

碩 士 學 位 論 文

제주도 표선유역 지하수 부정류 모델 개발:
컨벌루션기법 적용

Development of transient groundwater flow model in Pyoseon watershed of
Jeju island: use of a convolution method



公 州 大 學 校 大 學 院

地 質 環 境 科 學 科 水 理 地 質 學 專 攻

金 昇 九

2013. 2.

碩 士 學 位 論 文

제주도 표선유역 지하수 부정류 모델 개발:
컨벌루션기법 적용

Development of transient groundwater flow model in Pyoseon watershed of
Jeju island: use of a convolution method

指導教授 具 珉 壕

이 論文을 理學碩士學位
請求論文으로 提出함

2013. 2.

公州大學校 大學院

地質環境科學科 水理地質學 專攻

金 昇 九

碩 士 學 位 論 文

金昇九의 理學碩士學位
請求論文을 認准함

2013. 2.

審査委員長 _____ (印)

審査委員 _____ (印)

審査委員 _____ (印)

公州大學校 大學院

目 次

List of Figures	iii
List of Tables	v
국문 요약	vi
I. 서론	1
1. 연구배경 및 목적	1
2. Convolution을 이용한 지하수 함양모델	2
3. Convolution model 결과	6
4. 연구지역 및 지질	10
II. 지하수 유동 모델링	12
1. 개요	12
2. 개념모델	14
2.1 모델영역 및 격자망	14
2.2 경계조건	15
2.3 우물설치	17
2.3.1 양수정	17
2.3.2 관측정	18
2.4 모델입력변수 설정	20
2.4.1 수리전도도	20
2.4.2 함양량	21

3. 정류모사	22
3.1 정류모사 결과	22
3.2 모델 보정	23
4. Convolution 기법을 적용한 부정류모델	25
4.1 비산출률 설정	25
4.2 Convolution model의 입력자료	26
4.2.1 비포화대 두께	26
4.2.2 분산지수와 함양속도	27
4.2.3 강수량 시계열 자료	28
4.2.4 지하수위 시계열 자료	29
4.3 Convolution model 결과	32
4.3.1 분산지수 변화	32
4.3.2 함양속도 변화	32
4.4 Convolution model 적용 결과	35
4.5 비산출률 산정	37
4.5.1 비산출률 적용 결과	39
Ⅲ. 결론	41
Ⅳ. 참고문헌	43
ABSTRACT	45

List of Figures

Fig. 1. Convolution processing.	3
Fig. 2. The movement distance of contaminants.	5
Fig. 3. The comparison of simulated recharge time series according to changes of unsaturated zone thickness: (a) $x=10$ m, $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day, (b) $x=50$ m, $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day, (c) $x=100$ m, $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day.	7
Fig. 4. The comparison of simulated recharge time series according to changes of dispersivity: (a) $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day, $x=10$ m, (b) $\alpha=100$ m, $v=5$ m/day, $x=10$ m, (c) $\alpha=500$ m, $v=5$ m/day, $x=10$ m.	8
Fig. 5. The comparison of simulated recharge time series according to changes of recharge velocity: (a) $v=1$ m/day, $\alpha=10$ m, $x=10$ m, (b) $v=5$ m/day, $\alpha=10$ m, $x=10$ m, (c) $v=10$ m/day, $\alpha=10$ m, $x=10$ m.	9
Fig. 6. The location of study area.	11
Fig. 7. Flow chart of the groundwater flow modeling process.	12
Fig. 8. Model grid of study area.	14
Fig. 9. Relations between head and flow for different mathematical representation of the boundary condition: (a) constant head, (b) constant flow, (c) limited head-different flow.	16
Fig. 10. Model boundary condition of study area.	16
Fig. 11. The location of pumping wells.	17
Fig. 12. The location of observation wells and imaginary wells.	18
Fig. 13. The regression equation for groundwater level of imaginary wells. ...	19
Fig. 14. Distribution of hydraulic conductivity of study area.	20
Fig. 15. Distribution of recharge of study area.	21

Fig. 16. Comparison of calculate water levels to observed water levels.	22
Fig. 17. Comparison of calculate water levels to observed water levels.	24
Fig. 18. Distribution of hydraulic conductivity of after calibration in study area.	24
Fig. 19. Distribution of unsaturated zone thickness of study area.	26
Fig. 20. Rainfall series data of Regional Meteorological station: (a) seoungpanak, (b) gyorae, (c) Seongeup1, (d) Seongeup2, (e) tosan.	28
Fig. 21. The location of Regional Meteorological Office.	29
Fig. 22. The location of groundwater monitoring network in study area.	30
Fig. 23. The ground water level series of observation wells: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.	31
Fig. 24. The correlation coefficient of observed head and calculated head according to changes of dispersivity: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.	33
Fig. 25. The correlation coefficient of observed head and calculated head according to changes of recharge velocity: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.	34
Fig. 26. The comparison of simulated water level to observed water level: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.	35
Fig. 27. Method of calculation for specific yield: (a) The regression line of Observed Head-Calculated Head, (b) The gradient of regression line according to changes of specific yield.	37
Fig. 28. Distribution of specific yield of study area.	38
Fig. 29. Specific yield used in the groundwater model.	39

Fig. 30. The comparison of simulated water level to observed water level: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8. 40



List of Tables

Table 1. Change of Dispersivity and Recharge velocity.	27
Table 2. Data of observation wells	31



국문 요약

제주도는 비포화대가 두껍게 발달한 지역으로 강수 시 지하수 함양이 즉각적으로 일어나지 않고, 비포화대의 두께 및 특성에 따라 시간지연을 보이며 발생한다. 지하수 함양은 지하수 흐름계를 결정하는 중요한 수문인자이지만 기존의 함양량 산정기법이나 지하수 모델에서는 함양의 시간적 변화를 평가하거나 모사하는데 한계를 가진다. 최근 국내에서는 이러한 문제점을 해결할 수 있는 방법으로 컨벌루션 기법을 이용하여 함양량 시계열 자료를 생성하는 새로운 연구가 수행되고 있다. 본 연구에서는 제주도 표선유역을 대상으로 지하수 흐름 모델을 개발하였으며, 컨벌루션 기법을 이용하여 지하수 함양량의 시공간적 변동성을 평가하였다. 시행착오법을 통하여 다양한 모델 입력 변수에 대한 부정류 모델 보정을 수행하였으며, 그 결과 표선유역 내 8개 관측점에서 측정된 지하수위 시계열 자료와 매우 유사한 변동 패턴을 보이는 모델 계산 결과를 얻을 수 있었다. 따라서 컨벌루션 기법은 제주도와 같이 비포화대가 두꺼운 지역을 대상으로 지하수 흐름 모델을 개발할 때 지하수 함양량의 시계열적 변화를 산정하는 방법으로 유용하게 이용될 수 있으므로 기대된다.

I. 서론

1. 연구배경 및 목적

지하수 모델링은 대상지역의 대수층에 적합한 모델을 만들어서 대수층 내의 지하수 거동을 재현하고, 미래 발생가능한 지하수 계의 변화를 예측하는 것을 말하며, 지하수 자원을 효율적으로 관리, 예측 및 지하수 오염방지를 위해 주로 사용된다. 지하수 모델링에서 지하수의 유입량을 나타내는 함양량은 중요한 입력 값이다. 하지만 지하수 함양은 매우 복잡한 수문학적 과정으로 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; 김남원 외, 2006).

제주도는 내륙 지역에 비해 비포화대가 두꺼운 지역으로 알려져 있다. 비포화대 두께는 중심에 한라산을 기준으로 해안가로 갈수록 얇아지는 특징을 보이고 있으며, 이러한 지형적 특징으로 인해 제주도의 지하수 함양은 고도별로 다르게 발생하게 된다. 비포화대가 얇은 저지대 지역의 경우 지하수 함양까지의 과정이 짧고, 비포화대 특성의 영향을 적게 받아 즉각적인 함양을 보이지만, 고지대 지역의 경우 지하수 함양은 강수가 발생하였을 때, 지하수 함양은 두꺼운 비포화대로 인해 시간지연(Time-delaying)이 발생하게 되며, 비포화대 특성의 영향을 많이 받게 되어 분산과정을 거치게 된다. 선행연구에서 신경희(2012)는 컨벌루션 기법을 이용해 비포화대 특성을 고려한 함양시계열 자료를 생성하여 지하수위 변동과의 상관계수를 통해 각 관정에 대해 분산지수와 함양속도를 정량적으로 구하였다.

본 연구에서는 컨벌루션 기법을 통해 비포화대의 두께에 따른 시간지연 및 분산과정을 반영한 함양 시계열 자료를 생성하여 제주도 표선유역의 지하수 부정류 모델에 적용하여, 컨벌루션 기법에 대한 적용성 평가를 하고자 한다.

2. Convolution을 이용한 지하수 함양모델

본 연구에서는 비포화대 특성을 고려한 지하수 함양 모델을 표현하기 위해 컨벌루션을 사용하였다.

합성곱이라고 하는 컨벌루션의 계산과정은 상호상관과 밀접한 관계를 가지며, 탄성과 자료의 처리에 응용되는 모든 선형필터링(Linear filtering) 연산자는 컨벌루션으로 표시할 수 있다. 두 개의 함수 $f(t)$ 와 $g(t)$ 가 있을 때, 두 함수의 Convolution은 $f(t) \times g(t)$ 로 나타낼 수 있다. 함양 시계열 자료를 생성하기 위해 식 (1)과 같이 컨벌루션을 적용하였고, 상호상관과는 다르게 교환성(commutative)을 가지고 있다.

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

컨벌루션의 방법은 두 함수 $f(t)$, $g(t)$ 가운데 하나의 함수를 반전(Reverse) 시킨 후 평행이동(Shift) 시킨 다음, 다른 하나의 함수와 곱한 결과를 적분하는 것을 의미한다(Fig. 1). 먼저 입력함수인 $f(t)$ 는 식 (2)와 같이 강수량($P(t)$)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 식(3)을 만족해야 한다.

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

필터함수로 사용한 $g(t)$ 는 오염물질의 1차원 추적자 주입 모델 해(식 (4))를 가우시안 필터를 사용하여 컨벌루션 시킨 함수를 사용하였다.

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

여기서 x 는 오염물질의 이동거리, t 는 오염농도가 최대가 될 때의 시간, M 은 질량, n 은 유효공극률, α 는 분산지수, v 는 지하수의 공극유속을 나타낸다. 오염물질이 v 의 속도로 이동하게 될 때, 어느 한 지점에서 오염농도가 최대가 될 때의 시간은 오염물질의 이동속도와 어느 정도 퍼지면서 들어가느냐에 따라 달라질 수 있다. 식 (4)에서 시간 t 가 t_0 일 때 $x=vt_0$ 이며, 거리 x 가 x_0 일 때 $t=\frac{x_0}{v}$ 이다. 이 때 $\frac{1}{\sqrt{4\pi\alpha vt}} \cdot \exp\left[-\frac{(x-vt)^2}{4\alpha vt}\right]$ 를 $h(x,t)$ 로 가정하면 식 (7)과 같이 나타낼 수 있다.

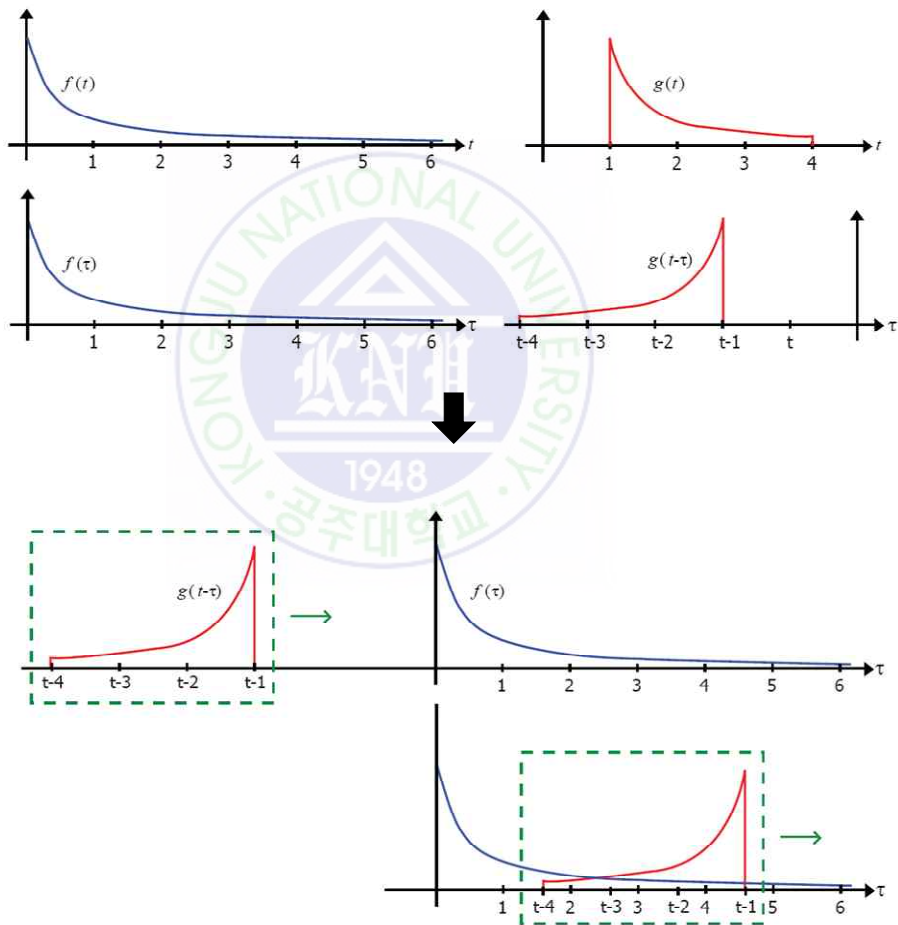


Fig. 1. Convolution processing.

Fig. 2는 오염물질이 이동할 때의 농도변화를 나타낸 그래프이다. 이때

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

$$M = \int_{-\infty}^{\infty} M \cdot h(x', t) dx' \quad (6)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} h(x', t) dx' = 1 \quad (7)$$

$x' = x - vt$ 로 나타낼 수 있고, x 에 대하여 미분하면 $dx' = -v \cdot dt$ 가 된다. 식 (7)에 dx' 를 대입하면 식 (8)과 같이 정리되며, 필터함수 $g(t)$ 는 식 (9)와 같이 정리된다.

$$\int_{-\infty}^{\infty} v \cdot h(x', t) dt = 1 \quad (8)$$

$$g(t) = \frac{v}{\sqrt{4\pi\alpha vt}} \cdot \exp\left[-\frac{(x-vt)^2}{4\alpha vt}\right] \quad (9)$$

결과적으로 강수를 오염물질, 함양되는 과정을 추적자 주입이 일어날 때로 가정하여 식을 유도한 결과, 필터함수는 식 (10)과 같이 $\sigma = \sqrt{2\alpha \frac{t}{v}}$ 인 가우스 분포함수로 나타낼 수 있다.

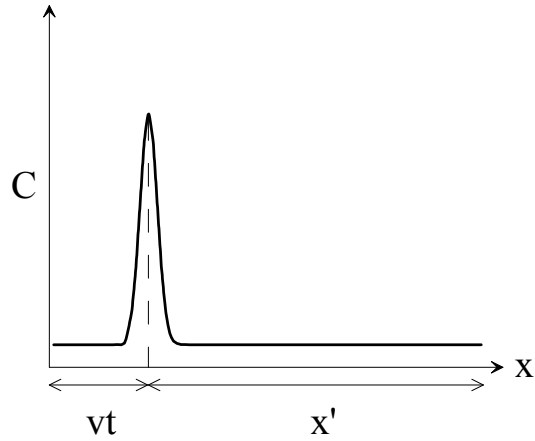


Fig. 2. The movement distance of contaminants.

$$g(t) = \frac{1}{\sqrt{2\alpha \frac{t}{v}} \times \sqrt{2\pi}} \cdot \exp \left[-\frac{\left(t - \frac{x}{v}\right)^2}{4\alpha \frac{t}{v}} \right] \quad (10)$$

이 때 x 는 비포화대 두께, v 는 함양속도(recharge velocity), α 는 분산지수 (dispersivity)를 나타낸다.

3. Convolution model 결과

앞서 개발된 컨벌루션 모델을 이용하여 지하수 함양 시계열 자료를 생성하였다. 강수량 자료는 토산관측소에서 2010년에 일 단위로 측정된 자료를 이용하였으며, 필터함수의 입력 값인 분산지수와 함양속도, 비포화대 두께를 변화시켜가며 함양 시계열 자료를 생성하였다.

Fig. 3은 컨벌루션 모델의 분산지수를 10 m, 함양속도를 5 m/day로 고정한 후 비포화대 두께를 10, 50, 100 m로 변화한 결과를 도시한 것이다. 비포화대 두께가 두꺼워짐에 따라 함양 시계열자료는 시간지연으로 인해 개별강수에 대해 함양이 즉각적으로 일어나지 않고, 강우가 발생한 후 어느 정도 시간이 흐른 뒤 함양이 발생하는 자료를 획득할 수 있었다.

Fig. 4은 컨벌루션 모델의 함양속도를 5 m/day, 비포화대 두께를 10 m로 고정한 후 분산지수를 10, 100, 500 m로 변화한 결과를 도시한 것이다. 분산지수가 증가함에 따라 분산의 영향으로 함양이 퍼지면서 일어나 지하수 함양 자료의 변동 폭이 감소하는 자료를 획득할 수 있었다.

Fig. 5은 컨벌루션 모델의 분산지수를 10 m, 비포화대 두께를 10 m로 고정한 후 함양속도를 1, 5, 10 m/day로 변화한 결과를 도시한 것이다. 함양속도는 분산지수와 달리 함양속도가 빨라질수록 지하수 함양자료의 변동 폭이 커지는 자료를 획득할 수 있었다.

비포화대 두께는 얇을수록, 분산지수는 작을수록, 함양속도는 빠를수록 개별강수에 대해 민감한 함양 시계열 자료를 획득할 수 있었으며, 본 연구에서는 비포화대가 두껍게 발달한 제주도의 유역 중 표선유역에 컨벌루션 모델을 적용하였다.

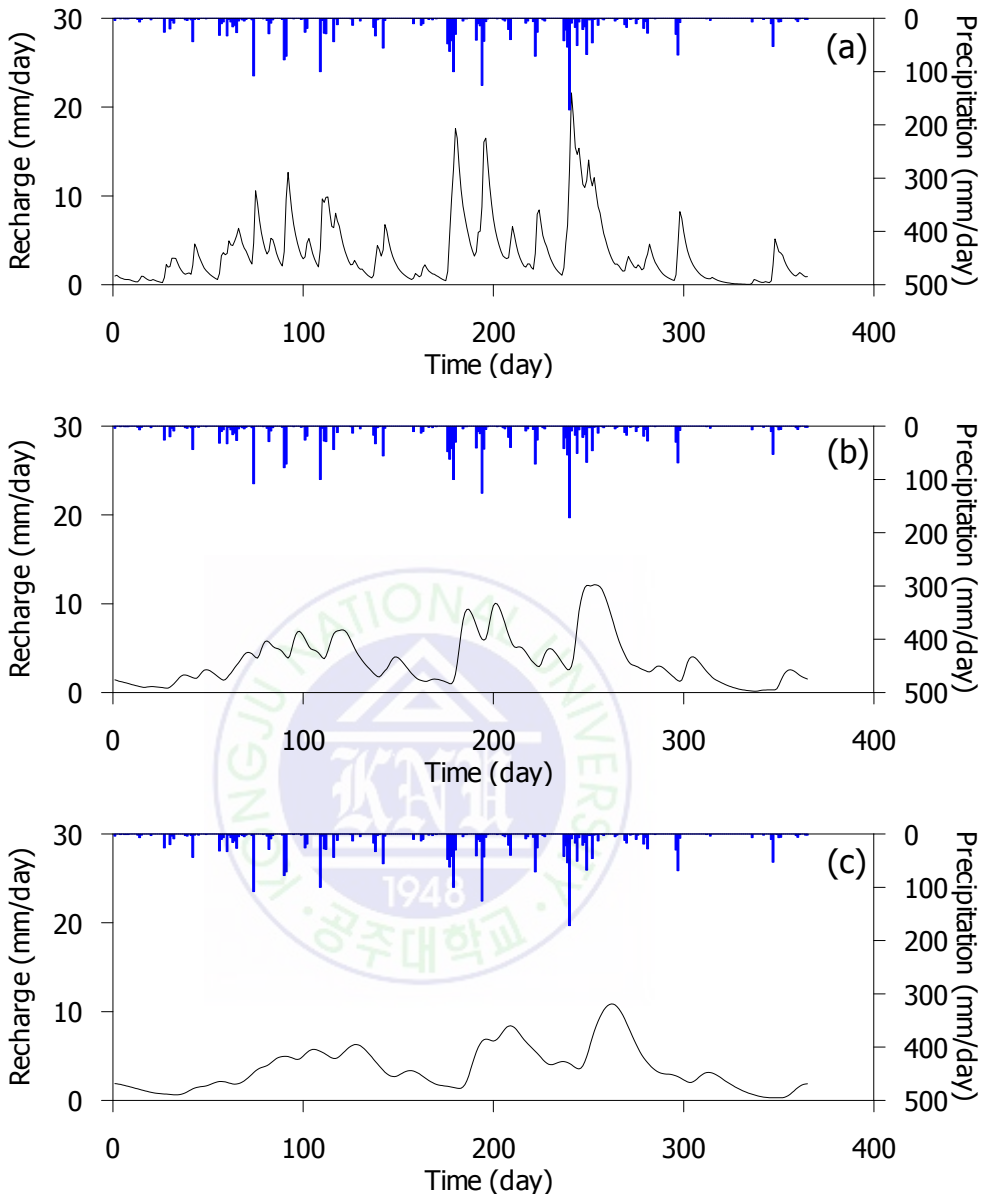


Fig. 3. The comparison of simulated recharge time series according to changes of unsaturated zone thickness: (a) $x=10$ m, $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day, (b) $x=50$ m, $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day, (c) $x=100$ m, $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day.

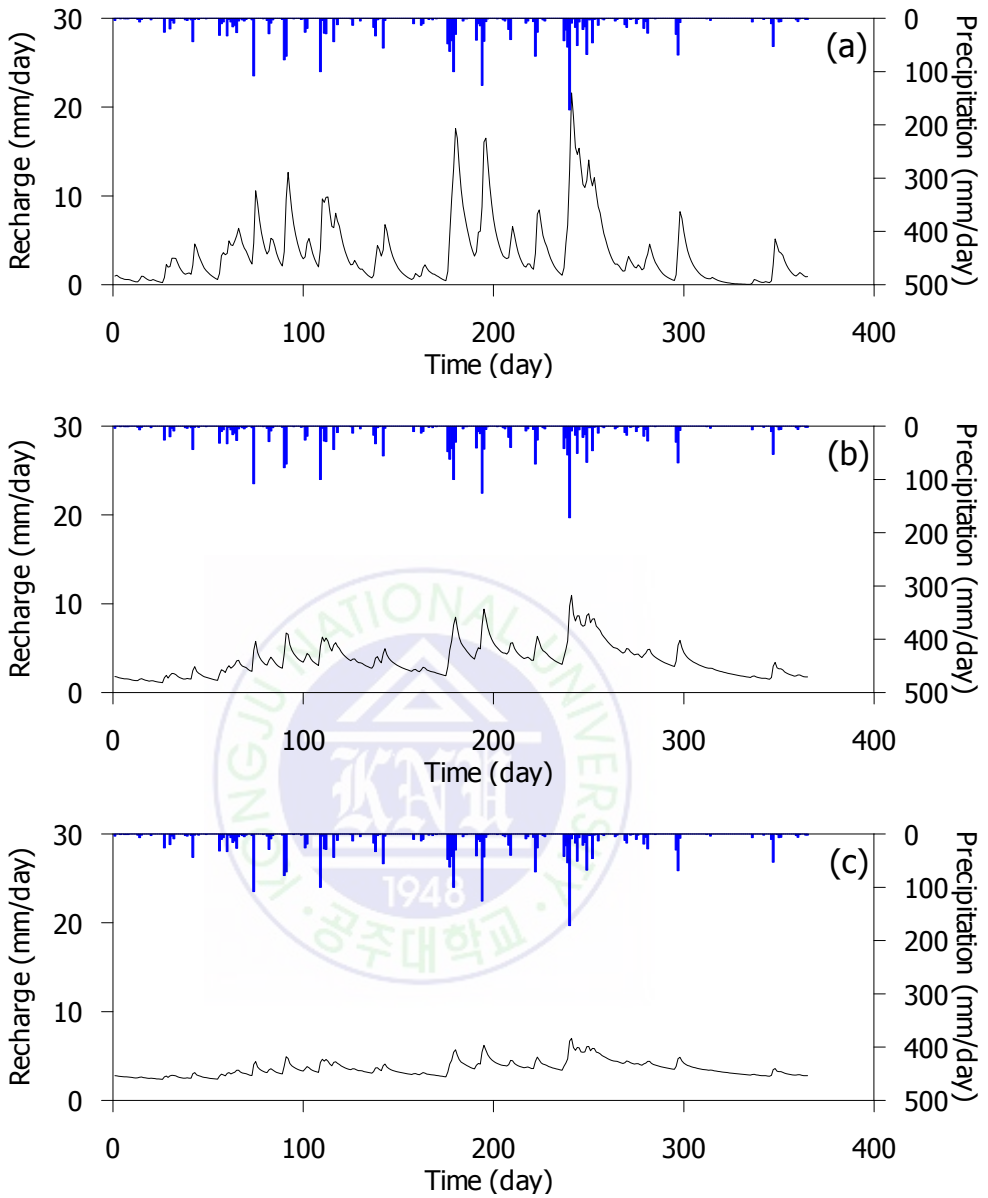


Fig. 4. The comparison of simulated recharge time series according to changes of dispersivity: (a) $\alpha=10$ m, $v=5$ m/day, $x=10$ m, (b) $\alpha=100$ m, $v=5$ m/day, $x=10$ m, (c) $\alpha=500$ m, $v=5$ m/day, $x=10$ m.

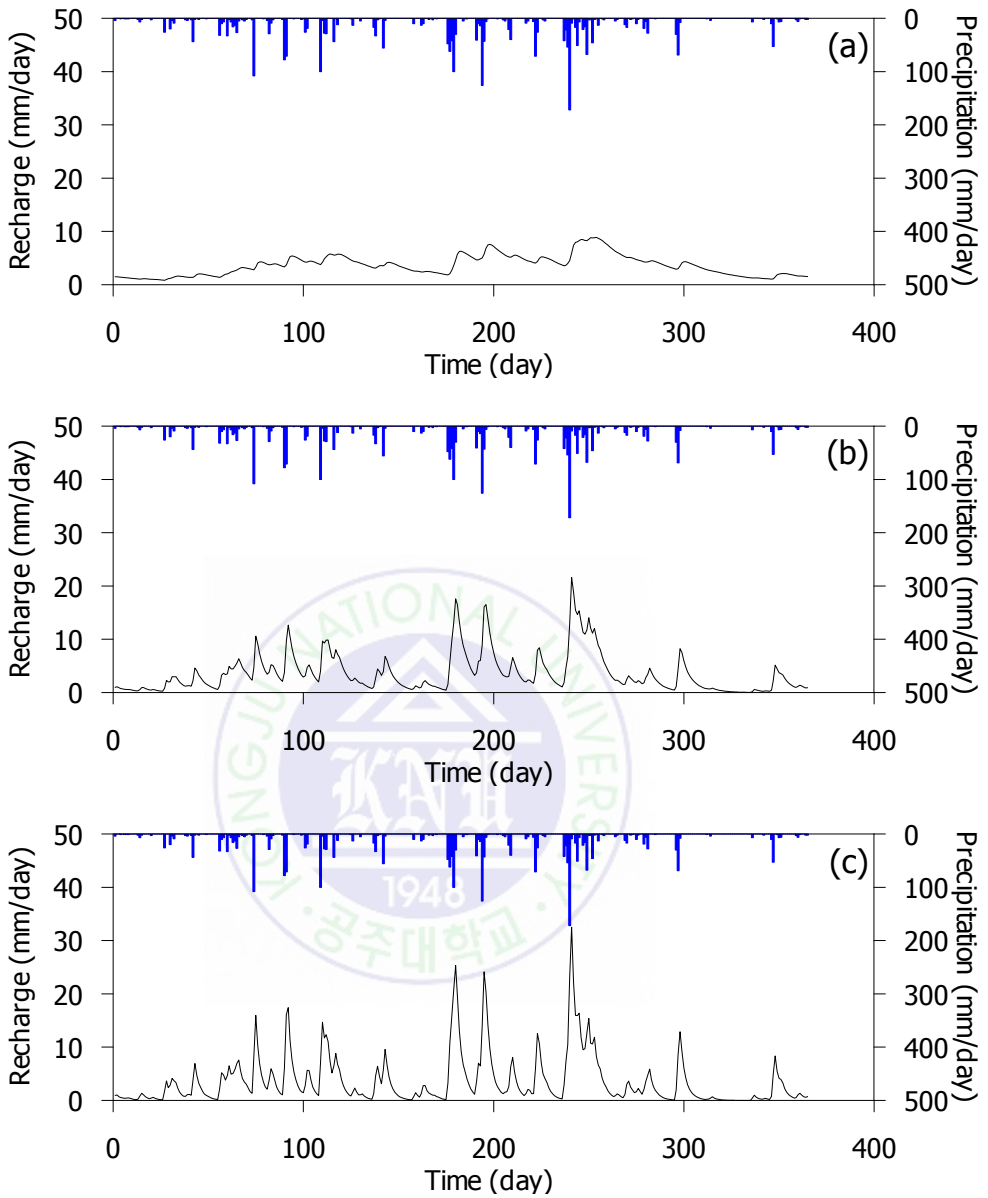


Fig. 5. The comparison of simulated recharge time series according to changes of recharge velocity: (a) $v=1$ m/day, $\alpha=10$ m, $x=10$ m, (b) $v=5$ m/day, $\alpha=10$ m, $x=10$ m, (c) $v=10$ m/day, $\alpha=10$ m, $x=10$ m.

4. 연구지역 및 지질

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 동-서 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 360여 개의 오름이 한라산 주변에 분포해 있다(서정아, 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 4층구조를 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(오진용 외, 2000). 상부층은 주로 현무암으로 이루어져 있으며, 투수성이 매우 좋은 특징이 있다.

연구지역인 표선유역은 제주도 16개 유역 중 동남쪽에 위치하고 있으며 (Fig. 6), 유역 면적은 207.9 km²이다. 서쪽으로 한라산이 위치하고 있으며, 동쪽으로 갈수록 경사는 완만해지고, 저지대가 넓게 분포한다. 저지대에서 용암이 해수 증으로 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 용이 할 것으로 보인다(한국지질자원연구원, 2005).

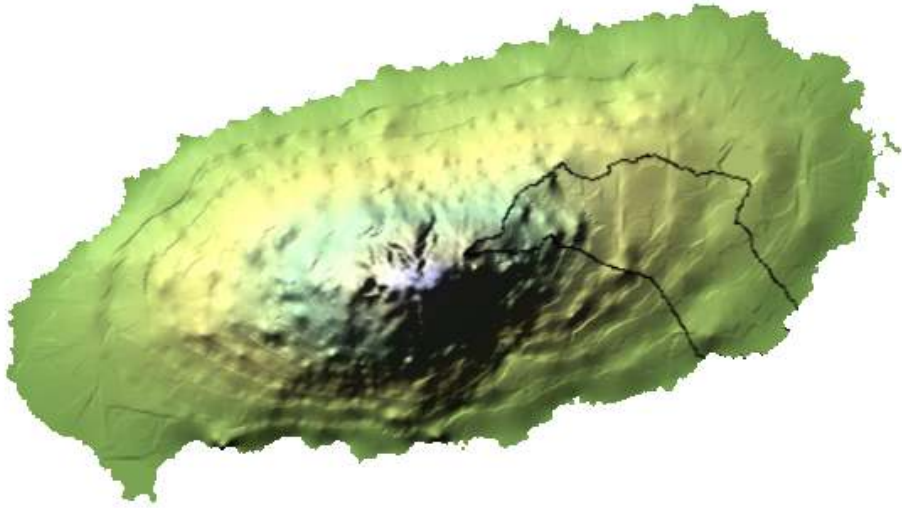
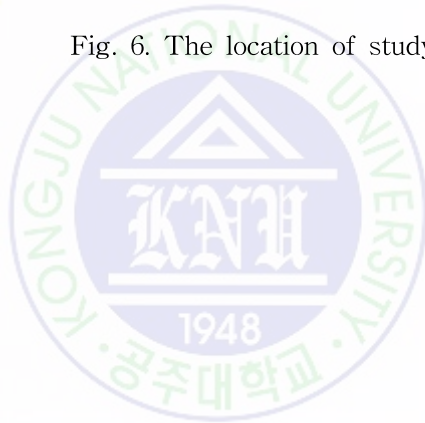


Fig. 6. The location of study area.



II. 지하수 유동 모델링

1. 개요

지하수 모델링은 복잡한 지하수수문과 지하수유동 및 지하수의 지화학적 특성과 오염물질의 거동특성 등을 단순화시켜 이론적 모델에 적용하는 것으로서 실제 지하수 유동이나 용질의 이동과 관련된 과거에 일어난 현상을 재현하고, 현재의 상황을 분석하여 미래의 변화를 예측하는 전 과정을 일컫는다(한정상·한찬, 1999). 이러한 지하수 모델링의 순서는 Fig. 7과 같으며, 지하수 모델링 기법을 사용하는 목적은 지하수의 개발 및 이용이 주변지역에 미치는 영향을 조사하고 주변지역의 지하수 고갈과 오염을 예측하여 이를 사전에 방지함으로써 지하수 보전과 합리적인 관리를 도모하려는데 있다.

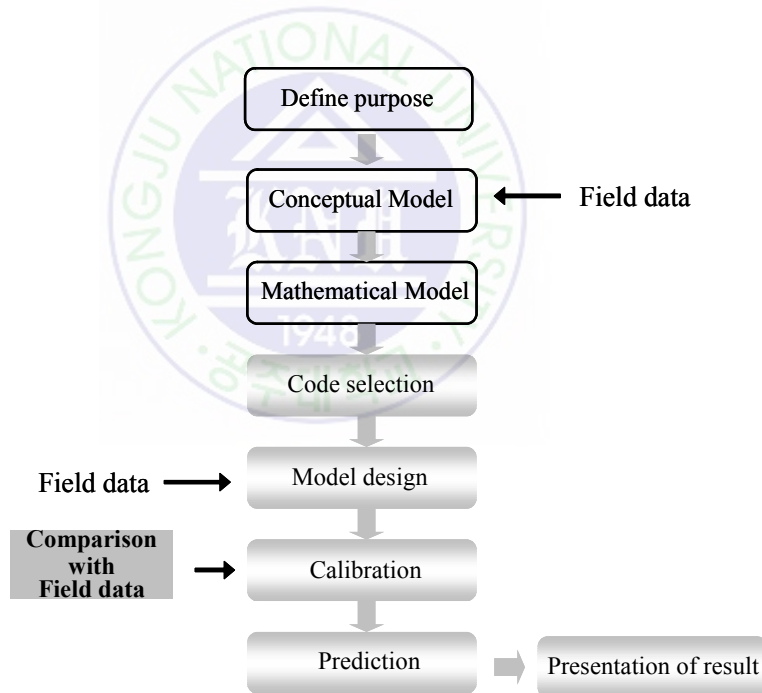


Fig. 7. Flow chart of the groundwater flow modeling process (modified from Anderson and Woessner, 1992).

현재 지하수 유동 모델링에 가장 범용되는 MODFLOW(McDonald and Harbaugh, 1988)프로그램은 다공질 포화매체 내에서 지하수흐름을 모사하기 위해 개발된 것으로서 다공질 매체 내에서 유동하는 유체의 온도와 밀도가 일정한 것으로 가정하고 있다. MODFLOW는 2차원 및 3차원 모델을 모두 고려할 수 있고, 정류상태(Steady-State) 및 부정류상태(Transient)의 유동해석이 가능하다. 또한 유한차분법으로 표현하여, 문제영역 내 임의의 어떤 지점에서 알려지지 않은 수두를 계산할 수도 있다.

본 연구에서는 Visual MODFLOW(ver. 4.2)를 사용하였으며, 컨벌루션 기법을 이용하여 생성한 함양 시계열자료 적용해 제주도 표선유역의 지하수 흐름계와 가장 잘 부합하는 지하수 부정류 모델을 개발하였다.



2. 개념모델

개념모델은 물리적으로 수리지질학적 환경을 단순화한 모델로, 지질 및 수리학적 구조, 매질의 형태, 지하수 함양 및 배출구간 등을 일치시키고 묘사한 모델을 말한다.

2.1 모델영역 및 격자망

모델영역은 제주도 표선유역 전체가 포함되도록 35000 m×21000 m으로 설정하였으며, 모델 격자의 크기는 100 m×100 m로 세분화 하여 설정하였으며, 350행, 210열로 총 73500개 셀로 구성하였다(Fig. 8). 상부에 현무암층이 존재하여 대기압의 영향이 지하수 수위에 잘 반영되므로 모델 전체를 하나의 자유면대수층으로 가정하였다. 지하수의 흐름은 투수성이 낮은 서귀포층과 주대수층인 현무암층에서 주로 일어나기 때문에 상부경계는 지표면, 하부경계는 U층의 상부면으로 설정하였으며, 모델을 단순화하기 위해 1개의 Layer로 설정하였다. 이는 지하수의 흐름은 수직적 흐름보다 수평적 흐름이 우세하며, 본 모델에서는 함양 시계열 자료를 모델에 적용한 부정류 모사를 수행할 때, 계산 시간을 단축하기 위함이다.

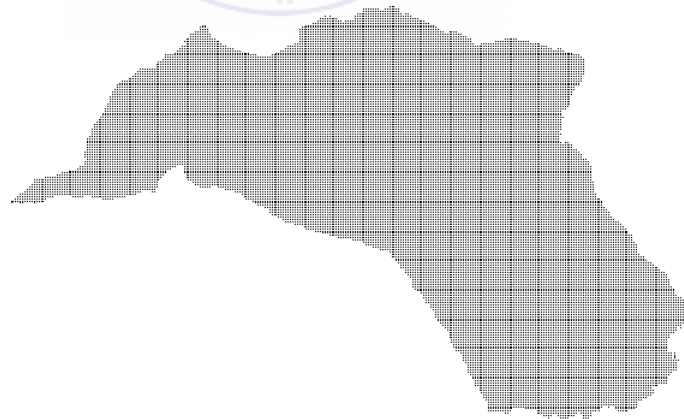


Fig. 8. Model grid of study area.

2.2 경계조건

모델에서 경계조건은 지하수계의 수두 분포 및 물수지를 결정하는 다양한 공급(source) 및 배출원(sink)을 표현하는 도구로 이용되므로 현장 상황에 부합되는 경계조건 유형을 선택하는 것은 매우 중요하다. Fig. 9는 각 경계조건 설정 패키지에 대한 모식도이며, Fig. 9(a)는 수두가 일정한 제 1형 경계조건(Dirichlet condition)으로 일정수두경계로 설정된 셀은 주변 셀의 수두 분포에 따라 공급원 또는 배출원 역할을 하게되며, 공급 또는 배출이 발생하더라도 셀의 수두는 일정하게 유지된다. Fig. 9(b)는 제 2유형의 고정흐름 경계조건을 나타낸 것으로 함양 및 우물 패키지가 이에 해당된다. 그림과 같이 고정흐름으로 설정된 셀의 경우 셀의 수두 변화에 관계없이 일정량의 지하수가 셀로 유입되거나 셀로부터 배출된다. 함양 패키지는 강수의 침투 및 투과에 의한 지하수의 면함양(areal recharge)을 모사하기 위하여 개발된 것으로, 모델의 1층에서만 함양이 일어나는 경우, 지정된 특정 층에서 함양이 일어나는 경우, 수직방향의 최상부 활성셀에서 함양이 발생하는 경우로 구분하여 사용할 수 있다. 우물 패키지는 우물을 통하여 일정량의 물을 채수 또는 주입하는 것을 모사하기 위한 것으로, 스크린이 설치된 1개 또는 수직방향의 여러 셀을 통하여 지하수의 유출입이 발생할 수 있도록 개발되었다. Fig. 9(c)는 셀의 수두가 공급원의 수두보다 클 때에만 제한적으로 적용되는 제 3유형인 수두종속흐름경계조건을 나타내는 경우이며 배수 패키지가 이에 해당된다. 즉 셀의 수두가 공급원의 수두보다 클 경우 셀에서 공급원으로서의 유출이 발생하며 반대의 경우 유출입이 중단되는 모델이다. 본 연구에서는 일정수두경계, 우물, 배수 및 함양 패키지를 경계조건으로 적용하였다. 지하수가 배출되는 해안선을 따라 일정수두 경계를 0 m로 설정하였으며, 지하수 수위가 특정수위 이상으로 상승할 때 지하수가 배출되는 용천수를 표현하기위해 Drain Package를 사용하여 설정하였다.

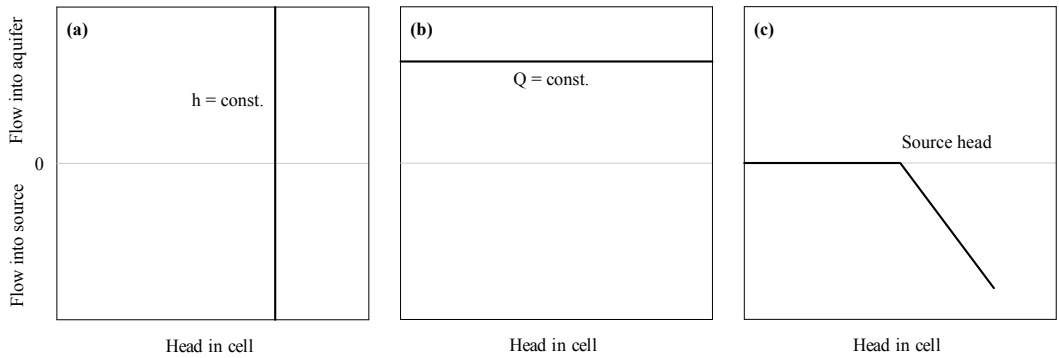


Fig. 9. Relations between head and flow for different mathematical representation of the boundary condition: (a) constant head, (b) constant flow, (c) limited head-different flow.

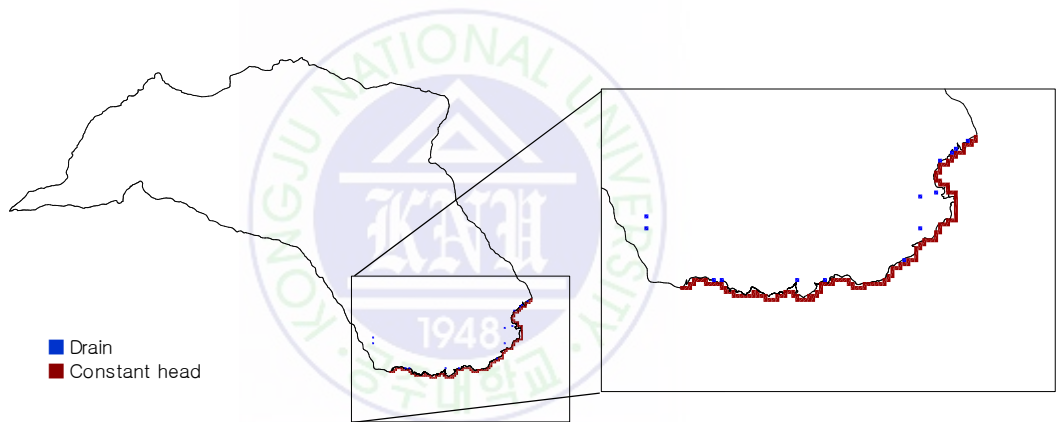


Fig. 10. Model boundary condition of study area.

2.3 우물설치

2.3.1 양수정

제주도는 투수성이 좋은 다공질 화산암류로 이루어져 있어 상시하천이 존재하지 않고 집중 강우 시에만 물이 흐르는 건천으로 이루어져 있다(제주특별자치도 개발공사, 2012). 대부분의 수자원은 지하수로부터 획득하기 때문에 대부분의 관정에서 항시 양수가 되고 있다. 이러한 영향은 모델에서 배수경계 같이 지하수 배출지역이라 할 수 있으므로 모델 설계 시 반드시 고려되어야 한다(2010, 오세형).

본 연구에서는 2010년까지 표선유역에서 확인된 중 233개 관정을 이용하였으며(Fig. 11), 각 관정의 양수량을 알 수 없기 때문에 취수허가량의 25 %를 적용하였다.

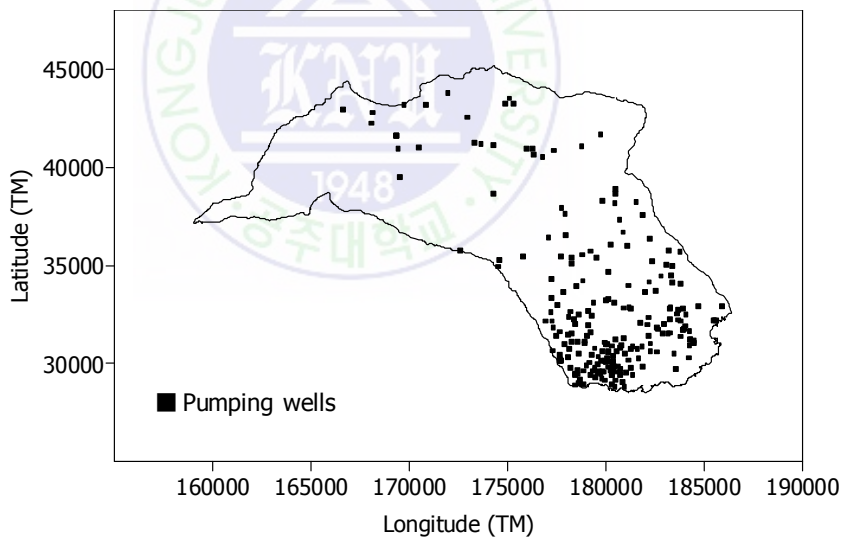


Fig. 11. The location of pumping wells.

2.3.2 관측정

표선유역에서 2010년까지 확인된 관정 중 인접한 관정보다 지하수위가 너무 높거나 낮은 관정, 표고에 비하여 지하수위가 너무 높거나 작은 지하수위를 갖는 관정을 제외한 129개소 관정과 제주도 수자원본부의 10개소 관정을 모델에 입력하였다(Fig. 12). 또한 모델보정을 위한 관정이 없는 고지대 지하수위를 표현하기 위해 Fig. 13과 같은 회귀식을 이용해 가상관정의 수위를 추정하여 3개의 가상관정을 입력하였다.

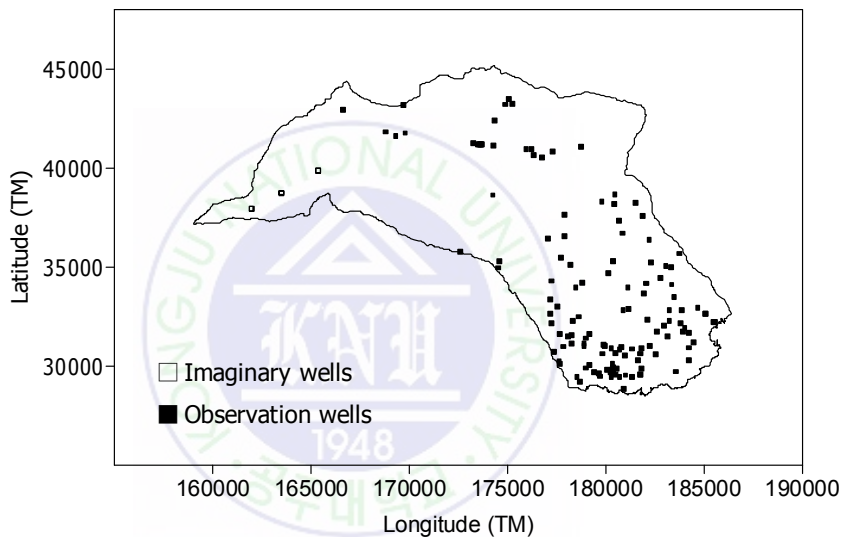


Fig. 12. The location of observation wells and imaginary wells.

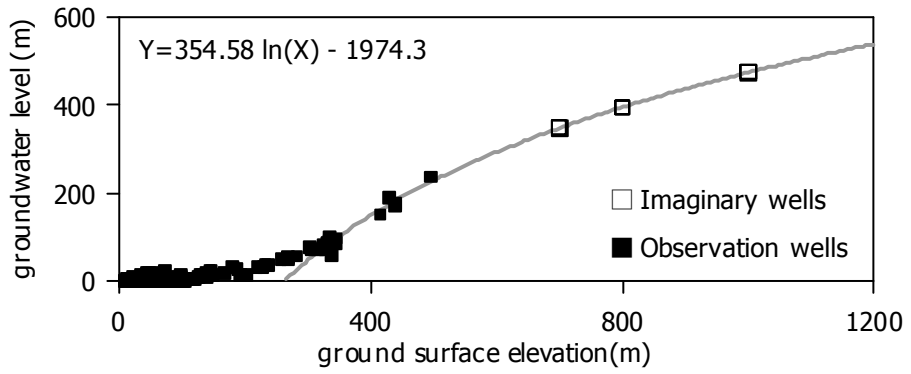


Fig. 13. The regression equation for groundwater level of imaginary wells.



2.4 모델입력변수 설정

수리전도도(Hydraulic conductivity)와 함양량(Recharge)은 지하수 유동모델에서 지하수의 흐름 특성을 나타내는 인자로 모델 결과에 큰 영향을 미치는 요소이다. 때문에 모델의 신뢰도를 높이기 위해서는 모사하고자하는 지역의 수리적 특성을 잘 반영하도록 입력변수를 설정해야 한다.

2.4.1 수리전도도

수리전도도는 단위수두구배 시 단위 시간당 단위 면적을 통과하는 물의 양으로 정의되며, 매질의 투수성을 나타내는 인자이다. 수리전도도를 추정하기 위하여 1970년부터 2006년까지 표선유역에서 양수시험을 실시한 36개 관정과 제주 삼다수에서 양수시험을 실시한 2개 관정을 이용하였으며, 자세한 모사를 위하여 0~100, ~200, ~300, ~400, ~500 m와 500 m이상, 총 6개의 zone으로 나누어 수리전도도를 입력하였다. 입력 값은 각 zone에 해당하는 관정으로 부터 산출된 수리전도도를 평균하여 입력하였으며, 고도 500 m이상인 zone1은 관정이 존재하지 않아 zone2와 같은 16.64 m/day를 입력하였다.

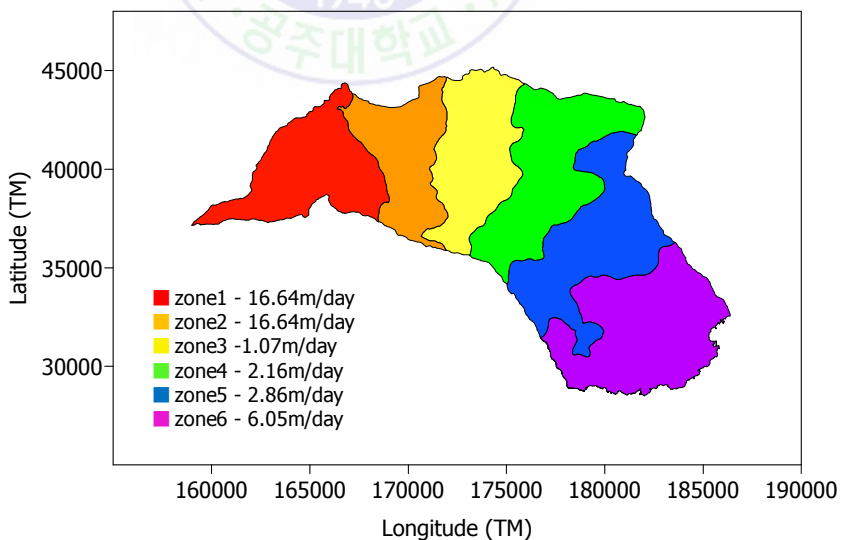


Fig. 14. Distribution of hydraulic conductivity of study area.

2.4.2 함양량

지하수 함양은 빗물이 지하로 침투하여 지하수가 되는 것을 뜻하며, 강수가 발생했을 때 강수의 일부는 지표유출로 인해 하천이나 바다로 흐르게 되고, 지하로 침투된 물은 토양 및 식물로 흡착 및 증발산을 과정을 거친 후 지하수로 유입된다. 본 연구에서는 제주도 수문지질 및 지하수자원 종합보고서(제주도, 2003)에서 제시한 강수량의 46.1 %를 함양비율로 적용하여 지하수 유동 모델에 입력하였다.

강수량 자료는 표선유역의 5개 관측소에서 1992년부터 2010년까지 19년 자료의 연평균 자료를 이용하였으며, 정규 크리깅 기법을 이용해 공간분포를 도출한 후 각 zone에 해당하는 값을 평균하여 입력하여 Fig. 15와 같이 입력하였다.

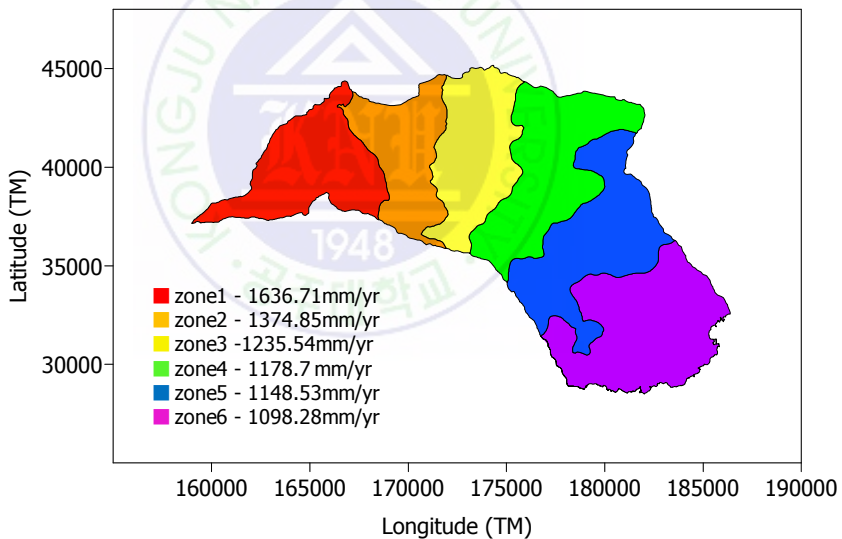


Fig. 15. Distribution of recharge of study area.

3. 정류모사

3.1 정류모사 결과

앞서 언급한 경계조건, 우물, 수리전도도, 함양량을 지하수 유동 모델에 입력한 후 정류모사를 실시하였다. 모사 결과 전체적으로 지하수위가 높게 모사되었으며, 저지대 일부를 제외하고 지하수위가 지표면보다 높게 표현되었고, RMS. Error는 약 81.37 %로 계산결과와 관측 값이 잘 맞지 않는 것으로 모사되었다(Fig. 16). 이는 제주도에서 실시한 양수시험은 단공시험으로 이루어졌으며 해석된 수리전도도는 과소평가 되는 경향이 있으며, 단공양수시험 결과의 과소평가는 용암동굴과 클링커 및 베게용암 등의 고투수성 수리지질요소를 통한 지하수의 흐름이 Darcy의 법칙의 상한을 넘는 매우 빠르고 대량으로 유동하는 것과 연관이 있는 것으로 추정되며(이봉주 외, 2006), 정류모사 결과의 높은 수위 분포는 수리전도도의 잘못된 입력에 의한 결과라 판단하였다.

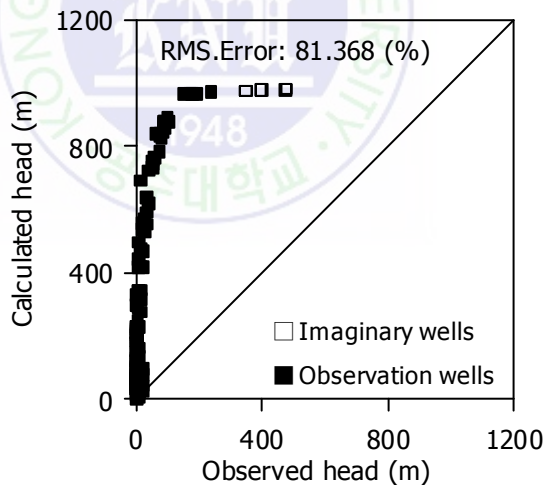


Fig. 16. Comparison of calculate water levels to observed water levels.

3.2 모델보정

모델보정(model calibration)이란, 모델에 의해 계산된 값과 관측된 값을 최대한으로 일치시키기 위한과정이며, 모델보정인자로는 수리전도도, 함양량 및 저유계수이다. 정류모델에서 저유계수는 모델 결과에 영향을 미치지 않으므로 모델보정인자는 주로 수리전도도와 함양량이 된다. 그러나 두 인자들을 동시에 고려하여 모델 보정을 실시한다면 인자들의 조합에 따라 동일한 결과를 산출하는 비유일성 해(non-unique solution)의 문제가 발생할 수 있다(나한나, 2006). 본 연구에서는 앞서 언급하였듯이 단공양수시험으로 인해 수리전도도가 과소평가 되는 것을 고려하여 수리전도도를 모델보정변수로 설정 하였다.

모델보정은 Visual MODFLOW의 Parameter Estimation(PEST) Package를 이용하였다. PEST는 실제 관측한 지하수위와 모델로부터 계산된 지하수위를 비교하여 수리전도도, 저유계수, 함양량을 허용오차 내에서 추정하는 방법이다.

수리전도도를 보정인자로 설정하고 PEST Package를 이용하여 모델 보정을 실시하였다. Fig. 17은 모델보정 결과를 나타낸 그림이며 RMS. Error는 약 1.55 %로 계산된 수두와 관측된 수두는 잘 일치하였다. Fig. 18은 수리전도도의 분포를 나타낸 것이다. 수리전도도는 저지대에서 고지대로 갈수록 작아지는 특징이 있었으며, 0~300 m 고도에서 수리전도도는 455.36~24.8 m/day로 급격히 감소하였다. 이는 표선유역의 중산간 지역의 지하에 분포하는 응회암에 의한 영향으로 판단된다. 응회암은 마그마가 분출하기 위해 지표로 상승하면서 주변의 지하수 혹은 지표수와 만나 격렬히 폭발하여 마그마가 작은 알갱이로 깨져 쌓여 만들어진다. 폭발당시에 깨진 마그마 암편은 유리질로 산출되는데, 시간이 지나면서 물과 만나 안정 광물로 바뀌면서 암석은 빨리 굳어지게 된다. 이러한 특성으로 인하여 응회암은 저투수성을 지니게 된다(한국지질자원연구원, 2005). 이러한 응회암의 분포는 명확하지 않으나, 지하수위 분포와 보정결과의 수리전도도 분포는 응회암의 분포와 연관이 있을 것으로 판단된다. 또한 저지대에서 455.36 m/day로 높은 수리전도도 값을 가지는 이유는 제주도 동부지역의 저지대는 왕모래 혹은 잔자갈 크기의 암편으로 구성된 미고결층(한국지질자원연구원, 2005)으로 구성되어 있어 높은 수리전도도를 갖는

것으로 판단된다.

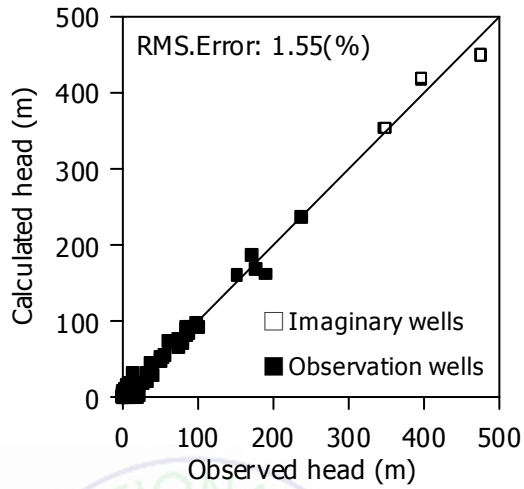


Fig. 17. Comparison of calculate water levels to observed water levels.

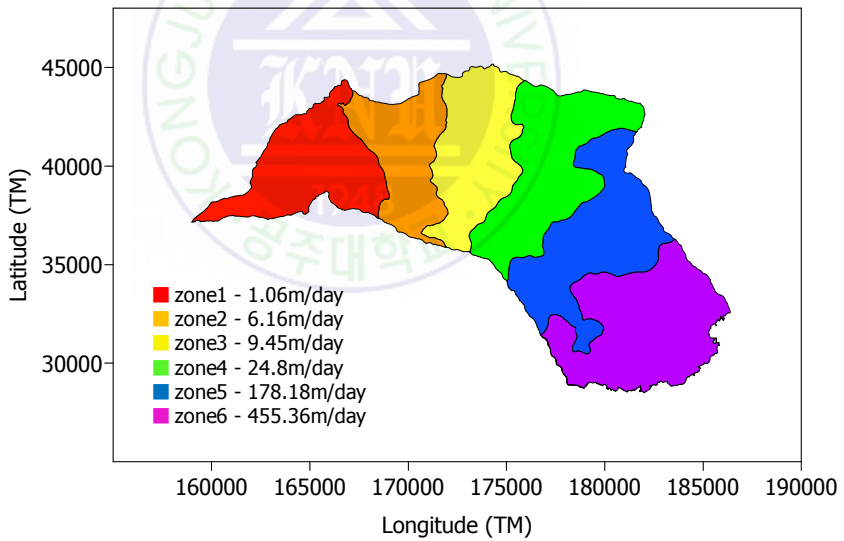


Fig. 18. Distribution of hydraulic conductivity of after calibration in study area.

4. Convolution 기법을 적용한 부정류 모델

4.1 비산출률 설정

저유계수는 대수층의 저유성을 나타내는 상수로 대수층으로 유입되거나 배출되는 지하수량을 결정하므로 투수성과 함께 대수층의 산출능력을 결정하는 중요한 수리 특성이다. 자유면 대수층에서 수위강하는 중력배수에 의해 일어나게 되므로, 자유면대수층의 저유계수는 비산출률을 의미한다. 비산출률은 정류 모델의 경우 모델 결과에 영향을 미치지 않지만, 부정류 모델에서 지하수위 변동폭을 결정하는 입력변수이다. 지하수 흐름이 2차원 균질, 등방성인 대수층의 흐름 방정식은 다음식과 같다.

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T}{S} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + \frac{R}{S} \quad (10)$$

여기서 h 는 수두, T 는 투수량계수, S 는 저유계수, R 은 지하수 함양과 같은 공급(source) 또는 우물 양수와 같은 배출(sink)을 나타낸다. 즉 지하수 함양시 대수층에서의 지하수위 변동($\partial h/\partial t$) 또는 지하수위 상승량은 R/S , 즉 함양량을 저유계수로 나눈 값에 의하여 결정된다. 따라서 저유계수 또는 비산출률(자유면대수층)은 함양에 대한 대수층의 반응을 결정하는 중요한 인자로 작용한다(한국지질자원연구원, 2008). 본 연구에서는 기존 연구들의 비산출률 중 건설부 외(1993)와 수자원공사(2003)에서 제시한 0.13, 0.12의 값을 이용하였다. 제주도의 지하수 흐름은 클링커와 같은 고투수성 매질에 의해 지배되므로 제시된 비산출률 값에 제주도 클링커 형성률이 30 %인 것을 반영하여 모델에 0.05의 값을 입력하였다.

4.2 Convolution model의 입력자료

컨벌루션 모델의 입력 값인 분산지수와 함양속도를 변화해 가며 함양 시계열 자료를 생성하고, 지하수 모델에 적용하였다. 그리고 지하수 모델을 통해 계산된 수두와 관측된 수두와의 상관계수를 이용해 최적의 분산지수와 함양속도를 선정하였다.

4.2.1 비포화대 두께

컨벌루션 모델의 입력 값인 비포화대 두께는 지표고도에서 지하수위까지의 깊이의 차이로 구할 수 있다. 지하수 모델을 6개의 zone으로 나누었기 때문에 각 zone의 비포화대 두께는 지표고도와 지하수위를 정규 크리깅 기법을 이용해 공간분포를 도시한 후 각 zone별로 나누고 평균하여 입력하였다(Fig. 19).

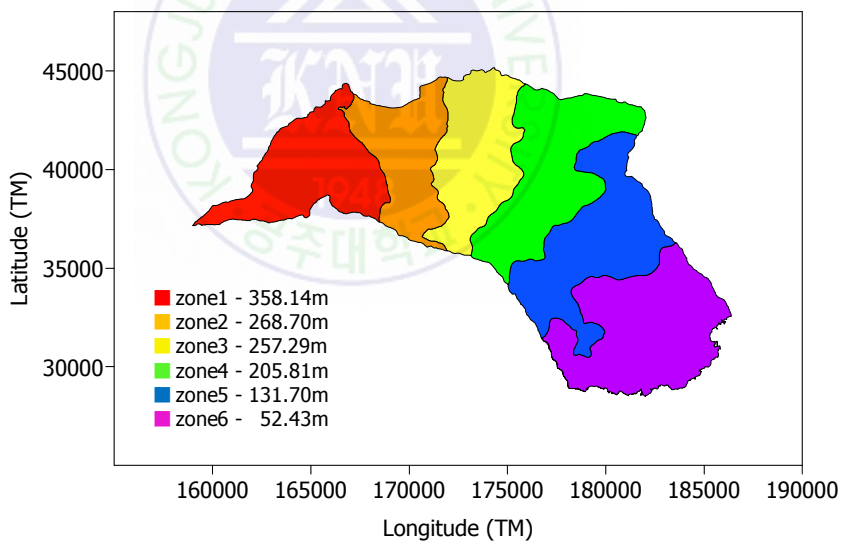


Fig. 19. Distribution of unsaturated zone thickness of study area.

4.2.2 분산지수와 함양속도

최적의 분산지수와 함양속도를 설정하기 위해 시행착오법을 이용하였다. 시행착오법이란 어떤 결과를 도출하려 하지만 확실한 방법을 알 수 없는 경우 확실한 방법을 알 수 없어 막연히 시행과 착오를 되풀이하는 방법이다. 본 연구에서는 컨벌루션 모델의 입력 값인 분산지수와 함양속도를 Table. 1과 같이 변화해가며 입력하였다.

Table 1. Change of dispersivity and recharge velocity.

Dispersivity(m)	Recharge velocity(m/day)	
1	3	20
10	5	30
50	7	50
100	10	80
	15	100

4.2.3 강수량 시계열 자료

컨벌루션 모델에 이용될 강수량 자료는 표선유역의 강수량 관측소 5개소에서 1992년부터 2010년까지 19년간 하루간격으로 측정된 자료를 이용하였으며, Fig. 20은 각 관측소에서 측정된 강수량을 도시한 것이다. 19년 자료를 도시할 수 없기 때문에 마지막 1년 자료를 도시하였으며 고지대에서 강수가 가장 많이 발생한 것을 확인할 수 있다.

정류 모델에서 정규 크리깅 기법을 이용하여 연평균 강수량에 46.1 %를 적용하여 함양량으로 입력하였다. 하지만 본 연구에서는 각 관측소의 강수량 시계열 자료를 이용하기 때문에 정규 크리깅 기법을 이용할 수 없다. 따라서 정류모델의 함양량과 부정류 모델의 함양량을 일치시키기 위해 각 zone에서 정류모델의 함양량에서 각 관측소의 연평균 강수량을 나누어 함양비율을 설정하여 입력하였다(Fig. 21).

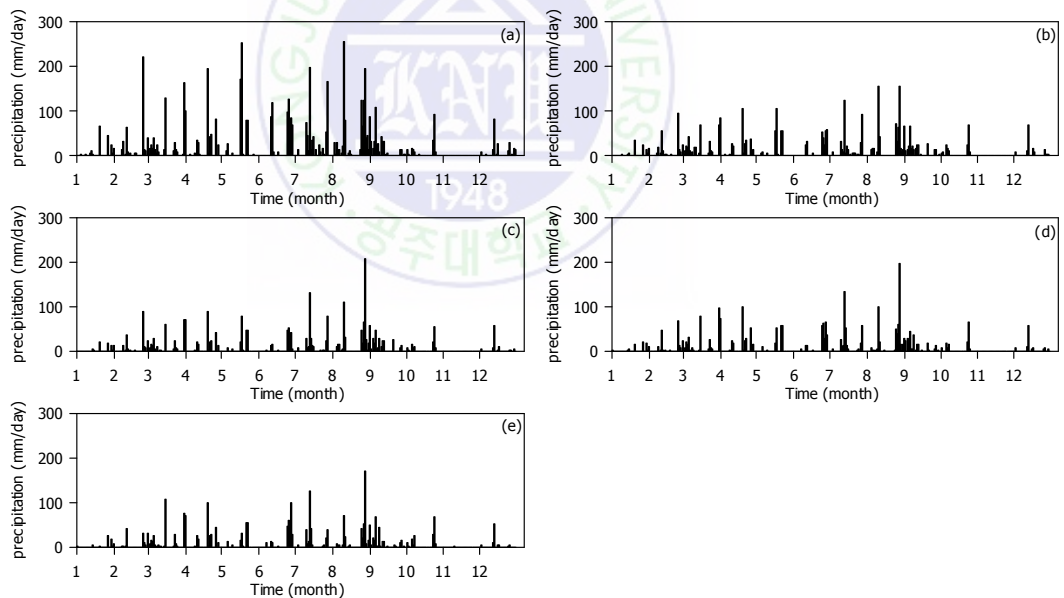


Fig. 20. Rain series data of Regional Meteorological station: (a) Seoungpanak, (b) Gyoraе, (c) Seongeup1, (d) Seongeup2, (e) Tosan.

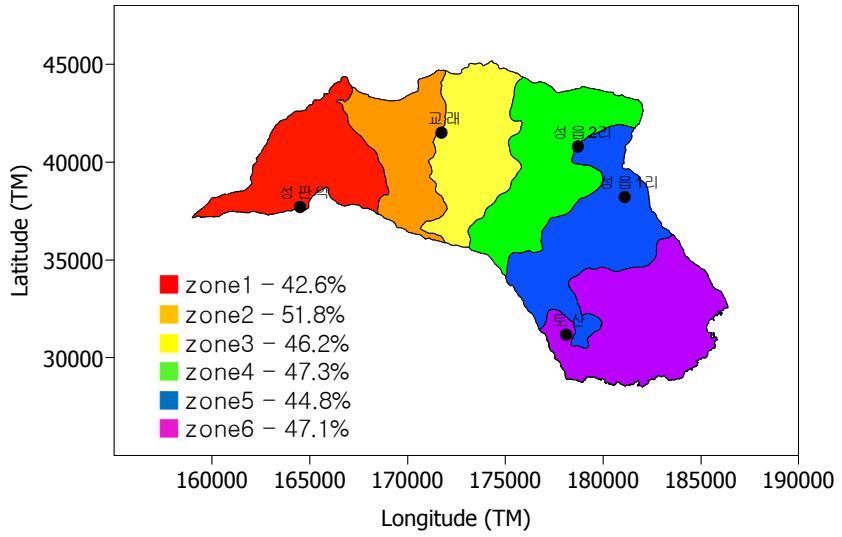
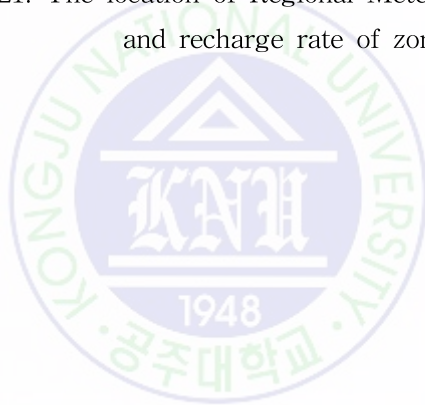


Fig. 21. The location of Regional Meteorological station and recharge rate of zone.



4.2.4 지하수위 시계열 자료

표선유역에 존재하는 수자원공사의 관측정 중 지하수위 변동이 안정적인 7개와 제주 삼다수 관측정 1개의 자료를 이용하였으며(Fig. 22), 각 관정의 제원은 Table. 2에 나타냈다. Fig. 23은 각 관정에서 측정된 지하수위 시계열 자료를 도시한 것이다. 지하수위 변동은 저지대에서 개별강우에 민감하게 반응하고, 고지대에서는 개별강우에 대해 지하수위 변동은 둔감한 것을 확인할 수 있었다.

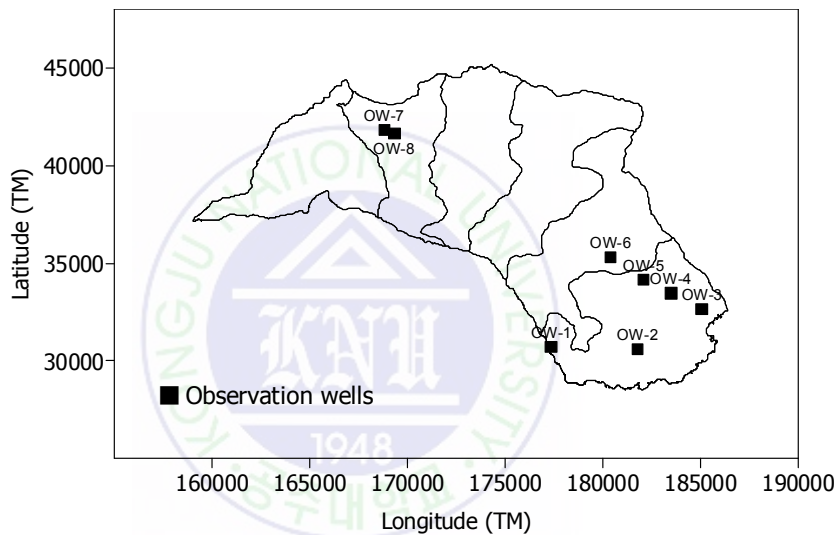


Fig. 22. The location of groundwater monitoring network in study area.

Table 2. Data 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	Gyoraе2	168797	41823	439	480
OW-8	Samdasul	169308	41625	440	400

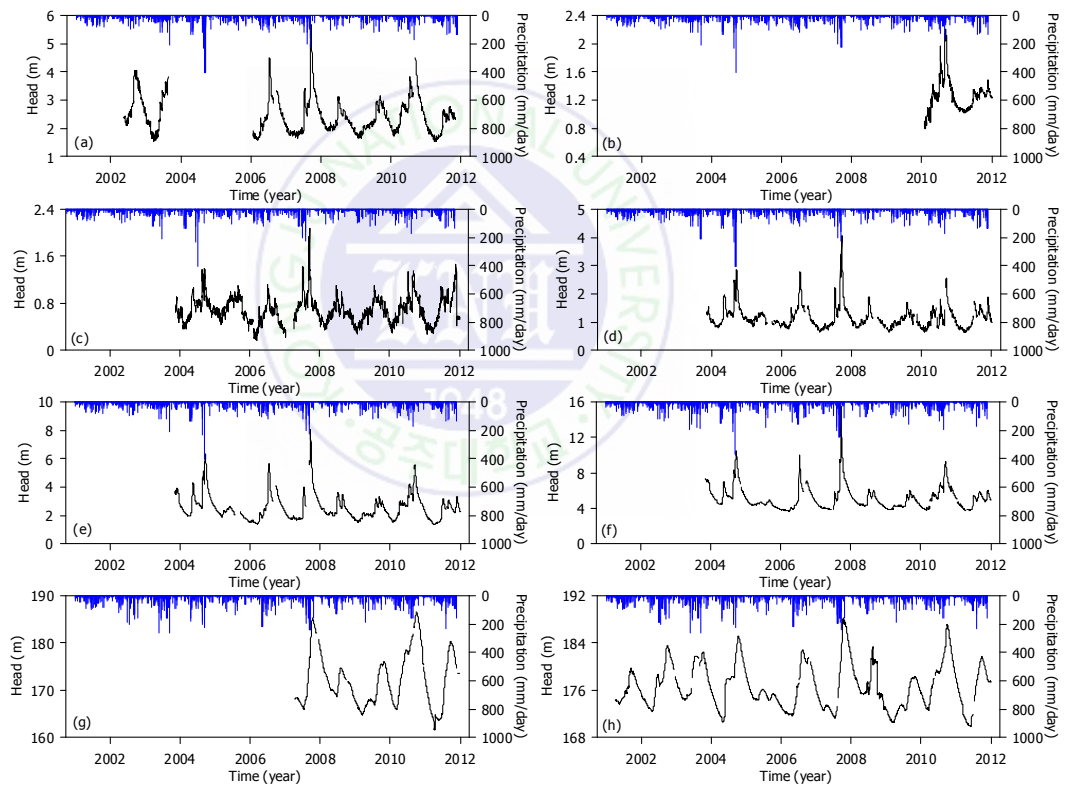


Fig. 23. The groundwater level series of observation wells: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.

4.3 Convolution model 결과

4.3.1 분산지수 변화

컨벌루션 모델의 함양속도를 10 m/day로 고정하고, 분산지수를 변화하였을 때, 각 관측점에서 모델에서 계산된 수두와 관측된 수두와의 상관계수를 구하였다(Fig. 24). 그 결과 OW-2, OW-3 관측점을 제외하고 분산지수가 작아질수록 상관계수는 증가하는 경향을 보였다. 하지만 분산지수의 경우 상관계수의 변동폭이 작아 결과에 대한 민감도는 떨어지는 것을 보이고 있다.

4. 3. 2 함양속도 변화

분산지수가 1 m일 경우 모델에서 계산된 수두와 관측된 수두와의 상관계수가 가장 높았기 때문에 분산지수를 1m로 고정하고, 함양속도를 변화하였다(Fig. 25). 함양속도는 증가 할수록 모델에서 계산된 수두와 관측된 수두와의 상관계수는 증가하며 모델결과에 대한 민감도도 높았지만, 대체로 함양속도가 20 m/day이상 증가할 경우 상관계수는 감소하거나 증가량이 작아져 결과에 대한 민감도가 낮아지는 것을 확인할 수 있다.

분산지수는 작을수록 함양속도는 클수록 계산된 수두와 관측된 수두와의 상관관계가 높아지는 것으로 보아 표선유역에서 지하수 함양은 상당히 빠르게 일어나는 것으로 사료되며, 최적의 분산지수는 1 m, 함양속도는 20 m/day로 판단하였다.

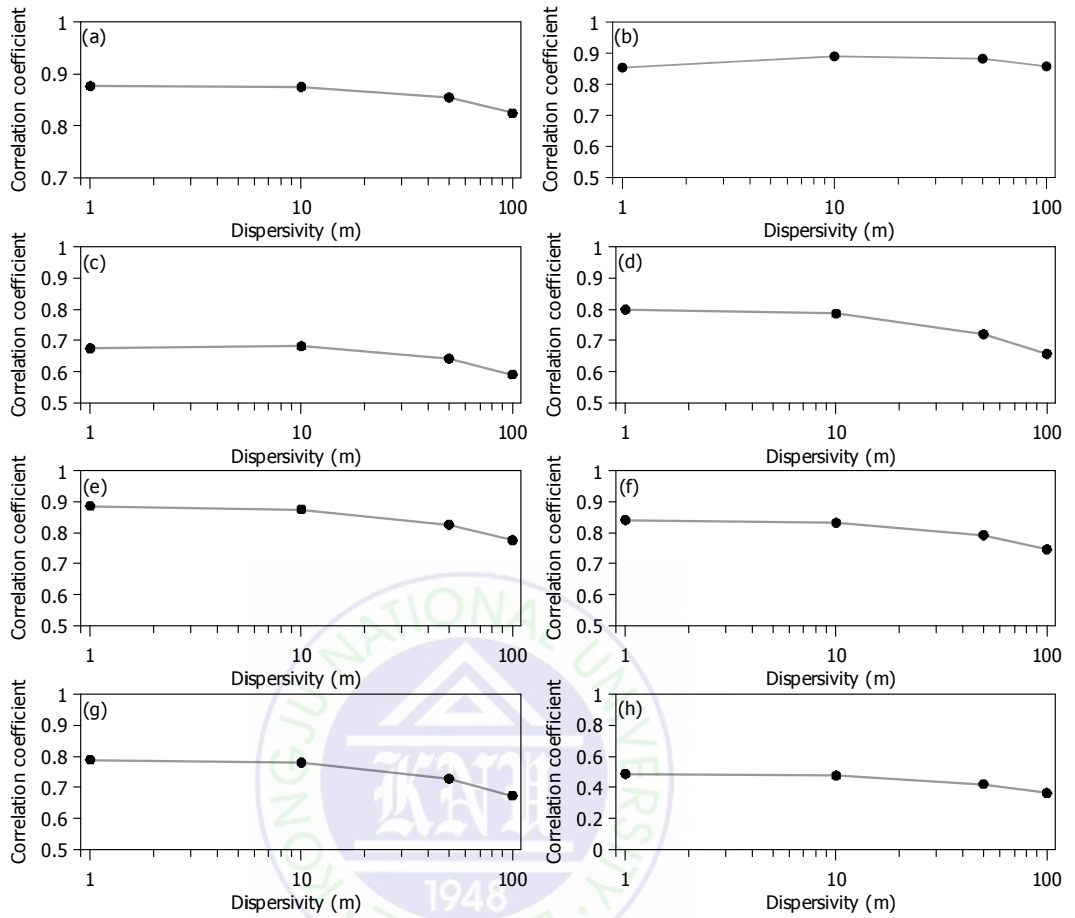


Fig. 24. The correlation coefficient of observed head and calculated head according to changes of dispersivity: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.

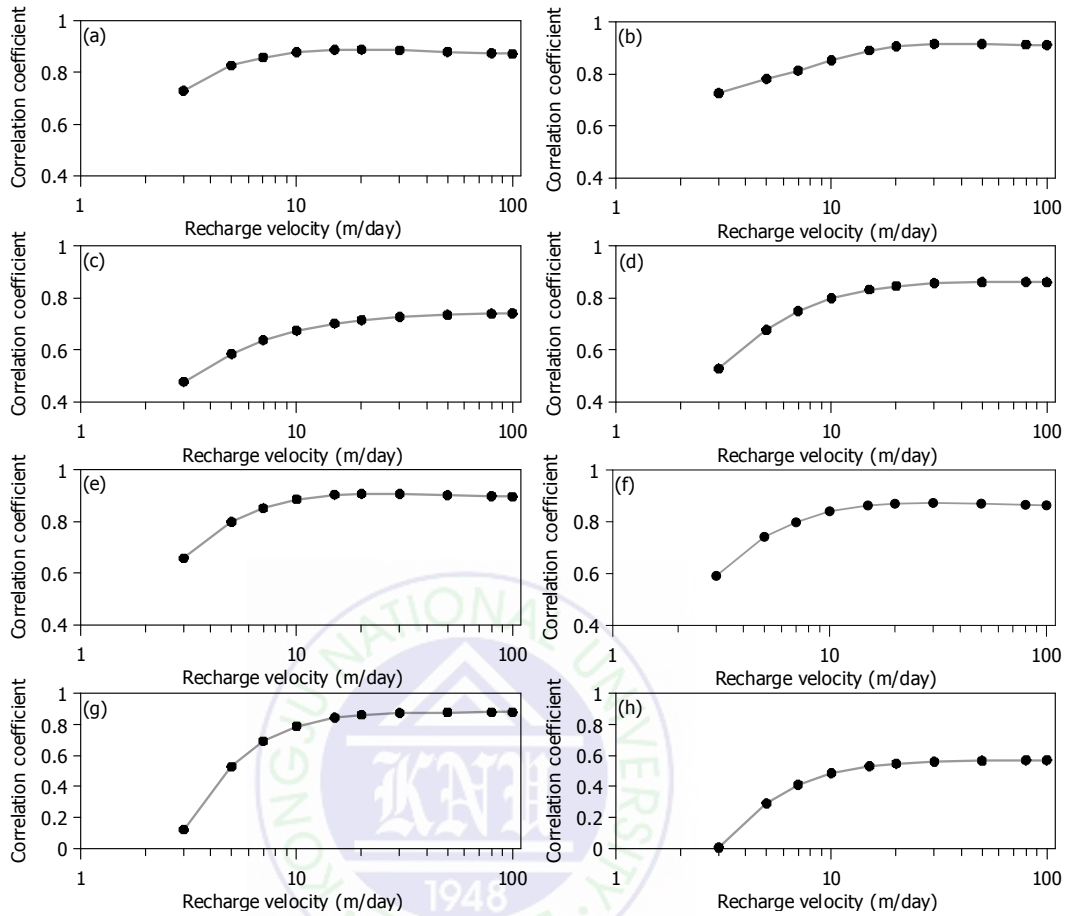


Fig. 25. The correlation coefficient of observed head and calculated head according to changes of recharge velocity: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.

4.4 Convolution model 적용 결과

Fig. 26은 최적의 분산지수 1 m, 함양속도 20 m/day를 컨벌루션 모델에 입력하고, 지하수 유동 모델에 적용한 후 모델에서 계산된 수두와 관측된 수두를 도시한 것이다. 총 19년을 모사하였지만, 자세한 결과를 비교하기 위해 마지막 1년 모사를 도시하였다.

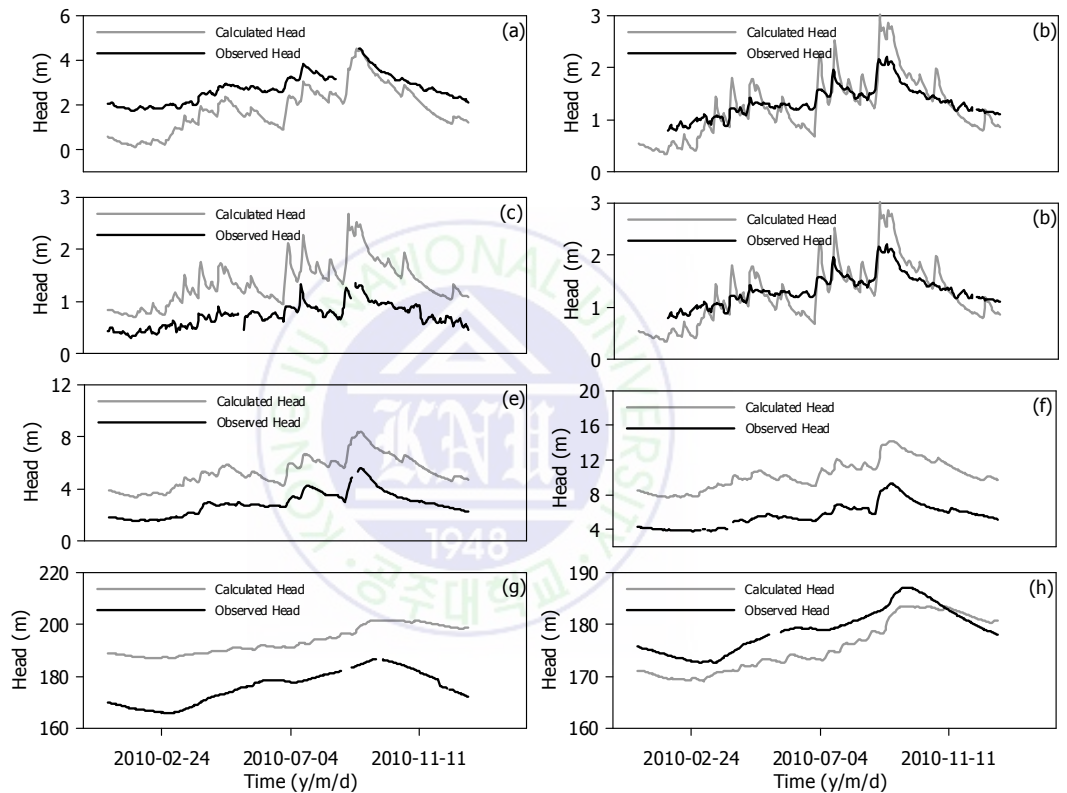


Fig. 26. The comparison of simulated water level to observed water level: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.

계산된 수두와 관측된 수두를 비교한 결과 수두의 변동패턴은 유사한 결과를 얻을 수 있었다. 하지만 저지대(zone5, 6)에 속한 관측정의 경우 계산된 수두는 관측된 수두의 변동 폭보다 상당히 큰 것을 확인 할 수 있으며, 고지대(zone2)에 속한 관측정의 경우 저지대 관측정과 달리 계산된 수두의 변동폭이 관측된 수두의 변동 폭보다 작은 것을 확인할 수 있었다. 이러한 결과는 앞서 설명한 자유면 대수층에서 수두의 변화폭을 결정하는 인자인 비산출률을 모델 전체에 동일하게 입력하였기 때문에 발생한 결과이다.



4.5 비산출률 산정

자유면대수층에서 지하수위 변화폭을 결정하는 비산출률(specific yield)을 산정하기 위해 컨벌루션 모델의 분산지수와 함양속도는 최적이라 판단한 1 m, 20 m/day로 입력하였으며, 지하수 유동 모델의 입력 값인 비산출률을 0.01, 0.03, 0.05, 0.07, 0.09로 변화해가며 비산출률을 산정해 보았다. Fig. 27은 OW-1 관정에서 비산출률 산정방법에 대해 도시한 것이다. Fig. 27(a)와 같이 Observed Head-Calculated Head의 그래프를 도시하고, Fig. 27(b)와 같이 선형회귀식의 기울기가 1에 가까운 비산출률 선정하였다. 표선유역의 8개 관정에 대해 실시하였으며, Fig. 28은 비산출률을 산정한 결과를 도시한 것이다. 비산출률은 저지대에서 고지대로 갈수록 작아지는 경향을 보이며, 이와 같은 경향을 보이는 이유는 수리전도도와 마찬가지로 제주도 동부지역의 저지대는 왕모래 혹은 잔자갈 크기의 암편으로 구성된 미고결층(한국지질자원연구원, 2005)으로 구성되어 있어 이와 같은 값을 갖는 것으로 판단된다.

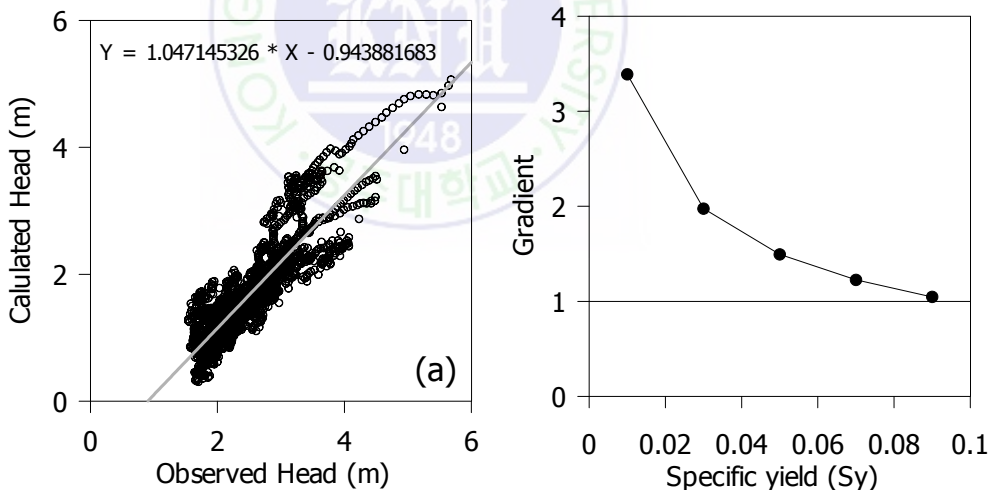


Fig. 27. Method of calculation for specific yield: (a) The regression line of Observed Head-Calculated Head, (b) The gradient of regression line according to changes of specific yield.

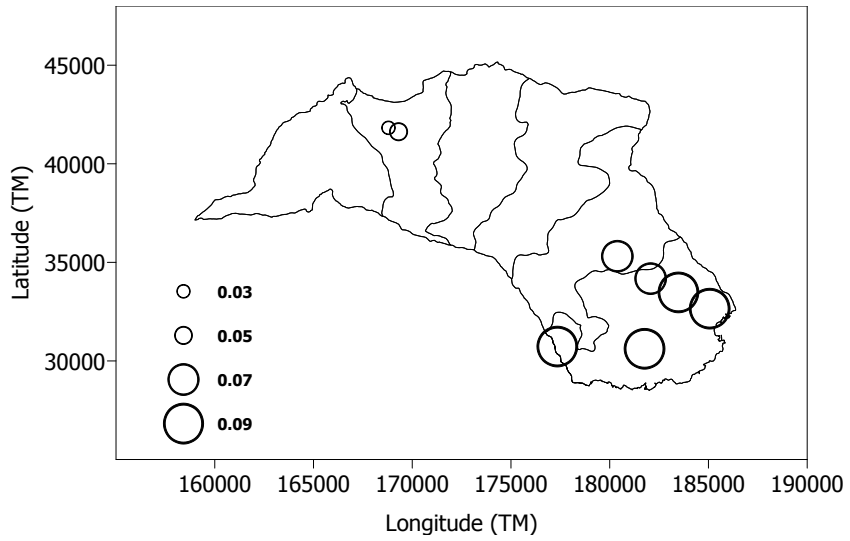
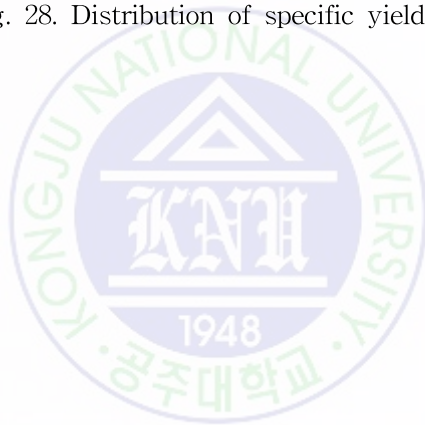


Fig. 28. Distribution of specific yield of study area.



4.5.1 비산출률 적용 결과

비산출률 산정 결과 저지대에서 고지대로 갈수록 작아지는 특징을 반영하여 지하수 유동 모델의 비산출률은 Fig. 29와 같이 입력하였으며, Fig. 30은 지하수 모델 결과이다. 저지대와 고지대 관정에서 계산된 수두의 수위변화폭은 관측된 수위변화폭과 유사한 결과를 획득 하였으며, 실제 비산출률에 근접한 값으로 판단 할 수 있다.

모사결과와 실제 관측 자료에서 수두의 차이를 보이고 있는데 정류 모델을 통해 설정한 초기 지하수위 값의 차이로 인해 발생한 것이며 수리전도도 및 함양량 zone을 더 많이 나눈다면 수두의 차이는 개선될 것으로 사료된다.

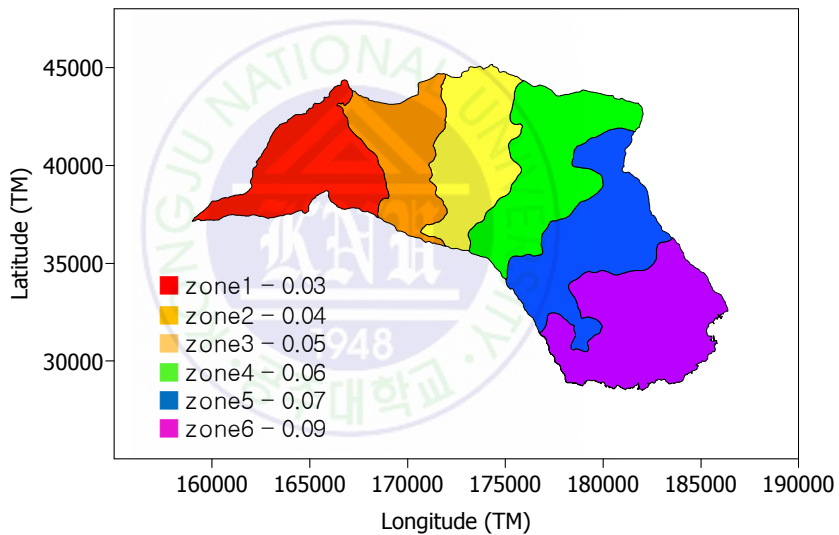


Fig. 29. Specific yield used in the groundwater model.

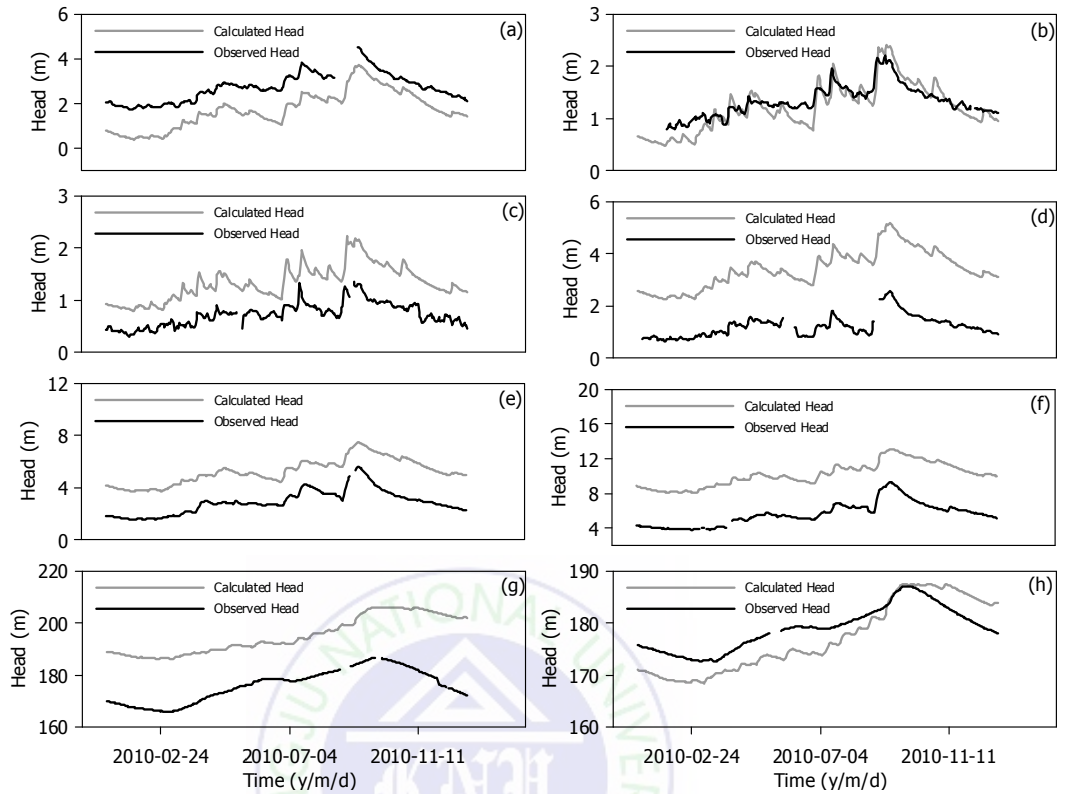


Fig. 30. The comparison of simulated water level to observed water level: (a) OW-1, (b) OW-2, (c) OW-3, (d) OW-4, (e) OW-5, (f) OW-6, (g) OW-7, (h) OW-8.

III. 결론

본 연구에서는 컨벌루션 기법을 이용하여 함양시계열자료를 생성하고, 제주도와 같이 비포화대가 두꺼운 지역을 대상으로 지하수 유동 모델에 적용하여 컨벌루션 기법에 대한 적용성 평가를 실시하였다. 이를 위해 제주도 표선유역의 지하수 모델을 개발하였으며, 함양 시계열 자료를 입력하여 지하수 부정류모사를 실시하였다.

1. 제주도 표선유역의 지하수계를 모사하기 위해 표선유역 내의 실제 관정의 지하수위와 양수시험 자료로부터 산정한 수리전도도를 이용해 정류 모델을 모사한 결과 관측된 지하수위보다 높게 모사되었다. 단공양수시험으로 인해 수리전도도가 과소평가된 것으로 판단하여 PEST를 이용해 모델보정을 실시한 결과 실제 관정의 지하수위와 모델의 지하수위는 RMS. Error 1.55 %로 잘 일치하였다. 모델보정 후 수리전도도는 455.36 ~ 1.06 m/day의 범위를 가지며 중산간 지역에서 수리전도도가 급격히 감소하는데, 이는 투수성이 낮은 응회암의 영향으로 판단되며 저지대에서 455.36 m/day로 수리전도도가 크게 나타난 이유는 제주도 동부지역의 저지대는 왕모래 혹은 잔자갈 크기의 암편으로 구성된 미고결층이 존재하여 높은 수리전도도 값을 갖는 것으로 판단된다.
2. 컨벌루션 기법을 적용하여 부정류 모사를 실시하기 위해 컨벌루션 모델의 입력 값인 비포화대 두께는 지표고도와 지하수위를 정규 크리깅 기법을 이용해 각 zone별로 나누어 비포화대 두께를 산정하였으며 분산지수와 함양속도는 시행착오법을 통해 최적의 분산지수와 함양속도를 추정하였다.
3. 함양속도를 10 m/day로 고정시키고 분산지수를 변화시켰을 때, 대체로 분산지수는 작아질수록 모델에서 계산된 수두와 관측된 수두의 상관계수는 증가하는 경향을 보였지만, 상관계수의 변화폭이 작아 민감도는 떨어지는 것을 확인할 수 있었다.
4. 분산지수를 1 m로 고정시키고 함양속도를 변화시켰을 때, 함양속도는

- 증가할수록 모델에서 계산된 수두와 관측된 수두의 상관계수는 증가하는 경향을 보였으며, 대체로 20 m/day까지는 민감도가 높았지만, 함양속도가 20 m/day보다 커짐에 따라 민감도는 떨어지는 것을 확인 할 수 있었다.
5. 표선유역의 최적의 분산지수는 1 m, 최적의 함양속도는 20 m/day로 판단하였고, 최적의 분산지수와 함양속도를 적용하여 수두 분포를 도시해 본 결과 계산된 수두와 관측된 수두의 변동패턴은 유사하였지만, 계산된 수두의 변동폭이 큰 것을 확인 할 수 있었다. 이는 자유면 대수층에서 수위변화폭을 결정하는 인자인 비산출률의 오류로 비산출률을 산정해보았다.
 6. 비산출률은 Observed Head-Calculated Head의 그래프를 도시하고, 선형 회귀식의 기울기가 1에 가까운 비산출률을 선정하였다. 그 결과 비산출률은 저지대에서 고지대로 갈수록 작아지는 경향을 보였으며, 이는 수리 전도도와 마찬가지로 제주도 동부지역의 저지대는 왕모래 혹은 잔자갈 크기의 암편으로 구성된 미고결층이 존재하여 높은 비산출률 값을 갖는 것으로 판단된다.
 7. 새롭게 산정한 비산출률을 적용하여 수두분포를 도시한 결과 모델에서 계산된 수두와 관측된 수두의 수위변동패턴과 수위변화폭이 유사한 결과를 얻을 수 있었다.
 8. 제주도와 같이 비포화대 두께가 두꺼운 지역을 대상으로 컨벌루션 기법을 통해 지하수 함양 시계열 자료를 이용한다면 지하수 유동 모델의 신뢰도를 높일 수 있을 것으로 사료된다.

IV. 참고문헌

김남원, 정일문, 원유승, 이정우, 이병주, 2006, 시공간적 변동성을 고려한 무심천 유역의 지하수 함양량 추정, 한국지하수토양환경학회지 11(5), p. 9-19

나한나, 2006, 도시개발에 따른 지하수 유동체계 변화 모델링, 공주대학교 지질과학과 석사학위 논문

서정아, 2009, 제주도 지역 지하수 흐름 모델 개발, 공주대학교 지질과학과 석사학위 논문.

신경희, 2012, 제주도 비포화대 두께가 지하수 함양량 변화에 미치는 영향, 공주대학교 지질과학과 석사학위 논문.

오세형, 2010, 제주도 한천유역 홍수조절 저류지에서의 인공함양 지하수 모델링, 공주대학교 지질과학과 석사학위 논문.

오진용, 이성숙, 윤선, 고기원, 윤폐수, 이종덕, 2000, 제주도 지하층서, 지질학회지, 36(3), p. 181-194.

이봉주, 구민호, 박윤석, 고기원, 박기화, 2006, 제주 동부지역의 수리확산계수와 지하수 도관 유동 가능성, 지질학회지, 42(3), 439-454.

제주도, 한국수자원 공사, 2003, 제주도 수문지질 및 지하수자원 종합조사 (3) 보고서.

제주도특별자치도개발공사, 2012, 지하수영향조사서.

한국지질자원연구원, 2005, 제주도 지하수 부존 특성에 대한 지구과학적 해석.

한정상, 한찬, 1999, 3차원 지하수모델과 응용, 박영사.

McDonald, M.G. and Harbaugh, A.W., 1988, A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model: Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, Book 6, Chapter A1, 586.

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



ABSTRACT

Development of transient groundwater flow model in Pyoseon watershed of Jeju island: use of a convolution method

Seung-Gu kim

*Department of geoenvironmental sciences
Graduate School, Kongju National University,
Kongju, Korea*

Supervised by Professor Min-Ho Koo

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.

