

《原著》

지하수위 변동법에 의한 함양량 산정: 하천-대수층 상호작용의 영향

구민호^{1*} · 김태근^{1,2} · 김성수³ · 정성래⁴ · 강인옥⁵ · 이찬진⁵ · 김용철⁶

¹공주대학교 지질환경과학과

²팬아시아워터

³동부엔지니어링

⁴성지엔지니어링

⁵한국수자원공사

⁶한국지질자원연구원

Estimating Groundwater Recharge using the Water-Table Fluctuation Method: Effect of Stream-aquifer Interactions

Min-Ho Koo^{1*} · Tae-Keun Kim^{1,2} · Sung-Soo Kim³ · Sung-Rae Chung⁴ · In-Oak Kang⁵
Chan-Jin Lee⁵ · Yongcheol Kim⁶

¹Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University

²Pan Asia Water co.

³Dongbu Engineering

⁴Sung Ji Engineering

⁵K-water

⁶Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

ABSTRACT

The water-table fluctuation (WTF) method has been often used for estimating groundwater recharge by analysis of water-level measurements in observation wells. An important assumption inherent in the method is that the water level rise is solely caused by precipitation recharge. For the observation wells located near a stream, however, the water-level can be highly affected by the stream level fluctuations as well as precipitation recharge. Therefore, in applying the WTF method, there should be consideration regarding the effect of stream-aquifer interactions. Analysis of water-level hydrographs from the National Groundwater Monitoring Wells of Korea showed that they could be classified into three different types depending on their responses to either precipitation recharge or stream level fluctuations. A simple groundwater flow model was used to analyze the errors of the WTF method, which were associated with stream-aquifer interactions. Not surprisingly, the model showed that the WTF method could greatly overestimate recharge, when it was used for the observation wells of which the water-level was affected by streams. Therefore, in Korea, where most groundwater hydrographs are acquired from wells nearby a stream, more caution is demanded in applying the WTF method.

Key words : Groundwater recharge, Water-table fluctuation method, Stream-aquifer interaction, Groundwater flow model

1. 서 론

지하수위 변동법은 강우 시 발생하는 지하수위 상승량과 대수층의 비산출률을 이용하여 지하수 함양량을 산정

하는 방법으로, 개념적으로 단순하며 자료획득이 용이하기 때문에 최근 국내에서도 함양량을 추정하는 방법으로 많이 사용되고 있다(Moon et al., 2004; Choi et al., 2007; Yun et al., 2009). 국내의 경우 일찍이 Jeong

*Corresponding author : koo@kongju.ac.kr

원고접수일 : 2013. 10. 15 심사일 : 2013. 10. 28 게재승인일 : 2013. 10. 28

질의 및 토의 : 2013. 12. 31 까지

(1969)에 의해 강수량과 지하수위 변동과의 관계가 보고된 이후 1990년대 초반까지 지하수위 변동에 관한 연구가 거의 수행되지 않았다. 하지만 최근 자동수위계측기의 보급으로 지하수위 변동 시계열 자료를 국내에서도 쉽게 획득할 수 있게 되었으며, 특히 K-water의 국가지하수관측망이 구축되면서 양질의 지하수위 변동자료가 축적되고 있다. 지하수위 자료의 축적은 2000년대 이후 국내에서 함양량을 산정하는 방법으로 지하수위 변동법이 주목을 받게 된 주요 이유이다. 하지만 지하수위 변동법이 국내 외적으로 널리 이용되는 방법임에도 불구하고 개념성 및 적용성 측면에서 몇 가지 문제점을 가진다.

첫째, 지하수 함양은 비포화대를 충전시키면서 발생하는 반면, 지하수위 변동법은 배출에 의해 정의되는 비산출률을 이용하므로 둘 사이에 개념적인 불일치가 존재한다. 이에 Koo and Lee(2002)는 비포화 모델에 근거하여 지하수위 상승 시 포화대 및 비포화대에서의 저유량 변화를 계산하는 관계식을 유도하였으며, 이를 이용하여 지하수면의 깊이 및 대수층을 구성하는 매질의 특성이 지하수위 변동법에 의한 함양량 산정에 미치는 영향을 분석하였다. Park(2007)과 Park and Parker(2008)는 강우에 의해 발생하는 지하수위 변동을 계산할 수 있는 해석모델을 제시하였으며, Cho and Park(2008)은 지하수위 변동모델과 비포화대 함수모델에 근거하여 새로운 지하수 함양량 산정 기법을 제안하였다. Kim et al.(2011)은 기존의 우물 수리학에서 이용된 지연배수 모델과 Park(2007)의 지하수위 변동모델을 결합하여 지하수위 변동을 모의하려고 하였다. 또한 Park et al.(2011)은 Park and Parker(2008)의 지하수위 변동모델에 기초하여 광역적 대수층의 수리전도도 산정을 위한 모델을 제시하였으며, 수치모사 및 실제 자료 적용을 통하여 검증한 바 있다.

둘째, 지하수위 변동법은 관정에서 측정된 자료를 이용하므로 국지적인 규모에서 발생하는 함양량 산정 결과를 보여주며 결과적으로 지반의 불균질성에 의한 함양량의 공간적 변동성을 파악하는데 한계가 있다. 이에 Kim et al.(2005)은 준분포형 강우-유출모형인 SWAT모형을 이용하여 공간적 변동성을 고려한 유역단위의 함양량 산정기법을 제시하였다. 한편 Chung et al.(2007)은 강수가 비포화대를 통과하면서 발생하는 함양의 시간지체를 모의할 수 있는 모듈을 SWAT모형에 추가함으로써 함양에 의해 발생하는 지하수위 변동을 실질적으로 모의할 수 있게 하였다. 최근 Zhang et al.(2011)은 함양량 산정 결과의 신뢰도를 제고하는 방법으로 지하수위 변동법을 토양물수지 모델과 결합하여 해석하는 방법을 제안하기도 하였다.

셋째, 지하수위 변동법에 의하여 산정된 함양량은 대수층의 비산출률에 의하여 크게 달라질 수밖에 없는데 대수층의 비산출률을 정확하게 산정하는 것은 매우 어려운 것으로 알려졌다(Koo and Lee, 2002). 비산출률을 추정하는 모델 연구는 최근 시도되고 있는데, Park(2012)은 충전공극률(fillable porosity)의 부정류 특성을 이용하여 강우 사상에 따른 충전공극률을 산정하기 위한 모델을 제시하였다. 비산출률은 대수층의 저유성을 나타내는 매우 중요한 수리상수 임에도 불구하고 국내 대수층의 비산출률에 대한 실험 자료 또는 현장시험 조사 자료는 거의 전무한 실정이다. 최근 이러한 문제점에 대한 인식이 확산되면서 국내 충전층의 비산출률을 추정하려는 연구가 시도되고 있으며(Kim, 2010; Kim et al., 2010), 앞으로 국내 수리지질분야에서 여러 연구자들에 의해 수행되어야 할 연구 분야이기도 하다.

한편, 국내의 경우 대부분의 지하수 관정이 수변지역에 위치하고 있어 지하수위 변동법을 통하여 함양량을 산정할 경우 하천-대수층 상호작용에 의해 발생하는 지하수위 변동의 영향으로 오차가 발생할 수 있다. 최근 국내 수리지질학 분야에서도 하천-대수층 상호작용의 중요성이 부각되면서, 이에 대한 관측 자료가 축적되고 있으며, 상호작용과 관련된 다양한 연구가 수행되고 있다. Ha et al.(2006)은 하천 부지에 설치된 다심도 관정에서 측정된 지하수위 변동자료의 시계열분석을 통하여 지하수위가 강수량보다 하천수위변동에 더 민감하게 반응하는 현장 자료를 제시하였다. Lee et al.(2006)은 하수처리장 방류수에 의해 하천수위가 주기적 변동을 보이며, 이에 동반된 지하수위 변동 자료를 해석하면 하천-지하수 상호작용을 정량적으로 분석할 수 있다고 하였다. Cho et al.(2012)은 겨울철에 지하수를 많이 취수하는 수막재배 지역에서 하천수위 및 지하수위의 계절별 변동에 대한 분석 자료를 제시하였다.

이상의 연구 결과가 보여주는 바와 같이 하천과 대수층은 수리적으로 연결된 하나의 수체로 끊임없는 상호작용을 통하여 하천수위와 지하수위의 변화가 발생한다. 지하수위 변동법은 강수의 함양에 의해 발생하는 지하수위 변동 성분만을 고려하여 함양량을 산정해야 하는데, 수변지역 대수층의 경우 강수 함양과 함께 하천-대수층 상호작용이 중첩되어 지하수위 변동으로 나타난다. 지하수위 변동법을 적용한 최근의 국내 연구 결과는 대부분 하천-대수층 상호작용에 의한 지하수위 변동을 고려하지 않았으며, 결과적으로 대수층의 하천과의 수리적 연결 정도에 따라 다소의 오차를 포함할 것으로 사료된다. 따라서 본 논

문에서는 하천-대수층 상호작용이 지하수위 변동법에 의한 함양량 산정 결과에 미치는 영향을 정량적으로 분석하고자 하였다.

2. 하천-대수층 상호작용과 지하수위 변동

2.1. 수변지역 지하수위 변동 유형 분류

수변지역에서 관측된 지하수위 변동은 하천-대수층 상호작용 관점에서 3가지 유형으로 구분할 수 있다.

첫째, 하천수위 변동에 의해 발생하는 지하수위 변동 성분이 우세한 경우로 하천으로부터의 이격거리가 짧은 관측정이 이에 해당한다(유형 1). 여기서 이격거리란 하천과 관정의 수리적 거리를 의미하며, 하천과 관정사이의 물리적 거리뿐만 아니라 대수층의 수리상수 및 하천의 전도계수(conductance) 등에 의하여 결정된다. 즉, 하천으로부터 멀리 떨어진 관정일지라도 대수층 수리상수의 공간적 불균질성에 의하여 하천수위 변화에 대한 지하수위의 반응 시간이 빠르게 나타날 수 있으며(Ha et al., 2006), 이 경우 하천수위 변동에 의한 지하수위 변동이 잘 관측된다.

둘째, 강수 함양에 의한 지하수위 변동 성분이 우세한 경우로 하천으로부터의 이격거리가 큰 관측정에 해당한다(유형 2). 하천에서 수리적 거리가 큰 관정에서는 하천수위 변동에 의한 지하수위 변동이 약하므로 강수 함양에 의한 지하수위 변동이 뚜렷하게 나타난다.

셋째, 하천수위 변동에 의한 지하수위 변동과 강수 함양에 의한 지하수위 변동이 중첩된 경우로 하천으로부터 중간 단계의 이격거리에 위치하면서, 동시에 강수에 의한 함양이 잘 발생하는 관정이 이에 해당한다(유형 3).

이와 같이 수변지역에서 발생하는 지하수위 변동을 3가지 유형으로 단순화하여 구분할 경우 지하수위 변동법은 유형 2를 나타내는 관측 자료에 적용가능하며, 유형 3의 관측 자료에 적용하기 위해서는 하천수위 변동에 의해 발생한 지하수위 변동성분을 제거해야 한다.

K-water 국가지하수관측망의 일부 한강유역 관측소 자료(MLTM and K-water, 2010)를 분석하여 국내 수변지역 관측정에서 지하수위 변동이 어떤 유형으로 발생하는지 탐색하였다. 지하수위 관측 자료만으로는 이러한 구분이 쉽지 않아 관측소 인근의 하천수위 관측자료 및 해당 하천 상류의 댐방류량 자료를 함께 이용하여 변동 유형을 구분하려고 시도하였다.

2.2. 수변지역 지하수위 변동 유형 분석 사례

Fig. 1a는 2010년 춘천우두관측소에서 관측된 지하수위

자료를 도시한 것이다. 관측소는 소양강댐 하류에 위치하며 인근 하천(소양강)과의 이격거리는 약 130 m이다. 그림에서 하천수위는 우두관측소 하류 약 2 km 지점에 위치한 춘천관측소(관측소코드 1013637)에서 측정된 자료이며, 회색으로 표시된 그래프는 관측소 상류에 위치한 소양강댐의 방류량 자료이다. 댐방류량의 경우 값의 크기를 y축에 도시하지 못하였는데 방류량이 많았던 6월 초 방류량은 약 $180 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이다. 하천수위 및 댐방류량 관측 자료는 국가수자원정보관리시스템(WAMIS)에서 제공하는 자료를 이용하였다. Fig. 1a에서 A로 표시된 구간의 관측자료를 보면, 6월 중순 소양강댐의 방류량이 줄어들면서 소양강의 하천수위도 하강하였으며, 인근 우두관측소의 지하수위도 하천수위의 영향을 받아 동반 하강하는 것을 볼 수 있다. 즉, 유형 1에 해당하는 관측 자료이다. 한편, 9월 중순 집중강우가 발생한 B구간의 자료를 보면, 강우 시작과 함께 즉각적인 지하수위 상승이 발생한 것을 볼 수 있으며 강우 종료 후에도 일정 기간 지하수위 상승이 지속되었다. 지하수위가 상승하는 동안 하천수위는 비교적 일정한 값을 유지하였으며, 이는 이 기간에 발생한 지하수위 상승이 주로 강수 함양에 의해 발생한 것임을 지시한다. 즉 유형 2에 해당하며, 지하수위 변동법을 적용하기에 적합한 관측 자료이다.

Fig. 1b는 가평가평관측소에서 측정된 지하수위 변동 자료를 도시한 것이다. 관측소는 의암댐 하류 북한강 지류인 가평천 인근 약 400 m 지점에 위치하며, 하천수위는 가평가평관측소 하류에 위치한 가평관측소(관측소코드 1013655)에서 측정된 자료를 이용하였다. 그림에서 의암댐 방류량의 y축 크기는 $3,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이다. 그림과 같이 가평관측소의 지하수위 및 하천수위 변화는 주로 강수에 의하여 발생하며 변동 패턴이나 변동의 크기가 거의 동일하다. 개별 강우사상에 대한 하천수위와 지하수위의 상승 반응이 뚜렷하며 또 유사하게 나타났다. 비강우기에도 하천수위와 지하수위의 감수곡선이 매우 유사한 형태를 보인다. 따라서 가평가평관측소의 경우 지하수위 변동은 하천수위 변동의 직접적인 영향을 받고 있는 것으로 추정할 수 있으나, 강수 함양에 의해서도 동일한 지하수위 변동이 발생할 수 있으므로 유형 3으로 분류될 수 있다. 이러한 관측 자료에 지하수위 변동법을 적용할 경우 강수 함양에 의한 지하수위 변동과 하천수위 변동에 의한 지하수위 변동 성분이 중첩되므로 함양량이 과대평가될 수밖에 없다. 만약 관측된 지하수위 변동이 주로 하천수위의 영향을 받은 것이라면 지하수위 변동법을 통한 함양량 산정 결과는 신뢰성이 크게 떨어진다. 따라서 수변지역에서 지

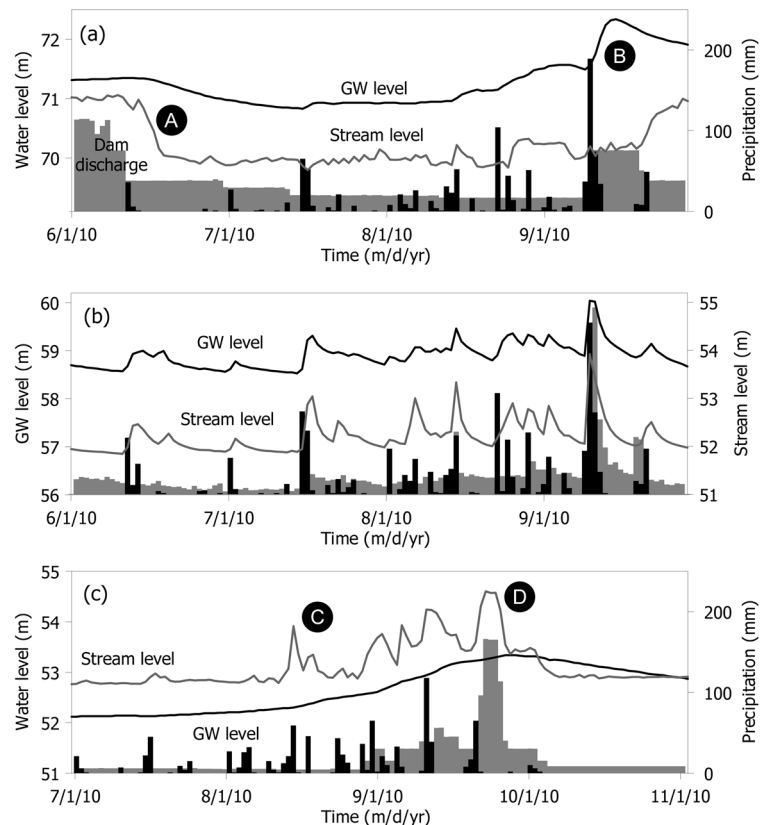


Fig. 1. Water level hydrographs of three observation wells of National Groundwater Monitoring Network located at (a) Chuncheon, (b) Gapyeong, and (c) Chungju.

하수위 변동법을 적용하여 함양량을 산정할 경우 하천-대수층 상호작용의 정도에 따라 산정 결과의 신뢰도가 크게 달라질 수 있다. 국가지하수관측망의 경우 많은 관측소가 수변지역에 설치되었으며, Fig. 1b와 같은 변동 유형을 나타내는 관측소의 비율이 매우 높다.

Fig. 1c는 충주가금관측소에서 측정된 지하수위 변동 자료를 도시한 것이다. 관측소는 충주댐 하류 남한강 인근 약 200 m 지점에 위치하며, 하천수위는 가금관측소 상류 약 2 km 지점에 위치한 목계관측소(관측소코드 1005640)에서 측정된 자료를 이용하였다. 그림에서 충주댐 방류량의 y축 크기는 $3,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이다. 본 지역의 경우 그림과 같이 강수량(C구간) 및 댐방류량의 변화(D구간)에 의해 하천수위 변화가 발생한 반면, 지하수위는 개별 강수사상 또는 하천수위 변동과 무관하게 완만한 상승과 하강을 보였다. 가금관측소는 하천으로부터의 이격거리가 200 m에 불과하지만 관측자료가 보여주는 하천과의 수리적 거리는 매우 크다고 할 수 있으며, 따라서 하천수위 변동에 직접적인 영향을 받지 않는 유형 2에 속하는 관측소로 분류될 수 있다. 하지만 Fig. 1a의 B구간과 같이 강수에 의한

지하수위 반응이 뚜렷하지 않고 풍수기 동안 지속적인 지하수위 상승을 나타내므로 지하수위 변동법을 적용하는데 적합하지 않은 관측 자료이다.

지하수위 변동법의 적용성 측면에서 Fig. 1이 보여주는 하천수위 및 지하수위 변동자료를 요약하면 다음과 같다. 수변지역 대수층의 지하수위는 주로 강수 함양 및 하천수위 변동의 영향에 의하여 발생한다. Fig. 1a의 A구간과 같이 무강우기에 댐방류량의 변화 또는 다른 원인에 의하여 하천수위가 변할 경우 수리적 이격거리가 가까운 대수층의 경우 하천-대수층 상호작용에 의하여 지하수위 변동이 잘 나타난다. 한편 B구간과 같이 강수 시 하천수위는 거의 변하지 않고 지하수위만 상승할 경우, 이때 발생한 지하수위 변동은 강수 함양에 기인하며 지하수위 변동법을 적용하는데 적합한 관측자료라 할 수 있다. Fig. 1b는 강수에 의한 지하수위 변동이 뚜렷하게 나타나므로 지하수위 변동법을 쉽게 적용할 수 있으나, 하천수위의 영향에 의한 지하수위 변동 성분의 중첩 가능성이 높으므로 주의가 요망된다. Fig. 1a의 A구간과 Fig. 1b의 지하수위 변동 자료만을 보면 강수에 의한 지하수위 상승이 동일하

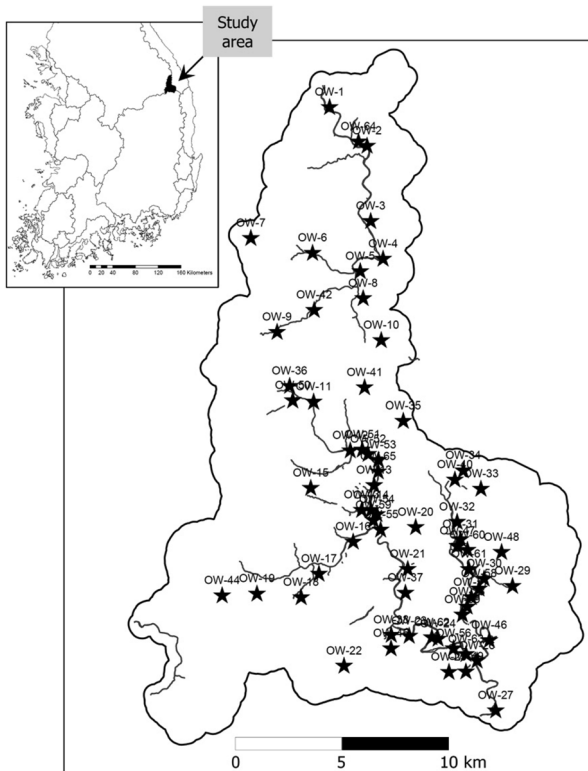


Fig. 2. Locations of the monitoring wells in the study area.

게 나타난 것으로 보이지만, 지하수위 변동을 일으킨 요인들의 중첩성 측면을 보면 두 관측 자료는 서로 상이한 수문학적 변동 요인을 내포하고 있다. 따라서 지하수위 변동 요인들의 중첩성 평가를 위해서는 Fig. 1과 같이 지하수위, 하천수위, 강수량 및 댐방류량과 같은 수문 요소들에 대한 종합적 분석이 요구된다.

3. 유역 규모에서의 지하수위 변동 관측 사례

2012년 완료된 태백지역 지하수 기초조사(MLTM and K-water, 2012)의 일환으로 관측된 지하수위 자료를 이용하여 유역 규모에서 지하수위 변동이 어떻게 발생하는지 분석하였다.

3.1. 연구지역 개요

강원도 동남단에 위치하고 있는 태백시는 태백산(1,567 m), 연화봉(1,053 m), 대덕산(1,307 m), 함백산(1,573 m) 등 연봉으로 둘러싸인 고원성 산지 지역으로 해발고도 700 m 이상인 지역이 전체면적의 90% 정도를 차지한다. 시가지 중앙에 낙동강의 발원지인 황지연못이 위치하며, 한강의 지류인 골지천, 낙동강의 지류인 황지천, 철암천

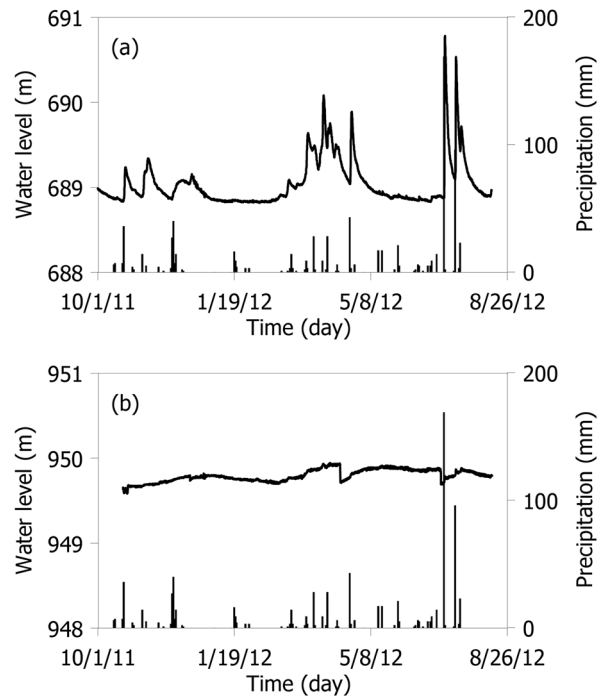


Fig. 3. Observed groundwater level fluctuations: (a) OW-2 and (b) OW-7.

및 소도천 등 4개의 지방하천이 흐르고 있다. 표준유역으로 구분할 때 광동댐(유역코드 100101)과 황지천(200101) 유역이 태백지역 대부분을 점하며, 옥동천상류(100302), 삼척오십천상류(130301) 및 낙동강상류(200102) 유역의 일부지역이 태백에 속해있다(Fig. 2). 태백지역의 지질은 전체적으로 고생대 조선계와 평안계의 퇴적암류가 주로 분포하며 이를 관입한 중생대 관입암들이 산지를 이루며, 제4기 충적층은 태백시까지, 황지천과 오십천 등의 고도가 낮은 지역에 소규모로 분포한다.

3.2. 연구지역 지하수위 변동 특성

태백지역 전역의 지하수위 변동 특성을 분석하기 위하여 65개의 지하수 관측망을 설정하여(Fig. 2) 1년 동안 장기 모니터링을 실시하였다. 65개 관측점에서 측정된 지하수위 시계열 자료를 분석한 결과, 태백지역의 지하수위 변동은 크게 강우, 양수 및 하천-대수층 상호작용 등 3가지 요인에 의하여 발생하는 것으로 나타났다.

3.2.1. 강수에 의한 지하수위 변동

태백지역 대부분(62개소)의 지하수위 관측점에서 강수에 의한 지하수위 상승 반응이 뚜렷하게 나타났다. Fig. 3a는 OW-2에서 측정된 지하수위 변동을 도시한 것이다.

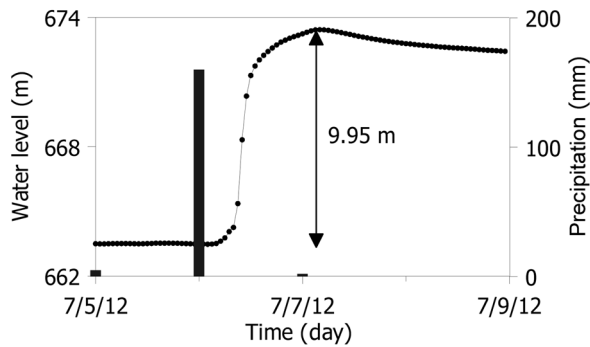


Fig. 4. Observed response of groundwater level rise at OW-1 to a heavy rainfall event on July 6, 2012.

개별 강우사상에 의한 지하수위 상승이 즉각적으로 발생하였으며, 특히 7월의 두 차례 집중호우에 의해 지하수위가 크게 상승하였다. 한편 강수에 대한 반응이 잘 나타나지 않은 관측정은 3개소(OW-7, 59, 64)로 Fig. 3b의 OW-7과 같이 장기적인 지하수위 변동이 매우 완만하게 발생하는 것을 볼 수 있다. 7월 집중호우에 대하여 미약한 수위 상승을 보였지만 전체적으로 강우에 의한 지하수위 상승은 나타나지 않았으며 거의 일정한 수위를 유지하였다.

2012년 7월 6일 집중호우(173 mm) 시 발생한 관측정별 지하수위 상승량을 분석하였다. Fig. 4는 OW-1의 관측 결과를 나타내는데 7월 6일의 강수 사상에 즉각적인 지하수위 반응을 보였으며 9.95 m 상승하여 65개 관측정 중 가장 큰 값을 나타냈다. Fig. 5는 7월 6일 집중호우 시 발생한 관측정별 지하수위 상승량을 4개 등급으로 구분하여 도시한 것이다. 1 m 미만의 상승량을 나타내는 관정의 수는 16개소로 전체의 24.6%를 차지하며, 1 m 이상 2 m 미만의 상승량을 나타내는 관정은 29개소로 44.6%를 차지한다. 2 m 이상 3 m 미만의 상승량과 3 m 이상의 상승량을 나타내는 관정은 각각 10개소로 15.4%의 동일한 비율을 차지한다. 3 m 이상의 높은 수위 상승량을 보이는 관정은 황지천 유역에서 8개소, 낙동강상류 유역에서 1개소, 광동댐 유역에서 1개소가 관찰되어 황지천 유역이 다른 유역에 비해 수위 상승량이 높게 나타났다.

한편, 강수 시 관정별 지하수위 상승 반응을 살펴보면 2개의 유형, 즉 강수 기간 동안 지하수위도 동시에 상승하는 즉각적인 반응을 보이는 유형과 강수 종료 후 일정 기간 동안 지하수위 상승이 지속되는 유형으로 구분된다. 강수에 대한 2가지 유형의 지하수위 상승 반응은 강수에 의한 지하수 함양 기작을 보여주는 좋은 관측 증거이다. 지하수위 상승의 지연 반응을 정량적으로 분석하기 위해

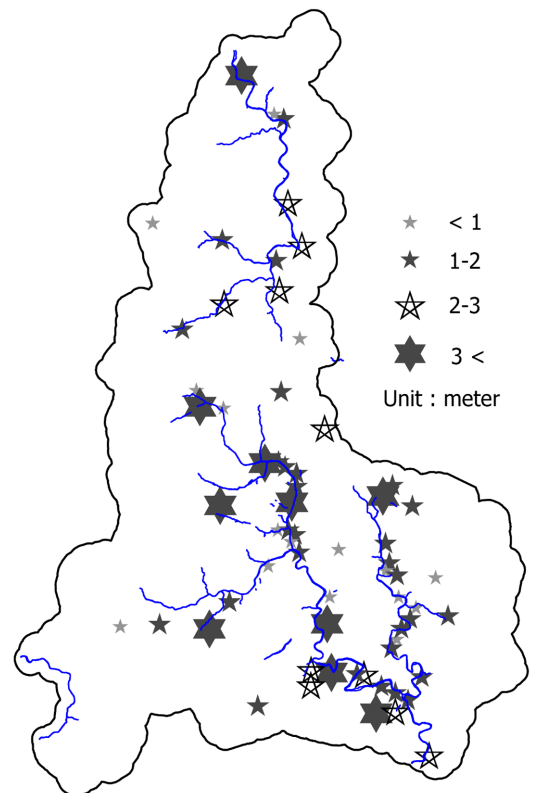


Fig. 5. Spatial distribution of groundwater level rise to a heavy rainfall event on July 6, 2012.

여 7월 6일 강수에 대하여 각 관측정 별로 침투 지하수위가 나타나는 시간을 구하였으며, 이를 하천(외나무골교)의 침투 수위 시간과 비교하여 시간지연을 구하였다.

Fig. 6a는 외나무골교에서 관측된 하천수위 변동을 보여준다. 그림에서 강수량은 시간별 관측자료를 나타내며 최대 강수 이후 강수량이 줄어드는 시점에서 침투 하천수위를 보였다. Fig. 6b는 OW-50의 관측 결과이며, 강수 시 지하수위가 빠르게 상승하며 강수 종료 후에는 다시 원래의 수위로 빠르게 회복되는 특징을 보인다. Fig. 6c는 OW-58의 관측 결과이며 OW-50의 변동과는 달리 빠르게 상승한 지하수위가 강수 종료 후 매우 천천히 하강하는 특징을 보인다. Fig. 6d는 OW-12의 관측 결과로 시간지연이 43시간으로 매우 크게 나타났다. Fig. 7은 7월 6일 강수에 대한 관측소별 시간지연의 공간 분포도를 도시한 것이다. 10시간 이상 시간지연을 보이는 관측소가 황지천 유역에서 가장 많이 나타났으며 광동댐, 낙동강상류 유역에서도 각각 1개소씩 나타났다. Fig. 8은 7월 6일과 7월 15일의 강수사상에 대해 발생한 지하수위 상승의 시간지연을 비교한 것이다. 전체적으로 7월 15일 강수에 의한 시간지연이 선행 강수에 대한 반응과 비슷하거나 다소 크

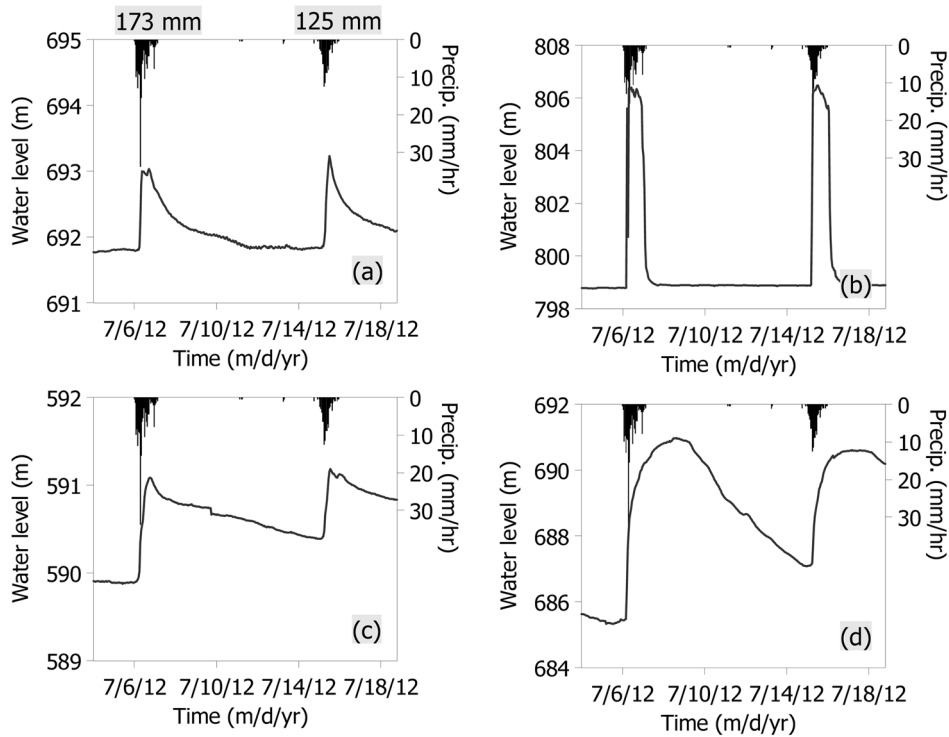


Fig. 6. Delayed response of water level to rainfall events: (a) stream water level, (b) OW-50, (c) OW-58, and (d) OW-12.

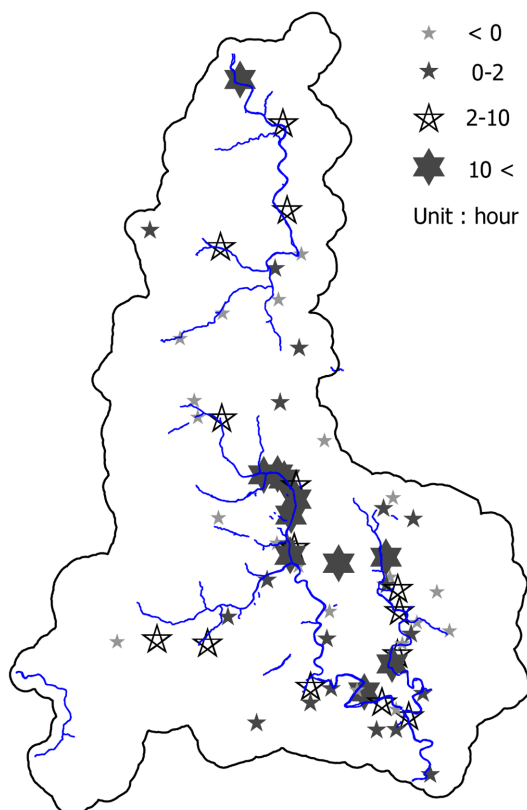


Fig. 7. Delayed response of groundwater level rise to a heavy rainfall event on July 6, 2012.

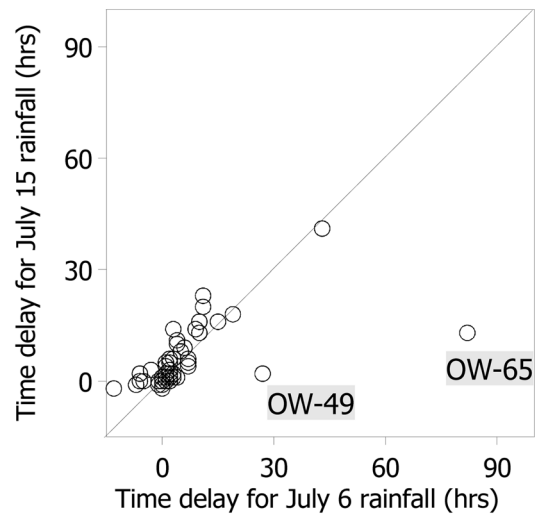


Fig. 8. Comparison of time delay of groundwater level rise to rainfall events on July 6 and July 15 of 2012.

게 발생하였다. 반면, OW-49, OW-65의 경우 선행 강수에 대한 시간지연이 더 크게 나타났다.

3.2.2. 기존 관정의 양수에 의한 지하수위 변동

한편, 일부 관측점에서는 24시간 주기의 지하수위 변동이 잘 관측되었는데 이는 주변의 지하수 이용 관정에서의

양수에 의해 발생한 변동인 것으로 추정된다. Fig. 9는 OW-49에서 2월 12일부터 26일까지 관측된 지하수위 변동을 나타낸 것이다. 그림과 같이 관측된 지하수위 변동은 양수시험 시 일반적으로 나타나는 톱날모양의 수위 강하 및 회복과 매우 유사한 변동패턴을 보인다. 이러한 일주기의 변동 패턴은 연중 지속적으로 발생하였다. 따라서 태백지역에서 관측된 일주기의 지하수위 변동은 주로 관측정 주변의 기존 관정의 양수에 의해 발생한 것임을 추

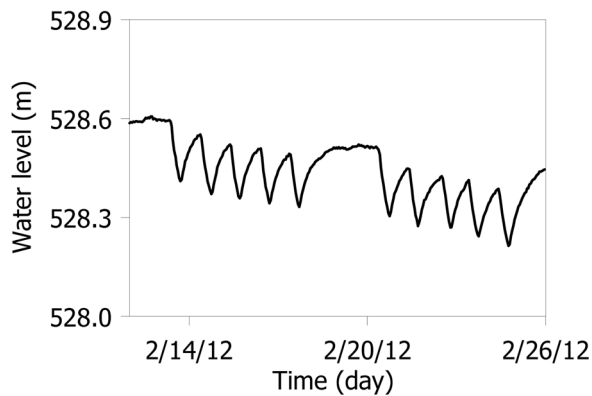


Fig. 9. Periodic water level fluctuations measured at OW-49.

정하게 한다. Fig. 10a는 65개 관측정 중 양수에 의한 지하수위 일주기 변동이 잘 나타나는 관정들을 도시한 것이며 광동댐, 황지천, 낙동강상류 유역의 관측정에서 주기적인 변동이 잘 나타났다. Fig. 10b는 기존 관정의 일양수량을 도시한 것으로 5 m³/day 미만의 양수정은 32개소, 5~25 m³/day의 양수정은 35개소, 25~50 m³/day의 양수정은 10개소, 50 m³/day 이상의 양수정은 13개소로 나타났다. 양수량이 많은 양수정 주변부의 관측정에서 일주기 변동이 잘 나타날 것으로 추정하였으나, 그림과 같이 일주기 변동을 보이는 관측정과 양수량이 많은 기존 관정의 위치를 비교해본 결과 일부 지역을 제외하고 둘 사이의 상관성은 크지 않은 것으로 나타났다.

3.2.3. 하천-대수층 상호작용에 의한 지하수위 변동

하천 및 지하수 관측정에서 측정된 수위 변동 자료의 시계열적 유사성을 통하여 하천과 대수층의 상호작용 여부를 판단하였다. Fig. 11a는 OW-11의 지하수위와 인근 하천 수위를 비교한 것으로 관측기간 중 지하수위 변동은 하천수위 변동과 매우 유사하게 나타났다. 반면, OW-19의 경우 지하수위 변동은 하천수위 변동과 매우 다르게 나타났으며(Fig. 11b), 전술한 바와 같이 하천수위 변동의

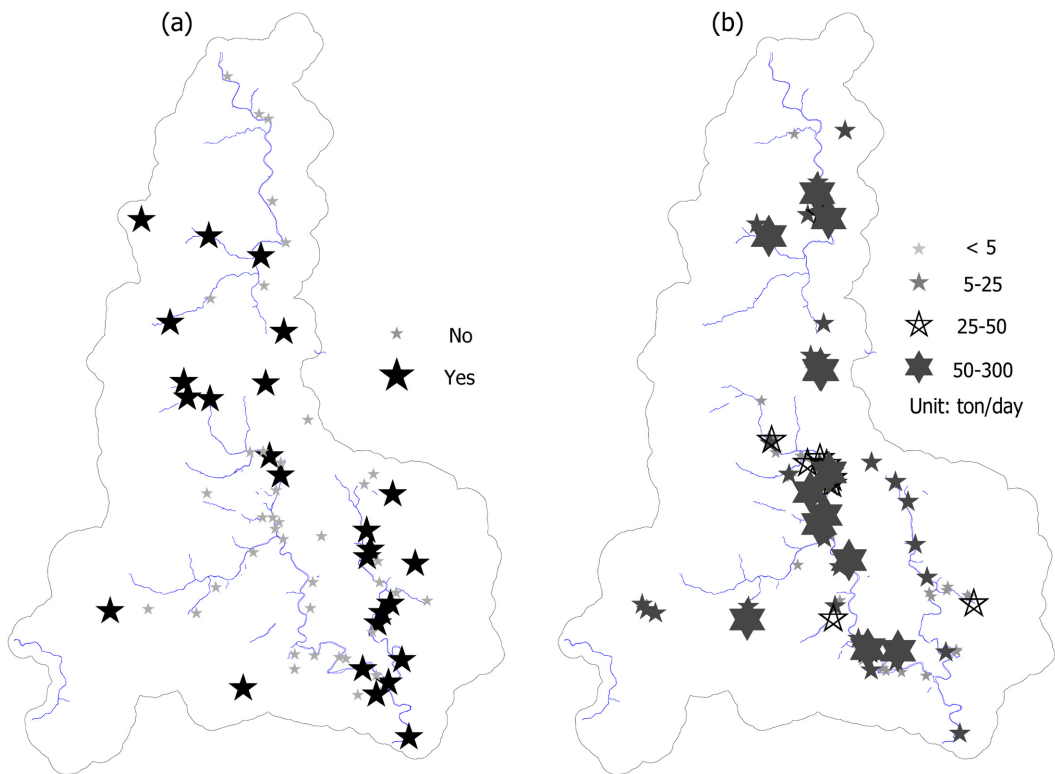


Fig. 10. Locations of (a) monitoring wells showing periodic water level fluctuations and (b) existing pumping wells and their pumping rates.

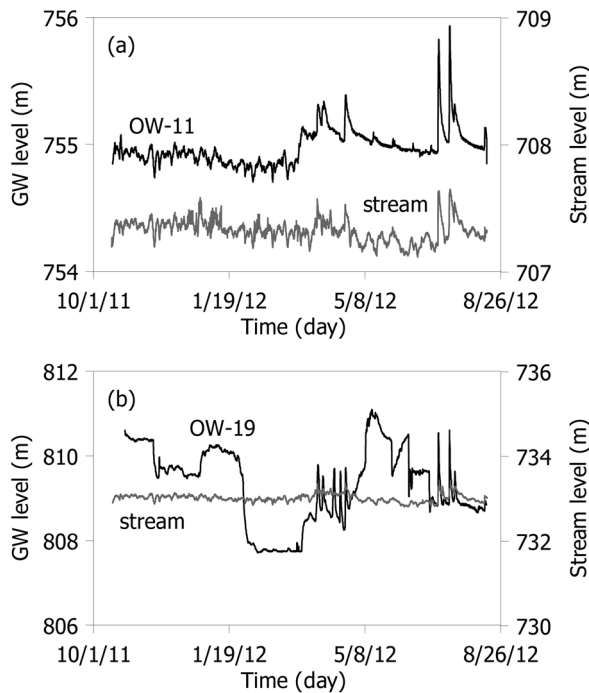


Fig. 11. Comparison of stream and groundwater level fluctuations: (a) OW-11 and (b) OW-19.

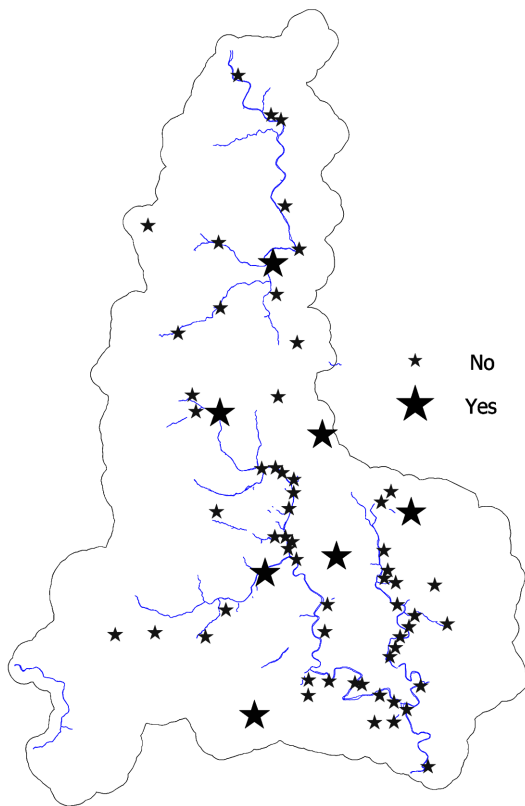


Fig. 12. Monitoring wells showing similar groundwater level fluctuations to stream levels.

영향을 거의 받지 않는 관측점에서 측정된 지하수위 자료는 지하수위 변동법을 적용하는데 적합하다고 할 수 있다.

하천-대수층 상호작용의 영향으로 하천수위와 유사한 지하수위 변동을 보이는 관측점의 수는 총 7개로 Fig. 12와 같다. 하천수위와 유사한 지하수위 변동은 주로 하천 주변부에 위치한 관점에서 발생할 것으로 추정하였으나, 그림과 같이 하천에서 멀리 떨어진 4개 관측점에서도 하천-대수층 상호작용에 의한 지하수위 변동이 잘 관측되었다.

4. 지하수 유동 모델을 이용한 분석

전술한 바와 같이, 하천수위 변동의 영향을 받는 수변 지역의 지하수위 관측 자료에 지하수위 변동법을 적용할 경우 강수 함양에 의한 지하수위 변동과 하천수위 변동에 의한 지하수위 변동 성분이 중첩되므로 함양량이 과대평가된다. 따라서 본 절에서는 수변지역 대수층에서의 지하수 흐름을 모의하는 수치모델을 이용하여 하천수위 변동의 영향에 의해 발생하는 지하수위 변동법의 오차를 정량적으로 분석하였다.

4.1. 개념 모델

수변지역 충적대수층에서 강수 함양과 하천수위 변동에 의해 발생하는 지하수위 변동을 모의하기 위하여 다음과 같은 가상의 개념모델을 구성하였다. 모델 영역은 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 이며, 0.1의 비산출률과 10 m/day의 수리전도도를 가지는 자유면대수층을 가정하였다. 100행, 100열, 1층의 총 10,000개의 셀로 구성된 격자망을 구성하였으며, 모델영역 우측 경계에 하천이 위치하며 하천수위의 구배는 없는 것으로 가정하였다. 한편, 하천수위 및 지하수 함양의 시간적 변화는 실제 국내의 관측 자료를 이용하여 모델에 반영하였다. 하천수위 변동은 2010년 구례고 관측소에서 측정된 자료를 이용하였으며, 함양량은 동일 지역 관측소의 강수량 자료를 이용하여 시계열 자료를 생성하였는데, 강수량의 일정 비율(20%)이 강수와 동일시기에 함양되는 것으로 가정하였다. 하천수위 및 함양량의 시간적 변화는 동일한 관측 자료가 1년 주기로 수 년 동안 되풀이되도록 모델에 입력함으로써 지하수위 변동이 1년 주기로 동일하게 반복되는 동적인 평형 상태에 도달하도록 하였으며 (Koo and Lee, 2002), 마지막 1년의 모사 결과를 분석 자료로 이용하였다.

4.2. 모사 결과

Fig. 13은 전술한 개념 모델의 부정류 모사 결과이다.

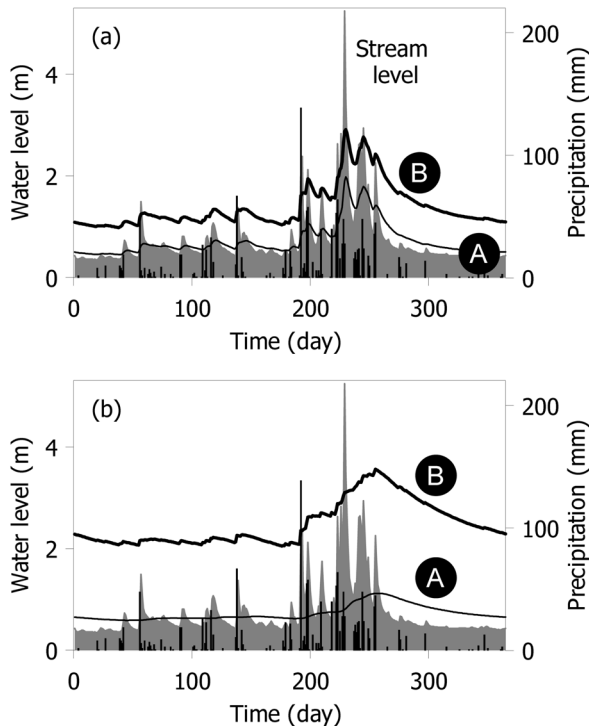


Fig. 13. Simulated groundwater level fluctuations for the observation wells at (a) 100 m and (b) 300 m away from the stream.

그림에서 회색으로 색칠된 부분은 모델의 경계조건으로 설정된 하천수위 변동을 나타내는데, 구례교 관측소의 실측자료이며, 강수의 영향을 받아 다수의 침투점을 형성하면서 상승과 하강을 반복하는 수문곡선을 보인다. 그림의 실선은 모델에 의하여 계산된 지하수위 변동을 나타내는데, Fig. 13a는 하천으로부터 100 m 떨어진 관측점, Fig. 13b는 300 m 떨어진 관측점에서의 모사 결과이다. 한편, 그림에서 실선 A는 강수에 의한 지하수 함양이 발생하지 않을 경우, 즉 하천수위 변동만을 고려하였을 때 발생하는 지하수위 변동이며, 실선 B는 강수 함양과 하천수위 변동을 동시에 고려하였을 경우의 지하수위 변동을 나타낸다.

하천 인근에 위치한 관측점의 경우(Fig. 13a) 하천수위 변동의 영향을 크게 받으므로 강수에 의한 지하수 함양이 발생하지 않더라도 지하수위의 상승과 하강이 반복되는 변동을 보인다(실선 A). 하천수위 변동의 영향에 의해 발생한 지하수위 변동은 강수 함양에 의해 발생하는 변동과 중첩되면서(실선 B) 개별 강수에 의해 발생하는 지하수위 상승량을 증폭시키는 역할을 하게 된다.

한편, 하천으로부터의 이격 거리가 큰 관측점의 경우(Fig. 13b) 하천 인근 관측점과는 상이한 지하수위 변동 특성을 보인다. 하천에서 멀리 떨어진 관측점의 경우 개

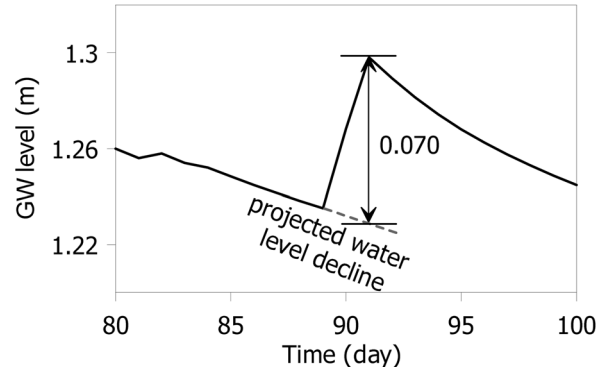


Fig. 14. Graphical approach used to calculate the water level rise; the antecedent water level decline was extrapolated.

별 강수 사상에 의하여 발생하는 단주기의 하천수위 변동의 영향은 매우 약해지는 반면 장주기의 계절 변동 성분은 뚜렷하게 나타난다(실선 A). 따라서 강수 함양에 의해 발생한 지하수위 변동에 하천-대수층 상호작용에 의한 지하수위 변동 성분이 중첩되더라도(실선 B) 강수 함양을 지시하는 단주기의 지하수위 상승량은 크게 왜곡되지 않는다.

하천-대수층 상호작용에 의해 발생하는 지하수위 변동은 관측점의 이격거리 뿐만 아니라 대수층의 수리특성에 의해서도 달라지는데 투수량계수와 저유계수(또는 비산출률)의 비로 정의되는 수리확산계수가 이를 결정하는 대수층 수리상수이다. 따라서 수리확산계수가 큰 대수층의 경우 하천으로부터의 이격거리가 큰 관측점일지라도 Fig. 13a와 같이 하천-대수층 상호작용에 의해 발생하는 단주기의 지하수위 변동이 잘 나타날 수 있다. 예를 들어 피압대수층과 자유면대수층을 비교하면, 압축과 팽창 또는 중력배수와 같은 배출 기작의 차이로 인하여 피압대수층이 자유면대수층보다 저유계수가 매우 작으므로 동일한 투수량계수를 가지더라도 피압대수층의 수리확산계수가 자유면대수층보다 훨씬 크다. 따라서 피압대수층의 경우 단주기의 하천수위 변동의 영향이 더 멀리까지 전달될 수 있다.

4.3. 지하수위 변동법의 적용

하천-대수층 상호작용과 강수 함양을 동시에 고려한 모델의 지하수위 시계열 자료(Fig. 13의 실선 B)에 지하수위 변동법을 적용하여, 하천-대수층 상호작용이 지하수위 변동법에 미치는 영향을 정량적으로 고찰하였다. 먼저 모의된 지하수위 시계열 자료 중 강수 함양에 의해 지하수위 상승이 뚜렷하게 발생한 6개의 구간을 선별하였다. 선별된 각각의 지하수위 상승 구간에 대하여 Fig. 14와 같

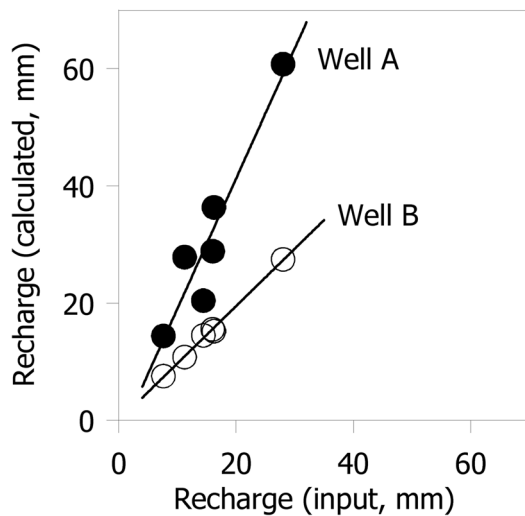


Fig. 15. Comparison of the calculated recharge from the WTF method with the real recharge (model input).

이 강수 전의 지하수위 하강곡선을 침투 지하수위가 나타나는 시점까지 연장(projection)하는 방법을 이용하여(Delin et al., 2007) 지하수위 상승량을 구하였으며, 이에 비산출률을 곱하여 강수에 의해 발생한 지하수 함양량을 산정하였다.

Fig. 15는 위와 같은 방법으로 지하수위 변동법을 적용하여 산정된 지하수 함양량과 실제 함양량(모델 입력값)을 비교한 것이다. 그림에서 Well A는 하천으로부터 100 m 떨어진 관측정의 함양량 산정 결과를 나타내는데 입력값과 비교할 때 약 2.2배 높은 값을 보였다. 즉, 하천-대수층 상호작용의 영향을 크게 받는 수변지역 관정에 지하수위 변동법을 적용할 경우 함양량이 과대평가될 수 있음을 잘 보여준다. 한편 Well B는 하천으로부터 300 m 떨어진 관측정의 해석 결과이며, 회귀직선의 기울기가 0.98로 매우 정확한 산정 결과를 나타낸다. 즉, 관측정이 하천-대수층 상호작용의 영향범위 내에 있더라도 단주기의 하천수위 변동의 영향이 충분히 감쇄되는 이격거리에 관측정이 위치할 경우 지하수위 변동법을 적용하여 신뢰할 수 있는 함양량 산정 결과를 얻을 수 있다.

5. 결 론

우리나라는 국토의 대부분이 산지로 이루어져 있어 하천은 대부분 유역면적이 작고 강수량의 계절 집중성에 의하여 유량 또는 수위의 변동성이 크게 나타난다. 이러한 하천수위 변동은 인근 수변지역 대수층(주로 충적층)의 지하수위 변동을 동반하며, 강수 함양에 의해 발생하는 지

하수위 변동 성분과 중첩되면서 지하수위 변동법의 적용성을 제한하는 요인으로 작용할 수 있다. 특히 국내의 경우 많은 관정들이 하천 주변부에 위치하고 있어 하천-대수층 상호작용의 영향을 고려하지 않고 지하수위 변동법을 적용할 경우 함양량 산정 과정에서 큰 오차가 수반될 수밖에 없다. 본 연구에서는 국내 수문 관측 자료의 분석과 모델링 기법을 통하여 지하수위 변동법이 가지는 이러한 문제점을 고찰하였으며 다음과 같은 결론을 도출하였다.

1. 수변지역에서 관측된 지하수위 변동 자료는 하천-대수층 상호작용 관점에서 3가지 유형으로 구분될 수 있다. 하천수위 변동에 의해 발생하는 지하수위 변동성분이 우세한 1유형, 강수 함양에 의한 지하수위 변동 성분이 우세한 2유형, 그리고 두 성분이 동일한 크기 규모로 혼합된 3유형이 이에 해당한다. 하천-대수층 상호작용과 강수 함양 과정을 단순화시킨 다소 도식적인 구분이기는 하지만 국내 수변지역의 지하수위 변동을 설명하는데 유용하다.

2. 국내의 많은 관측자료가 강수에 의한 지하수위 상승 반응이 뚜렷하게 나타나 지하수위 변동법을 적용하기에 적합한 것으로 판단될 수 있으나, 대부분의 관측정이 수변지역에 위치하고 있어 3유형에 속하는 자료일 가능성이 높다. 수변지역 대수층의 지하수위 변동 유형은 하천으로부터의 수리적 거리에 따라 1유형에서 3유형, 그리고 2유형으로 변하게 될 것으로 추정할 수 있다. 여기서 수리적 거리는 전술한 바와 같이 하천에서 관측정까지의 물리적 거리 뿐만 아니라 대수층의 수리적 특성(수리확산계수)에 의해서도 결정된다. 태백지역 사례와 같이 유역 규모의 지하수위 변동 관측 자료를 보면 하천으로부터 멀리 떨어진 관측정에서도 하천-대수층 상호작용에 의한 지하수위 변동이 잘 나타났는데, 이는 대수층의 수리상수가 지하수위 변동 유형을 결정하는 중요한 요소임을 지시한다. 따라서 관정의 위치 정보만으로 지하수위 변동을 일으키는 두 요인의 중첩성 여부를 판단할 수 없으며, 지하수위, 하천수위, 강수량 및 댐방류량과 같은 수문 요소들에 대한 종합적 분석이 요구된다.

3. 강수 함양과 하천수위 변동이 반영된 지하수 흐름 모델의 모의 결과는 관측정의 수리적 거리에 따라 지하수위 변동법에 의한 함양량 산정 결과가 크게 달라질 수 있음을 보여주었다. 댐에 의하여 유량이 조절되지 않는 자연 하천의 하천수위 변동은 일반적으로 개별 강수 사상에 의하여 발생하는 단주기 성분과 계절 변동을 나타내는 장주기 성분으로 구분된다. 단주기 변동은 장주기 변동과 비교할 때 대수층 전달거리가 짧으며, 강수 함양과 유사한 패턴의 지하수위 변동을 일으키므로 지하수위 변동법의

오차 요인으로 작용한다. 따라서 수변지역에서 지하수위 변동법을 적용하기 위해서는 단주기 변동 성분을 중심으로 지하수위와 하천수위 변동의 시계열적 유사성을 검토할 필요가 있다.

사 사

본 연구는 국토해양부가 출연하고 한국건설교통기술평가원에서 위탁시행한 물관리연구사업(11기술혁신C05)에 의한 ‘수변지하수활용고도화’ 연구단의 연구비 지원에 의해 수행되었습니다. 본문의 일부 내용은 2012년 완료된 ‘태백지역 지하수 기초조사’의 관측 자료로부터 분석된 연구결과임을 밝힙니다.

참 고 문 헌

- Cho, B.W., Yun, U. Lee, B.D., and Ko, K.S., 2012, Hydrogeological characteristics of the Wangjeon-ri PCWC area, Nonsan-city, with an emphasis on water level variations, *J. Eng. Geol.*, **22**(2), 195-205.
- Cho, J.W. and Park, E.G., 2008, A study on delineation of groundwater recharge rate using water-table fluctuation and unsaturated zone soil water content model, *J. Soil & Groundwater Env.*, **13**(1), 67-76.
- Chio, I.H., Woo, N.C., Kim, S.J., Moon, S.K., and Kim, J., 2007, Estimation of the groundwater recharge rate during a rainy season at a headwater catchment in Gwangneung, Korea, *Korean J. Agr. & For. Meteorol.*, **9**, 75-87.
- Chung, I.M., Kim, N.W., and Lee, J.W., 2007, Estimation of groundwater recharge by considering runoff process and groundwater level variation in watershed, *J. Soil & Groundwater Env.*, **12**(5), 19-32.
- Delin, G.N., Healy, R.W., Lorenz, D.L., and Nimmo, J.R., 2007, Comparison of local- to regional-scale estimates of groundwater recharge in Minnesota, USA, *J. Hydrol.*, **334**, 231-249.
- Ha, K.C., Ko, K.S., Koh, D.C., Yum, W.B., and Lee, K.K., 2006, Time series analysis of the responses of the groundwater levels at multi-depth wells according to the river stage fluctuations, *Econ. Environ. Geol.*, **39**(3), 269-284.
- Jeong, B.I., 1969, Relationship between rainfall and fluctuation of water table in South Korea, *J. Geol. Soc. Korea*, **5**, 157-162.
- Kim, G.B., 2010, Estimation of specific yield using rainfall and groundwater levels at shallow groundwater monitoring sites, *J. Korean Geoenviron. Soc.*, **11**(6), 57-67.
- Kim, G.B., Choi, D.H., and Jeong, J.H., 2010, Considerations on the specific yield estimation using the relationship between rainfall and groundwater level variations, *J. Eng. Geol.*, **20**, 61-70.
- Kim, N.W., Chung, I.M., and Won, Y.S., 2005, Method of estimating groundwater recharge with spatial-temporal variability, *J. Korea Water Resour. Assoc.*, **38**(7), 517-526.
- Kim, S.H., Park, E.G., Kim, Y.S., and Kim, N.J., 2011, A modification of water table fluctuation model considering delayed drainage effect of unsaturated zone, *J. Soil & Groundwater Env.*, **16**(3), 17-27.
- Koo, M.H. and Lee, D.H., 2002, A numerical analysis of the water level fluctuation method for quantifying groundwater recharge, *J. Geol. Soc. Korea*, **38**, 407-420.
- Lee, B.J., Ha, K.C., Koo, M.H., Moon, S.H., Cho, M.J., and Cho, S.H., 2006, Effluent from a wastewater treatment plant and stream/groundwater interaction, *J. Geol. Soc. Korea*, **42**, 625-633.
- MLTM and K-water, 2010, National Groundwater Monitoring Network in Korea Annual Report.
- MLTM and K-water, 2012, Basic groundwater survey for Taebak.
- Moon, S.K., Woo, N.C., and Lee, K.S., 2004, Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge, *J. Hydrol.*, **292**, 198-209.
- Park, E.G., 2007, A development of groundwater level fluctuations due to precipitations and infiltrations, *J. Soil & Groundwater Env.*, **12**(4), 51-56.
- Park, E.G., 2012, Delineation of recharge rate from a hybrid water-table fluctuation method, *Water Resour. Res.*, **48**, W07503, doi:10.1029/2011WR011696.
- Park, E.G., Kim, K.Y., Ding, G., Kim, K., Han, W.S., Kim, Y., and Kim, N., 2011, A delineation of regional hydraulic conductivity based on water table fluctuation, *J. Hydrol.*, **399**, 235-245.
- Park, E.G. and Parker, J.C., 2008, A simple model for water fluctuations in response to precipitations, *J. Hydrol.*, **356**, 344-349.
- Yun, S.W., Jo, Y.J., and Lee, J.Y., 2009, Comparison of groundwater recharges estimated by waterlevel fluctuation and hydrograph separation in Haeon basin of Yanggu, *J. Geol. Soc. Korea*, **45**, 391-404.
- Zhang, J., van Heyden, J., Bendel, D., and Barthel, R., 2011, Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations, *Hydrogeol. J.*, **19**, 1487-1502.