

ORIGINAL ARTICLE

컨벌루션 기법을 이용한 제주도 표선유역 부정류 지하수 흐름 모델 개발

김승구 · 구민호^{1)*} · 정일문²⁾

성지엔지니어링, ¹⁾공주대학교 지질환경과학과, ²⁾한국건설기술연구원 수자원연구실

Development of a Transient Groundwater Flow Model in Pyoseon Watershed of Jeju Island: Use of a Convolution Method

Seung-Gu Kim, Min-Ho Koo^{1)*}, Il-Moon Chung²⁾

Sung Ji Engineering, Anyang, Gyeonggi-do 431-767, Korea

¹⁾Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University, Kongju 314-701, Korea

²⁾Water Resources Research Dept., Korea Institute of Construction Technology, Goyang 411-712, Korea

Abstract

Groundwater level hydrographs from observation wells in Jeju island clearly illustrate distinctive features of recharge showing the time-delaying and dispersive process, mainly affected by the thickness and hydrogeologic properties of the unsaturated zone. Most groundwater flow models have limitations on delineating temporal variation of recharge, although it is a major component of the groundwater flow system. Recently, a convolution model was suggested as a mathematical technique to generate time series of recharge that incorporated the time-delaying and dispersive process. A groundwater flow model was developed to simulate transient groundwater level fluctuations in Pyoseon area of Jeju island. The model used the convolution technique to simulate temporal variations of groundwater levels. By making a series of trial-and-error adjustments, transient model calibration was conducted for various input parameters of both the groundwater flow model and the convolution model. The calibrated model could simulate water level fluctuations closely coinciding with measurements from 8 observation wells in the model area. Consequently, it is expected that, in transient groundwater flow models, the convolution technique can be effectively used to generate a time series of recharge.

Key words : Groundwater flow model, Jeju Island, Groundwater recharge, Convolution method

1. 서론

지하수 함양은 지하수 흐름계를 결정하는 가장 중요한 변수이지만, 다양한 산정기법이 사용되고 있음에도 불구하고 여전히 불확실성이 매우 높은 입력 자료로 알려져 있다. 지하수 함양은 매우 복잡한 수문학적 과정으

로 강우의 빈도, 강도, 지속시간 뿐 아니라 온도, 습도, 풍속과 같은 기상인자, 그리고 지하수위 상부에 존재하는 토양 및 암반층의 특성과 깊이, 지표의 지형과 식생분포 및 토지이용과도 관련되어 정확한 함양량을 추정하는데 어려움을 가지고 있다(Memon, 1995; Kim 등, 2006). 지하수 함양량을 추정하는데 이용되는 방법으로는 직접

Received 26 January, 2015; Revised 31 March, 2015;

Accepted 1 April, 2015

*Corresponding author : Min-Ho Koo, Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University, Kongju 314-701, Korea
Phone: +82-41-850-8515
E-mail: koo@kongju.ac.kr

© The Korean Environmental Sciences Society. All rights reserved.

© This is an Open-Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

측정법, 물수지분석법, Darcy법, 및 추적자법 등이 있으며(Lerner 등, 1990), 최근 국내에서는 지하수위 변동법이 함양량 산정법으로 주목을 받고 있다(Koo와 Lee, 2002, Park과 Parker, 2008; Koo 등, 2013).

기존의 함양량 산정기법들은 대부분 함양량의 시간적 변화(transient recharge)를 실질적으로 고려하지 못하는 제한점을 가진다. 함양량의 시간적 변화는 비포화대(unsaturated zone) 흐름 모델을 통하여 모의될 수 있으나(Koo와 Kim, 2003) 많은 모델 입력 변수에 대한 정보가 필요하며 유역단위 규모에서 적용하기에 적합하지 않다. 최근 함양량의 시공간적 변화를 모의하는 통합 물수지 모델에 대한 연구가 매우 활발하다. Kim 등(2006)은 최근 SWAT 모델을 통해 유역단위에서 함양량의 시공간적 변화를 정량적으로 추정할 수 있는 방법을 제시한 바 있다. SWAT 모형의 경우 유역출구점에서 실측된 유출량 자료를 모델 보정에 이용하므로 유역단위의 물수지 성분의 시간적 변화를 효과적으로 모의할 수 있다. 한편 Park 등(2014)은 GIS 기반의 물수지 분석 모델인 WetSpa를 이용하여 제주도 지하수 함양량의 공간적 변화를 분석하였다.

제주도는 내륙 지역에 비해 비포화대가 두꺼운 지역으로 알려져 있다. 제주도의 비포화대 두께는 한라산 정상부에서 해안가로 갈수록 얇아지는 특징을 나타내는데, 이러한 지형적 특징으로 인해 제주도의 지하수 함양은 고도별로 다르게 발생하게 된다. 비포화대가 얇은 저지대 지역의 경우 강수의 지하수 함양 과정이 짧고, 비포화대 특성의 영향을 적게 받아 즉각적인 함양을 보이지만, 고지대 지역의 경우 지하수 함양은 강수가 발생하였을 때 두꺼운 비포화대로 인해 시간지연(Time-delaying)이 발생하게 되며, 비포화대 특성의 영향을 많이 받게 되어 분산과정을 거치게 된다. Shin 등(2014)은 컨벌루션 기법을 이용하여 강수의 비포화대에서의 시간지연과 분산 과정이 반영된 새로운 지하수 함양 모델을 개발하였으며, 제주도 지역에 적용하여 제주도 지하수 함양량의 시공간적 변화를 분석하였다.

본 연구에서는 제주도 표선 유역을 대상으로 함양의 시간지연과 분산과정이 반영된 부정류(transient) 지하수 흐름 모델을 개발하였으며, 실제 지하수위 관측자료와 비교함으로써 컨벌루션 모델을 통하여 계산된 지하수위 변동 시계열 자료의 현장 재현성을 평가하였다. 연구수

행 과정은 다음과 같다. 먼저, Visual Modflow를 이용하여 개념모델 설계 및 이산화 등의 과정을 통하여 표선 유역의 지하수 흐름 모델을 개발하였다. 둘째, 컨벌루션 모델을 이용하여 관측정별 비포화대의 두께에 따른 시간지연 및 분산과정이 반영된 함양 시계열 자료를 생성하여 부정류 모델의 입력자료로 사용하였다. 셋째, 유역 내 관측정에서 측정된 장기 지하수위 관측자료를 이용하여 모델 보정을 수행하였다. 모델 보정은 지하수 흐름 모델과 컨벌루션 모델을 연동하여 시행착오법을 통하여 수행되었다. 즉, 지하수 흐름 모델과 컨벌루션 모델의 입력 자료를 변화시키면서 실제 관측정에서 측정된 지하수위 변동 자료와 모델을 통하여 계산된 지하수위 시계열 자료가 최대한 일치되도록 하였다.

2. 컨벌루션 기법

두 함수 $f(t)$ 와 $g(t)$ 의 컨벌루션, 즉 $f(t) \times g(t)$ 은 다음 식과 같이 정의된다.

$$\begin{aligned} R(t) &= f(t) \times g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) \cdot g(t-\tau) d\tau \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} f(t-\tau) \cdot g(\tau) d\tau \end{aligned} \quad (1)$$

즉, 컨벌루션은 두 함수 가운데 하나의 함수를 반전시킨 후 평행이동시킨 다음, 다른 하나의 함수와 곱한 결과를 적분하는 것을 의미한다. 합성곱이라고 하는 컨벌루션의 계산과정은 상호상관과 밀접한 관계를 가지며, 자료 처리에 응용되는 모든 선형필터링(Linear filtering) 연산자는 컨벌루션으로 표시할 수 있다.

컨벌루션 기법을 이용하여 아래와 같이 지하수 함양 시계열을 생성하였다. 먼저 입력함수인 $f(t)$ 는 강수량 시계열(P)에 함양률(β)을 곱한 값을 사용하였다.

$$f(t) = \beta \times P(t) \quad (2)$$

강수량의 일정비율로 주어지는 입력함수 $f(t)$ 와 컨벌루션의 결과로 계산되는 지하수 함양 시계열 $R(t)$ 의 적분값, 즉 함양량이 같기 위해서는 필터함수 $g(t)$ 는 다음 식을 만족해야 한다.

$$\int_{-\infty}^{\infty} g(t)dt = 1 \quad (3)$$

필터함수로 사용한 $g(t)$ 는 시간지연과 분산과정을 잘 표현하는 1차원 추적자 주입 모델의 해(Bear, 1979)를 이용하였다.

$$C(x, t) = \frac{M}{n} \cdot \frac{1}{\sqrt{4\pi\alpha vt}} \cdot \exp\left[-\frac{(x-vt)^2}{4\alpha vt}\right] \quad (4)$$

여기서 x 는 거리, t 는 시간, M 은 주입된 용질의 총 질량, n 은 유효공극률, α 는 분산지수, v 는 용질의 이류 속도를 나타낸다. 새로운 독립변수 $x' = x - vt$ 를 도입하면 주입된 용질의 양은

$$M = \int_{-\infty}^{\infty} nC(x', t)dx' \quad (5)$$

또는

$$M = \int_{-\infty}^{\infty} nvC(x', t)dt \quad (6)$$

와 같이 나타낼 수 있으며 식 (4)와 (6)으로부터 다음 식이 유도된다.

$$\int_{-\infty}^{\infty} \frac{v}{\sqrt{4\pi\alpha vt}} \exp\left[-\frac{(x-vt)^2}{4\alpha vt}\right] dt = 1 \quad (7)$$

따라서 위 식의 적분항에 포함된 식을 필터함수 $g(t)$ 로 이용하면 비포화대를 통과하면서 발생하는 시간지연과 분산을 고려하면서 강수량의 일량비율 β 가 함양되는 함양시계열 자료를 생성할 수 있다.

$$g(t) = \frac{v}{\sqrt{4\pi\alpha vt}} \exp\left[-\frac{(x_0-vt)^2}{4\alpha vt}\right] \quad (8)$$

여기서 지하수 함양의 관점에서 필터함수를 해석하면 x_0 는 비포화대 두께, v 는 비포화대 투과속도(이하, 함양 속도)를 나타낸다. 한편, 위 식에서 시간(t)을 고정하고,

x_0 을 거리(x)로 간주하면, 식 (8)은 가우스분포함수인 아래 식과 동일한 형태이다.

$$h(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x-m)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (9)$$

따라서 필터함수 $g(t)$ 는 $\sigma = \sqrt{2\alpha t/v}$ 인 가우스분포함수라 할 수 있다.

Shin 등(2014)은 컨벌루션 기법을 실제 제주도에서 관측된 강수량 시계열 자료에 적용하여 함양 시계열 자료를 생성하였으며, 비포화대의 두께, 비포화대의 분산지수 및 강수의 함양속도가 달라짐에 따라 함양 시계열 자료가 어떻게 변화하는지 분석하였다.

Shin 등(2014)은 특정 지역 비포화대의 필터적 특성, 즉 필터 함수의 두 입력 변수인 분산지수와 함양속도를 추정하기 위하여 생성된 지하수 함양 시계열 자료와 지하수위 변동 시계열 자료와의 상관분석을 수행하였다. 즉, 각 지역의 비포화대 특성을 고려한 필터의 생성을 위하여 입력 변수인 함양속도와 분산지수 값을 변화시키면서 다양한 필터를 생성하였고, 이때 각 필터에 의해 생성된 지하수 함양 시계열 자료와 실제 지하수위 변동 시계열 자료의 상관분석을 실시하였다. 그 결과 함양속도와 분산지수의 변화에 따른 상관계수 값을 구할 수 있었으며, 상관계수가 가장 높게 나타나는 필터의 함양속도와 분산지수 값을 이 지역 비포화대의 특성을 나타내는 대푯값으로 산정하였다.

3. 제주도 표선유역 정류 지하수 흐름 모델

Visual MODFLOW를 이용하여 표선유역에 대한 정류(steady-state) 지하수 흐름 모델을 개발하였다. 개념 모델 설정에서 모델 보정까지의 모델 개발의 일련의 과정을 순차적으로 수행하였으며, 표선유역의 지하수 흐름 계와 잘 부합하는 정류 모델을 완성하였다.

3.1. 연구지역 개요

연구지역이 속해 있는 제주도는 약 180만 년 전부터 2~3만 년 전 사이에 걸쳐 일어난 화산활동에 의해 만들어진 화산섬이다. 제주도 중심부에는 한라산이 위치하고 있으며, 한라산을 중심으로 동서 방향으로 74 km이고,

남-북 방향으로 32 km인 타원형으로 면적은 약 1,829 km²이다. 지형은 전반적으로 순상화산의 형태를 띠며, 중앙부에는 1,947 m 높이의 한라산이 있고 360여개의 오름이 한라산 주변에 분포해 있다(Seo, 2009).

제주도의 기반암 및 층서구조는 1990년대 이후 제주도의 전역에서 온천 및 지하수 조사를 위한 심부 시추가 수행되면서 구성암석과 분포 심도가 알려졌다. 제주도는 크게 하부부터 기반암, U층, 서귀포층, 현무암층의 4층 구조를 가지고 있으며, 기반암은 해수면 하부 250~300 m에 분포하고 있으며, 화산쇄설암류와 화강암으로 구성되어 있다. U층은 불투수층으로 해수면 하부 82~145 m에 분포하고 있으며, 이 층은 다져져 있지만 미립의 석영과 장석으로 구성된 미고결층이다. 서귀포층은 해양성 퇴적층으로 투수성이 낮고, 역질 사암, 사암, 사질이암 및 이암으로 구성되어 있다(Oh 등, 2000). 상부층은 주로 현무암으로 이루어져 있으며, 투수성이 매우 좋아 제주도의 주대수층 역할을 하는 지층이다.

연구지역인 표선유역은 제주도 16개 유역 중 동남쪽에 위치하고 있으며(Fig. 1), 유역 면적은 207.9 km²이다. 서쪽으로 한라산이 위치하고 있으며, 동쪽으로 갈수록 경사는 완만해지고, 저지대가 넓게 분포한다. 저지대에서 용암이 해수 중으로 흘러들어가면서 만들어지는 hyaloclastite가 형성된 구역은 넓고 완만한 계곡으로서, 왕모래 혹은 잔자갈 크기의 암편으로 구성된 미고결 상태이다. 이러한 부분이 해수면 하부에 분포해 있는 지역은 층준에 따라 해수의 유출입이 용이할 것으로 보인다(Park, 2008).

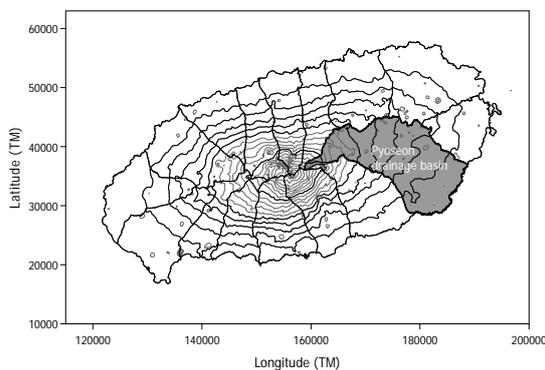


Fig. 1. Map showing the study area, Pyoseon drainage basin in Jeju island.

3.2. 모델영역 및 경계조건

모델영역은 표선유역 전체가 포함되도록 35000 m×21000 m로 설정하였다. 격자의 크기는 100 m×100 m로 세분화하였으며, 모델영역은 350행, 210열로 총 73500개 셀로 구성된다. 유역의 대수층은 1개의 층으로 구성된 자유면대수층으로 가정하였으며, U층과 서귀포층의 경계면을 대수층의 하부면으로 설정하였다. U층 상부의 서귀포층과 현무암층은 투수성의 차이가 크지만 모델 개발의 목적이 지하수위 변동의 시계열적 변화를 모의하는 것이므로 모델의 단순화 측면에서 1개의 층으로 가정하여도 무방할 것으로 판단된다. 대수층의 하부면, 즉 U층과 서귀포층의 경계면은 시추주상도를 분석하여 제주도 지하 지질구조의 공간분포도를 제시한 Park (2008)의 수치자료를 활용하여 모델에 반영하였다.

지하수 흐름 모델에서 경계조건은 지하수계의 수두 분포 및 물수지를 결정하는 다양한 공급원(source) 및 배출원(sink)을 표현하는 도구로 이용되므로 현장 상황에 부합되는 경계조건 유형을 선택하는 것은 매우 중요하다. 표선유역 남부의 해안선을 일정수두경계로 설정하여, 유역 내에 함양된 지하수가 해안으로 유출되는 주된 통로 역할을 하도록 하였다. 한편, 용천수가 다량 배출되는 것으로 알려진 지점을 배수 경계로 설정하였으며 유역 남부에 주로 위치한다. 지하수 함양과 유역 내에 위치하는 관정의 지하수 이용량을 고정흐름 경계조건으로 설정하여, 일정량의 지하수가 대수층으로 유입 또는 유출되도록 하였다.

3.3. 지하수 이용량 및 지하수위

2010년까지 표선유역에서 개발된 233개 관정을 모델에 반영하였으며(Fig. 2a), 각 관정의 지하수 이용량은 취수허가량의 25% 정도인 것으로 가정하였다. 모델의 신뢰도를 높이기 위해서는 지하수 이용량에 대한 정밀한 조사가 필요하다.

유역 내 지하수위 분포는 모델 보정 시 필요한 자료인데, 233개 관정을 모두 이용할 경우 양수로 인하여 수위 강하가 크게 발생한 관정들을 포함할 수밖에 없다. 이 경우 인접 지역의 지하수위 분포가 다소 낮게 평가될 수 있어서 모델 보정 시 오차 요인으로 작용할 수 있다. 따라서 본 연구에서는 233개 기존 관정 중 인접한 관정보다 지하수위가 너무 높거나 낮은 관정, 표고를 고려할 때 지하

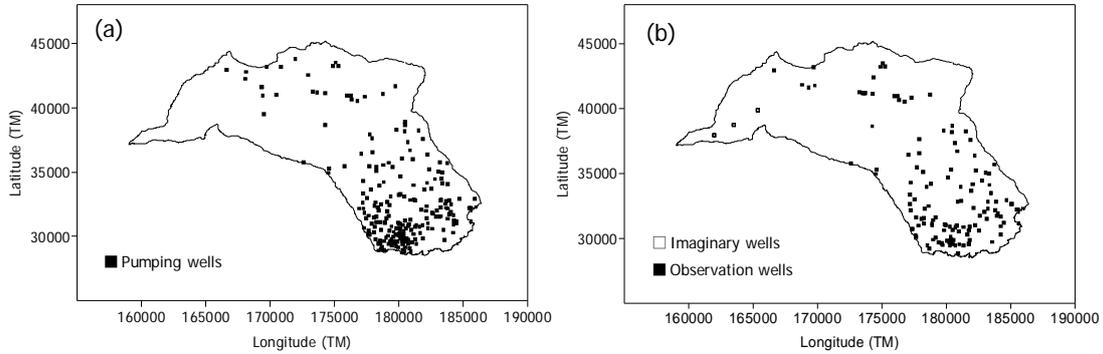


Fig. 2. Location of (a) pumping wells and (b) observation wells in the study area.

수위가 너무 높거나 낮은 지하수위를 갖는 관정을 제외한 129개소 관정과 제주도 수자원본부에서 관리하는 10개의 모니터링 관측정의 지하수위 측정 자료를 모델 보정에 이용하였다(Fig. 2b). 또한 자동역산 모델인 PEST를 이용한 모델 보정 시 자동 보정의 수렴도를 높이기 위하여 관정이 없는 고지대에 3개의 가상의 관측정을 설치하였으며 Fig. 3과 같은 기존 관정에서 측정된 지하수위 자료로부터 계산된 비선형 회귀식을 이용하여 가상 관측정의 수위를 추정하였다.

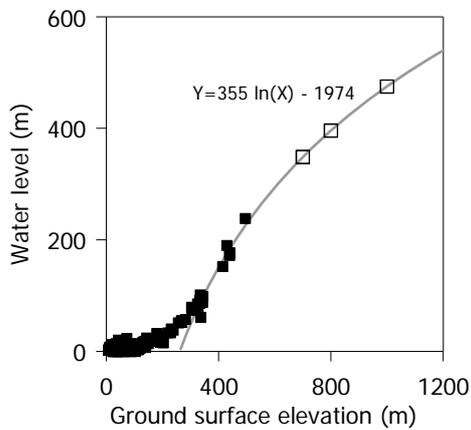


Fig. 3. Regression analysis for estimating water level of imaginary wells.

3.4. 대수층 수리전도도 및 지하수 함양량

대수층의 수리전도도와 지하수 함양량은 대수층 내 지하수 수두 분포를 결정하는 가장 중요한 모델 변수이다. 유역 내에 설치된 관정 중 양수시험이 수행된 38개

관정(삼다수 2개 관정 포함)의 시험 자료로부터 산정된 수리전도도를 모델의 초기 입력값으로 설정하였다. 대수층의 불균질성을 표현하기 위하여 표선유역을 고도별로 0~100 m(zone 6), 100~200 m(zone 5), 200~300 m(zone 4), 300~400 m(zone 3), 400~500 m(zone 2) 및 500 m 이상 고지대(zone 1) 등 총 6개 구역으로 구분하였다. 각 구역의 수리전도도는 각 구역 내 관정별 양수시험의 평균값을 이용하였다(Fig. 4a). 고도 500 m 이상 고지대인 zone 1의 경우 관정 자료가 없어 하부의 zone 2와 동일한 값의 수리전도도를 가지는 것으로 가정하였다.

지하수 함양량은 제주도 수문지질 및 지하수자원 종합보고서(Jeju Province와 K-water, 2003)에서 제시한 강수량의 46.1%를 함양비율로 적용하여 모델의 입력값으로 사용하였다. 강수량의 경우 표선유역의 5개 기상관측소에서 1992년부터 2010년까지 19년간 관측된 자료의 평균값을 이용하였으며, 정규 크리깅 기법을 이용하여 강수량의 공간분포를 도시한 후 고도별로 구분된 각 구역의 구역별 평균값을 산정하였다. 이와 같이 산정된 구역별 강수량 평균값에 46.1%의 함양비율을 모든 구역에 동일하게 적용하여 구역별 함양량을 산정하였다(Fig. 4b).

3.5. 정류 모사 결과

앞서 언급한 경계조건, 우물, 대수층 수리전도도 및 함양량을 모델에 반영한 후 정류모사를 수행하였다. 정류모사를 통해 계산된 지하수위와 실제 관측된 지하수위를 비교한 결과 모델 영역 전체에서 지하수위가 높게 산정

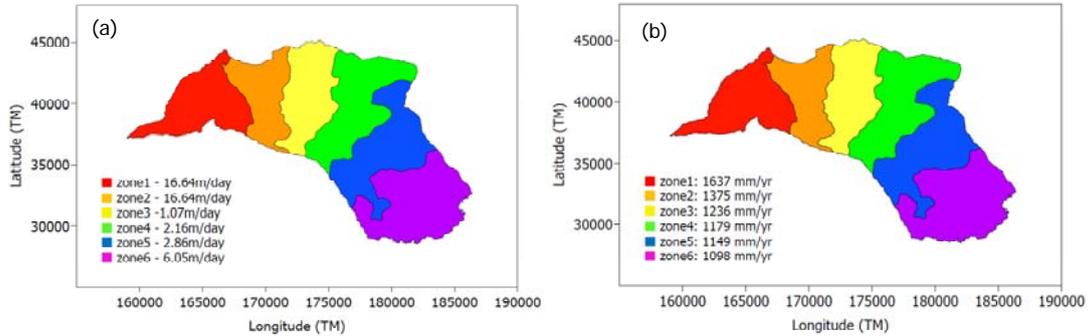


Fig. 4. Zonal distribution of (a) hydraulic conductivity and (b) groundwater recharge.

되는 것으로 나타났다. 저지대 일부를 제외한 대부분 지역에서 지하수위가 지표면보다 높게 계산되었으며, RMSE는 약 81%로 산정되어 모델의 계산 결과가 실제 표선유역의 지하수 흐름계를 잘 모의하지 못하는 결과를 보여주었다. 이렇게 모델에서 계산된 지하수위가 높게 나타나는 것은 수리전도도가 낮게 입력되었기 때문인데, 이는 제주도에서 주로 실시되는 단공양수시험의 해석 결과는 실제 광역적인 규모와 비교할 때 수리전도도가 과소평가 되는 경향이 있는 것과 관련된다. 단공양수시험의 이러한 과소평가는 용암동굴과 클링커 및 베게용암 등의 고투수성 수리지질요소를 통한 지하수의 흐름이 Darcy의 법칙의 상한을 넘는 매우 빠르고 대량으로 이동하는 것과 연관이 있는 것으로 추정되며(Lee 등, 2006), 정류모사 결과의 높은 수위 분포는 수리전도도 과소평가의 직접적인 결과라 할 수 있다.

3.6. 모델 보정

모델 보정(model calibration)은 모델에 의해 계산된 값과 관측된 값을 최대로 일치시키기 위한 과정이며, 모델 보정 인자로는 수리전도도, 함양량 및 저유계수 등과 같은 모델 입력 변수가 이용된다. 본 연구에서는 전술한 바와 같이 단공양수시험으로 인해 수리전도도가 과소평가된 것을 고려하여 수리전도도를 모델 보정 변수로 설정하였다. 모델 보정은 Visual MODFLOW 내 자동보정 프로그램인 PEST를 이용하여 수행하였다. PEST는 수리전도도, 저유계수, 함양량 등의 보정 인자를 일정 범위 내에서 변화시키면서 실제 관측한 지하수위와 모델로부터 계산된 지하수위를 비교하면서 보정 인자의 최적값

을 추정하는 프로그램이다.

PEST를 이용하여 수리전도도를 보정인자로 설정하고 모델 보정을 실시하였다. Fig. 5a는 보정된 모델에서 계산된 수위와 실제 관측된 수위를 비교한 것으로 RMSE가 약 1.55%로 나타나 보정된 모델의 유역의 실제 지하수 흐름계를 잘 모의하고 있음을 보여준다. 보정된 모델의 수리전도도 분포는 Fig. 5b와 같다. 해안가 저지대에서 매우 높은 수리전도도를 보이며, 고도 300 m 이상의 고지대에서 수리전도도가 급격하게 감소하는 결과를 나타냈다. 수리전도도의 이러한 감소 경향은 저투수층 매질의 분포를 의미하는데, 주로 응회암의 지하 분포와 밀접한 관련이 있는 것으로 추정된다. 응회암은 마그마가 분출하기 위해 지표로 상승하면서 주변의 지하수 혹은 지표수와 만나 격렬히 폭발하여 마그마가 작은 알갱이로 깨져 쌓여 만들어진다. 폭발당시에 깨진 마그마 압편은 유리질로 산출되는데, 시간이 지나면서 물과 만나 안정 광물로 바뀌면서 빨리 굳어지게 된다. 이러한 특성으로 인하여 응회암은 저투수성을 지니게 된다(Park, 2008). 제주도에서 응회암의 공간 분포는 명확하지 않으나, 관측된 지하수위 및 모델 보정 결과 계산된 수리전도도 분포 등을 종합할 때 중산간 지역 일대 지하에 응회암의 분포 밀도가 높을 것으로 추정된다. 또한 해안가 저지대 대수층의 높은 수리전도도는 왕모래 혹은 잔자갈 크기의 암편으로 구성된 미고결층의 분포와 관련된다.

4. 컨벌루션 기법이 연동된 부정류 지하수 흐름 모델

지하수 함양량의 시계열 변화를 모의하는 컨벌루션

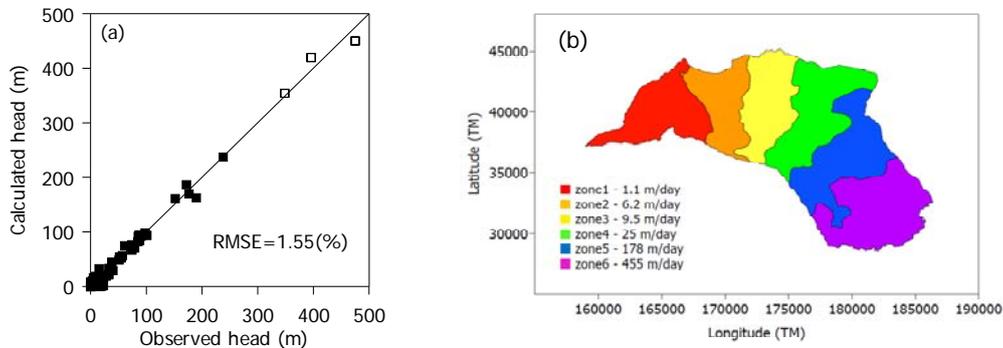


Fig. 5. Results of model calibration: (a) comparison of simulated and measured water levels and (b) distribution of calibrated hydraulic conductivity.

기법이 연동된 부정류 지하수 흐름 모델을 개발하였다. 모델 개발 과정은 다음과 같다.

4.1. 부정류 모델 입력 자료

4.1.1. 강수량 시계열 자료

표선유역의 5개 관측소(성판악, 교래, 성읍1, 성읍2 및 토산)에서 1992년부터 2010년까지 19년간 측정된 일강수량 시계열 자료를 컨벌루션 모델의 입력 자료로 이용하였다. 정류 모델의 경우 정규 크리깅 기법을 이용하여 각 구역별 연평균 강수량을 산정한 후 이 값에 46.1%를 일괄 적용하여 함양량을 구하였다. 하지만 부정류 모델의 경우 각 관측소의 강수량 시계열 자료를 이용하기 때문에 정규 크리깅 기법을 이용할 수 없다. 따라서 동일한 함양비율을 부정류 모델에 적용할 경우 관측소 측정값을 이용하는 부정류 모델의 함양시계열 자료의 평균값은 크리깅 후 평균값을 이용하는 정류 모델의 값과 다소 차이가 발생할 수밖에 없다. 따라서 이러한 차이를 해소하기 위하여 부정류 모델의 연평균 함양량이 정류 모델의 함양량과 일치하도록 구역별 함양 비율을 조절하여 설정하였다(Fig. 6a).

4.1.2. 대수층의 비산출률

저유계수는 대수층으로 유입되거나 배출되는 지하수량을 결정하므로 투수성과 함께 대수층의 산출능력을 결정하는 중요한 수리 상수이다. 자유면 대수층에서 수위 강하는 중력배수에 의해 일어나게 되므로, 자유면대수층의 저유계수는 비산출률을 의미한다. 비산출률은 정류 모델의 경우 모델 결과에 영향을 미치지 않지만, 부정류

모델에서 지하수위 변동폭을 결정하는 입력변수이다. 즉 지하수 함양시 대수층에서의 지하수위 변동 또는 지하수위 상승량은 함양량을 저유계수로 나눈 값에 의하여 결정된다. 따라서 저유계수 또는 비산출률(자유면대수층)은 함양에 대한 대수층의 반응을 결정하는 중요한 인자로 작용한다(Park, 2008). 본 연구에서는 Jeju Province와 K-water(2003)에서 제시한 비산출률인 0.12를 이용하였다. 제주도의 지하수 흐름은 클링커와 같은 고투수성 매질에 의해 지배되므로 제시된 비산출률 값에 제주도 클링커 형성률이 30%인 것을 반영하여 0.05를 부정류 모델의 초기 입력값으로 이용하였다.

4.1.3. 구역별 비포화대 두께

컨벌루션 모델의 입력 값인 비포화대 두께는 지표고도에서 지하수면까지의 깊이로부터 구할 수 있다. 먼저, 정규 크리깅 기법을 이용하여 지표고도와 지하수위의 공간분포를 도시한 후 각 구역별로 평균값을 구하였으며, 이로부터 6개 각 구역의 비포화대 두께를 계산하였다(Fig. 6b).

4.1.4. 지하수위 시계열 자료

제주도수자원본부에서 표선유역에 설치, 운영 중인 7개 관측정 및 삼다수 1개 관정(Fig. 6c)에서 측정된 지하수위 자료를 부정류 모델의 보정용 관측 자료로 이용하였다. 각 관측정의 제원은 Table 1과 같으며, 지하수위 관측 자료는 Fig. 7에 도시한 바와 같다. 그림과 같이 해안가 저지대의 경우 개별강우에 민감하게 반응하는 지하수위 변동을 나타내는 반면, 고지대로 갈수록 비포화대가 두꺼워지면서 개별강우에 대해 지하수위 반응이 둔감

Table 1. Location and installation depth of observation wells

| | Well name | TM(X) | TM(Y) | Elevation(m) | Depth of well(m) |
|------|-----------|--------|-------|--------------|------------------|
| OW-1 | Sinheong3 | 177348 | 30729 | 80.6 | 85 |
| OW-2 | Sehwa2 | 181765 | 30616 | 58.1 | 186 |
| OW-3 | Hacheon1 | 185063 | 32652 | 25.8 | 136 |
| OW-4 | Hacheon2 | 183481 | 33475 | 58.9 | 180 |
| OW-5 | Hacheon3 | 182073 | 34175 | 87.5 | 186 |
| OW-6 | Hacheon4 | 180387 | 35310 | 118 | 230 |
| OW-7 | Gyora2 | 168797 | 41823 | 439 | 480 |
| OW-8 | Samdasu1 | 169308 | 41625 | 440 | 400 |

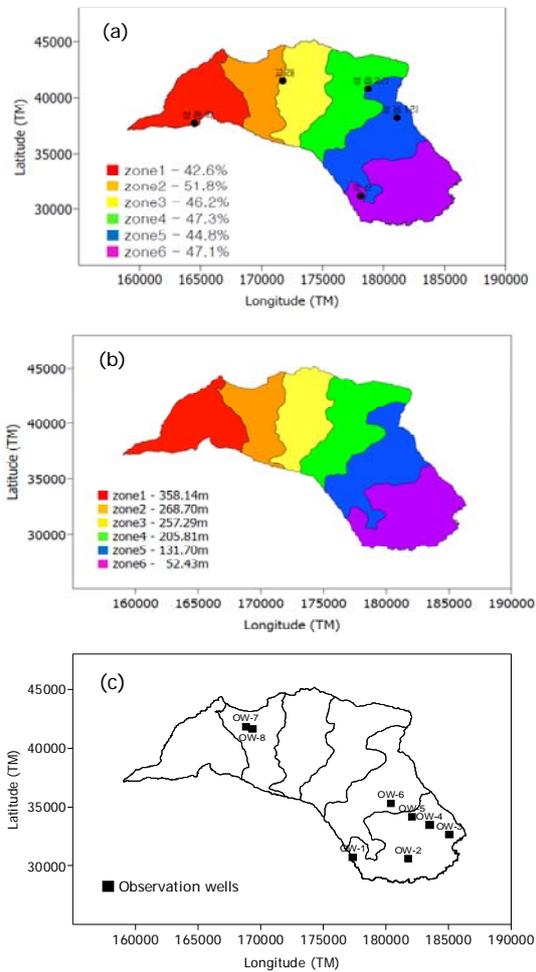


Fig. 6. Inputs of the transient model: (a) distribution of recharge ratio, (b) average thickness of the unsaturated zone and (c) location of monitoring wells.

해지는 것을 볼 수 있다.

4.2. 부정류 모델 보정

4.2.1. 모델 보정 방법

부정류 지하수 흐름 모델에 컨벌류션 모델을 연동하여 모델 보정을 수행하였다. 모델 보정 변수는 컨벌류션 모델의 입력값인 분산지수와 함양속도이다. 먼저, 컨벌류션 모델을 이용하여 각 구역별 함양 시계열 자료를 생성하였다. 이때 모델의 입력값인 비포화대의 두께는 각 구역별로 일정한 값을 입력하였으며(Fig. 6b), 강수 시계열 자료는 구역별 기상관측소, 구역 내에 관측소가 없는 경우에는 인접 구역 관측소의 측정값을 이용하였다. 임의의 분산지수와 함양속도를 가정 후 함양 시계열 자료를 생성하였으며 이를 부정류 모델에서 입력값으로 이용하여 지하수위 변동 시계열 자료를 생성하였다. 마지막으로 계산된 지하수위 변동 자료와 관측 자료와의 상관성 분석을 실시하였다. 시행착오법으로 분산지수와 함양속도를 변화시키면서 컨벌류션 모델과 부정류 지하수 흐름 모델이 연동된 이러한 연산 과정을 반복하였으며 최종적으로 계산된 지하수위 변동 자료와 관측 자료 사이의 상관계수가 가장 크게 나타나는 최적의 분산지수와 함양속도를 결정하였다.

컨벌류션 모델의 함양속도를 10 m/day로 고정하고 분산지수를 변화하였을 때, 각 관측점 별로 모델에서 계산된 수두와 관측값 사이의 상관계수를 구하였다(Fig. 8). 그 결과 OW-2, OW-3 관측점을 제외하고 분산지수가 작아질수록 상관계수가 증가하는 경향을 보였으며, 그림의 결과와 같이 분산지수가 1 m일 경우 부정류 모델

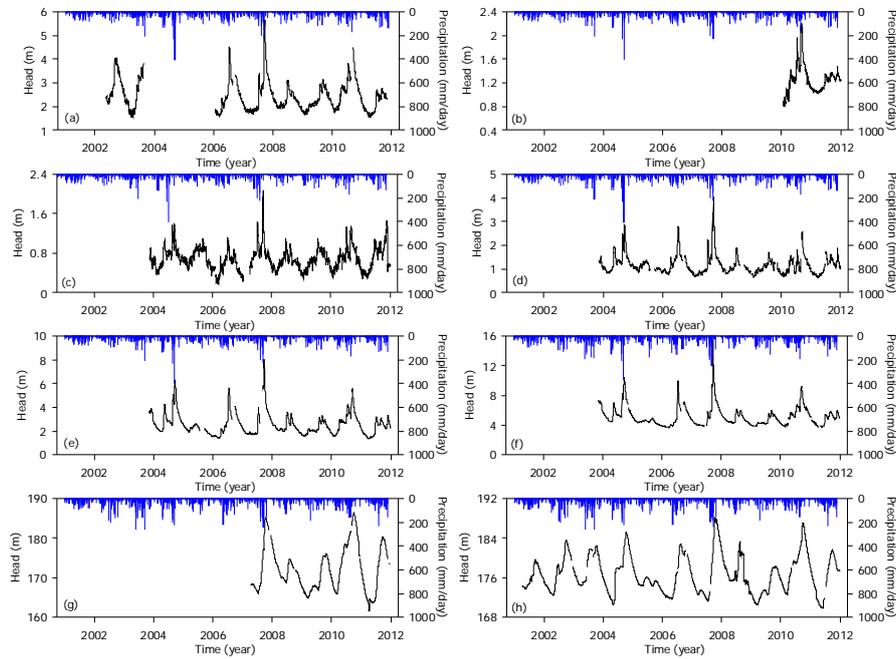


Fig. 7. Time series of groundwater level measured at observation wells: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, and (h) OW-8.

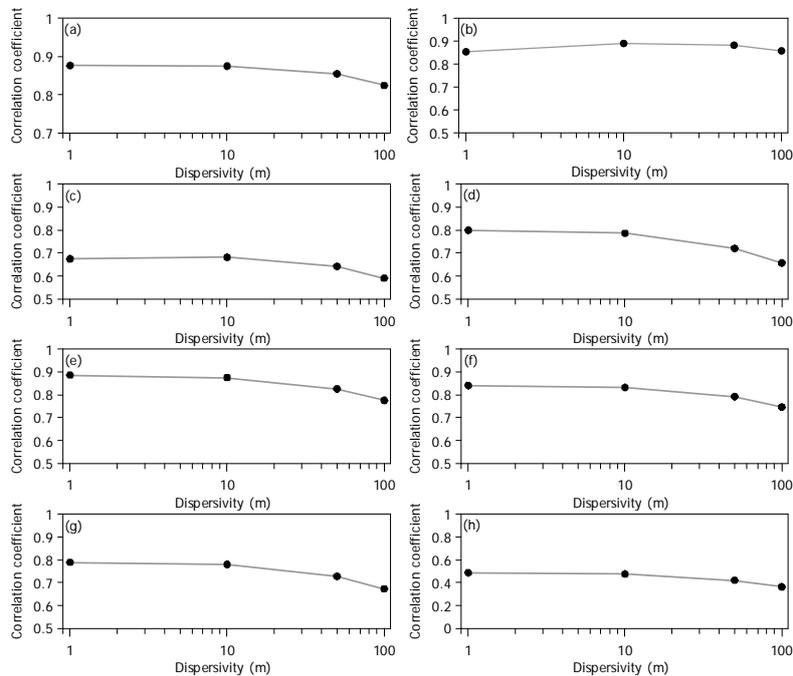


Fig. 8. Effect of dispersivity of the convolution model on correlation coefficient between measured and simulated groundwater level: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, and (h) OW-8.

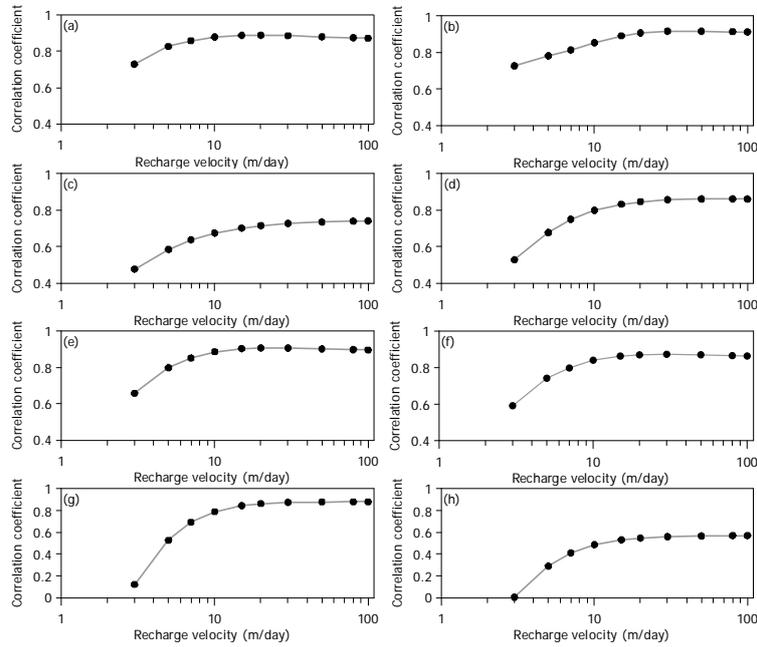


Fig. 9. Effect of recharge velocity of the convolution model on correlation coefficient between measured and simulated groundwater level: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, and (h) OW-8.

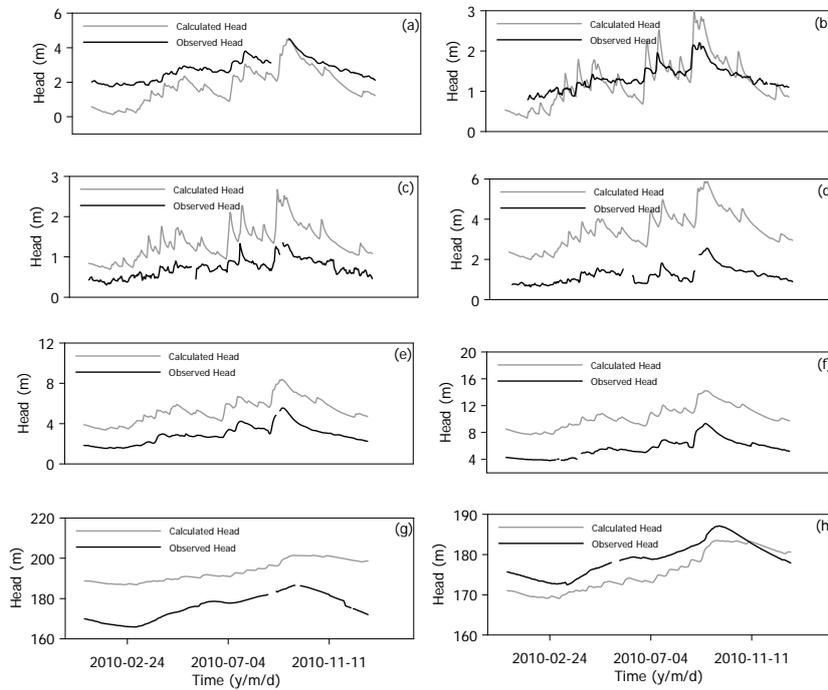


Fig. 10. Comparison of measured and simulated water level variation of calibrated transient model : (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, and (h) OW-8.

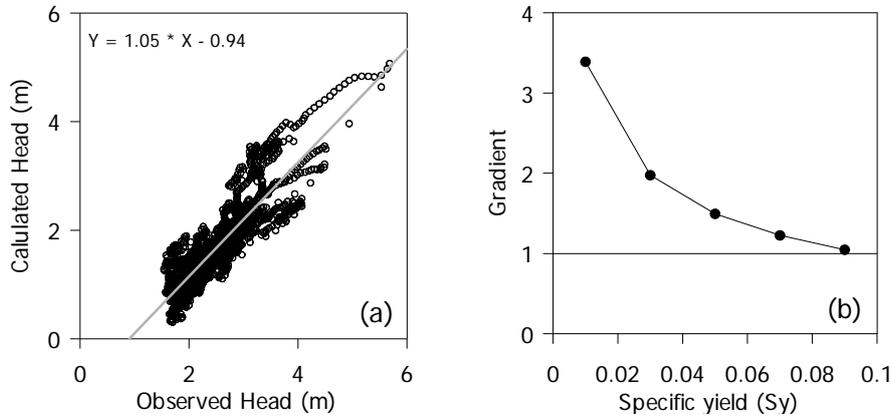


Fig. 11. Method for calibrating the specific yield: linear regression of observed and simulated water levels and (b) slope of the regression line vs. specific yield.

의 계산 결과가 관측값과 가장 잘 일치하는 것으로 나타났다. 하지만 상관계수의 변화가 크지 않아 분산지수에 대한 모델의 민감도는 크지 않은 것으로 나타났다.

한편, 분산지수를 1m로 고정하고 함양속도를 변화시키면서 계산값과 측정값 사이의 상관계수의 변화를 살펴 보았다(Fig. 9). 함양속도가 증가할수록 상관계수가 증가하였으며, 함양속도가 20 m/day 정도일 때 가장 큰 상관계수를 나타냈다. 분산지수와 비교할 때 함양속도에 대한 모델의 민감도가 상대적으로 크게 나타났으나, 함양속도가 20 m/day보다 클 경우 상관계수의 변화가 거의 발생하지 않아 모델의 민감도가 소멸되는 것을 확인할 수 있다. 이상의 부정류 모델 보정 과정을 종합할 때, 표선유역의 경우 컨벌루션 모델의 최적값은 분산지수는 1 m, 함양속도는 20 m/day 정도인 것으로 추정된다.

4.2.2. 모델 보정 결과

Fig. 10은 모델 보정 결과 최적값으로 산정된 분산지수 1 m, 함양속도 20 m/day를 이용하여 계산된 함양시계열 자료로부터 계산된 지하수위 변동자료를 관측값과 비교한 것이다. 총 19년의 모사 기간 중 마지막 1년 계산 결과를 도시하였다. 그림과 같이 컨벌루션 모델을 부정류 모델에 연동하여 모델 보정을 수행할 경우 관측정에서 측정된 지하수위의 시계열적 변동 패턴과 매우 유사한 모델 결과를 얻을 수 있음을 확인할 수 있다. 한편, 저지대(zone 5, 6)에 속한 관측정의 경우 계산된 수두의 변동 폭이 변동폭이 관측값에 비하여 상대적으로 큰 것을

확인 할 수 있으며, 고지대(zone2)에 속한 관측정의 경우 이와 반대로 계산된 수두의 변동폭이 더 작게 나타났다. 이러한 결과는 앞서 설명한 자유면 대수층에서 수두의 변화폭을 결정하는 인자인 비산출률을 모델 전체에 동일하게 입력하였기 때문에 발생한 결과로 해석된다.

4.2.3. 비산출률 보정

전술한 바와 같이 부정류 모델 결과 계산된 지하수위 변동 자료는 관측값과 비교할 때 구역별로 변동폭의 차이가 있으며, 이는 모델의 입력값인 대수층의 비산출률과 밀접한 관련성을 가진다. 따라서 앞에서 산정된 컨벌루션 모델의 최적 입력값은 고정한 후 지하수 흐름 모델의 입력값인 비산출률을 변화시키면서 추가적인 모델 보정을 수행하였다. Fig. 11은 비산출률 보정방법을 도시한 것으로 OW-1 관측정에 대한 사례를 보여준다. Fig. 11a와 같이 관측정에서 측정된 지하수위 시계열 자료와 모델 계산값을 도시하고 선형회귀식의 기울기를 구하였다. Fig. 11b와 같이 비산출률을 변화시키면서 부정류 모델을 이용하여 관측정에서의 시계열 자료를 구한 후 이를 관측값과 비교하여 선형회귀식의 기울기를 구하였다. 관측값과 계산값의 지하수위 변동폭이 유사할 경우 선형회귀식의 기울기가 1에 가까우므로 Fig. 11의 방법을 통하여 최적의 비산출률을 산정할 수 있다.

Fig. 12는 이러한 방법으로 계산된 각 관측정별 비산출률 산정 결과이다. 그림과 같이 저지대에서 고지대로 갈수록 비산출률이 작아지는 경향을 보이며, 이러한 결

과는 대수층을 구성하는 지층의 수리적 특성 변화가 고도별로 뚜렷하게 발생하고 있음을 지시한다. 수리전도도의 보정 결과에서 언급한 바와 같이 제주도 해안가 저지대의 대수층은 왕모래 혹은 잔자갈 크기의 암편으로 구성된 미고결층으로 구성되어 있으며, 중산간 지역으로 갈수록 응회암의 구성 비율이 높아지는 것으로 알려져

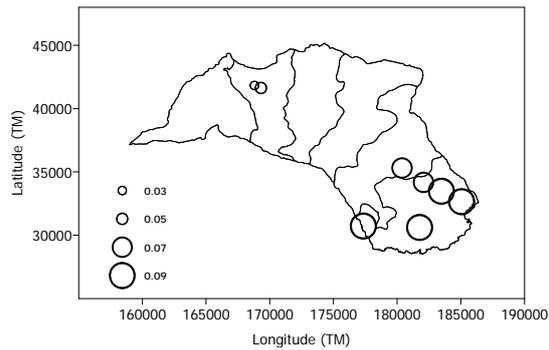


Fig. 12. Calibrated specific yield at the location of observation wells.

있다(Park, 2008). 이러한 수리지질 단위의 고도별 변화는 본 연구의 모델 보정을 통하여 산정된 수리전도도 및 비산출률의 변화와 일치하는 결과이다.

Fig. 13은 보정된 비산출률이 최종적으로 반영된 부정류 모델의 계산 결과이다. Fig. 10과 비교할 때 저지대 및 고지대 관정 모두에서 계산값과 측정값의 지하수위 변동폭이 유사한 결과를 보였다. 결론적으로, 본 연구를 통하여 제시된 컨벌루션 기법이 연동된 부정류 지하수 흐름 모델은 제주도와 같이 고도별 비포화대의 두께 변화에 의하여 지하수위의 시계열적 변동 특성이 다르게 나타나는 지역에서 지하수위 변화를 모의할 수 있는 모델로 매우 유용하게 이용될 수 있다.

5. 결론

제주도는 비포화대가 두껍게 발달한 지역으로 강수 시 지하수 함양이 즉각적으로 일어나지 않고, 비포화대의 두께 및 특성에 따라 시간지연이 발생하면서 특징적인 지하수위 변동 특성을 나타낸다. 본 연구에서는 컨벌

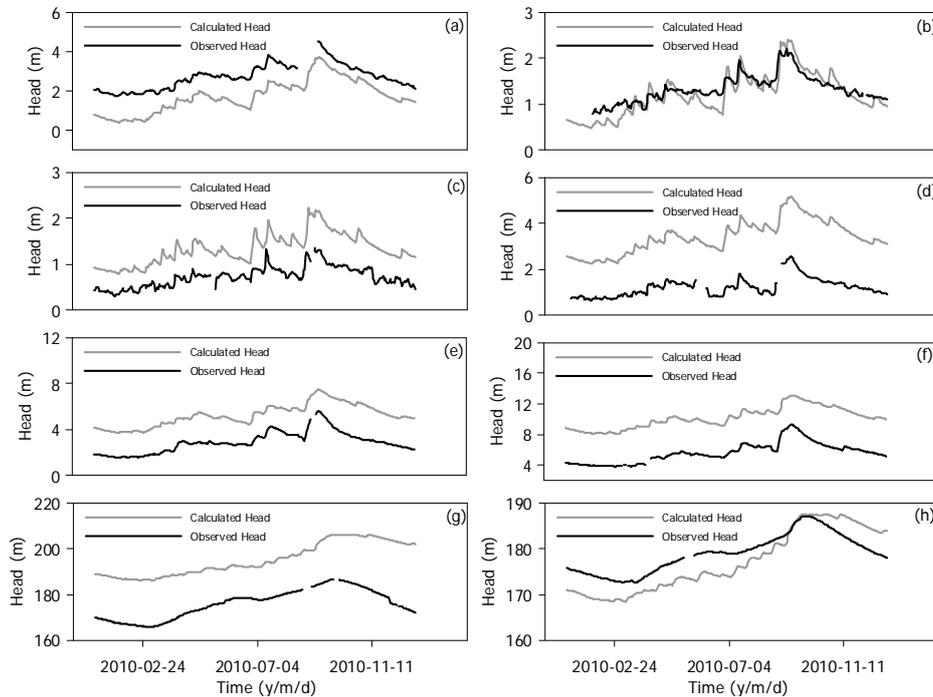


Fig. 13. Comparison of measured and simulated water level variation after calibration of specific yield: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, and (h) OW-8.

루션 기법이 연동된 부정류 지하수 흐름 모델을 개발하여 지하수 함양의 시간지연이 반영된 지하수위 변동을 모의하고자 하였다. 주요 연구 결과를 요약하면 다음과 같다.

1. 표선유역을 대상으로 컨벌루션 기법이 연동된 부정류 지하수 흐름 모델을 개발하였으며 모델 보정을 통하여 컨벌루션 모델의 최적 입력값을 산정하였다. 모델 보정 인자인 분산지수와 함양속도에 대한 모델의 민감도는 다르게 나타났으며, 표선유역의 경우 분산지수가 작을수록, 함양속도가 클수록 모델 결과의 현장 재현성이 크게 나타났다.

2. 한편, 계산값과 관측값 시계열 자료의 상관계수로 모델 보정을 수행하여 컨벌루션 모델의 최적 입력값을 구할 수 있었으나, 일부 관측점에서 두 자료의 변동폭이 큰 차이를 보여 비산출률에 대한 추가적인 보정이 필요한 것으로 나타났다. 따라서 컨벌루션 모델이 연동된 부정류 모델 개발 시 컨벌루션 모델 입력 자료인 분산지수와 함양속도, 부정류 모델의 입력자료인 비산출률에 대한 일련의 보정 과정이 필요한 것으로 밝혀졌다.

3. 개발된 모델을 통하여 추정된 표선유역의 수리전도도 및 비산출률의 고도별 변화는 기존 연구를 통하여 밝혀진 제주도 지역 수문지질단위의 고도별 변화와 상응하는 결과이다. 하지만 아직 제주도 지역의 수문지질단위별 대수층 수리상수에 대한 실험적인 연구가 거의 수행되지 않고 있어서, 모델 연구를 통하여 추정된 이러한 값의 신뢰도를 검증할 수 없는 실정이다. 제주도 지하수 흐름계의 정밀 해석을 위해서는 수리전도도 및 비산출률과 같은 대수층 수리상수에 대한 다각적인 연구가 필요하다.

4. 결론적으로, 본 연구를 통하여 제시된 컨벌루션 기법이 연동된 부정류 지하수 흐름 모델은 제주도와 같이 고도별로 지하수위의 시계열적 변동 특성이 다르게 나타나는 지역에서 지하수위 변동을 모의할 수 있는 모델로 매우 유용하게 이용될 수 있다.

감사의 글

본 연구는 ‘제주형 물순환 해석 및 수자원 관리기반 구축’ 연구단의 제2세부과제 ‘제주형 지표수-지하수 통합수문해석 모형 개발’의 연구결과로서 지원에 감사드립니다.

REFERENCE

Bear, J., 1979, *Hydraulics of groundwater*, McGraw-Hill, pp. 569.

Jeju Province, K-water, 2003, *Comprehensive hydrogeological investigations and groundwater resources in Jeju Island (III)*.

Kim, N., Chung, I., Won, Y., Lee, J., Lee, B., 2006, The estimation of groundwater recharge with spatial-temporal variability at the Musimcheon catchment, *Journal of Soil and Groundwater Environment*, 11(5), 9-19.

Koo, M., Kim, T., Kim, S., Chung, S., Kang, I., Lee, C., Kim, Y., 2013, Estimating groundwater recharge using the water-table fluctuation method: effect of stream-aquifer interactions, *Journal of Soil and Groundwater Environment*, 18(5), 65-76.

Koo, M., Kim, Y., 2003, Use of an infiltration model for analyzing temporal variation of precipitation recharge in the climatological environment of Korea, *Journal of the Geological Society of Korea*, 39(2), 249-261.

Koo, M., Lee, D., 2002, A numerical analysis of the water level fluctuation method for quantifying groundwater recharge, *Journal of the Geological Society of Korea*, 38, 407-420.

Lee, B., Koo, M., Park, Y., Koh, G., Park, K., 2006, Hydraulic diffusivity and possibility of conduit-flow of groundwater in eastern part of Jeju island, *Journal of the Geological Society of Korea*, 42(3), 439-454.

Lerner, D.N., Issar, A.S, Simmers, I., 1990, *Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*, IAH International Contributions to Hydrogeology, Vol. 8, A.A. Verlag Heinz Heise, Hannover, p 345.

Memon, B.A., 1995, Quantitative analysis of springs, *Environ. Geol*, 26, 111-120.

Oh, J., Yi, S., Yoon, S., Koh, G., Yun, H., Lee, J., 2000, Subsurface Stratigraphy of Jeju Island, *Journal of the Geological Society of Korea*, 36(3), 181-194.

Park, C., Seo, J., Lee, J., Ha, K., and Koo, M., 2014, A distributed water balance approach to groundwater recharge estimation for Jeju Volcanic Island, Korea, *Geosciences J.*, 193-207.

Park, E., Parker, J.C., 2008, A simple model for water fluctuations in response to precipitations, *Journal of*

- Hydrology, 356, 344-349.
- Park, K., 2008, Integrated Analysis of Groundwater Occurrence in Jeju, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon, 182 p.
- Seo, J., 2009, Modeling the groundwater flow system of Jeju Island, Korea, Master's thesis, Kongju National University.
- Shin, K., Koo, M., Chung, I., Kim, N., Kim, G., 2014, Analyzing Spatio-temporal Variation of Groundwater Recharge in Jeju Island by using a Convolution method, Journal of Environmental Science International, 23(4), 625-635.