

제주도 한천유역 지하수 모델개발을 통한 인공함양 평가

오세형^{1,2} · 김용철² · 구민호^{1*}

¹공주대학교 지질환경과학과

²한국지질자원연구원

Modeling Artificial Groundwater Recharge in the Hancheon Drainage Area, Jeju island, Korea

Se-Hyoung Oh^{1,2} · Yongcheol Kim² · Min-Ho Koo^{1*}

¹Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University

²Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

ABSTRACT

For the Hancheon drainage area in Jeju island, a groundwater flow model using Visual MODFLOW was developed to simulate artificial recharge through injection wells installed in the Hancheon reservoir. The model was used to analyze changes of the groundwater level and the water budget due to the artificial recharge. The model assumed that $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ of storm water would recharge annually through the injection wells during the rainy season. The transient simulation results showed that the water level rose by 39.6 m at the nearest monitoring well and by 0.26 m at the well located 7 km downstream from the injection wells demonstrating a large extent of the affected area by the artificial recharge. It also shown that, at the time when the recharge ended in the 5th year, the water level increased by 81 m at the artificial reservoir and the radius of influence was about 2.1 km downstream toward the coast. The residence time of recharged groundwater was estimated to be no less than 5 years. The model also illustrated that 15 years of artificial recharge could increase the average linear velocity of groundwater up to 1540 m/yr, which showed 100 m/yr higher than before. Increase of groundwater storage due to artificial recharge was calculated to be 2.4×10^6 and $4.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ at the end of the 5th and 10th years of artificial recharge, respectively. The rate of storage increase was gradually diminished afterwards, and storage increase of $5.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ was retained after 15 years of artificial recharge. Conclusively, the artificial recharge system could augment $5.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ of additional groundwater resources in the Hancheon area.

Key words : Artificial recharge, Groundwater modeling, Transient simulation, Hancheon drainage, Jeju island

1. 서 론

제주도는 연평균 강수량이 약 2000 mm로 내륙에 비하여 많은 비가 내리는 지역임에도 불구하고 투수성이 높은 화산성 지질의 특성으로 인해 상시 하천이나 강이 존재하지 않는다(제주발전연구원, 2008). 하천의 유출은 강우 조건에 따라 다르지만 약 58~80 mm 이상의 호우 시에만 짧게 발생하며, 나머지 기간은 건천상태를 유지하고 있다. 이러한 수문지질 환경에 의해 제주도는 과거 용천수 중심의 취락구조를 형성하고 용천수를 이용하였으며, 시추기

술이 발달한 현재는 모든 용수의 98% 이상을 지하수와 일부용천수에 의존하고 있다. 또한 제주도는 지표 지질의 높은 투수성 때문에 하천범람에 의한 홍수 피해 사례가 거의 없었다. 그러나 2007년 9월 태풍 나리(NARI)에 동반한 집중호우로 인해 제주시를 통과하는 4대 하천인 산지천, 병문천, 한천, 및 독사천이 모두 범람하여 13명의 인명과 약 1300억 원의 재산 피해를 남겼다(연합뉴스, 2007. 9). 이 피해로 인하여 제주도는 특별 재난지역으로 선포되었으며, 이에 따른 재해복구 사업의 일환으로, 도내 27개 하천 총 연장 257 km, 총 면적 354 km²를 6개 권

*Corresponding author : koo@kongju.ac.kr

원고접수일 : 2011. 7. 15 심사일 : 2011. 7. 30 게재승인일 : 2011. 10. 24
질의 및 토의 : 2012. 2. 29 까지

역, 13개 수계로 나눈 뒤 홍수 유출을 저감하는 저류지를 설치하고 있다. 홍수 저감 저류지는 강수 시에 하천중상류의 유출수 일부를 저류지로 유도하여 하류 하천의 홍수 부담량을 줄이는 역할을 한다.

인공함양은 지표수를 지하로 주입하여 대수층에 함양시키는 방법으로, 대수층을 활용한 수자원의 안정적 공급과 관리를 위한 방안으로 세계 여러 곳에서 시행되고 있다. 인공함양의 기본개념은 용수의 수요가 크지 않은 시기나 우리나라의 장마철과 같은 풍수기에 바다로 유출되는 지표수를 대수층에 주입하여 추가적인 지하수 자원을 확보하는 것이다(Bouwer, 2002). 이는 지하에 불투수 방벽을 설치하여 지하수면의 상승시키는 지하댐보다 보다 적극적인 지하수자원의 확보 방법이다. 한국지질자원연구원은 2007년부터 프론티어사업 ‘수자원의 지속적인 확보 기술’ 사업의 일환으로 제주도의 수리수문지질 특성에 적합한 인공함양 기술을 개발하고 실용화하기 위한 연구를 수행하고 있다. 이 사업은 여름철 집중 강우 시 하천 유출수 일부를 취수하여 불포화대 함양정을 통해 지하로 주입하는 방식으로 지하수자원을 확보하는 목적으로 수행되고 있다. 하천 유출수 취수시설은 제주도에 추진하는 홍수저감용 저류지에 10개의 인공함양정을 시추하여 집중 호우 시 하천에서 저류지로 유도된 하천수가 인공함양정을 통하여 대수층으로 주입되도록 설치하였는데 이는 지표수와 지하수를 연계하여 홍수피해 저감과 함께 수자원의 추가적 확보를 도모한 최초의 시도이다.

본 연구에서는 한천유역 제2 저류지에 설치된 인공함양 시설을 통해 발생하는 지하수 인공함양에 따른 지하수계 변화를 모의하는 지하수 모델을 개발하였으며, 인공함양 시 지하수위 및 유출량 변화, 대수층의 저유량 증가, 및

인공함양된 지하수의 대수층 내 체류시간과 이동 속도 등을 정량적으로 분석하였다.

2. 연구지역

2.1. 지형 및 지질

연구지역이 속해 있는 제주도는 신생대 제4기 화산활동에 의해 생성된 우리나라에서 가장 큰 화산섬이다. 제주도는 한라산을 중심으로 동-서 방향으로 74 km이고, 남-북 방향으로 32 km인 타원형으로 면적은 약 1,829 km²이다. 지형은 전반적으로 순상화산의 형태를 띠며, 중앙부에는 1,950 m 높이의 한라산이 있고 360여개의 오름이 한라산 주변에 분포해 있다.

본 연구 지역은 제주도 북측 중앙 단축부에 해당된다(Fig. 1a). 북쪽 해안에 완만한 경사를 갖는 저지대가 비교적 좁게 발달하고, 남쪽은 해발고도가 800 m에 이르며 한라산 정상부 고지대로 이어진다. 동부 지역은 지형이 비교적 완만한 반면 제주시 일대는 기복이 다소 있는 지형이다. 주 연구 대상이 될 저류지가 있는 한천은 한라산 해발 1950 m 고지에서 발원하여 용담동 해안으로 유출되는 하천으로 유로연장은 15.95 km이고 유역면적은 36.69 km²이며, 유역의 형상은 좌측으로 토천이 유입되는 것을 제외 하고는, 지류가 거의 없는 일자형의 하천형태를 보인다(제주시, 2008).

제주도에는 용암분출에 의해 형성된 화산암과 화산폭발에 의해 형성된 화산쇄설암이 있으며, 용암과 용암 사이에 퇴적암도 나타난다. 시추조사에 의하면 제주도 동부지역은 해수면 하부로 150 m, 서부 지역은 해수면 하부 50~70 m까지 현무암이 차지하고 있고, 그 밑으로는 서귀

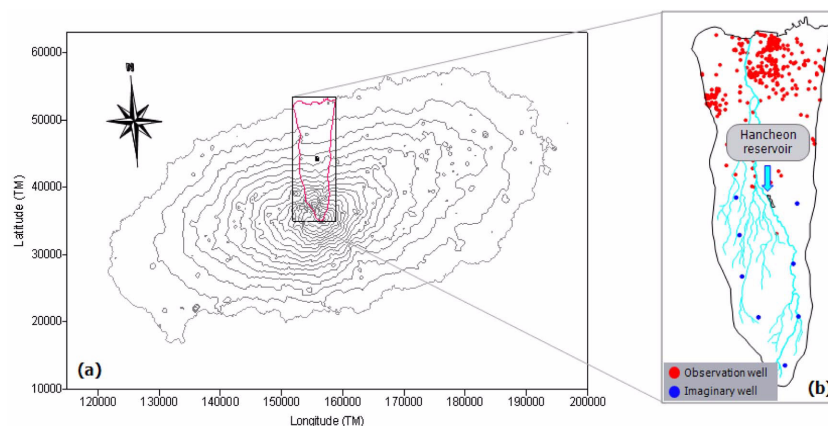


Fig. 1. Maps showing (a) the study area and wells in Jeju Island and (b) the location of observation wells. Eight imaginary wells (blue dots) are located in the high elevation areas.

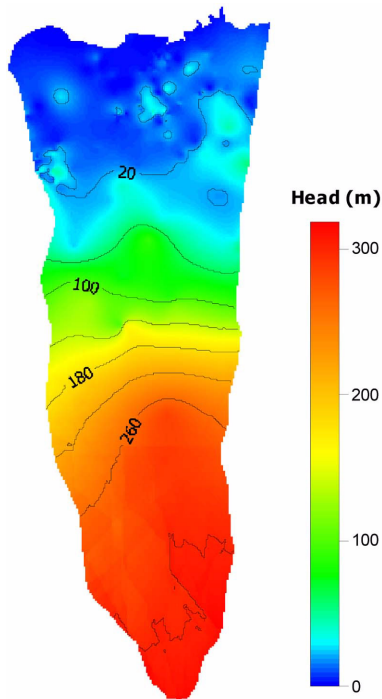


Fig. 2. Distribution of the water level in the study area.

포층과 미고결 퇴적층(U층)이, 더 깊은 곳에는 중생대 화강암과 용결응회암이 분포하고 있다(박기화 외, 2006). 연구 지역은 조면 현무암류와 조면암 및 현무암류로 구성되어 있으며, 제주도·애월 도폭 지질보고서(박기화 외, 2000)에 의하면, 대부분 건입동하와이아이트, 아라동하와이아이트, 도남동현무암, 죽성조면암, 오라동하와이아이트가 분포하고 있다.

2.2. 연구지역의 지하수위 분포

1970년부터 2006년까지 제주도에에서 개발된 관정 중 제원 및 양수시험 자료 등이 확인된 4514개 관정(Fig. 1) 자료를 이용하여 정규 크리깅 방법을 사용하여 지하수위 공간 분포도를 작성하였다(Fig. 2). 연구지역은 0~308 m의 수위분포를 보이며, 해안 지역은 완만한 수두구배를 보이거나 중산간 지역의 경우 비교적 급한 수두 구배를 나타낸다. 그러나 600 m 이상의 고지대에는 관정이 존재하지 않아 크리깅 기법을 통한 지하수위분포는 실제와 오차가 있을 것으로 판단된다.

3. 지하수 모델 개발

Visual MODFLOW를 이용하여 현재 한천유역의 지하수 흐름계를 반영하는 지하수 흐름모델을 개발하였으며,

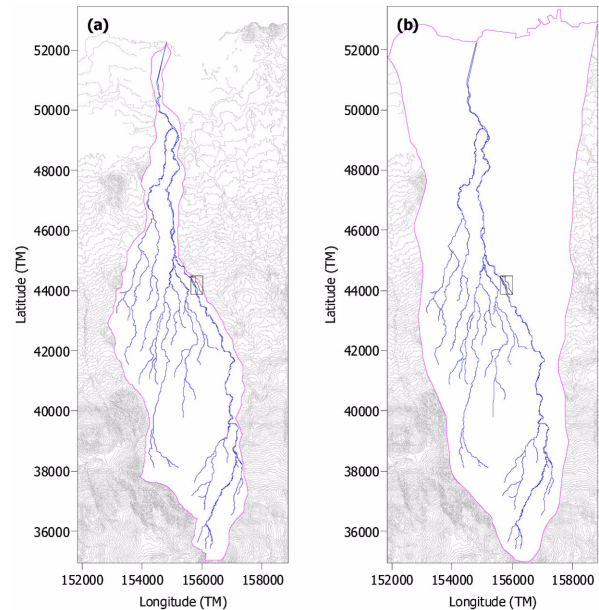


Fig. 3. Maps showing (a) the Hancheon drainage and (b) the model boundary.

이를 이용하여 홍수 저감용 저류지에서의 인공함양에 의한 지하수계의 변화, 함양된 지하수의 체류시간을 모사, 예측하였다.

3.1. 모델 설계

본 연구에서 모델영역은 제주도 수자원 본부로부터 획득한 한천의 하천 유역 경계(Fig. 3a)를 사용하려 했으나, 유역의 상류지역이 넓고 지하수의 배출이 이루어지는 하류지역이 좁은 형태로 지하수유역 경계와 일치하지 않는 것으로 판단하였다. 지하수 분수령은 대수층의 구조, 대수층의 수리특성, 지하수 함양의 공간적 분포, 배출 지역의 위치 및 배출 기작 등 복잡한 수리지질학적 요인에 의하여 유역 분수령과 일치하지 않을 수 있으며, 결과적으로 대부분의 지하수 모델에서 지하수 분수령의 위치는 불확실성을 내포할 수밖에 없다(나한나 외, 2007). 따라서 본 연구에서 모델영역은 모델의 관심영역인 저류지가 중앙에 위치하며 동서방향으로 7 km, 남북방향으로 18.5 km로 설정하였다(Fig. 3b). 이 중 관정 자료를 이용하여 도시한 제주도 지하수위 분포도와 지형을 고려하여 81.2 km²의 모사유역을 설정하였다.

제주도는 주로 현무암내에 협재된 화산쇄설층, 클링커층과 현무암의 1차 및 2차 유효공극이 주 대수층의 역할을 하며(한정상 외, 1994), 고투수성과 저투수성의 암석이 교대되는 다층의 지질구조를 가지는 것으로 알려져 있으

므로 지하수계의 개념화 측면에서 보면 다층의 수문지질 단위를 가지는 모델을 상징하는 것이 바람직하다. 하지만 많은 시추자료가 있음에도 불구하고 복잡한 3차원의 지질 구조를 모델에 정밀하게 반영하는 것이 쉽지 않을 뿐 아니라 대수층 수리상수의 수평적, 수리적 불균질성을 고려해야 하는 어려움이 있다.

따라서 본 연구에서는 연구지역의 전체를 하나의 자유면대수층으로 개념화함으로써 수직적으로 1개의 층만을 고려하였다. 즉, 대수층의 투수랑계수로부터 대수층의 평균적인 투수성 변화만을 고려하는 단순화된 모델이지만 모델영역 전체의 광역적인 지하수 흐름계에서 발생하는 물수지를 분석하는 도구로 이용할 때에는 3차원의 복잡한 모델과 비교할 때 큰 차이가 없다. 모델 영역의 상부면은 지표면이며, 하부면은 불투수층 또는 저투수층으로 알려진 U층의 상부면으로 설정하였다. U층 상부에 위치하는 퇴적층, 응회암층 및 현무암층은 모델에서 평균적인 수리전도도를 가지는 하나의 수문지질단위로 표현되었다. 모델 격자의 크기는 200 m × 200 m로 세분화하여 설정하였으며, 229행, 124열로 구성된 총 32,092개의 셀로 구성되어있다. 저류지 영역의 경우 함양정의 설치간격과 일치하는 10 m로 세격자를 설정하였다.

모델개발 시 대상지역의 수리지질학적 특성을 충분히 반영하고 실제 현장 상황에 부합되는 경계조건 모델을 선택하는 것은 매우 중요하다. 이는 모델에서 경계조건이 지하수계의 수두 분포와 물수지를 결정하는 다양한 공급(source) 및 배출원(sink) 역할을 하기 때문이다. 본 모델의 주요 배출지역은 해안선으로 일정수두 경계로 설정하였다. 제주도는 용천수를 통한 지하수 배출량이 많아 지하수 모델에서 반드시 고려되어야 하므로 수자원공사의 용천수 종합자료를 이용하여 모델영역 내에 존재하는 용천을 Drain Package를 이용한 배수 경계로 설정하였다. 그러나 조사된 용천의 표고와 관정자료를 이용한 지하수위 분포도를 비교하여, 용천의 표고와 지하수위 간의 차이가 큰 용천은 기저 지하수의 배출로 보기 힘들기 때문에 모델 반영 시 제외하였다.

제주도는 거의 모든 용수를 지하수에 의존하므로 연구지역에 존재하는 대부분의 우물은 지하수를 사용할 목적으로 설치된 것이므로 모델설계 시 지하수의 배출경계로 고려되어야 한다. 특히, 연구지역의 모델영역에는 지하수의 사용이 많은 제주시가 포함되어 있으므로 취수의 영향이 모델결과에 미치는 영향이 상대적으로 클 것으로 예상된다. 본 연구에서는 제주도 상수도 본부로부터 획득한 지하수 허가량 자료(5980개)를 이용하여 연구지역 내의 463

Table 1. Average groundwater use in the study area

Administrative district	Number of Wells	Total GW use (m ³ /yr)	Average GW use (m ³ /day/well)
Ara	14	1,821,173	356.4
Ara1	9	1,524,655	464.1
Ara2	4	58,410	40.0
Dodu2	5	48,600	26.6
Donam	17	831,215	134.0
Geonip	28	552,836	54.1
Hwabuk1	27	1,369,105	138.9
Hwabuk2	20	253,670	34.8
Ido1	43	2,130,245	135.7
Ido2	41	2,554,338	170.7
Ildo1	52	1,040,485	54.8
Ildo2	24	868,361	99.1
Jeju city	623	31,363,680	137.9
Odeung	15	579,990	105.9
Ora1	15	299,502	54.7
Ora2	25	4,490,846	492.2
Samdo1	61	1,511,526	67.9
Samdo2	33	1,486,336	123.4
Yeon	143	7,398,651	141.8
Yongdam1	23	1,370,735	163.3
Yongdam2	18	1,049,816	159.8
Yongdam3	6	123,185	56.3

개 관정을 행정구역별(동)로 분류하여 입력하였으며, 각 우물의 양수량은 2008년 지하수 관측연보(한국수자원공사, 2008)로부터 각동별 관정당 평균이용량을 산정하여 입력하였다(Table 1).

3.2. 모델 입력변수

함양률, 수리전도도, 비저유계수 및 비산출률과 같은 입력변수는 지하수의 흐름 특성을 지배하는 인자로 모델링의 결과에 큰 영향을 미치는 요소이다. 수리전도도는 비양수량과 투수랑계수와의 경험식을 사용하여 구하였다. 먼저, 비양수량과 투수랑계수와의 관계는 Hamm et al. (2005)의 경험식을 이용하였다.

$$T = 0.99(Q/s_w)^{0.89} \quad (1)$$

여기서 T 는 투수랑계수, Q 는 양수량, s_w 는 수위강하를 나타낸다. 비양수량이 확인된 우물을 대상으로 위 경험식을 이용하여 투수랑계수를 구하였으며, 이를 대수층의 두께로 나누어 수리전도도를 구하였다. 수리전도도의 공간적 비균질성을 모델에 반영하기 위하여 관정분포와 고도를 고려하여 0, 50, 100, 150, 200, 250, 300, 400,

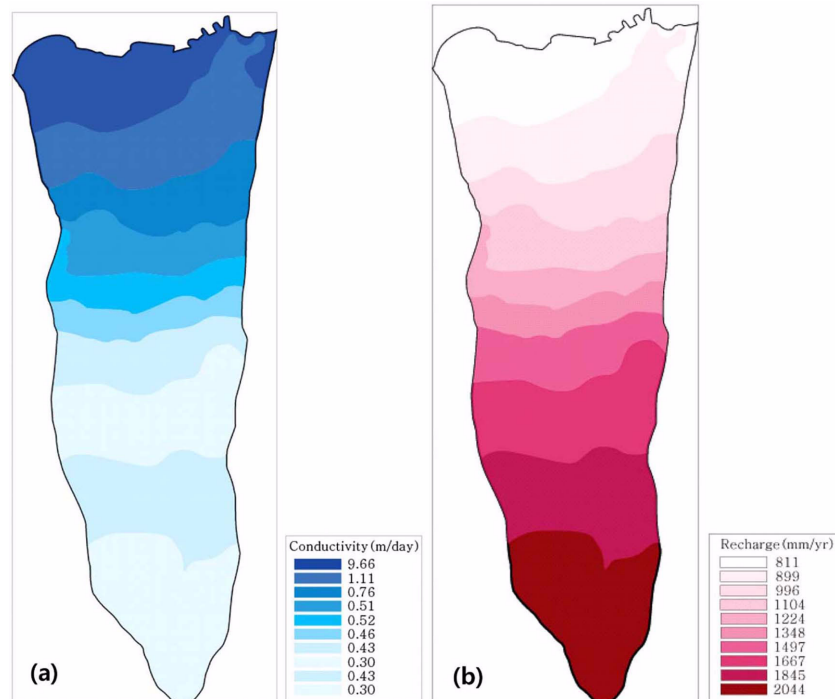


Fig. 4. Distribution of (a) hydraulic conductivity and (b) recharge rate.

600, 1000, 1950 m 등고선을 경계로 10개의 구역으로 나누어 수리전도도를 입력하였다. 입력 값은 산출된 수리전도도를 고도별로 기하평균하여 입력하였으며, 제주도는 600 m 이상의 고도에는 관정이 존재하지 않아 600~1000 m 구간과 1000~1950 m 구간의 수리전도도 값은 300, 400 m 구간의 값을 각각 입력하였다(Fig. 4a).

함양량은 지하수 유동 모델에 있어서 공급원(source)이 되는 중요한 입력변수이다. 한정상 외(1994)는 제주도의 지하수 함양량을 강수량의 44.1%로 제시한바 있으며, 본 연구에서는 제주도 수문지질 및 지하수자원 종합보고서(한국수자원공사, 2003)에서 제시한 연평균강수량의 46.1%를 함양률로 적용하였다. 강수량은 기상대 4개소와 자동기상관측소(AWS) 23개소에서 측정된 2006년, 2007년도 자료를 이용하였다. 함양량의 입력은 수리전도도 입력구간과 동일하게 설정하였으며, 각 관측소의 평균 강우량에 46.1%를 적용하여 정규크리깅 기법으로 모델에 반영하였다. Fig. 4b는 연구지역의 지하수 함양량의 공간 분포를 나타내는데 강수의 영향으로 고도가 증가할수록 증가하는 경향을 보인다.

4. 모사 결과 및 고찰

4.1. 한천유역의 지하수계 모사

전술한 모델 설계 자료를 이용하여 연구지역에 대한 지

하수 흐름 정류모사를 수행하였다. 모사결과 나타난 지하수위는 해안 일부를 제외한 모든 영역에서 실제 관측된 지하수위보다 높게 모사되는 결과를 보였다. 이러한 지하수위 분포는 초기 모델의 입력 자료에 오류가 있으며, 특히 지하수위에 영향을 가장 크게 미치는 수리전도도가 너무 낮거나, 함양량이 너무 크게 입력되었을 가능성을 시사한다. 제주도 전체를 대상으로 모델을 개발했던 서정아(2009)의 연구 결과에서는 초기 모델의 수리전도도에 의한 영향인 것으로 나타났으며, 이는 양수시험 자료를 이용하여 산정된 수리전도도가 실제보다 상당히 낮게 추정되기 때문인 것으로 해석된다. 양수시험 결과의 과소평가 는 최근 여러 연구자들에 의해 보고되고 있는 용암동굴과 클링커 및 베게용암 등 빠른 속도의 지하수 유동을 가능케 하는 수리지질 요소들의 존재, 즉 Darcy법칙의 상한선을 넘는 매우 빠른 대량 유동을 의미하는 지하수의 도관 흐름 가능성과 관련이 있는 것으로 추정된다(이봉주 외, 2006).

따라서 수리전도도를 모델 보정 변수로 설정하여 모델 보정을 수행하였다. 모델의 보정은 Visual Modflow에서 제공하는 Parameter Estimation Package(PEST)를 이용하여 실시하였다. PEST는 불확실한 변수와 변수의 초기값 및 최대, 최소 범위를 설정한 뒤, 보정에 사용 할 실제 자료를 선택한 후 실행되며, 변수의 초기 값이 지정된 범

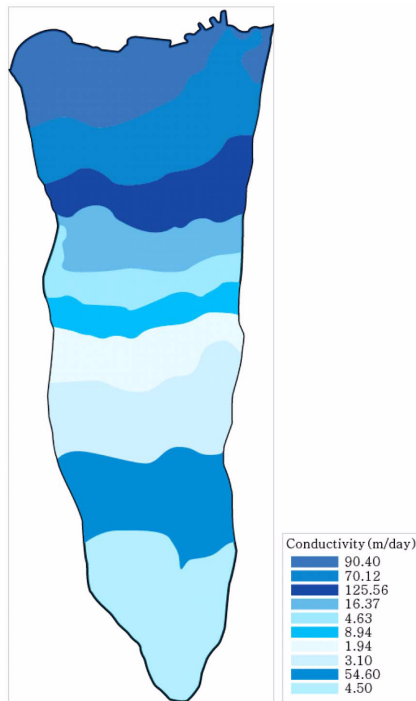


Fig. 5. Distribution of the calibrated hydraulic conductivity.

위 내에서 변화하면서 실제관측 자료와 모델로부터 계산된 지하수위의 결과를 비교하여 두 값이 가장 잘 일치할 때의 변수 값을 추정한다. 보정을 위하여 고지대 및 관정이 없는 구간에 가상의 관정을 설치(Fig. 1)하였으며, 관정의 수두는 연구지역의 지하수위 분포도(Fig. 2)로부터 구하였다.

보정결과 계산된 수리전도도는 1.94~125.56 m/day의 범위를 나타내며, 분포는 Fig. 5와 같다. 보정된 수리전도도는 0~150 m 구간에서 70.12~125.56 m/day으로 비교적 높은 값을 가지며, 150 m 이상의 구간에서는 600~1000 m 구간(54.60 m/day)을 제외하고는 1.94~8.94 m/day의 값을 갖는다. 이렇게 해발 150 m를 기준으로 수리전도도가 대비하는 분포 특성은 제주도의 중산간 지역의 지하에 분포하는 수성응회암층에 의한 영향으로 추측된다. 수성응회암은 제주도 형성 초기에 마그마가 분출하기 위해 지표로 상승하면서 주변의 지하수나 지표수와 만나 습한 환경에서 격렬히 폭발하면서 마그마가 작은 유리질의 암편으로 깨지기 때문에, 이렇게 형성된 응회암층은 저투수성을 갖는다. 이러한 수성응회암 층은 제주도에 약 150개가 분포하는데, 서귀포지역은 -50~100 m 구간에 분포하고 제주시 지역은 -50~50 m 사이에 분포한다. 수성응회암층은 지하수의 흐름을 지연시키고 저장하는 역할을 하며(한국지질자원연구원, 2005), Fig. 2의 지하수위분포도에 나타나는 중산간지역의 비교적 급한 수두구배와 Fig. 4a의 보

정된 수리전도도의 분포가 하류의 고투수 구간과 상류의 저투수 구간으로 나뉘는 것과 연관이 있을 것으로 판단된다. 모델보정 후 계산된 지하수위 분포는 관측 자료와 잘 일치하며 3.0% 정도의 RMS 오차를 나타낸다(Fig. 6).

4.2. 함양시나리오에 따른 부정류 모사

한천 제2 저류지에서의 지하수 인공함양에 의한 지하수계 변화를 모사하고, 대수층의 저유량 증가와 인공함양된 지하수의 대수층 내 체류 시간을 파악 하고자 부정류모사를 실시하였다.

4.2.1. 모델 입력변수

저유계수는 대수층의 저유성을 나타내는 수리상수로 수두가 변할 때 대수층으로 유입되거나 배출되는 지하수량을 결정하는데, 자유면 대수층의 수두강하는 중력배수에 의한 지하수면의 하강을 의미하므로, 자유면 대수층의 저유계수는 비산출률을 의미한다. 저유계수는 정류 모델의 경우 모델 결과에 영향을 미치지 않으나 부정류 모델에서 지하수위 변동폭을 결정하는 중요한 입력 변수이다. 지하수 흐름이 2차원인 균질, 등방성인 대수층의 흐름 방정식은 다음과 같다.

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

여기서 h 는 수두, T 와 S 는 투수량계수와 저유계수, R 은 지하수 함양과 같은 공급(source) 또는 우물 양수와 같은 배출(sink)을 나타낸다.

지하수 함양시 대수층에서의 지하수위 변동, 또는 지하수위 상승량은 함양량을 저유계수로 나눈 값(R/S)에 의하여 결정된다. 따라서 저유계수 또는 비산출률(자유면대수층)은 함양에 대한 대수층의 반응을 결정하는 중요한 인자이지만, 실제 현장에서 비산출률을 알아내기에는 힘든 것으로 알려져 있다(한국지질자원연구원, 2008). 제주도의 지하수 흐름은 클링커와 같은 고투수성 매질에 의한 영향이 크므로 클링커의 비산출률이 제주도 지하수위 변동을 결정하는 중요한 인자이다. 고기원(1997)과 한국수자원공사(2003)는 비산출률을 0.19~0.147, 0.12의 값으로 보고한 바 있어 한국지질자원연구원(2005)에 의해 보고된 클링커 형성률(30%)을 함께 고려하여 0.04, 0.05의 값을 입력 자료로 이용하였다.

설정된 비산출률의 신뢰도를 검증하기 위하여 제주도수자원본부에서 설치, 운영하고 있는 연구지역 내 지하수 관측망의 관측정(Fig. 7)에서 2006년에 측정된 지하수위 변

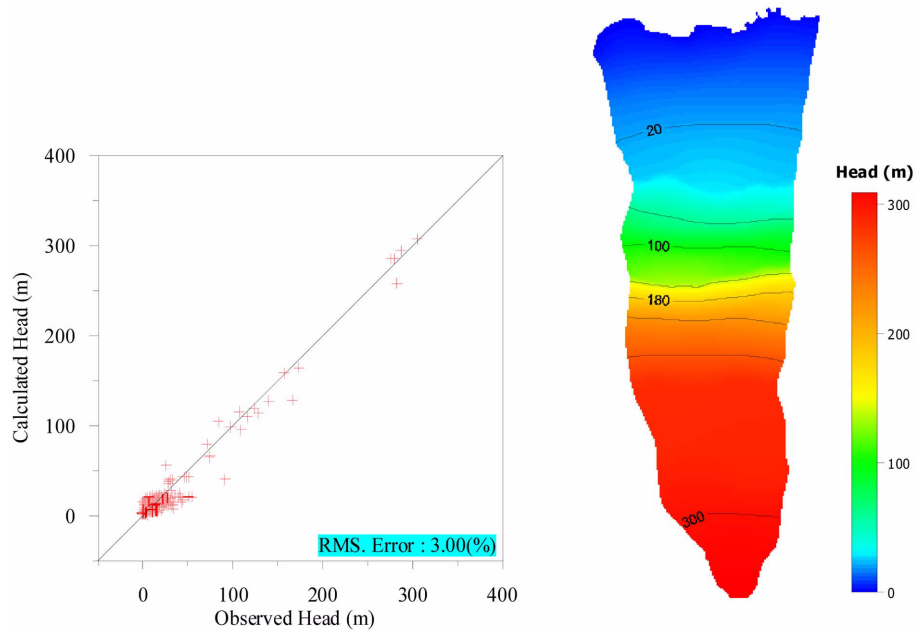


Fig. 6. Comparison of calculated and observed water levels and distribution of the calibrated water level.

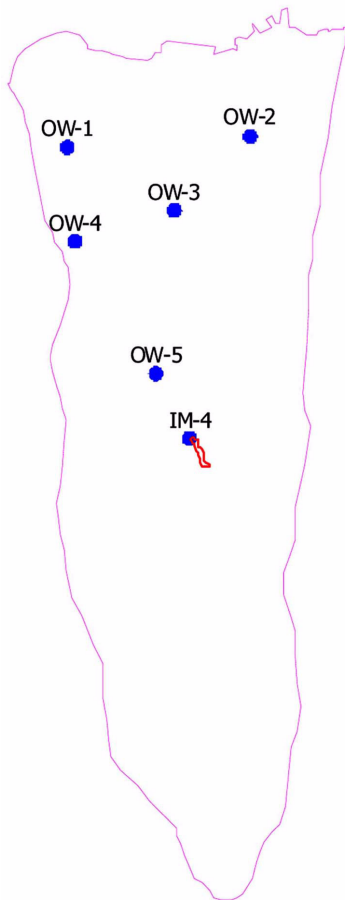


Fig. 7. The location of monitoring wells.

동 자료와 부정류 모델에서 계산된 결과를 비교하였다 (Fig. 8). Fig. 8과 같이 OW-4를 제외하고 실제 관측 자료와 비교적 유사한 변동폭을 보이는 것으로 나타나 실제 비산출물에 근접한 값으로 판단할 수 있다. OW-4의 경우 실제 지하수 변동의 폭이 모델결과 보다 크게 나타나 입력 값보다 더 작은 비산출물을 갖는 지역으로 판단되며, 지하수면의 수직적인 위치가 투수성이 큰 클링커 층이 아니라 저투수성 화산암층에 위치한 영역이 상대적으로 넓기 때문에 나타난 결과로 해석될 수 있다.

모사결과와 실제 관측자료 사이에는 지하수위 변동의 시간 지연이 나타난다. 모델 결과의 경우 강수에 의한 지하수위 상승이 바로 나타나지만, 실제 관측된 지하수위는 강수 후 일정 시간이 경과한 후에 변동하는 경향을 보인다. 시간 지연은 해안에서부터 멀어질수록 커지는 경향을 보여, 고도가 높아질수록 비포화대의 두께가 두꺼워지는 제주도 지반의 수리지질 특성에 기인한 것으로 해석된다. 함양에 의해 상승한 지하수위가 본래 상태로 돌아가는 과정은 배출지역으로부터의 거리에 의해서도 크게 영향을 받는다. 배출지역 주변에서는 함양에 의하여 발생한 수리적 스트레스가 배출량의 증가를 통하여 빠르게 해소되므로 상승된 지하수위가 빠르게 돌아가는 반면, 배출지역과 멀리 떨어져 있는 경우는 스트레스의 해소가 서서히 발생하므로 완만한 수위강하 곡선을 나타낸다. 본 연구지역에서 관측된 지하수위 변동 자료도 배출지역으로부터의 거

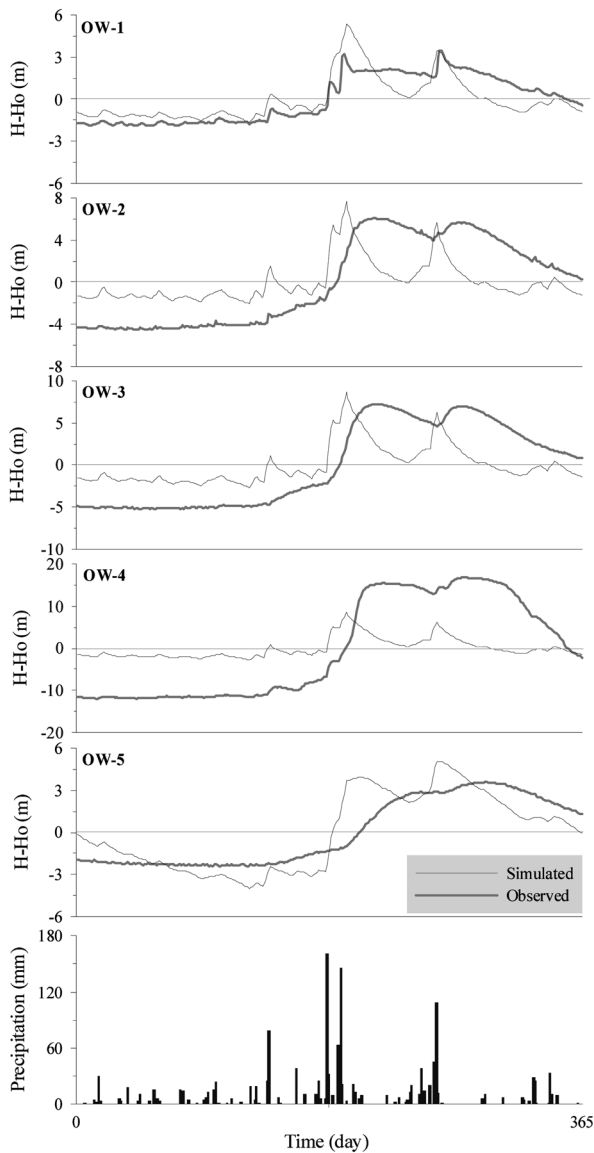


Fig. 8. Comparison of measured and simulated water level variations at the monitoring wells.

리에 따른 지하수위 변동 특성을 잘 보여 준다.

4.2.2. 초기조건 설정

실제 지하수계에서 함양은 강수가 있을 때 발생하므로 강수에 따른 함양량의 시계열 자료를 입력하여 현재 연구 지역의 지하수계와 보다 일치할 수 있도록 모사 하였다. 제주 기상청의 2006년 강수량 자료를 이용하여 각 구간에 입력되는 함양량의 평균이 정류 모델에 입력된 각 구간의 평균 함양량과 일치하는 함양량 시계열 자료를 생성 하였다. 단, 입력되는 함양량 자료의 함양률은 고도에 따른 강우량 차에 의해 각 구간 별로 다르지만, 강우 패턴

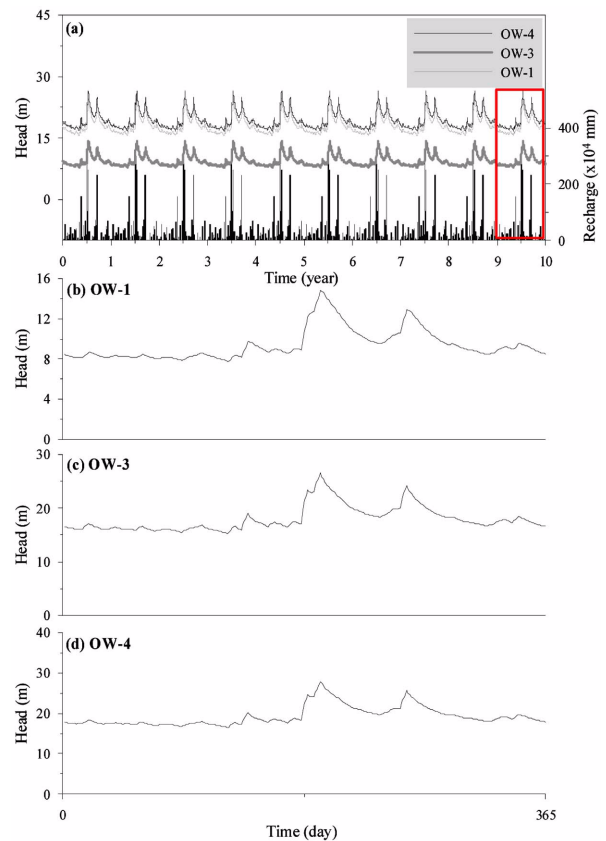


Fig. 9. Model results showing: (a) dynamic cyclic initial conditions of recharge and simulated water level variations at (b) OW-1, (c) OW-3 and (d) OW-4.

과 함양 패턴은 일치한다. 또한 자연 상태에서 함양의 시간적 변화는 지표면과 비포화대의 특성에 따라 달라지지만, 본 연구에서는 강수와 동시에 함양이 이루어지는 것으로 가정하였다. 시계열 함양자료는 5일 단위로 평균값을 입력하여 부정류모사가 가능하도록 하였다.

1년 주기를 갖는 함양량 시계열 자료를 입력한 모사결과 지하수위는 함양량의 변동 주기를 따라 변동을 한다. 이와 같이 주기성을 갖는 지하수위 변동은 일반적으로 동적순환 초기조건(dynamic cyclic initial conditions)을 이용하여 모사한다(Anderson and Woussner, 1992). 동적순환 초기조건이란 주기성을 갖는 시계열자료를 수 년 동안 반복하여 변동이 일정한 주기로 반복되는 동적평형상태에 도달하도록 하여 마지막 1주기를 초기 조건으로 사용하여 분석하는 것으로 초기조건의 불확실성에 의해 발생하는 비평형 성분을 제거하기 위한 방법이다(구민호 · 이대하, 2002). 본 연구에서는 함양량을 10년 동안 반복하여 지하수위가 1년 주기로 반복되도록 모사 한 후 10년의 마지막모사 결과(Fig. 9)를 초기조건으로 설정하였다. 순환모

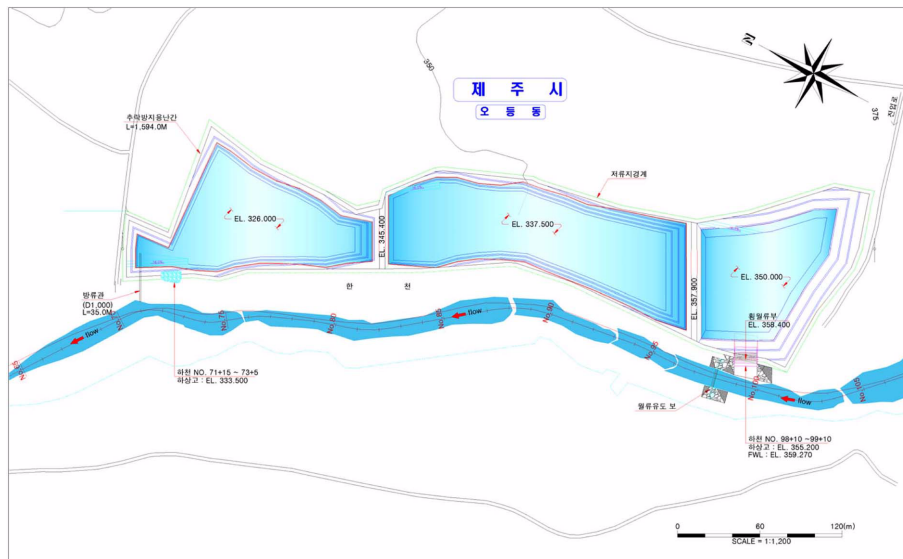


Fig. 10. A plane view of the flood mitigating reservoir constructed for artificial recharge in the Hancheon drainage area (Jeju, 2008).

텔의 모사를 위한 초기 조건은 앞서 모사한 정류모델의 결과를 초기조건으로 이용하였다.

4.2.3 저류지 및 함양정 설치

Fig. 10은 연구 대상이 되는 한천 제2 저류지의 평면도이다. 저류지는 해안으로부터 약 8 km 떨어져 있고, 한천 중·상류부 우측 목초지에 위치하며 좌측으로 오라 골프장이 위치한다. 저류지의 유형은 하천의 제방에 접하여 설치되는 off line 형식의 저류지이며, 하천에 설치되는 월류 유도보에 의해 침투홍수량 일부분을 저장하는 방식이다. 저류지의 면적은 66,000 m²이며, 저류용량은 45,3000 m³이다(제주시, 2008). 인공함양정은 저류지의 유출부가 있는 저류지의 하류에 10개 설치되었으며, 1공당 함양 가용량은 최대 15,000 m³/day이다.

본 연구에서는 인공함양의 영향을 모사하기 위해 전술한 지하수모델에서 저류지에 해당하는 영역에 실제와 같이 10개의 주입정을 설치하여(Fig. 10) 함양이 되도록 하였다. 함양 시기는 2004년부터 2008년까지 한천의 상류지역과 하류지역의 유출빈도 측정결과에 의해 평균 유출빈도가 높은 8월과 9월이며(제주발전연구원, 2008), 5일 동안 50만 톤의 강수가 인공함양되고, 10일 경과 후 다시 5일 동안 같은 양이 함양되며 연간 4회 총 200만 m³의 강수가 인공함양되는 시나리오를 설정하였다.

4.3. 부정류 모사 결과

전술한 동적 순환 모델과 동일한 방법으로 저류지 설치

후 15년간 모사를 실시하여 인공함양에 의한 지하수위와 유출량 변화를 예측하였다. Fig. 11은 영역 내에 존재하는 지하수 관측망 관정과 저류지 바로 옆에 설치된 수위 관측정에서(IM-4) 함양 전과 함양 후의 지하수위 변화를 도시한 것이다. 그림에서 막대그래프는 연간 인공함양량을 나타낸다. 도시 결과 인공함양에 의한 지하수위의 변화는 각 관측정에서 함양이 이루어지는 것과 동시에 수위의 변화가 발생하는 것으로 나타났다. 지하수위의 변동은 식(2)와 같이 수리확산계수(T/S)가 중요한 역할을 하게 되며, 함양과 같이 대수층에 가해진 수리적 스트레스가 해소되는 시간을 결정하므로(구민호 · 이대하, 2002) 즉각적 지하수위 변동은 연구지역의 수리확산계수가 매우 높은 것을 의미한다. 수위변화량은 저류지와 가장 가까이 위치한 수위 관측정에서 최대 39.6 m 발생하며, 멀리 떨어져 있는 OW-1에서 최대 0.26 m 발생해 저류지와 멀어질수록 인공함양에 의한 영향은 작아지는 것을 잘 보여준다(Fig. 11). 함양에 의해 증가된 수위는 1년이 지나도 회복되지 않으며, 회복되기 전에 다음 년도의 함양에 의해 지하수위가 더 상승하여 지속적인 수위상승이 발생한다. Fig. 12는 5년차 인공함양의 함양이 끝나는 시점에서 수위변화량을 나타낸 것이다. 수위변화는 저류지를 중심으로 최대 81 m까지 상승하는 것으로 나타났으며, 수위상승 0.5 m를 기준으로 저류지로부터 해안 방향으로 약 2.1 km의 영향반경이 나타난다.

인공함양에 의하여 대수층에 가해진 수리적 스트레스는 지하수 흐름 및 배출을 통하여 해소되므로 물수지 분석을

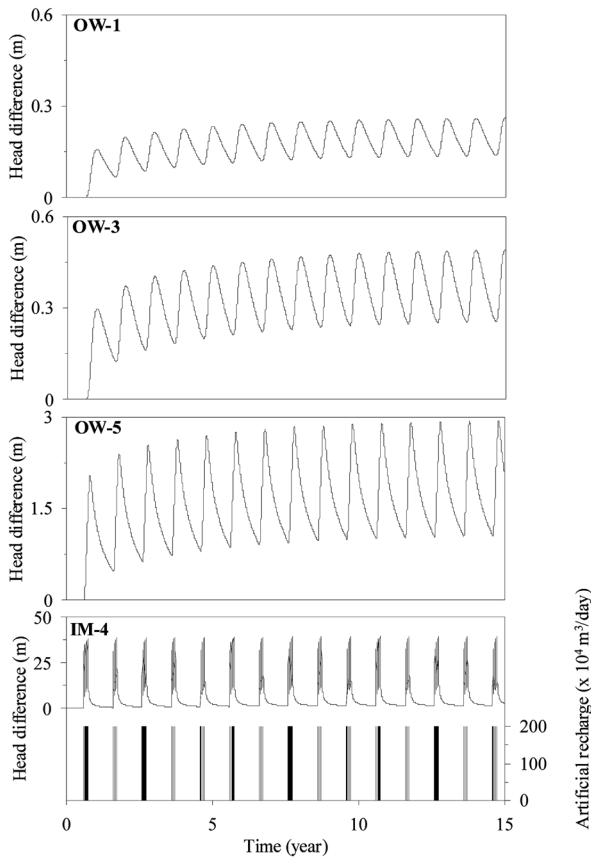


Fig. 11. Water level differences before and after artificial recharge.

통해 인공함양에 의한 유출량과 대수층 저유량 증가를 확인할 수 있다. Fig. 13은 인공함양이 실시 됐을 경우와 그렇지 않은 경우의 총 유출량의 변화와 누적 변화량을 도시한 것으로 본 모델에서 유출은 일정수두 경계와 배수 경계, 우물로 이루어지므로 함양 전과 후의 각 경계에서의 총 유출량의 차는 인공함양에 의한 증가량이 된다. 그림과 같이 유출량은 약 6년 까지 빠른 증가세를 보이다가 그 후 서서히 증가하는 경향을 보인다. 인공함양에 의해 유출량은 $7062.5 \text{ m}^3/\text{day}$ 증가 하였고, 누적 유출량은 계속 증가하여 2470만 m^3 까지 증가하는 것으로 나타났다.

한편, 유입량과 유출량의 차이는 대수층의 저유량 변화를 의미하므로, 인공함양 시 저유량 변화의 시계열에서 인공함양이 실시되지 않을 경우의 저유량 변화 시계열 값을 빼주면, 인공함양에 의한 발생한 대수층의 저유량 변화를 알 수 있다. Fig. 14는 인공함양이 실시되는 경우와 그렇지 않을 경우의 누적 저유량 차이를 도시한 것으로 인공함양에 의한 저유량 증가량을 나타낸다. 15년 동안의 모사 결과 유출량 변화와 마찬가지로 약 6년까지 저유량이

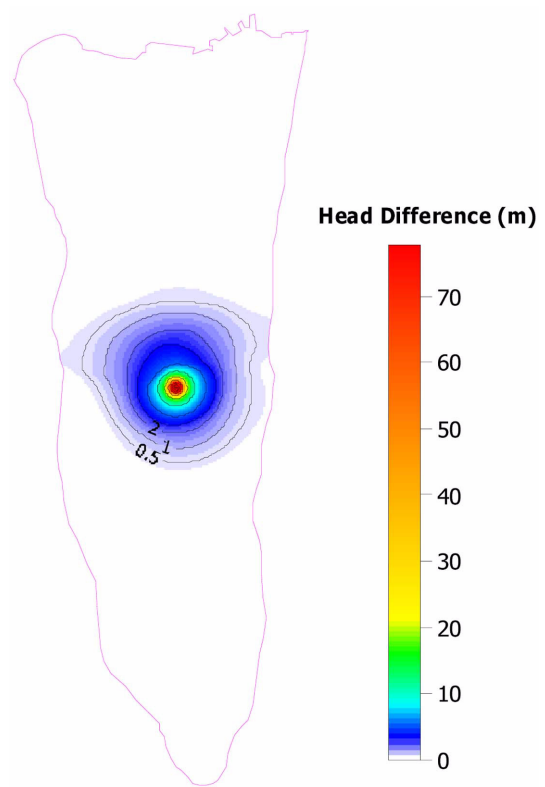


Fig. 12. Simulated water level rise due to artificial recharge.

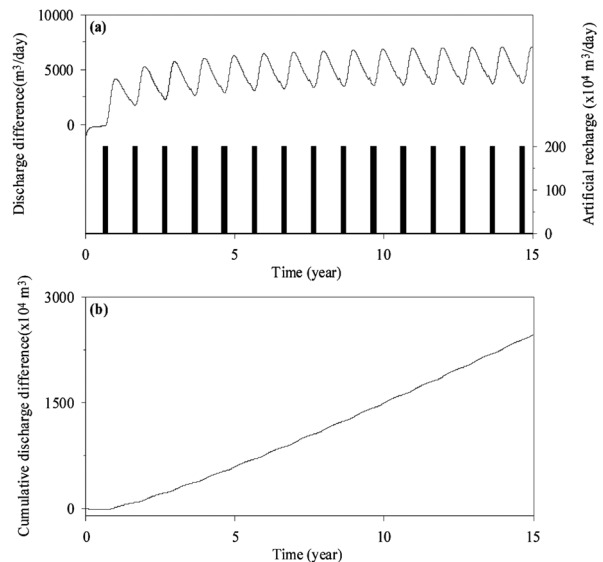


Fig. 13. Increase of groundwater discharge due to artificial recharge: (a) discharge rate (b) cumulative discharge.

비교적 빠르게 증가한 후 증가세가 서서히 둔화되어 약 10년 이후 안정되는 경향을 보이며, 최종적으로 인공함양에 의해 발생한 저유량 증가량은 약 500만 m^3 정도인 것

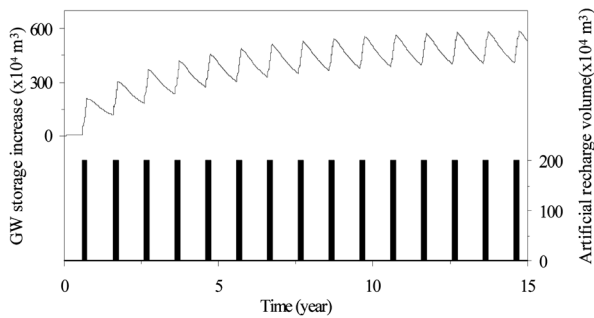


Fig. 14. Increase of groundwater storage in the aquifer due to artificial recharge.

으로 나타났다. 즉, 매년 200만 m^3 씩 15년간 인공함양 시킬 경우 총 3000만 m^3 의 인공 함양이 이루어지나 실제 지하수 저유량 증가는 함양량의 약 17% 정도이며, 나머지는 지하수 유출량이 증가하면서 배출되는 것으로 조사되었다. 이는 인공함양을 통해 500만 m^3 의 지속가능한 지하수 자원을 추가로 확보할 수 있음을 의미하며, 일인당 하루에 400 L의 물을 사용 할 때, 제주시민 34,200명이 일 년 간 사용할 수 있는 양에 해당한다. 향후 지하수 사용량이 증가 한다면 인공함양에 의한 저유량 증가효과는 더 커질 것으로 예상된다.

4.4. 대수층 체류시간

Visual MODFLOW에서 제공하는 MODPATH package를 이용하여 인공함양된 지하수의 대수층 내 체류 기간을 예측하였다. MODPATH는 정류 또는 부정류의 3차원 흐름에서 입자의 흐름을 추적하는 프로그램으로 MODFLOW의 모델 결과를 이용한다. 대수층에서 지하수의 이동속도(u)는 다음 식과 같다.

$$u = \frac{q}{n_e} \quad (3)$$

여기서 q 는 비배출량, n_e 는 유효공극률이다.

제주도 지질의 유효공극률에 대한 문헌자료가 없고, 추적자실험을 통해 유효공극률을 추정할 수 있는 현장 여건이 주어지지 않았기 때문에 본 연구에서는 기존 보고서에서 물리검층을 통해 얻어진 클링커의 공극률 25%(한국지질자원연구원, 2008)에 제주도의 클링커의 형성률인 30%(한국지질자원연구원, 2005)을 적용하여 0.08을 유효공극률로 입력하여 최소 체류시간을 추정하고자 하였다.

Fig. 15는 인공함양 모델의 입자 추적결과를 도시한 것으로, 5년 정도 경과 후 인공 함양된 지하수가 해안 가까이 이동하는 것으로 나타났다. 즉, 적어도 5년 동안은 함

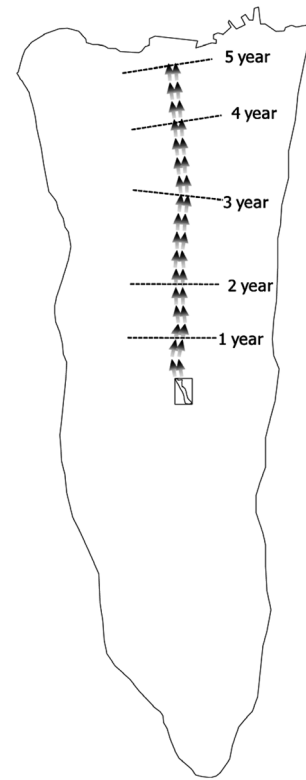


Fig. 15. Tracking of particle pathlines calculated by using MODPATH.

양된 지하수를 사용할 수 있는 것으로 해석된다. 인공함양이 일어나기 전 지하수의 유속은 1440 m/yr 정도로 조사 되었으며, 이는 제주도 지하수의 이동속도가 70~1500 m/yr의 범위를 보이므로(고기원 외, 2006) 본 조사 결과는 비교적 빠른 범주에 속한다 할 수 있다. 인공함양 후의 지하수 유속은 1538 m/yr 정도로 인공함양에 의해 지하수 유속이 약 100 m/yr 증가될 것으로 예상된다.

5. 토의 및 결론

Visual MODFLOW를 이용하여 홍수 피해 저감용 저류지가 설치된 제주도 한천유역을 대상으로 지하수 흐름 모델을 개발하여 저류지를 통한 지하수 인공함양에 따른 지하수위 변동 및 대수층의 물수지 변화를 예측 하였다. 본 연구를 통하여 도출된 결론은 다음과 같다.

1) 현장 양수시험 자료인 비양수량으로부터 계산된 수리전도도는 PEST 모델 보정에 의해 산정된 수리전도도보다 작게 나타났다. 이러한 결과는 제주도의 경우 양수시험으로부터 산정된 수리전도도가 실제 대수층이 가지는 값보다 상당히 과소평가되는 경향성이 있음을 의미하며,

이는 용암동굴, 클링커, 베게용암 등과 같이 대량의 지하수 흐름이 가능한 지하 지질구조의 발달과 관계되는 것으로 추정된다.

2) 제주도의 경우 대수층의 비산출물에 관한 측정 자료가 거의 없어 주대수층 역할을 하는 클링커의 비산출물과 클링커 형성률을 고려하여 대수층의 비산출물을 추정하였다. 부정류 모사에 의해 계산된 지하수위 변동이 실제 관측값과 유사하게 나타나 클링커 형성률로부터 추정된 모델의 비산출물이 신뢰할만한 값인 것으로 평가된다.

3) 인공함양 시 주변 관측정에서 발생하는 지하수위 반응은 대수층의 수리확산계수와 관련되는데, 제주도 대수층의 경우 수리확산계수가 매우 커서 인공함양에 의한 지하수위 상승 반응이 즉각적으로 발생하며, 영향반경도 약 2.1 km 정도로 매우 큰 것으로 조사되었다.

4) 물수지 분석 결과, 대수층의 지하수 저유량은 인공함양 시작 후 약 6년 동안 빠르게 증가하고, 이후부터 증가세가 서서히 둔화되는데 15년 후 인공함양에 의해 발생한 총 저유량 증가량은 약 500만 m^3 정도인 것으로 나타났으며, 이는 총 인공함양량의 약 17%에 해당한다. 만약, 인공함양 저류지의 하류에서 지하수 이용량이 증가한다면 지하수 유출량이 감소하면서 인공함양에 의한 수자원 확보 효과는 더 커질 것으로 예상되며, 이러한 물수지 시나리오에 대한 정량적인 분석은 개발된 모델을 이용한 추가적인 부정류 모사를 통하여 가능하다.

5) MODPATH를 이용해 계산된 인공함양 된 지하수의 대수층 체류시간은 6년 정도인 것으로 나타났지만, 계산 결과에 직접적인 영향을 미치는 대수층의 유효공극률에 대한 자료의 불확실성으로 인하여 산정 결과의 신뢰성은 다소 떨어진다.

6) 제주도는 해발 600 m 이상 지역에 관정이 거의 존재하지 않아 고지대 지역에 대한 지하수위 또는 대수층 수리상수에 대한 자료가 매우 부족하다. 이는 모델 보정 시 모델의 불확실성을 증가시키는 주요 요인으로 작용하며, 모델 예측 결과에도 큰 영향을 미칠 수 있다. 따라서 추후 고지대 지역에 대한 추가적인 자료가 확보되어 모델에 반영된다면 인공함양에 대한 보다 신뢰성있는 수치 해석적 평가가 가능 할 것이다.

사 사

본 연구는 21세기 프론티어연구개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비 지원(과제번호 3-2-3)

과 공주대학교 국외연구년사업의 연구비지원에 의해 수행되었습니다.

참 고 문 헌

- 고기원, 1997, 제주도의 지하수 부존특성과 서귀포층의 수문지질학적 관련성, 부산대학교 이학박사 학위논문, p. 325.
- 고기원, 강봉래, 문덕철, 2006, 제주도의 수문지질과 지하수 관리제도, 제주-하와이 물포럼, 제주 그랜드호텔.
- 구민호, 이대하, 2002, 지하수위 변동법에 의한 지하수 함양량 산정의 수치해석적 분석, 지질학회지, **38**(3), 407-420.
- 나한나, 구민호, 차장환, 김용제, 2007, 지하수 모델의 주요 수문경계에 대한 민감도 분석 사례, 지하수토양환경, **12**(3), 53-65.
- 박기화, 안주성, 기원서, 박원배, 2006, 제주도 지질여행, 한국지질자원연구원, 제주발전연구원, p. 183.
- 박기화, 이병주, 조동룡, 김정찬, 이승렬, 김유봉, 최현일, 황재하, 송교영, 최범영, 조병욱, 2000, 제주·애월도폭 지질보고서, 제주도.
- 서정아, 2009, 제주도 지역 지하수 흐름 모델 개발, 공주대학교 지질과학과 석사학위 논문, p. 46.
- 연합뉴스, 2007.9, 태풍 '나리' 강타..최악의 물난리.
- 이봉주, 구민호, 박윤석, 고기원, 박기화, 2006, 제주 동부지역의 수리확산계수와 지하수 도관 유동 가능성, 지질학회지, **42**(3), 439-454.
- 제주발전연구원, 2008, 하천 유출수 활용방안 마련을 위한 수문 및 수질특성 기초연구.
- 제주시, 2008, 한천저류지 조성공사 보고서.
- 한국수자원공사, 2003, 제주도 수문지질 및 지하수자원 종합조사(3) 보고서, p. 175.
- 한국수자원공사, 2008, 지하수조사연보.
- 한국지질자원연구원, 제주도, 2005, 제주도 지하수 부존 특성에 대한 지구과학적 해석, p. 231.
- 한국지질자원연구원, 제주도, 2008, 제주도 지하수 부존 특성에 대한 지구과학적 해석, p. 267.
- 한정상, 김창기, 김남중, 한규상, 한찬, 1994, 제주도 지하수 자원의 최적개발 가능성, 지하수환경, **1**(1), 33-50.
- Anderson, M.P. and Woussner, W.W., 1992, Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport, Academic Press, San Diego, p. 381.
- Bouwer, H., 2002, Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering, *Hydrogeol. J.*, **10**, 121-142.
- Hamm, S., Cheong, J., Jang, S., Jung, C., and Kim, B., 2005, Relationship between transmissivity and specific calacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea, *J. Hydrol.*, **310**, 11-121.