YxB	L with gravel (SICL)	II	III
	PYEONGTAE G	Pt	SIL	IV	VI
Hongcheon	JIGOG	JoC	SL with gravel (SL with gravel)	II	III
	JUNG Dong	Jd	Fine SL	II	III or IV
	CHEONGSAN	CaF2	L with gravel or SL	I	II

<sup>1)</sup> Drainage

Drainage rating	Very good	Good	Little good	Little poor	Poor	Very poor
	I	II	III	IV	V	VI

<sup>2)</sup> Permeability

Permeability rating	Very fast	Fast	Little fast	Fair	Little slow	Slow	Very slow
	I	II	III	IV	V	VI	VII

자갈이 포함된 사양토로 구성되며 주변지역은 세사양토, 자갈이 있는 양토 또는 사양토로 구성되어있다. 연구지역의 토양통에 따른 배수성과 투수성은 상호 큰 차이를 보이지 않는 것으로 나타났으나 토양통의 구성 상 연구지역 관측소 지점의 표토를 기준으로 자갈이 있는 사양질의 홍천, 자갈이 있는 양질의 함평, 사양질의 봉화와 영주, 세사양질의 광명 순으로 배수 및 투수성이 양호할 것으로 판단된다.

개발된 모델의 입력 자료로는 해당 지역의 365일 간 (2009년 1월 1일-12월 31일)의 일 단위 강우자료(기상청, 2009; 국토해양부, 2009)가 활용되었다. 모델 예측 결과 보정을 위하여 동일한 시기 광명철산(GM), 봉화명호(BH), 영주문정(YJ), 함평신광(HP), 홍천홍천(HC) 국가지하수관측망 관측소의 층적대수층 관측 수위를 이용하였다(국가지하수정보센터, 2009). 보정자료 획득에 이용된 각 관측점의 제원은 Table 2(국가지하수관측망 설치공사 준공보고서, 광명철산(2000); 봉화명호(1997); 영주문정(2000); 함평신광(1999); 홍천홍천(2001))와 같다.

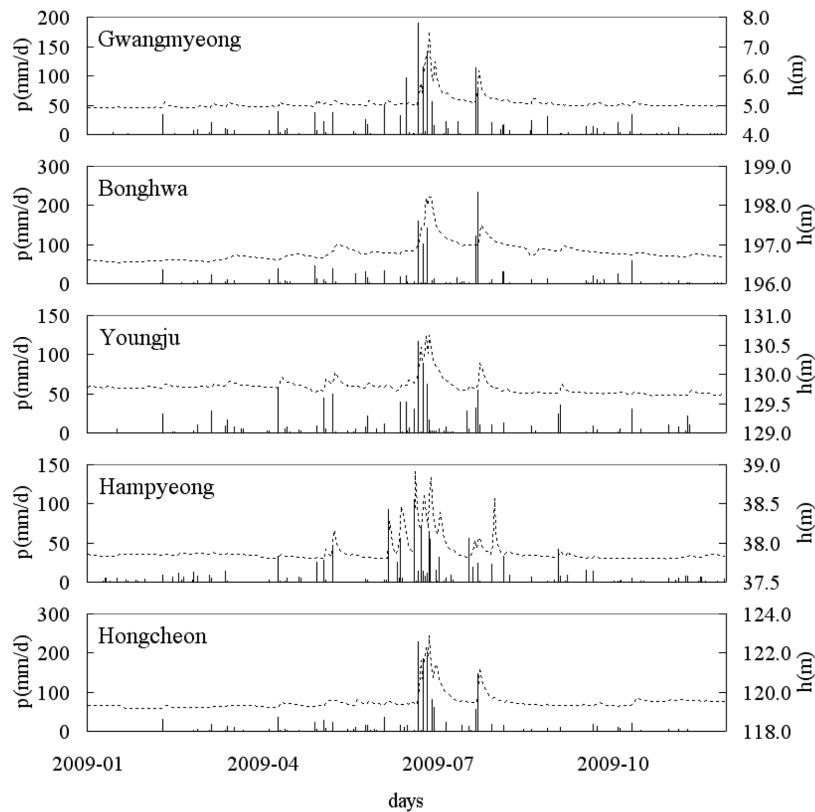
모델 파라미터의 보정을 위하여 모델 예측 수위와 실제 관측 수위의 인접성을 기준 인자로 최적화를 실시하였으

**Table 2.** Descriptions on the observation wells in study area

	GM	BH	YJ	HP	HC
Elevation (m)	11.2	204.2	134.1	40.5	128.5
Well depth (m)	13.5	10.8	13	9.5	12
Casing diameter (mm)	200	250	200	250	200

며 각 지역 마다 총 365일 간(2009년 1월 1일-12월 31일)의 일 단위 수위 비교가 이루어졌다. 연구지역의 분석에 활용된 실제 관측수위 수문곡선, 그리고 일 단위 강우량 자료는 Fig. 2와 같다.

연구지역의 관측수위는 전술한 비와 같이 모든 지역에서 강우에 따라 민감한 수위상승을 보이고 있다. 또한 수위 기준면 역시 다섯 지역 모두 연중 일정하다. 특히, 다섯 지역 모두에서 강우 이외에 여타 요인(지하수 이용)에 의한 수위의 급격한 강하가 나타나지 않아 본 연구에서 개발한 지하수위 변동 모델을 적용하기에 적합한 곳이라 할 수 있다. 강우의 경우 6월에서 8월까지 연간 누적강우량의 약 67%가 집중되며 풍수기로 분류할 수 있다. 그 외의 기간에는 2009년 중 집중적인 강우가 나타나지 않는 것으로 판단된다. 수문곡선을 통한 비포화대 내에서의



**Fig. 2.** Precipitation data and the ground water hydrographs(dot line) of year 2009, study area.

**Table 3.** Lag-time correlation coefficients between precipitation and observed groundwater level data of each study area

Time lag (day)	GM	BH	YJ	HP	HC
0	0.3710	0.2161	0.2892	0.5897	0.4053
1	0.5929	0.3535	0.5584	0.5438	0.6650
2	0.3951	0.3899	0.4340	0.3458	0.4698
3	0.4371	0.3737	0.4370	0.2662	0.5098
4	0.4254	0.3996	0.4294	0.2743	0.4657
5	0.3656	0.3377	0.3259	0.3822	0.4035
6	0.4542	0.3264	0.4010	0.3036	0.4600
7	0.2833	0.3027	0.3427	0.2781	0.3425
8	0.2240	0.2620	0.3149	0.3873	0.2483
9	0.2597	0.2312	0.2433	0.3757	0.2575

강우-함양 지연패턴을 살펴보기 위하여 일 단위 강우와 일평균 지하수위 간 지연시간(time-lag)에 따른 교차상관 분석을 실시하였으며 그 결과는 Table 3에 주어진 바와 같다.

Table 3에 제시된 바와 같이 봉화명호를 제외한 모든 관측소 위치에서 시간 지연에 따른 최대 상관계수 도달이 0 내지 1일로 분석되어, 선정된 대부분의 관측소 비포화대에서 비교적 빠른 강우-함양 프로세스가 발생함을 알 수 있다. 특히, 함평신광 관측소의 경우 강우 당일에 가장 높은 상관계수를 나타내어 비포화대 내에서의 침투수 흐름이 매우 빠르게 일어나는 것으로 판단할 수 있다. 광명철산, 홍천홍천, 영주문정 관측소의 경우 공통적으로 최대 상관계수가 1일의 지연시간에 나타나며 이는 비교적 빠른 시간 내에 침투한 강우가 함양되는 경향을 지시한다. 또한 상기 네 곳 관측소의 지연시간에 따른 상관계수는 최대 상관계수 인근에서 급격하게 감소하는 패턴을 보여준다. 따라서 봉화명호 관측소를 제외한 대부분의 관측소에서는 강우에 의하여 침투된 물이 지하수면에 도달하는 형태가 확산 보다는 플러그 형태인 것으로 판단할 수 있다.

그러나 봉화명호 관측소의 경우 최대 상관계수를 보이는 지연시간이 4일로 나타났으며, 여타 지역과는 달리 상관계수의 값 역시 크지 않고, 최대 상관계수 인근의 상관계수 역시 최대 상관계수에 인접한 값을 보인다. 따라서 봉화명호 관측소에서는 플러그 및 확산 형태의 함양수 유입이 동시에 일어나는 것으로 판단할 수 있다. 본 연구에서는 위와 같은 관찰을 근거로 하여 단위 강우가 지하수위에 유효한 영향을 미치는 평균시간을 의미하는 모델 파라미터인 식 (14)의  $\omega$  7일로 결정하였다. 따라서 본 연구에서는 강우가 지하수위에 유효한 영향을 미치는 최대 기간이 7일임을 가정하였으며 그 이후에는 비포화대에 잔류하는 수분이 더 이상 지하수위의 상승에 영향을 미치지

못하는 것으로 보였다. 이러한 가정에 기초하여 최적 모델 파라미터 결정을 위한 보정이 실시되었으며 보정의 효율성을 위하여 비선형 파라미터 예측코드인 PEST (Doherty, 2002)가 활용되었다. 전산화된 기존의 지하수위 변동모델인 PP모델(Park and Parker, 2008)과 본 연구의 지연배수효과를 고려한 지하수위 변동모델 그리고 모델 보정을 통하여 얻어진 최적화 모델 파라미터를 이용하여 얻어진 관측수위와 예측수위는 Fig. 3(a-e)와 같다. 그림을 통하여 관찰할 수 있는 바와 같이 대부분의 관측소에서 PP모델과 새롭게 개발된 모델은 유사한 예측을 보였으나 확산과 플러그 형태의 지하수 함양이 동시에 나타나는 봉화명호의 경우에는 새롭게 개발된 모델이 지하수위의 변화를 보다 유사하게 예측하고 있음을 확인할 수 있다.

PP모델을 이용하여 예측 지하수위와 관측 지하수위의 지역 별 RMS(root mean square) 오차는 광명철산 0.1093 m, 봉화명호 0.0886 m, 영주문정 0.0584 m, 함평신광 0.0991 m, 홍천홍천 0.1521 m이며 본 연구에 의해 개발된 모델을 활용하여 예측 지하수위와 관측 지하수위의 지역 별 RMS 오차는 광명철산 0.1073 m, 봉화명호 0.0724 m, 영주문정 0.0584 m, 함평신광 0.0992 m, 홍천홍천 0.1494 m로 나타났다. 봉화명호 관측소를 제외한 네 지역 관측소의 경우 기존 모델과 개발된 모델의 RMS 오차 변화량이 기존 모델의 RMS 오차의 1%미만으로 크게 차이가 나타나지 않는 것으로 분석되었다. 이는 네 지역 관측소의 강우에 의한 침투수의 비포화대 거동이 플러그 형태에 가까움을 의미한다. 반면에 봉화명호 관측소의 경우 개발된 모델의 RMS 오차는 기존 모델의 RMS 오차에 비해 약 20% 정도로 감소하였으며 특히 강우에 의한 지하수위 상승 이후의 하강의 부분에서 높은 예측정확도를 보였다. 이는 봉화명호 관측소의 강우에 의한 비포화대 내 침투수 거동이 플러그 흐름과 확산 흐름의 형태를 동시에 갖기 때문인 것으로 판단된다. 기존의 PP모델의 경우 비포화대 내 침투수의 확산 흐름에 의한 지하수위 지연-하강 패턴을 예측할 수 없다.

Table 4는 각 연구지역에서 PP모델 및 본 연구를 통하여 개발된 모델을 적용하여 예측한 식 (14)의  $k$ ,  $k'$ 의 편차 및  $\alpha$ 를 나타낸 것이다. 표에서와 같이  $\alpha$ 값이 클수록  $k$ 의 상대편차가 작아지는 경향을 보인다. 따라서 함평신광, 영주문정과 같이 높은  $\alpha$ 값을 보이는 지역은 기존 PP모델과 본 연구의 모델에서 모두 유사한 값의  $k$ 가 예측되었다. 앞서 언급한 바와 같이 본 연구에서 개발된 모델은  $\alpha \rightarrow \infty$  일 경우 비포화대의 지연 배수효과를 고려하지 않는 기존모델에 수렴한다.

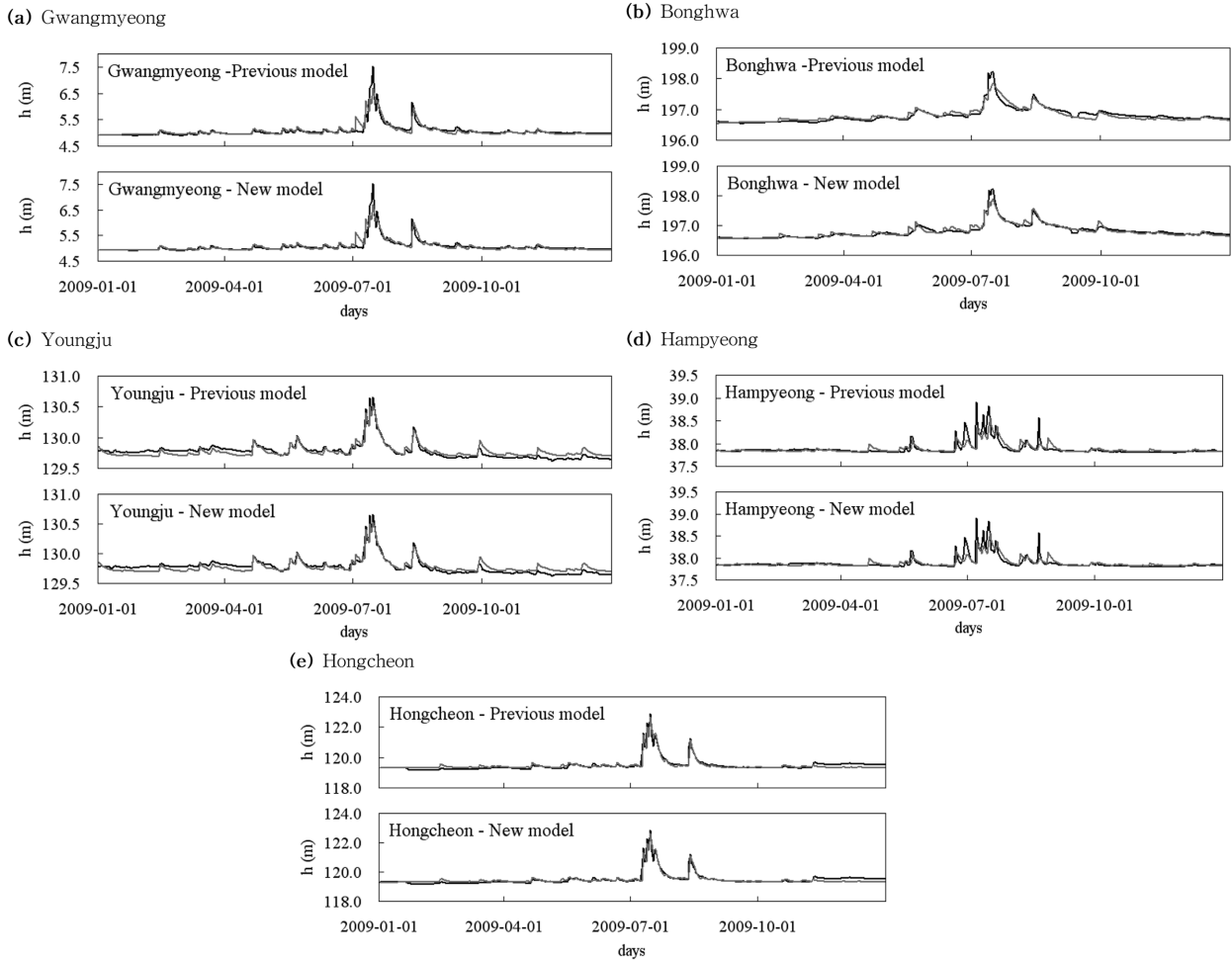


Fig. 3. Observed ground water level fluctuation(black color) and predicted ground water level fluctuation(gray color) of year 2009: (a) Gwangmyeong area; (b) Bonghwa area; (c) Youngju area; (d) Hampyeong area; (e) Hongcheon area.

Table 4. Comparison of estimated parameter by two models in study area

Location	Previous model	ABS(k)	New model	ABS(k)	Deviation of k (%)	$\alpha$ (1/day)
Gwangmyeong	0.1905		0.0905		52.55	15.551
Bonghwa	0.0647		0.0257		60.28	11.034
Youngju	0.1974		0.1804		8.56	101.825
Hampyeong	0.2270		0.2251		0.88	1000
Hongcheon	0.2791		0.0701		74.88	11.032

연구지역의 관측지하수위와 보정을 통하여 얻어진 모델 파라미터는 Table 5와 같다. 각 관측소 지하수위 자료를 이용하여 보정된 모델 파라미터들(Table 5)은 해당 지역의 지하수 수리특성을 반영한다. 대표적으로 모델파라미터에 영향을 미치는 요인으로는 비포화대 특성, 대수층 특성, 지형 특성 등이 있다. 대수층의 특성, 특히 대수층의 수리전도도에 관계된 지하수위 저감 상수,  $k$ 의 경우 비포화대가 자갈이 포함된 양토 내지 사양토와 같이 상대적으로

로 투수성이 높은 매질로 구성된 함평신광과 영주문정 관측소에서 대체로 높은 값을 보인다. 반면에 자갈이 분포하지 않고 세사양토로 구성된 광명철산 관측소의 경우 상대적으로 낮은 값을 보이는 것으로 분석되었다. 실제 지하수위 저감상수,  $k$ 는 대수층 투수계수와 수리경사에 비례하고 충전 공극율에 반비례하는 비선형 함수로 해석된다(Park and Parker, 2008). 강우 중 함양율과 충전 공극율의 비,  $f/n$ 은 홍천홍천 관측소가 가장 높은 값을 보이



**Table 5.** Calibrated model parameters of study areas

Location	$h_0$ (m)	$k$ (l/day)	$f/n$	$\alpha$ (day)	(day)	(m)
GM	0.004	-0.090	5.970	15.551	0.064	4.919
BH	0.018	-0.026	6.448	11.034	0.091	196.545
YJ	0.156	-0.180	4.990	101.825	0.010	129.696
HP	0.045	-0.225	5.147	1000	0.001	37.812
HC	-0.032	-0.070	8.656	11.032	0.091	119.303

며 영주문정이 가장 낮은 값을 보인다. 함양율/공극율 비의 경우 각기 다른 지역이 서로 다른 충전 공극율을 가지므로 절대적으로 함양율의 대소를 의미하지는 않는다. 다만 조진욱·박은규(2008)가 고안한 방법과 같이 각 관측소의 토성 및 평균적인 지하수위 상승폭을 고려하여 충전 공극율이 예측되었을 경우 함양율/공극율 비를 통하여 함양율을 예측할 수 있다.

비포화대 지연상수,  $\alpha$ 의 경우, 앞서 지연시간을 이용한 상관계수 분석에서 가장 짧은 비포화대 지연을 보인 함평신광 관측소가 1000 이상의 값으로 예측되어 가장 큰 값을 보였다. 또한 지연시간을 이용한 상관계수 분석 상 가장 긴 비포화대 지연을 보인 봉화명호 관측소의 경우 비포화대 지연상수가 가장 낮은 값인 11.0으로 예측되었다. 이러한 결과는 본 연구에서 개발된 모델의 지연상수 값이 실제 비포화대에서의 침투수 거동 패턴을 반영하고 있음을 지시한다. 홍천홍천 관측소의 경우 봉화명호와 마찬가지로 가장 작은 값의 지연상수인 11.0으로 예측되었으나 지하수면까지의 심도가 봉화명호에 비하여 1.5 m 이상 더 깊어(Table 6) 동일한 비포화대 배수성을 지시하지는 않는 것으로 판단된다. 여기서 비포화대 두께,  $D$ 는 관측소 고도와 개발된 모델을 통해 예측된 파라미터  $H_{min}$ 의 차이로 주어진다. 함평신광 관측소의 경우 지하수면까지의 심도가 다른 네 개 관측소에 비하여 매우 얕고 모델에 의하여 예측되는 비포화대 지연상수는 전체 관측소 중 가장 큰 값으로 예측되었다는 사실은, 위의 관찰과 더불어, 비포화대 지연상수,  $\alpha$ 가 비포화대 내 침투수의 거동 특성을 반영한다는 본 연구 모델 구성 시 가정이 유효함을 보여준다. 또한 비포화대 지연지표인  $1/\alpha$ 와 현장에서 측정된

**Table 6.** Thickness of vadose zone, hydraulic conductivity of alluvial aquifer, topsoil classification in study area

Location	$D$ (m)	Topsoil classification
Gwangmyeong	6.2	Fine SL (Sandy Loam)
Bonghwa	7.7	SL
Youngju	4.4	SL
Hampyeong	2.7	L with gravel
Hongcheon	9.2	SL with gravel

비포화대 두께 간의 상관분석 결과 0.96의 높은 상관관계를 갖는 것으로 분석되었다. 따라서 적용된 지역의 경우를 통하여 살펴볼 때 지표로부터 지하수면까지의 심도가 깊을수록 지연지표는 점차 커지며, 반대로 지연상수는 점차 작아진다는 제한적인 결론을 내릴 수 있다.

이와 관련하여 Boulton(1963)과 Moench(1995)는 그들의 자유면 대수층 우물역학 모델 분석을 통하여 지연상수의 역수로 표현되는 지연지표(ie.  $1/\alpha$ )를 비포화대 내 물의 거동 속도와 관련된 상수로 제안한 바 있으며 지연지표가 작을수록 비포화대 내 물의 중력 거동이 빠르고 클수록 느린 경향을 가짐을 설명하였다. 이를 고려할 때 강우에 의해 침투한 물이 지하수면에 도달하는 함양 속도는 지연상수와 비포화대 두께의 곱(ie.  $\alpha \times D$ [LT<sup>-1</sup>])을 통하여 정성적으로 파악될 수 있다. 따라서 본 연구의 적용지역 중에는 함평신광 관측소의 비포화대가 가장 빠른 함양 속도( $\alpha \times D = 2.7E + 3$  m/day)를 가지며 영주문정이 두 번째( $4.5E + 2$  m/day), 홍천홍천이 세 번째( $1.0E + 2$  m/day), 광명철산이 네 번째( $9.7E + 1$  m/day), 그리고 봉화명호( $8.5E + 1$  m/day) 순이라고 할 수 있다. 이와 같이 지연계수 또는 지연지표는 비포화대 전반을 통하여 강우로부터 유입된 침투수가 지하수면까지 도달하는 특성을 반영하는 상수로 지하수 오염취약성이나 지하수 함양 특성 등에 활용될 수 있는 가능성을 지니고 있는 것으로 판단된다.

#### 4. 요약

본 연구에서는 강우가 비포화대로 침투된 이후 플러그 및 확산의 두 가지 형태로 지하수면에 도달하여 함양됨을 가정하여 기존 지하수위 변동 모델에 대한 수정을 실시하였다. 이를 위하여 기존 우물역학에서 이용되어 온 지연배수 모델(Boulton, 1954; Moench, 1995)과 지하수위 변동 모델(박은규, 2007; Park and Parker, 2008)의 통합을 시도하였다.

개발된 모델은 강우에 기인하는 지하수위 변동이 뚜렷하게 나타나는 광명철산, 봉화명호, 영주문정, 함평신광, 홍천홍천 관측소에 적용하고 분석하였다. 개발된 지하수

위 변동모델의 예측 결과에서 봉화명호 관측소 외의 네 지역은 플러그 형태의 침투수 거동이 지배적이어서 기존 PP 모델과 본 연구에서 개발한 모델 사이의 예측 오차가 크지 않음을 확인하였다. 그러나 봉화명호 관측소의 경우 침투수의 비포화대 거동이 확산과 플러그 형태를 보이는 것으로 분석되었으며, 본 연구에서 개발된 모델을 통하여 기존 PP모델에 비하여 우수한 수위변화 예측이 이루어졌다. 이는 기존 모델이 비포화대 침투수의 플러그 형태 함양만을 고려한 반면 본 연구에서 개발된 모델의 경우 비포화대 지연배수를 고려하였으므로 확산에 의한 거동까지 고려할 수 있기 때문인 것으로 판단된다.

본 연구의 지연지표와 실제 현장 자료와의 유기성을 살펴보기 위하여 비포화대 지연지표인  $1/\alpha$ 와 현장에서 측정된 비포화대 두께 간의 상관분석을 실시하였으며 0.96의 높은 상관계수를 얻었다. 이러한 값은 비포화대의 두께가 두꺼울수록 지연지표는 커짐을 의미하며 따라서 본 연구에서 적용된 지연계수가 물리적인 타당성을 지닌다고 의미한다. 향후 본 연구에서 개발된 모델을 통해 예측되는 지연상수와 지연지표는 비포화대 내에서의 침투수의 거동특성을 알아내는데 활용될 수 있을 것이며 비포화대 내 오염확산 경향 판단 내지 지하수 오염취약성 등을 포함한 많은 실용적인 분야에도 이용될 수 있을 것으로 판단된다.

## 사 사

이 논문은 2010년도 정부(교육과학기술부)의 지원으로 한국연구재단의 지원을 받아 수행된 연구임(No. 2010-0009900).

## 참 고 문 헌

국가지하수정보센터, 2009, 광명철산 관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.

국가지하수정보센터, 2009, 봉화명호 관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.

국가지하수정보센터, 2009, 영주문정 관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.

국가지하수정보센터, 2009, 함평신광 관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.

국가지하수정보센터, 2009, 홍천홍천 관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.

국토해양부, 2009, 함평 강우관측소 관측연보, <http://www.wamis.go.kr/>.

[www.wamis.go.kr/](http://www.wamis.go.kr/).

국토해양부, 1997-2001, 국가지하수관측망 설치공사 준공보고서.

기상청, 2009, 서울 기상연보, <http://www.kma.go.kr/>.

기상청, 2009, 봉화 기상연보, <http://www.kma.go.kr/>.

기상청, 2009, 영주 기상연보, <http://www.kma.go.kr/>.

기상청, 2009, 홍천 기상연보, <http://www.kma.go.kr/>.

구민호, 이대하, 2002, 지하수위 변동법에 의한 지하수 함양량 산정의 수치해석적 분석, *대한지질학회지*, **38**(3), 407-420.

김태희, 김용제, 이강근, 2006, 지하수 함양량 추정시 공간상에서의 자료 Sampling 방법에 따른 Minimum Entropy Deconvolution의 적용성에 관한 검토, *지하수토양환경학회지*, **11**(3), 52-58.

농촌진흥청, 2005, 세부 정밀토양도, <http://asis.rda.go.kr/>.

문상기, 우남철, 2001, 누적강수량과 지하수위 곡선을 이용한 지하수 함양을 추정기법, *지하수토양환경학회지*, **6**(1), 33-43.

박은규, 2007, 강우에 의한 지하수위 변동 예측모델의 개발 및 적용, *지하수토양환경학회지*, **12**(4), 51-56.

조진욱, 박은규, 2008, 지하수위 변동 예측 및 비포화대 함수모델을 이용한 지하수 함양을 산정 연구, *지하수토양환경학회지*, **13**(1), 67-76.

최병수, 안중기, 1998, 지역단위 지하수 자연함양을 산정방법 연구, *지하수환경학회지*, **5**(2), 57-65.

Bierkens, M.F.P., 1998, Modeling water table fluctuations by means of a stochastic differential equation, *Water Resour. Res.*, **34**(10), 2485-2499.

Boulton, N.S., 1954, Unsteady radial flow to a pumped well allowing for delayed yield from storage, *Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Rome. Publ.*, **37**, 472-477.

Doherty, J., 2002, PEST: Model Independent Parameter Estimation, *Water-mark Numerical Computing*.

Kasenow, M., 2006, *Aquifer Test Data : Analysis and Evaluation*, Water Resources Publication, p. 145-153.

Knotters, M. and Bierkens, M.F.P., 2000, Physical basis of time series models for water table depths, *Water Resour. Res.*, **36**(1), 181-188.

Moench, A.F., 1995, Combining the Neuman and Boulton models for flow to a well in an unconfined aquifer, *Ground Water*, **33**(3), 378-384.

Moench, A.F., 1997, Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer, *Water Resour. Res.*, **33**(6), 1397-1407.

Neuman, S.P., 1972, Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table, *Water Resour. Res.*, **8**, 1031-1044.

Neuman, S.P., 1974, Effects of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed aquifer response, *Water*

*Resour. Res.*, **10**, 303-312.

Park, E. and Parker, J.C., 2008, A simple model for water table fluctuations in response to precipitation, *Journal of Hydrology*, **356**, 344-349.

Rai, S.N. and Singh, R.N., 1995, Two-dimensional modelling of water table fluctuation in response to localized transient recharge, *Journal of Hydrology*, **167**, 167-174.

Rai, S.N. and Manglik, A., 1999, Modelling of water table variation in response to time-varying recharge from multiple basins using the linearised Boussinesq equation, *Journal of Hydrology*,

**220**, 141-148.

Rasmussen, W.C. and Andreasen, G.E., 1959, Hydrologic Budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland, U. S. Geologic Survey Water-Supply Paper, **1472**, 106 p.

Sophocleous, M., 1991, Combining the soil water balance and water level fluctuation method to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects, *Journal of Hydrology*, **124**, 229-241.

van Genuchten, M.T., 1980, A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, 892-898.