

지하수위 변동 예측 및 비포화대 함수모형을 이용한 지하수 함양율 산정 연구

조진욱 · 박은규*

경북대학교 지질학과

A Study on Delineation of Groundwater Recharge Rate Using Water-Table Fluctuation and Unsaturate Zone Soil Water Content Model

Jin-Wook Cho · Eungyu Park*

Dept. of Geology, Kyungpook National University

ABSTRACT

In this study, a combined model of a water-table fluctuation and a soil moisture content model is proposed for the estimation of groundwater recharge rate at a given location. To evaluate the model, groundwater level data from 4 monitoring wells (Pohang Yeonil, Pohang Kibuk, Suncheon Oeseo, Hongcheon Hongcheon) of National Groundwater Monitoring Network from 1996 to 2005 and precipitation data of corresponding years are used. From the proposed methodology, the groundwater recharge rates are estimated to be from 0.5 to 61.4% for Hongcheon Hongcheon, from 1.1 to 27.4% for Pohang Yeonil, from 5.1 to 41.4% for Pohang Kibuk, and from 1.1 to 8.3% for Suncheon Oeseo. The magnitude of variation of the estimated recharge rate depends on the soil type observed near the stations. The groundwater fluctuation model used in this study includes precipitation as a unique source of water-table perturbation and there may exist corollary limitations. To improve the applicability of the proposed method, a capillary-water content constitutive model for unsaturated fractured rock media may be considered. The proposed recharge rate delineation method is physically based and uses minimum numbers of assumptions. The method may be used as a better substitute for the previous tools for delineating recharge rate of a location using water-table fluctuation method and contribute to national groundwater management plan. Further research on the spatial interpolation of the method is under progress.

Key words : Groundwater recharge rate, Water-table fluctuation method, Groundwater fluctuation model, Soil water content model, National Groundwater Monitoring Network

요 약 문

본 연구에서는 지하수위 변동모델과 비포화대 함수모형을 적용한 지하수 함양율 산정 기법을 제안하였다. 기법의 적용성을 살펴보기 위하여 연구지역인 국내 4개 국가지하수 관측소를 선정하였으며 1996년부터 2005년에 이르는 국가 지하수 관측망(포항 연일, 기북, 순천 외서, 홍천 홍천) 수위자료와 포항, 순천, 홍천의 기상청 강우자료가 이용되었다. 각 관측소 주변 토양형에 따른 지하수 함양율은 홍천 관측소가 최소 0.5%에서 최대 61.4%, 포항 연일 관측소는 1.1%에서 27.4%, 포항 기북 관측소는 5.1%에서 41.4%, 및 순천 외서 관측소는 1.1%에서 8.3%의 분포를 보였다. 본 연구에서 이용된 지하수위 변동예측 모델은 지하수위 변동이 강우에 의해서만 발생하는 것으로 가정하였으며 향후 보다 정확한 지하수위 예측을 위해서 지하수 채수나 증발산의 영향을 추가 고려할 필요가 있을 것이라 판단된다. 또한 제안된 기법의 보다 넓은 범위의 적용을 위해서는 비포화 암반의 함수 모델을 도입할 필요가 있을 것이라 판단된다. 현재 본 연구를 공간적으로 확장하여 지역화 하기 위한 연구가 진행 중이다. 본 연구에서 제안하는 지하수

*Corresponding author : egpark@knu.ac.kr

원고접수일 : 2007. 12. 26 게재승인일 : 2008. 2. 19

질의 및 토의 : 2008. 4. 30 까지

함양을 산정 기법은 가정을 최소화함으로써 방법론적으로 합리적이며 실제 지하수 시스템을 잘 반영하는 과학적인 모델로 기존 지하수 함양을 산정 기법을 충분히 대체할 수 있을 것이라 판단된다.

주제어 : 지하수 함양율, 지하수위 변동법, 지하수위 변동 예측모델, 비포화대 토양 수분모델, 국가지하수관측망

1. 서 론

지하수 함양량이란 강우량 중 대수층으로 유입되는 물의 양을 의미한다. 국가 수자원의 효율적 관리, 특히, 지속 가능한 지하수 개발가능량 산정을 위하여, 함양량의 예측은 매우 중요한 의미를 갖는다. 지하수 개발가능량이란 전체 함양량 중 자연적인 함양과 유출의 평형상태를 크게 훼손시키지 않는 범위 내에서 개발하여 얻을 수 있는 지하수의 양을 의미한다. 국내에서는 1990년대 이후 지하수 함양량을 손쉽게 얻기 위한 방법으로 ‘지하수 함양율’이라는 개념을 활용하고 있으며 이는 전체 강우량 중 함양량이 차지하는 비를 의미한다. 지하수 함양율은 일반적으로 강우량, 강우패턴, 기후, 지형, 지표특성, 비포화대의 수리/함수특성, 및 지하수면의 심도 등 다양한 요인에 의하여 결정되는 것으로 알려져 있으며 시간에 종속되는 함수로 일정 지역에 있어 그 대푯값을 결정하는 것은 매우 어려운 것으로 알려져 있다.

전술한 바와 같이 과학적인 복잡성 및 모호성에도 불구하고 국가 지하수자원의 지속 가능한 개발 및 효율적 관리를 위하여 국토 전반에 걸친 함양율을 얻는 것은 불가피한 상황이다. 이에 따라 각 유역을 대표하는 함양량 또는 함양율을 얻기 위한 다양한 노력이 국내 다양한 연구진에 의하여 이루어진 바 있으며(한정상 외, 1994; 박창근, 1996; 최병수, 안중기, 1998; 문상기, 우남철, 2001; 구민호, 이대하, 2002; 김태희 외, 2006; 박은규, 2007). 이를 기초하는 개념에 따라 크게 기저유출 분리법, 수문 성분 분리법, 지하수위 변동법이라 분류할 수 있다(국가 지하수관리기본계획, 2002). 기저유출 분리법은 하천의 유량수문곡선으로부터 기저유출을 분리하고, 잠재지하수 유출량, 실제지하수 유출량 그리고 잉여잠재지하수 유출량을 산정함으로써 지하수 함양율을 추정하는 기법으로, 이는 인위적으로 발생할 수 있는 유량 변화 요인을 고려하지 못하고 유량수문곡선으로부터 기저유출 분리함에 있어 다소간의 임의성이 존재하므로 지하수 함양율 산정에 오차로 작용할 수 있다(구민호, 이대하, 2002). 수문성분 분리법은 전체 강우량에서 함양량을 제외한 나머지 수문성분을 제외함으로써 함양율을 산정하는 기법으로, 각 수문 성분 산정 시 발생하는 오차로 인하여 정확한 계산결과를 기대하기 어렵다(한정상 외, 1994). 지하수위 변동법은 지

하수위 강하량과 지하수 함양율 간의 관계를 통해 지하수 함양율 산정을 목표로 하며 아직까지 방법론적으로 정립되지 않아 정확한 함양율을 예측하기 어렵다. 따라서 지하수 함양율을 얻어내기 위한 다양한 노력이 지속적으로 이루어졌음에도 불구하고 검증된 기법은 없는 상태라고 할 수 있다(국가지하수관리기본계획, 2002).

본 연구에서 제안하는 기법은 방법론적으로 지하수위 변동법에 속한다. 지하수위 변동법은 시간에 따른 지하수위 증가량과 지하수의 함양량이 대수층의 비산출율에 의해 관계 지어질 수 있음에 기초한다(Healy and Cook, 2002). 따라서 이 방법에 의하면 비산출율에 대한 사전 정보가 존재할 경우 지하수위 변이와 비산출율을 이용하여 간편하게 함양율을 산정할 수 있다는 장점이 있을 수 있다. 그러나 비산출율에 대한 사전 정보는 대부분의 지역에서 얻을 수 없는 것이 현실이며 사전 정보가 있다 하더라도 지하수 함양율을 얻기 위하여 이용되는 비산출율의 모호성으로 인하여 경우에 따라 매우 큰 오류를 발생시킬 수 있다. 이에 대하여Sophocleous(1991)는 비산출율의 개념 보다 충전 공극율의 개념을 이용한 접근법이 함양의 개념을 설명하는데 있어 보다 타당하다고 제시한 바 있다. 국내에서는 현재까지 최병수와 안중기(1998)에 의해 제안된 기법이 비산출율 정보를 요구하지 않는다는 간편성으로 인하여 지하수 분야에 있어 두루 이용된 바 있다. 그러나 이 방법의 결과는 물리적·수학적인 오류와 무리한 가정으로 인하여 실제 지하수 함양율을 반영하지 않는다. 또한 문상기와 우남철(2001)에 의해 제안된 누적 강수량을 통한 지하수 함양율 산정 기법 역시 지하수위 변동법의 유효 시·규모가 수 시간에서 최대 수일에 불과하다는 기존의 연구(Healy and Cook, 2002)를 통하여 살펴 볼 때 정확한 함양율 산정을 위하여 이용되기에는 무리가 있다.

본 연구에서는 Sophocleous(1991)에 의해 제안된 바 있는 지하수위 변동 모델과 비포화대 함수 모델을 동시에 고려한 ‘hybrid water fluctuation model’에 기초하여 지하수 함양율을 산정하고자 한다. 본 연구에서는 이를 위하여 지하수위 변동 모델로 박은규(2007)에 의해 제안된 지하수위 변동예측 모델을 이용하였으며 비포화대 함수 모델로 van Genuchten(1980)에 의해 제안된 비포화대 수분 거동 모델을 이용하였다. 본 연구에서는 우선 지하수

위 변동 모델을 이용하여 선정된 수 개 국가지하수 관측망 측정결과를 해석하여 최적 모델 파라미터를 구하고 비포화대 함수 모델을 이용하여 얻어진 모델 파라미터를 해석하여 궁극적으로 각 관측지점을 대표하는 함양율을 얻는 것이 최종적인 목표이다.

2. 실험방법

지하수위 변동 구간에서 저유량의 변화는 해당 구간 내로 유입되는 지표 함양량, 인근 대수층 구간으로부터 유입되는 지하수 유량 및 유출되는 유량의 합으로 표현될 수 있다. 박은규(2007)는 상기의 질량 보존 방정식을 지하수의 현재 수위, 지하수 함양율, 일 강우, 및 대수층의 저수간극 (fillable porosity) 등의 간단한 파라미터로 표현하여 지하수위 예측 방정식을 유도한 바 있으며 이는 다음의 Eq(1)과 같다.

$$H = H_0 \exp\left(k \sum_{i=1}^n \Delta t_i\right) + \frac{f}{kn_f} \sum_{i=1}^n p_i [\exp(k\Delta t_i) - 1] + h_{min} \quad (1)$$

H : 변동된 지하수위 [L]

H_0 : 초기수위 [L]

k : 지하수 유출 상수 [T^{-1}]

f : 함양율 [-]

p : 강우량 [LT^{-1}]

n_f : 대수층의 저수간극 [-]

h_{min} : 대수층의 기저수위 [L]

Eq (1)에 의하면 시간에 따른 수위의 변화, H 에 가장 큰 영향을 미치는 시 변위량은 일 강우량이며 그 외의 모든 수위변화에 영향을 줄 수 있는 요인들(ie. 증발산량, 지하수 채수량, 조수간만에 의한 영향, 적설량 등)은 무시할 수 있다고 가정하였다. 특히, 증발산의 경우 일정 심도(ie. extinction depth) 이상에서는 지하수면에 영향을 주지 않는 것으로 알려져 있다(Anderson and Woessner, 1992). 이러한 가정은 모든 지하수위 변이 요인을 반영하지는 않으나 증발산이 지하수면에 미치는 영향이 상대적으로 적으며 현 국가 지하수 관측망과 같이 강우 외적 요인에 의한 지하수위 간섭 요인을 최소화한 경우 위의 조건은 비교적 잘 충족된다.

본 연구에서는 상기의 Eq (1)을 지하수 함양율 예측에 적용할 수 있도록 새로운 방법론을 개발하였으며 그 과정을 간략히 표현한 것은 Fig. 1와 같다.

우선, Eq (1)을 전산코드화 하고 예측 대상지역으로부

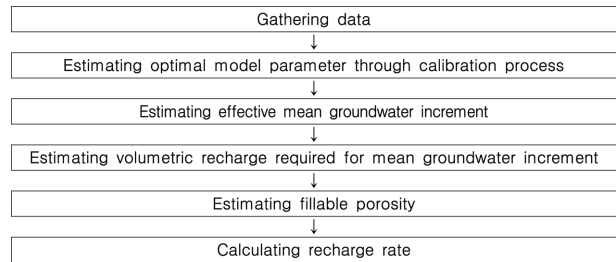


Fig. 1. Procedures to estimate recharge rate.

터 관측된 시-규모의 강우를 입력자료로 하여 연구지역의 지하수위 변동을 예측한다. 위의 과정 동안 모델의 최적 입력 파라미터를 얻기 위하여 입력인자 추정코드인 PEST (Doherty, 2002)가 이용되었다. 이를 통해 연구 대상지역에서의 최적화 된 k , f/n_f , 및 h_{min} 가 예측된다. 모델 파라미터의 최적화 시 부분적인 지하수위 이상 변이에 의한 오차를 최소화하기 위하여 가능한 한 장기간의 지하수위 관측 데이터를 이용하였다.

또한 본 연구에서는 합리적인 n_f 산정을 위하여 기 발표된 토양 함수비 예측 모델인 van Genuchten의 방법을 이용하였다(구민호, 이대하, 2002; van Genuchten, 1980; Vogel et al., 2001; Schaap and van Genuchten, 2005).

van Genuchten 모델에 의하면 토양구성 매질의 물리적 특성을 통해 지하수면으로부터 간극수압 변화에 따른 비포화대 내 토양함수비의 변화를 예측할 수 있으며 Eqs (2-3)은 토양 함수비와 토양 매질의 물리적 특성값 사이의 관계를 설명한다.

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \quad (2)$$

$$n = \frac{1}{1-m} \quad (3)$$

θ : 토양함수비[-]

θ_r : 잔류 함수비[-]

θ_s : 포화 함수비[-]

ψ : 압력수두[L]

$\alpha[L^{-1}]$, $n[-]$, $m[-]$: 공극의 특성 상수

본 연구에서는 상기의 식을 통해 지하수위 및 간극수압의 변화에 따른 비포화대 토양 함수비의 분포를 파악하여 단위 수두 변화 시 요구되는 평균 비포화대 충전 함양량을 산정하였다. 이를 보다 상술하면, Eq (1)에 의해 예측되는 수위의 시-규모는 입력 강우자료의 시-규모에 종속되므로 이러한 시-규모에 해당하는 지하수위의 평균 변이

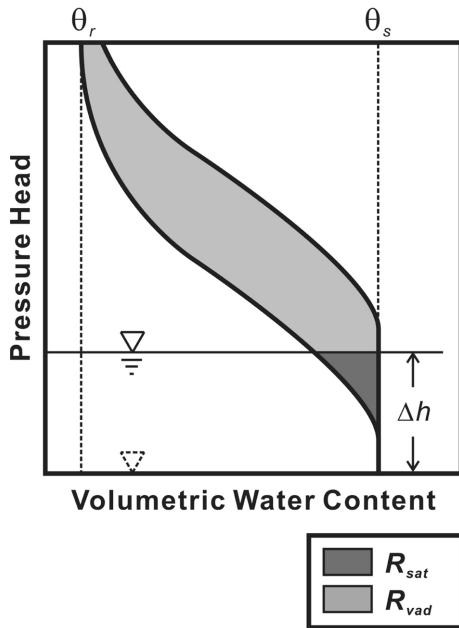


Fig. 2. Vertical profile of the Volumetric water content.

량을 얻어내어 이를 함양량 예측에 있어 특성길이 (characteristic length)로 이용하였다.

$$\Delta h = \frac{\sum_{i=1}^N h_i}{N} \tag{4}$$

- Δh : 시-규모에 따른 평균 수위변이량[L]
- h : 유효 강우에 따른 지하수위 변이량[L]
- N : 유효 강우 회수[-]

위의 Eq (4)에서 지하수위의 평균 변이는 해당 시-규모의 유효 강우에 의해 반응하는 총 지하수위 변이량의 합을 유효 강우 회수로 나누어 얻을 수 있으며, 여기서 유효 강우 회수란 지하수의 변이량과 강우가 양의 상관관계를 갖는 회수를 의미한다.

대수층의 저수간극을 얻어내기 위하여, van Genuchten 모델을 이용하여 평균 수위변화량인 Δh가 발생하기 위한 비포화대 충전 함양량(R_{sat})을 산정하며 이는 Eq (5) 및 Fig. 2의 모식도에서 제시하는 바와 같다.

$$R_{sat} = \theta_s \Delta h - \int_0^{\Delta h} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha \psi)^{n,m}]} d\psi \tag{5}$$

Eq (5)는 본 연구에서 제시하는 함양을 예측 기법이며, Healy and Cook(2002)이 제시한 바와 같이, 지하수위 변동법(Water-table fluctuation method, WTF)에 기초함을

보여준다. 지하수위 변동법은 지하수의 함양량이 비산출 계수와 시간에 따른 지하수위의 변화량의 곱으로 표현됨을 근간으로 한다.

위의 Eq (5)를 통해 얻은 비포화대 충전 함양량을 평균 수위변화량으로 나눠 줌으로써 최종적으로 비포화대 저수간극(n_f)을 얻을 수 있으며 이는 Eq (6)과 같다.

$$n_f = \frac{R_{sat}}{\Delta h} \tag{6}$$

R_{sat} : 비포화대 충전 함양량[L]

Healy and cook(2002)에 의하면 지하수위 변동법을 이용한 지하수 함양을 산정에 있어 최적의 시-규모는 수 시간 내지 수 일이라 밝힌 바 있으며 본 연구에 이용된 시-규모는 강우자료의 시-규모와 같은 1일로 이는 Healy and Cook(2002)가 제시한 범위에 부합한다.

본 연구에서는 비포화대의 저수간극을 얻기 위하여 van Genuchten 모델을 이용하며 이를 얻기 위해서는 다음과 같은 세 가지 방법을 고려할 수 있다. 첫째, 지하수위 관측점 주변 수 개소에서 심도에 따른 토양 함수비의 변화를 측정하여야 한다. 둘째, 이에 대한 대안으로 지하수위 관측점 주변 여러 곳에서 얻어진 토양의 입도분석을 통해 입도를 분석하고 이를 토양 타입별로 분류하여 해당하는 토양 타입의 van Genuchten 모델 파라미터를 간접적으로 구할 수 있다. 그러나 이러한 방법을 통해 van Genuchten 모델 파라미터에 대한 정보를 얻는 것은 일반적으로 비포화대 구간 관측점의 설치 및 검증 등 많은 비용이 소요되며 그 수가 충분하지 않을 경우 관측의 대표성에 대한 문제가 발생될 우려가 있다. 본 연구에서는 상기 언급한 바와 같은 문제점을 피하기 위하여 지하수위 관측점 주변의 개략토양도를 통해 토양 타입을 확인하고 기존 연구를 통해 얻어진 각 토양 별 van Genuchten 모델 파라미터를 참조하여 우회적인 방법으로 저수간극을 산정하였다. 본 연구에서 이용된 van Genuchten 모델 파라미터는 Table 1에 주어진 바와 같으며 이는 기존 문헌 (Yates et al., 1989; Carsel and Parrish, 1988; van Genuchten, 1980)의 분석 결과를 참고 하였다.

3. 결과 및 고찰

위에서 제시한 실험방법의 적용을 위하여 포항, 순천 그리고 홍천 지역 강우자료(기상청, 1996-2005)가 이용되었으며, 국가지하수 관측망의 포항 연일, 기북, 순천 외서, 홍천 홍천 관측소의 충전층 지하수 수위자료(국가지하수

Table 1. Van Genuchten parameters of soil hydraulic parameters for 12 major soil textural groups

Researcher	Texture	θ_r (-)	θ_s (-)	α (1/cm)	n (-)
Carsel and Parrish (1988)	Sand	0.045	0.430	0.145	2.68
	Loamy sand	0.057	0.410	0.124	2.28
	Sandy loam	0.065	0.410	0.075	1.89
	Loam	0.078	0.430	0.036	1.56
	Silt	0.034	0.460	0.016	1.37
	Silt loam	0.067	0.450	0.020	1.41
	Sandy clay loam	0.100	0.390	0.059	1.48
	Clay loam	0.095	0.410	0.019	1.31
	Silty clay loam	0.089	0.430	0.010	1.23
	Sandy clay	0.100	0.380	0.027	1.23
	Silty clay	0.070	0.360	0.005	1.09
	Clay	0.068	0.380	0.008	1.09
van Genuchten (1980)	Hygiene sandstone	0.153	0.250	0.0079	10.4
	Touchet Silt Loam GE.3	0.190	0.469	0.0050	7.09
	Silt Loam G.E.3	0.131	0.396	0.00423	2.06
	Guelph Loam(drying)	0.218	0.520	0.0115	2.03
	Guelph Loam(wetting)	0.218	0.434	0.0200	2.76
	Beit Netofa Clay	0.00	0.446	0.00152	1.47

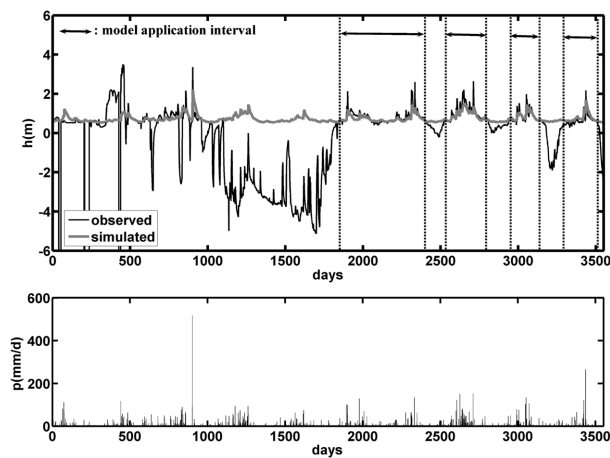


Fig. 3. Simulated groundwater level fluctuations and observed fluctuation of year from 1996 to 2005, Yeonil area (upper) and input precipitation (lower).

정보센터, 1996-2005)를 통해 입력인자들의 최적 값을 산정하였다. 본 연구를 통해 제안된 기법은 층적층 지하수를 대상으로 하며, 이는 비포화대 충전 함양량 산정 시 토양을 대상으로 하는 van Genuchten 모델에 기초하기 때문이다.

Fig 3, 4, 5, 6은 각각 국가지하수 관측망의 실측 및 예측된 지하수위와 강우량 그래프를 나타낸 것으로, 실측 수위 자료와 강우자료와의 관계를 관찰한 결과 포항 기북,

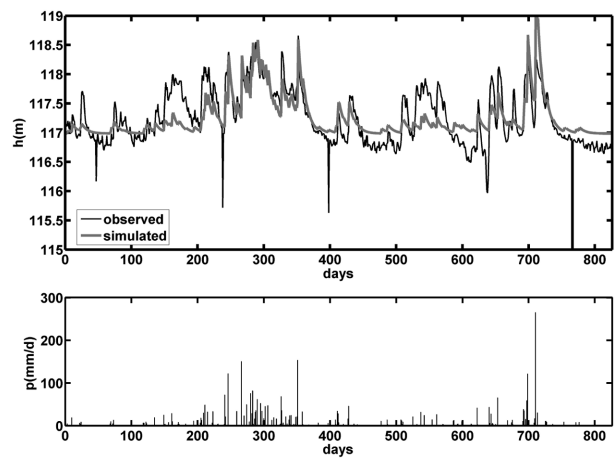


Fig. 4. Simulated groundwater level fluctuations and observed fluctuation of year from 2002 to 2003 and 2005, Kibuk area (upper) and input precipitation (lower).

순천 외서, 홍천 홍천의 국가지하수 관측망 수위자료는 강우와의 상관성이 비교적 높은 것으로 판단되었으나, 포항 연일지역은 강우외적인 영향에 의한 수위 변동이 잦은 것으로 판단되었다. 본 연구에서 이용된 지하수위 변동 예측모델은 강우에 의한 함양이 지하수위 변동을 발생시키는 유일한 인자임을 가정하였으므로 관측기간 중 강우에 의해 변동 되는 것으로 판단되는 수위자료 구간만을 분석에 적용하였다(Fig 3).

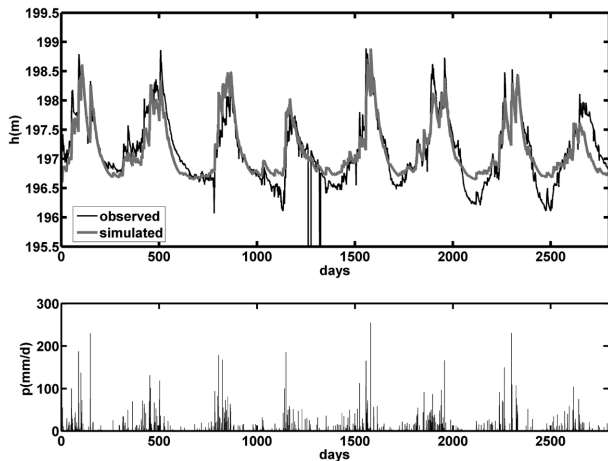


Fig. 5. Simulated groundwater level fluctuations and observed fluctuation of year from 1998 to 2005, Oeseo area (upper) and input precipitation (lower).

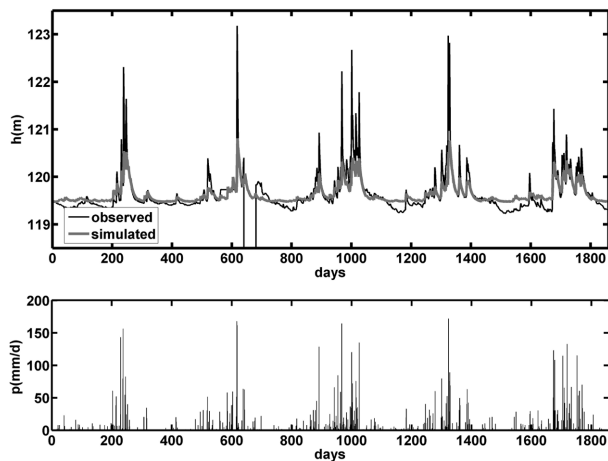


Fig. 6. Simulated groundwater level fluctuations and observed fluctuation of year from 2000 to 2005, Hongcheon area (upper) and input precipitation (lower).

강우 및 예측지하수위와 실측지하수위의 관계를 분석한 결과, 포항 기북, 순천 외서, 홍천 홍천의 수위자료는 각 지역에 따라 지하수 채수 등 강우외적 효과에 의한 지하수위 변동이 일부 관찰되었다. 이러한 변동은 주로 관측소 위치 주변에서의 지하수 채수 또는 인근의 바다로부터 유래되는 조수위의 주기적인 변동 효과, 또는 계측오차로 판단다. 일반적으로 관측정에서 관찰되는 인근 지하수 채수에 의한 효과는 지수적인 감소 형태를 보이며 조수위에 의한 효과는 주기적인 상하 변동을 보인다.

연구지역 강우, 국가지하수 관측망 실측수위와 지하수위 변동 예측 자료 간 보정을 통해 도출된 입력인자 및 인자들의 민감도 그리고 예측의 normalized RMS 오차는

Table 2. Simulated input parameters and normalized RMS error between simulated groundwater level and observed groundwater level

Observed location	fn_f	k	h_{min} (m)	Normalized RMS error
Yeonil	2.693	-0.051	0.537	0.087
Kibuk	7.773	-0.120	116.986	0.183
Oeseo	3.423	-0.030	196.599	0.111
Hongcheon	3.367	-0.091	119.476	0.064

Table 3. Relative sensitivity of the simulated input parameters

Observed location	Model Parameters		
	fn_f	k	h_{min}
Yeonil		N/A	
Kibuk	0.015	0.014	4.073
Oeseo	0.014	0.013	3.729
Hongcheon	0.006	0.006	2.801

Table 2 및 3과 같다.

Table 2에서 보는 바와 같이 함양율과 밀접한 관련성 있는 fn_f 은 기북이 다른 지역에 비해 상대적으로 높은 것으로 나타났으며 전체 관측기간 동안의 normalized RMS 오차는 홍천 지역이 0.064로 네 지역 중 모사에 의한 예측이 실측치에 가장 가까운 것으로 나타났다. 강우에 의한 상승 수위의 시간에 따른 감쇠 속도에 관련되는 모델 파라미터인 k 절대값의 경우 포항 기북에서 가장 크게 나타나 가장 빠른 감쇠를 보이는 것으로 분석되었으며 순천 외서에서 가장 느린 특성을 보여준다. 이는 매질의 배수성 내지는 수리전도도와 밀접한 관련을 가지며(박은규, 2007) 기북의 경우 관측정이 위치한 매질의 특성이 사토에 가까우며 순천 외서의 경우 미사질식양토에 가까운 것으로부터 이를 확인할 수 있다. 관측정 인근 기준수위(base level)에 의해 영향을 받는 h_{min} 의 경우 지형적으로 높은 위치에 설치된 순천 외서 관측소가 가장 높은 값을 가지며 지형적으로 낮은 곳에 위치하고 있는 포항 연일 관측소의 경우 낮은 값을 가진다.

강우에 의한 수위변동에 영향을 미치는 입력인자들의 민감도 분석 결과 h_{min} 가 수위변동에 가장 큰 영향을 주는 것으로 나타났으며, fn_f , k 은 거의 동일한 영향을 미치는 것으로 나타났다(Table 3). 포항 연일 관측자료의 경우 모델의 보정을 위해 일부 구간만을 취사선택하였으므로 민감도 분석이 제대로 이루어지지 않아 이를 제외하였다.

Eq (4)에 따른 시-규모별 지하수위 평균 변이량 산정을 위하여 포항, 순천 그리고 홍천 지역 강우자료(기상청,

1996-2005)와 국가지하수 관측망의 포항 연일, 기북, 순천 외서, 홍천 홍천 관측소의 수위자료(국가지하수정보센터, 1996-2005)를 이용하였다. 수위변동 예측을 위한 입력인자인 강우는 기상청 강우자료에 따라 일 단위의 시-규모로 입력되었고, 이에 따른 지하수위 변동 역시 일 단위로 이루어졌다. 이에 따라 지하수위 평균 변이량 산정은 일 단위로 계산 되었으며, 국가지하수 관측망 수위자료와 기상청 강우자료와의 대비를 통해 유효 강우와 유효 강우에 의한 지하수위 평균 변이량을 산정하여 평균 수위 변이량을 산정하였다(Table 4).

평균 지하수위 변이량에 의한 비포화대 충전 함양량은 van genuchten 모델에 의해 산정하였다. 적절한 van Genuchten 파라미터 선정을 위해, 개략토양도를 이용하여

Table 4. Estimation of mean groundwater fluctuation for given time-scale at each observed location

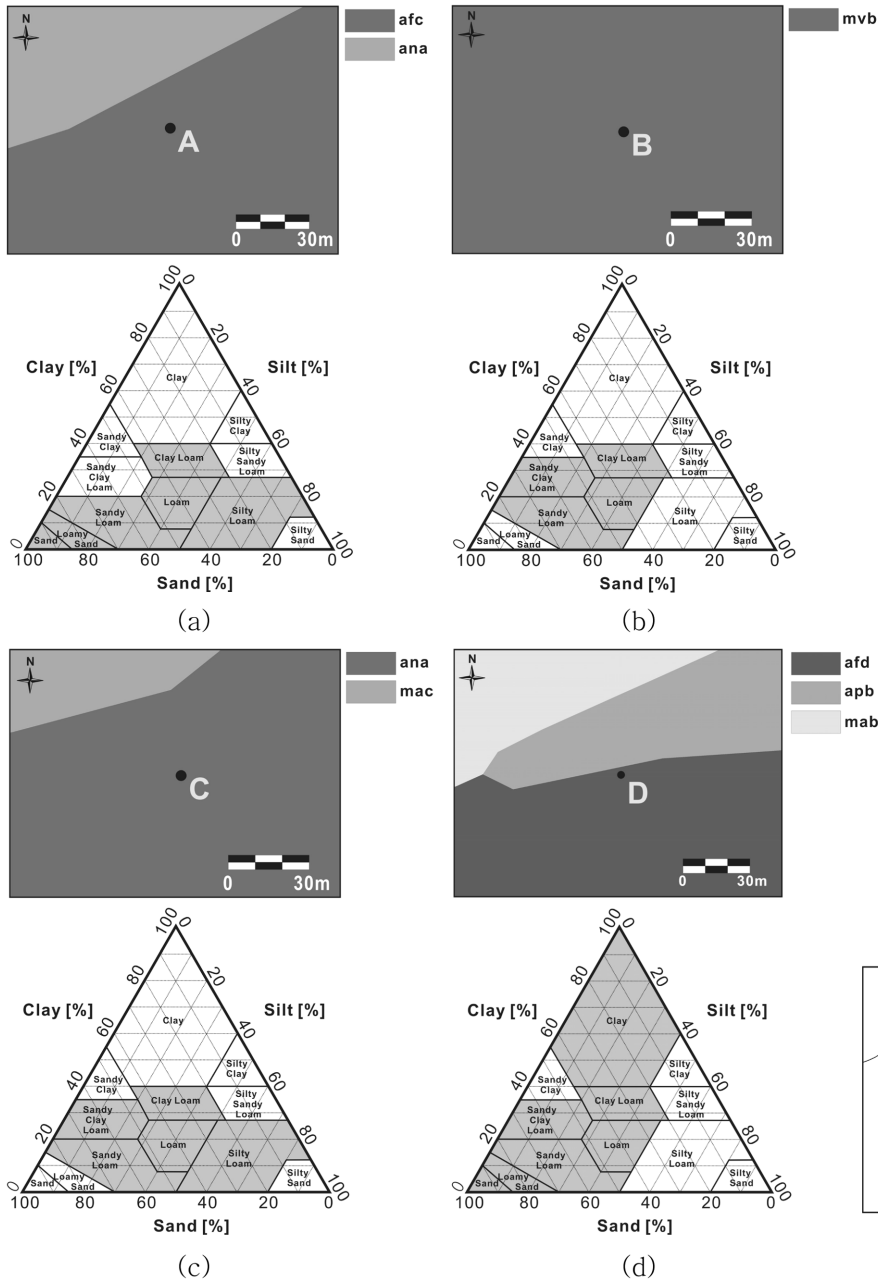
Observed location	Δh (cm)
Yeonil	11.16
Kibuk	16.52
Oeseo	9.46
Hongcheon	19.68

국가지하수 관측소 주변의 토양타입을 확인하고, Carsel and Parrish(1988)의 연구에 의한 토양 타입별 van Genuchten 파라미터를 적용하여 평균 지하수위 변이량에 따른 비포화대 충전 함양량을 산정하였다. 국가지하수 관측망 주변의 토양은 편사 상 관측정 수위에 영향을 미칠 것이라 판단되는 50 m 인근의 모든 토양을 고려하였다. 이러한 영향반경은 추후 관측정 주변 토양 및 대수층의 수평 수리전도도에 기초하여 산정되어질 수 있을 것이라 판단되나 본 연구에서는 이를 고려하지 않았다. 개략토양도 상에 나타난 관측소 주변의 토양 및 미국 농무부법에 따른 관측된 토양의 토성 삼각도는 다음의 Fig 7과 같다.

Fig. 7에 주어진 토양도 및 토성 삼각도에 의하면 포항 연일 관측소 주변 토양의 경우(Fig. 7a), 실트와 모래의 함량이 다양하게 나타나며, 점토의 함량이 비교적 낮은 것이 특징이다. 포항 기북 관측소 주변 토양의 경우(Fig. 7b), 모래의 함량이 높으며 점토 및 실트의 함량은 상대적으로 낮다. 순천 외서 관측소 주변 토양의 경우(Fig. 7c), 포항 연일 관측소의 경우와 유사한 토성을 가지나 모래의 함량이 상대적으로 낮다. 홍천 홍천 관측소의 경우(Fig. 7d), 실트의 함량이 50% 이하이며 모래 및 점토의

Table 5. Volumetric recharge, fillable porosity, and estimated recharge rates at each observed location for given soil types

Observed location	Soil type	R_{sat} (cm)	n_f	f (%)
Yeonil	Sand	1.135	0.102	27.4
	Loamy Sand	0.781	0.070	18.9
	Sandy Loam	0.347	0.031	8.4
	Loam	0.121	0.011	2.9
	Silty Loam	0.059	0.005	1.4
	Clay Loam	0.045	0.004	1.1
Kibuk	Sandy Loam	0.880	0.053	41.4
	Loam	0.307	0.019	14.5
	Sandy Clay Loam	0.443	0.027	20.9
	Clay Loam	0.108	0.007	5.1
Oeseo	Sandy Loam	0.228	0.024	8.3
	Sandy Clay Loam	0.130	0.014	4.7
	Loam	0.081	0.009	2.9
	Silty Loam	0.040	0.004	1.5
	Clay Loam	0.031	0.003	1.1
Hongcheon	Sand	3.587	0.182	61.4
	Loamy Sand	2.594	0.132	44.4
	Sandy Loam	1.298	0.066	22.2
	Sandy Clay Loam	0.640	0.033	10.9
	Loam	0.461	0.023	7.9
	Clay Loam	0.158	0.008	2.7
	Clay	0.031	0.002	0.5



afc, afd : Sand, Loamy Sand, Sandy Loam
 ana : Loam, Silty Loam, Clay Loam
 apb : Clay Loam, Clay
 mab, mac, mvb : Sandy Loam, Sandy Clay Loam, Loam, Clay Loam

Fig. 7. Soil maps and types around Yeonil (a), Kibuk (b), Oeseo (c), and Hongcheon (d) stations.

함량 분포가 다양한 것이 특징이다. 이러한 토양 특성과 기존 연구를 통해 밝혀진 van Genuchten 파라미터(Table 1)를 통해 비포화대 토양 수분 곡선을 얻고 비포화대 충전 함양량과 대수층의 저수간극을 산정한 것은 Table 5와 같다.

이와 같이 산정된 저수간극과 모델 최적화를 통해 얻어

진 fn_f 의 곱으로 지하수 함양율을 산정하였다(Table 5). Table 5에서 주어진 비와 같이 단위 수위 변화 시 요구되는 비포화대 저수 간극 및 충전 함양율은 일반적으로 사토와 같은 조립질 토양이 세립질의 미사토 내지는 양토에 비해 수 배 내지는 수십 배 높은 것으로 나타났다. Table 5에 의하면 포항 연일 관측소의 경우 최소 1.1%에

서 최대 27.4%의 함양을 분포 범위를 보였으며, 포항 기북 관측소의 경우 최소 5.1% 및 최대 41.4%의 함양을 분포를 보였다. 비교적 배수성이 불량한 것으로 분석된 순천 외서의 경우 함양을 분포는 최소 1.1% 및 최대 8.3%로 비교적 낮은 값을 가지는 것으로 분석되었으며 홍천 홍천의 경우 최소 0.5%에서 최대 61.4%로 넓은 범위의 함양을 분포를 갖는 것으로 분석되었다. 이러한 결과는 사실 및 미사질의 분포가 매우 다양한 홍천 홍천 관측소 주변의 토양분포에 의해 잘 설명될 수 있는 것으로 판단된다.

본 연구에 의해 제안된 기법을 이용한 각 관측소 인근의 함양율은 일반적으로 우리나라의 적정한 함양율 범위라 여겨지는 15% 내지 20%의 범위를 포함하는 것으로 나타났다. 단, 본 연구에서 이용한 개략토양도는 개개의 토양의 공간적 분포 특성에 대한 정보를 제공하지 않으므로 토양 피복 면적 비에 기초한 각 관측소 주변의 가중 평균 지하수 함양율을 구하기에는 다소간의 어려움이 있는 것으로 판단된다. 이러한 점을 극복하기 위해서는 보다 정밀한 토양조사 및 실외실험이 필요하며 현재 이에 대한 연구가 진행 중이다.

4. 결 론

본 연구에서는 지하수위 변동모델과 비포화대 함수모델에 근거하여 새로운 지하수 함양을 산정 기법을 제안하였다. 또한 이를 연구지역인 국내 4개 국가지하수 관측소 인근 지하수 함양을 산정에 적용하였다.

1996년부터 2005년에 이르는 국가지하수 관측망(포항 연일, 기북, 순천 외서, 홍천 홍천) 수위자료와 포항, 순천, 홍천의 기상청 강우자료를 이용하여 지하수위 변동예측 모델 파라미터의 최적화와 시-규모를 고려한 지하수위 평균 변이량 산정이 이루어졌다. 또한 각 관측소 주변 토양 정보와 기 연구된 토양별 van Genuchten 모델 파라미터를 이용하여 각 관측소별 비포화대 충전 함양량 및 충전 공극률을 추정하였다. 이를 통해 최종적으로 각 관측소 인근 토양별 구성 별 지하수 함양율을 산정하였다.

각 관측소 주변 토양형에 따른 지하수 함양율은 홍천 관측소가 토양형에 따라 최소 0.5%에서 최대 61.4%의 가장 넓은 분포를 보였으며, 포항 연일 관측소는 1.1%에서 27.4%의 함양을 분포를 보였다. 비교적 세립질 토양이 다량 분포하는 것으로 분석된 순천 외서 관측소는 1.1%에서 8.3%의 낮은 함양을 분포를 보였고, 포항 기북은 5.1%에서 41.4%의 분포를 보였다. 본 연구를 통하여 얻

어진 토양별 함양율을 실제 각 지역의 토양별 분포 면적에 의해 분석한다면 최종적으로 각 관측소 위치를 대표하는 함양율 특성치를 얻을 수 있을 것으로 기대되며 이를 위한 연구가 현재 진행 중이다.

본 연구에서 이용된 지하수위 변동예측 모델은 지하수위 변동이 강우에 의해서만 발생하는 것으로 가정하였다. 그러나 보다 정확한 지하수위 예측을 위해서는 지하수 채수의 영향이나 증발산이 지하수위 변동에 미치는 영향 등 강우외적인 요소에 대한 고려가 필요할 것이라 생각된다. 또한 본 연구에서는 함양을 산정을 위하여 층적층 지하수의 수위변동 자료만을 이용하였으며 이는 van Genuchten 모델의 한계에 기인한다. 따라서 보다 넓은 범위의 적용을 위하여서는 비포화 암반의 함수 모델을 적용하여야 할 필요가 있을 것이라 판단된다.

본 연구에서 제안하는 지하수 함양을 산정 기법은 최소한의 가정을 이용함으로써 방법론적으로 합리적이며 실제 지하수 시스템을 잘 반영하는 과학적인 모델이다. 따라서 본 연구가 제안하는 기법이 현재 운영되고 있는 기존 지하수 함양을 산정 기법을 충분히 대체할 수 있을 것이라 믿어지며 체계적인 적용이 이루어질 경우 국가 지하수자원 관리를 선진화 할 수 있는 좋은 대안이 될 수 있을 것이라 판단된다.

사 사

이 논문은 2007년 정부(교육인적자원부)의 재원으로 한국학술진흥재단의 지원을 받아 수행된 연구임 (KRF-2005-015-C00513)

참 고 문 헌

- 국가지하수정보센터, 1996-2005, 포항 연일관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.
- 국가지하수정보센터, 2002-2003, 2005, 포항 기북관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.
- 국가지하수정보센터, 1998-2005, 순천 외서관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.
- 국가지하수정보센터, 2000-2005, 홍천 홍천관측소 관측연보, <http://www.gims.go.kr/>.
- 기상청, 1996-2005, 포항 기상연보, <http://www.kma.go.kr/>.
- 기상청, 1998-2005, 순천 기상연보, <http://www.kma.go.kr/>.
- 기상청, 2000-2005, 홍천 기상연보, <http://www.kma.go.kr/>.
- 건설교통부, 2002, 국가지하수 관리 기본계획, 86p.

농업과학기술원, 1964-1967, 전국개략토양도, <http://www.niast.go.kr/>.

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

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

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

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

박창근, 1996, 우리나라 지하수 개발가능량 추정: 1, 개념정립과 기법의 개발, *지하수환경*, **3**(1), 15-20.

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

한정상, 1994, 제주도 지하수 자원의 보호전략에 관한 연구, *대한지질학회*, **30**(3), 325-340.

Anderson, M.P. and Woessner, W.W., 1992, *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*, Academic Press, San Diego, CA, p. 381.

Carsel, R.F. and Parrish, R.S., 1998, Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, *Water Resour Res.*, **24**(5), 755-769.

Doherty, J., 2002, PEST : Model independent parameter estimation, *Watermark Numerical Computing*, p. 336.

Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002, Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology J.*, **10**, 91-109.

Schaap, M.G. and van Genuchten, M.T., 2005, A Modified Mualem-van Genuchten formulation for improved description of the hydraulic conductivity near saturation, *Vadose Zone J.*, **5**, 27-34.

Sophocleous, M., 1991, Combining the soil water balance and water level fluctuation method to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects, *J. Hydrol.*, **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.

Vogel, T., van Genuchten, M.T., and Cislerova, M., 2001, Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions, *Advances in Water Res.*, **24**, 133-144.

Yates, S.R., van Genuchten, M.T., and Leij, F.J., 1989, Analysis of predicted hydraulic conductivities using RETC, *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods For Estimating The Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, U. S. Salinity Laboratory, Riverside, California, p. 273-283.