

분포형 물수지 모델(WetSpaas-M)을 이용한 삼교천 상류 유역에서의 월별 지하수 함양량 산정

안효원^{1,2} · 하규철^{1,2*}

¹한국지질자원연구원 지질환경연구본부 지하수연구센터, ²과학기술연합대학원대학교 광물·지하수자원학

Evaluation of Groundwater Recharge using a Distributed Water Balance Model (WetSpaas-M model) for the Sapgyo-cheon Upstream Basin

Hyowon An^{1,2} · Kyoochul Ha^{1,2*}

¹Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

²Department of Mineral & Groundwater Resources, University of Science and Technology

ABSTRACT

In this study, the annual and monthly groundwater recharge for the Sapgyo-cheon upstream basin in Chungnam Province was evaluated by water balance analysis utilizing WetSpaas-M model. The modeling input data such as topography, climate parameters, LAI (Leaf Area Index), land use, and soil characteristics were established using ArcGIS, QGIS, and Python programs. The results showed that the annual average groundwater recharge in 2001 - 2020 was 251 mm, while the monthly groundwater recharge significantly varied over time, fluctuating between 1 and 47 mm. The variation was high in summer, and relatively low in winter. Variation in groundwater recharge was the largest in July in which precipitation was heavily concentrated, and the variation was closely associated with several factors including the total amount of precipitation, the number of days of the precipitation, and the daily average precipitation. This suggests the extent of groundwater recharge is greatly influenced not only by quantity of precipitation but also the precipitation pattern. Since climate condition has a profound effect on the monthly groundwater recharge, evaluation of monthly groundwater recharge need to be carried out by considering both seasonal and regional variability for better groundwater usage and management. In addition, the mathematical tools for groundwater recharge analysis need to be improved for more accurate prediction of groundwater recharge.

Key words : Water balance analysis, WetSpaas-M, GIS, Monthly groundwater recharge

1. 서 론

최근 지구온난화에 따른 기후변화로 인해 전 세계적으로 가뭄, 집중호우에 의한 홍수 등 자연재해가 빈번하게 발생하고 있다. IPCC 5차 보고서에 따르면 폭염, 극한 강수 등의 발생 빈도 및 강도가 증가하고 있으며, 이러한 기후변화의 부정적 영향은 앞으로도 계속 증가할 것이라고 전망되고 있다(IPCC, 2014). 특히, 수자원 분야는 기

후변화에 매우 취약한 분야 중의 하나로 인식되고 있으며, 이에 따라 극한 기후사상으로 인한 가뭄과 홍수 등 재해를 극복하고 수자원의 불균형을 해결하기 위한 국가적 노력이 지속되고 있다.

여러 수자원 중 인간이 주로 이용하고 있는 지표수는 온도, 강수 및 증발에 민감하게 반응하는데 비해, 지하수는 외부변화에 직접적인 영향이 적다(Jyrkama and Sykes, 2007). 따라서, 지하수는 미래의 지속가능한 안정적인 수자원으로서 그 역할이 증대되고 있다. 하지만 지하수 또한 기후변화의 영향을 무시할 수 없으며, 무분별한 사용과 수질오염 등은 지하수가 수자원으로서의 역할을 지속할 수 있는지에 대한 문제를 야기할 수 있기 때문에 지하수 관리의 중요성도 증가하고 있다(Shrestha et al., 2016). 지하수 자원의 지속가능성을 확보하기 위해서는 지

주저자 : 안효원, 학생연구원

*교신저자 : 하규철, 책임연구원

Email : hasife@kigam.re.kr

Received : 2021.11.04 Reviewed : 2021.11.15

Accepted : 2021.11.29 Discussion until : 2022.02.28

하수 개발가능량을 산정하는 것이 무엇보다 중요하다. 지하수 개발가능량은 물 순환 체계가 파괴되지 않고 지하수 고갈 및 오염을 일으키지 않는 범위 내에서 지속적으로 대수층으로부터 양수할 수 있는 지하수량으로서, 이 양을 산정하기 위해서는 지하수 함양량에 관한 연구가 필수적으로 선행되어야 한다(MOLIT, 2017).

지하수 함양은 강수로부터 침투한 물이 대수층의 포화 영역으로 내려가 지하수를 보충하는 수문학적 과정이다(Wu et al., 1996). 이 과정은 강수로부터 발생한 차단, 증발산 및 지표 유출 등 다른 수문순환 인자들과 연결되어 있다(Abdollahi et al., 2017). 지하수는 토지 이용, 지형, 토양, 기후 조건, 지하수 심도 등 수문학적 특성과 수리지질학적 변수에 따라 달라지기 때문에 지하수 함양량을 산정하는 것은 매우 복잡하고 까다로운 과정이다(Batelaan and De Smedt, 2007). 지하수 함양량을 산정하는 방법은 다양하며, 대표적으로 기저유출 분리법(Meyboom, 1961), 물수지 분석법 및 지하수위 변동법(Theis, 1937) 등이 사용되고 있다.

기존의 우리나라에서 수행되어 왔던 방법 중 물수지 분석법을 제외하면 대부분의 지하수 함양량 산정은 주로 연 단위에서 평가되어 왔다. 이러한 연 단위 지하수 함양량 산정 평가는 강수가 여름에 집중되고, 강수가 없는 시기에 지하수 사용이 많아지는 우리나라의 기후 특성 및 지하수 이용 현실에서는 적용에 한계가 있다(Ha et al., 2021). 반면, 물수지 분석법은 수문요소별로 시·공간적 분포를 고려할 수 있어, 토양 또는 토지 이용을 고려한 장기적 지하수 함양량 산정이 가능하고, 시간적 단위를 연별 또는 계절별, 그리고, 그보다 더 상세한 시간 단위에서 각각의 물수지 요소를 산정할 수 있는 장점 때문에, 최근에는 주로 물수지 분석법이 지하수 함양량 산정에 활용되고 있다.

물수지 분석모델은 각각의 물수지 요소 산출 방법에 따라 다양한 모델이 개발되었는데, 이 중에는 GIS를 기반으로 하는 HELP(Schroeder et al., 1994), SWAT(Arnold et al., 2000), WetSpa(Batelaan and De Smedt, 2001), SWB(Westenbroek et al., 2010), WetSpa-M(Abdollahi et al., 2015) 등이 있다. 국내에서는 위와 같은 다양한 물수지 분석 모델을 이용하여 지하수 함양량 산정과 관련된 연구들이 수행된 바 있다. Kim et al.(2006)은 SWAT 모델을 이용하여 청주 무심천 유역의 지하수 함양량을 산정하였고, Mair et al.(2013)은 SWB 모델을 사용하여 가뭄 및 기후-토지 이용 변화 시나리오에 따른 제주에서의 지하수 함양량 산정평가를 수행하였으며, Park et al.

(2014)은 WetSpa 모델을 이용하여 제주에서의 지하수 함양량을 평가하였다. Shin et al.(2016)은 제주도를 대상으로 SWB 모델과 HELP3 모델을 사용하여 미래 기후변화에 따른 지하수 함양량 및 지하수위 변화를 분석하였다. 또한 Chung et al.(2018)과 Lee et al.(2018)은 각각 SWAT 모델을 사용하여 전남 장성지역을 대상으로 연별 및 월별 지하수 함양량 산정 및 금강유역을 대상으로 미래 기후변화에 대한 지하수 자원 예측 연구를 수행하였다.

본 연구에서는 물수지 분석 모델 중의 하나인 WetSpa-M 모델을 이용하여 유역 규모 물수지 분석 및 지하수 함양량을 산정하고자 하였다. WetSpa-M은 기존의 WetSpa(Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere under quasi-steady state) 모델을 개선하여 월 단위로 물수지를 평가할 수 있는 모델로서, 다른 모델에 비하여 입력 자료가 상대적으로 복잡하지 않아 수문학적 자료가 부족한 유역에서 효율적인 것으로 알려져 있다(Abdollahi et al., 2017). 또한 식생 및 토지 이용 변화를 고려할 수 있으므로, 지하수 및 생태학적 연구에 중동지역 및 유럽 등 다양한 지역에서 활용되고 있는 모델이다(Abdollahi et al., 2017; Ashaolu et al., 2020; Soleimani-Motlagh et al., 2020). 연구지역은 충남에 위치한 삼교천 상류 유역이며, 모델에 필요한 입력 자료는 ArcGIS와 QGIS 및 Python을 연계하여 구축하였고, 모델 결과의 보정을 위해 유출구에서 측정된 유량 자료를 이용하였다.

2. 연구방법

2.1. 연구지역

충남지역은 2015년부터 강수가 평년에 비해 지속적으로 적게 발생하여, 2017년 6월에 보령댐의 수위가 역대 최저로 낮아지는 등 가뭄이 심했던 지역이다(Gwak et al., 2018). 이로 인해 이 지역은 지하수 의존율이 점점 증가하고 있으며, 따라서, 지속가능한 지하수 자원 관리를 위한 지하수 함양량 평가가 필요한 지역이다. 또한 충남 지역은 2017년 말 기준으로 지하수 개발가능량 대비 이용률이 39.5%로 전국 평균 26.1%에 비해 현저하게 높고 지하수 시설은 287,135개소로 전국 광역시·도 중 가장 많다(ME and K-water, 2018).

연구지역은 충남에 위치한 삼교천 상류 유역이며, 인근에는 서산, 홍성, 보령지점의 3개 종관기상관측시스템(ASOS, Automated Synoptic Observing System)이 위치하고 있다(Fig. 1). 해당 유역의 유출구(Outlet)엔 충의대

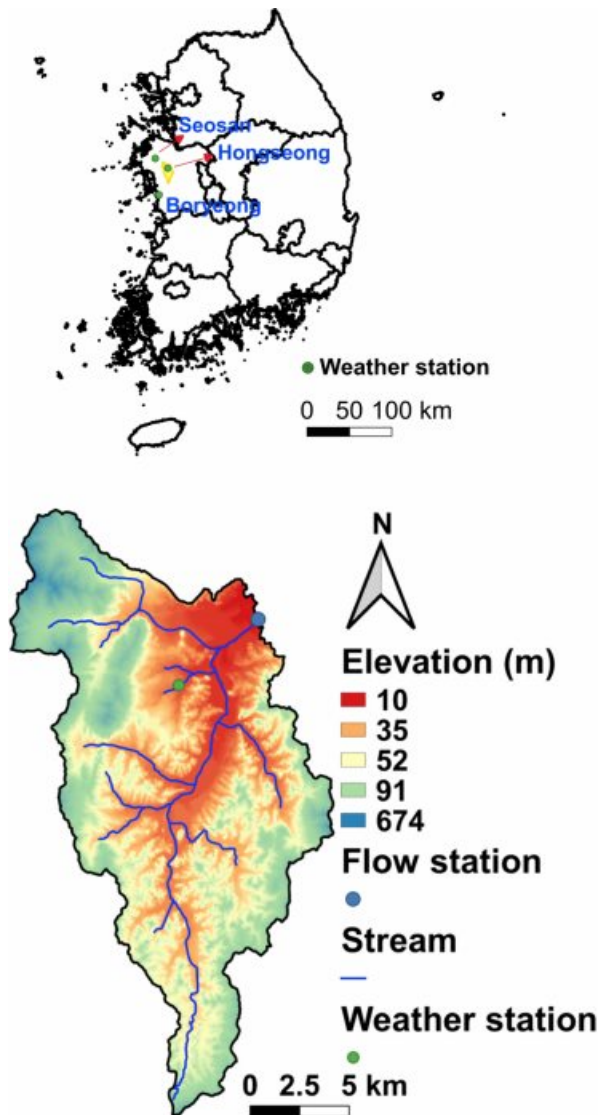


Fig. 1. Study area(Sapgyo-cheon upstream basin, Chungnam province).

교 유량측정소가 위치하고 있어 해당 유량 자료를 이용하여 모의결과의 보정 및 검증에 이용하였다. 연구지역의 면적은 약 225.9 km²이며 주로 평지와 산지로 이루어져 있고 주요 하천들은 산지로부터 이어져 내려와 하류에는 농경지가 넓게 분포하고 있다.

2.1.1. 기상학적 특성

연구지역 인근에 위치한 서산, 홍성, 보령의 중관기상관측시스템에서 취득한 자료를 종합하면 2016년부터 2020년까지의 서산, 홍성, 보령의 월별 평균 강수량, 기온 및 풍속은 비슷한 추이를 나타내는데(An, 2021), 여름철에 기온이 높고 강수량이 집중되어 있는 전형적인 몬순형 기

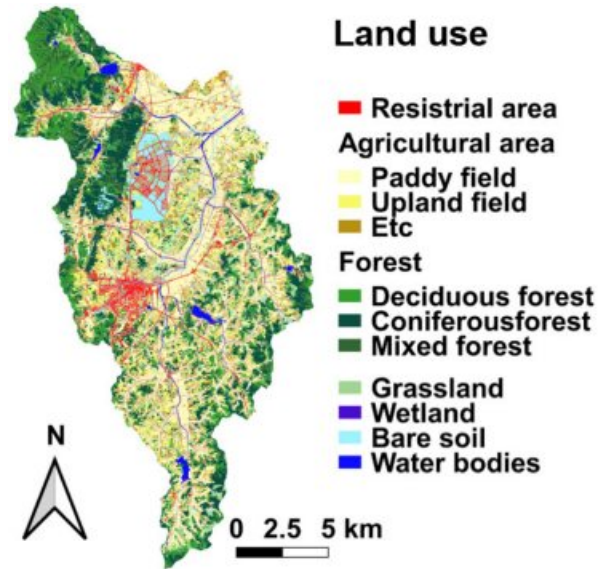


Fig. 2. Land use map of the study site. Raw data are from EGIS (<http://egis.me.go.kr>) and the figure was prepared with QGIS program.

후를 나타내고 있다. 한반도 기후변화 전망 분석서(KMA, 2018)에서는 남한 연평균기온 및 연평균강수량(1981~2010)이 각각 12.5°C, 1,308 mm로 기록하고 있다. 그리고, 서산(1981~2010)과 보령(1981~2010)의 연평균기온 및 연평균강수량은 각각 12.0°C, 1,253 mm, 12.5°C, 1,217 mm로 남한의 평균과 비슷하다. 그런데, 홍성(2016~2020)의 경우 연평균기온 및 연평균강수량이 12.7°C, 1,120 mm이고, 강수량의 경우 남한 평균보다 적는데, 이는 최근의 강수량이 줄어드는 경향이 반영된 것으로 판단되고 있다.

2.1.2. 지형적 특성

Fig. 2는 환경공간정보서비스(<http://egis.me.go.kr>)에서 제공하는 토지 이용도이다. 연구지역의 토지 이용은 크게 산림 및 초지가 약 49%, 논과 밭을 포함한 농경지는 약 35%, 도심지역은 약 9%, 나지는 약 4%, 습지는 약 2%, 수역은 약 1%로 주로 산지와 농경지로 이루어져 있다. 연구지역을 주로 차지하고 있는 산림 및 초지와 농경지를 세분화하면 활엽수산림지역이 약 11%, 침엽수 산림지역이 약 16%, 혼효림 지역이 약 5%, 인공초지가 약 13%, 논이 약 22%, 밭이 약 13%, 시설재배지, 과수원, 기타재배지가 약 3% 등으로 구성되어 있다.

Fig. 3은 국가수자원관리종합시스템(<http://www.wamis.go.kr>)에서 제공하는 토양도로서 토양의 공간적 분포가 주

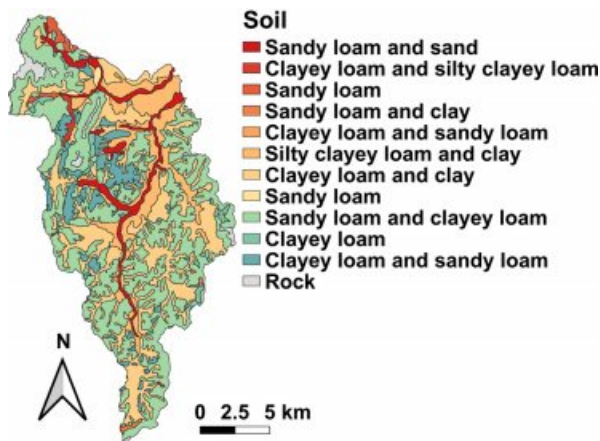


Fig. 3. Soil map of the study site. Raw data are from WAMIS (<http://www.wamis.go.kr>) and the figure was prepared with QGIS program.

로 토지 이용과 관련이 있다. 예를 들면 산지에는 주로 양질토가, 농경지는 주로 점토질, 하천 주변은 주로 모래질이 분포되어 있다.

2.2. WetSpa-M 모델

WetSpa-M 모델은 월별 래스터 자료를 기반으로 하며 각 그리드에서 강수량과 차단량, 지표 유출량, 증발산량, 지하수 함양량을 계산하는 프로그램이다. 물수지를 계절별, 연도별로 계산할 수 있는 WetSpa 모델을 월단위에서도 산정할 수 있게 수정한 것으로 Abdollahi(2015)에 의해 개발되었다. 대부분의 물수지 모델은 하나의 그리드에 하나의 토지 이용만 고려할 수 있기에, 그리드 내의 변화하는 수리특성을 모사할 수 없는 단점이 있었다. 반

면 WetSpa-M은 하나의 그리드에서 토지 이용에 따라 4개(식생 지역(Vegetated area), 나지(Bare soil), 수분 지역(Open water), 불침투성 지역(Impervious area))의 서브그리드(subgrid)로 나누고 서브그리드의 특성과 비율을 고려하여 물수지 분석을 수행하기 때문에 다른 모델에 비하여 더 정교하게 자연현상을 반영할 수 있다(Fig. 4).

Fig. 5는 WetSpa-M의 구조를 도식화한 것이다. WetSpa-M은 그림에 보이는 것처럼 다양한 입력자료(0)를 통해 차단량(1)을 먼저 구한 다음, 이어서 지표유출량(2), 증발산량(3), 지하수 함양량(4)순으로 물수지 분석을 수행할 수 있다.

2.2.1 차단(Interception)

차단은 빗물이 젖은 지표 또는 식생면에 저장된 후 대기로 다시 되돌아가는 과정으로 WetSpa-M에서 월별 차단량은 주로 강수량과 엽면적지수(LAI, Leaf Area Index)에 따라 산정되는데, 다음의 식으로 계산할 수 있다(De Groen and Savenije, 2006).

$$I_m = P_m I_R \quad (1)$$

식 (1)에서 I_m 은 월별 차단량[mm/month], P_m 은 월별 강수량[mm/month] 그리고 I_R 은 차단 비율이다. I_R 은 다음의 식으로 나타낼 수 있다.

$$I_R = \frac{I_m}{P_m} = 1 - \exp\left(-\frac{I_D D_p}{P_m}\right) \quad (2)$$

여기서 D_p 는 월별 강수횟수[day/month]이고 I_D 는 차단 임계점[mm/day]이며 아래의 식과 같이 나타낼 수 있다

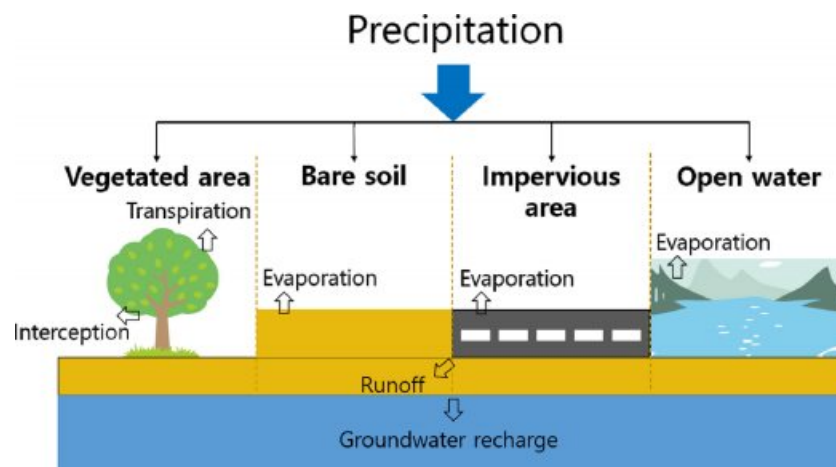


Fig. 4. Schematic diagram of WetSpa-M model. WetSpa-M model uses a subgrid concept to reflect elaborate land use change in a grid(modified from Abdollahi et al., 2017).

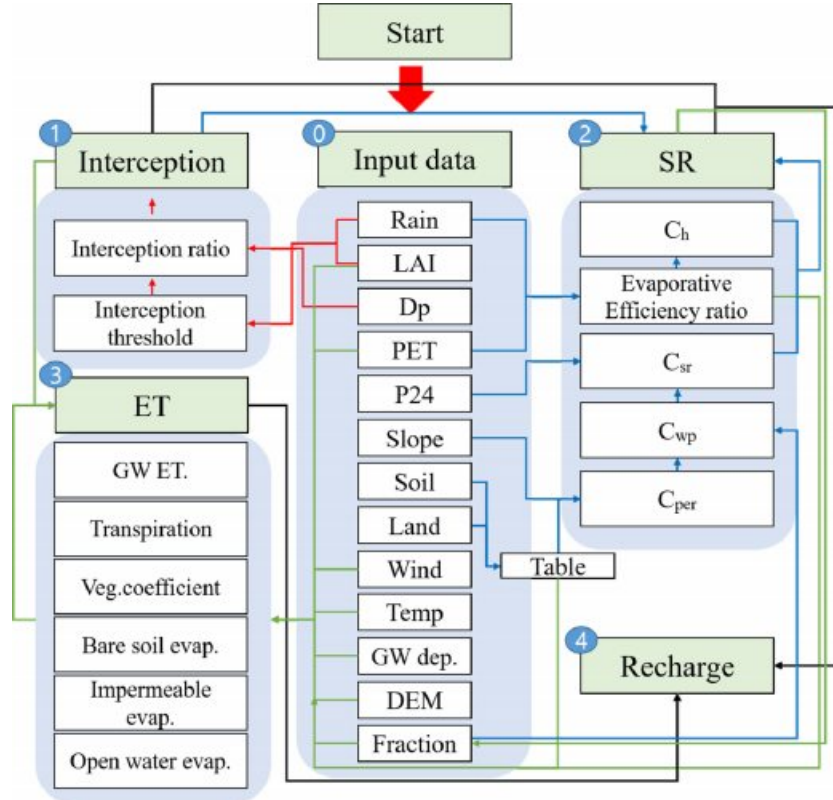


Fig. 5. Calculation procedure of each water balance component in WetSpass-M model(modified from Abdollahi et al., 2017).

(Sutanto et al., 2012).

$$I_D = aLAI \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{P_m [1 - \exp(-0.463LAI)]}{aLAI}} \right) \quad (3)$$

여기서 LAI 는 엽면적지수, a 는 차단상수이다. Sutanto et al.(2012)는 보정을 통해 a 의 기본 값을 4.5 mm로 제시하였다. 차단량은 유출량과 직접적으로 연관되어 있기 때문에 보정을 통해 최적의 a 값을 추정할 수 있다(Abdollahi et al., 2017). 본 연구에서는 관측된 유량자료를 이용하여 보정을 통해 a 값을 2 mm로 산정·적용하였다. 위의 식에 의해 계산된 월별 차단량은 보정 상수를 통해 식생 지역에서 캐노피(Canopy) 차단량을 산출할 수 있다.

2.2.2. 지표 유출(Surface runoff)

지표 유출은 강수가 차단된 후, 남은 강수 중 지표를 통해 하천 및 바다 등으로 흘러나가는 현상이다. WetSpass-M에서는 다음과 같이 합리식(Rational equation)을 이용하여 월별 유출량을 계산할 수 있다.

$$SR_m = C_{sr} C_h \times (P_m - I_m) \quad (4)$$

여기서 SR_m 은 월별 지표유출량, C_{sr} 은 실제유출계수[-], C_h 는 토양수분을 대표하는 상수 [-]이며 C_h 가 1인 것은 토양 공극을 모두 수분으로 채우고 있다고 가정한다. C_h 는 증발 비율을 이용하여 다음과 같이 추정할 수 있다(Abdollahi et al., 2017).

$$C_h = \frac{P_m}{LP(P_m^\alpha + ET_m^\alpha)^{1/\alpha}} \quad \text{if } ET_m > P_m \quad (5)$$

$$C_h = 1 \quad \text{if } ET_m \leq P_m$$

식 (5)에서 ET_m 는 잠재증발산량[mm/month]이고, α 는 보정상수[-], LP 는 토양 수분에 따라 잠재증발산량을 감소시켜주는 보정상수[-]이다. Pistocchi et al.(2008)는 월 단위 규모에서는 상수 α 를 1.5라고 제안하였고, 본 연구에서도 α 를 1.5를 적용하여 분석을 수행하였다.

다음으로 실제유출계수(C_{sr})는 표면의 거칠기, 침투능력 등을 포함한 많은 요소들에 영향을 받는다. 실제유출계수는 잠재유출계수의 보정을 통해 계산할 수 있는데, 잠재유출계수는 기중치를 고려하여 각 그리드에서 침투가능한 면적의 유출계수(C_{per})와 불침투성 면적의 유출계수(C_{imp})

로 나누어 계산한다. 침투가능한 면적의 유출계수(C_{per})는 토지 이용, 토양, 경사도의 기여도에 따라 가중치를 고려해 아래의 식을 통해 얻을 수 있다.

$$C_{per} = w1\left(\frac{0.02}{n}\right) + w2\left(\frac{\theta_w}{1-\theta_w}\right) + w3\left(\frac{S}{10+S}\right) \quad (6)$$

여기서 n 은 토지 이용에 따른 Manning 조도계수(물의 흐름에 대한 저항 정도), θ_w 는 위조점에서의 체적토양수분함량, S 는 경사도이다. $w1, w2, w3$ 은 각각의 가중치로 합은 1이 된다. 기존의 WetSpss 모델과 비교하여 볼 때 $w1 = 0.4$, $w2 = 0.3$, $w3 = 0.3$ 이 기존의 결과와 가장 잘 부합된다(Abdollahi et al., 2017). 가중치를 고려한 잠재 유출계수(C_{wp})는 다음의 식과 같이 침투 가능 지역과 침투 불가능 지역으로 나누어서 계산할 수 있다.

$$C_{wp} = \left(1 - \frac{A_{imp}}{100}\right)C_{per} + \frac{A_{imp}}{100}C_{imp} \quad (7)$$

여기서 C_{imp} 는 불침투성 면적의 유출계수, A_{imp} 는 한 그리드 내의 불침투성 면적의 비율이다. Abdollahi et al.(2017)는 C_{imp} 를 구하기 위해 Nationwide Urban Runoff Program(NURP US EPA, 1983)의 데이터를 기반으로 불침투성 면적과 유출계수간의 관계를 이용하여($C_{imp} = 0.09\exp(0.024A_{imp})$) 계산하였다. 또한 유출계수는 강수량에 따라 증가하기 때문에(Merz et al., 2006), 잠재유출계수는 강수횟수의 1일 평균강수량 \overline{P}_{24} [mm/day per month]을 사용하여 조정할 수 있다.

$$C_{sr} = \frac{C_{wp}\overline{P}_{24}}{C_{wp}\overline{P}_{24} - RCD \times C_{wp} + RCD} \quad (8)$$

여기서 강수량과 관련 있는 강수강도(Precipitation intensity), 강수연속일수는 RCD(regional consecutive dryness level [mm])를 통해 고려된다. RCD는 1과 10사이로, 강수강도가 높고, 연속강수일수가 10일이 넘으면 1, 강수강도가 낮고 연속강수일수가 2아래이면 10이다. WetSpss-M

에서는 RCD를 $\frac{24}{\text{강수강도}}$ 로 정의하고 있다. 만약 1일 평균 강수량이 RCD보다 작으면 조정할 필요가 없다($C_{sr} = C_{wp}$). 본 연구에서의 강수강도는 기본 값인 4를 적용하였다.

연구지역의 면적에 따른 지표유출량은 월별 지표저장효과로 인해 현재의 유출량이 다음 달의 유출량에 기여함에 따라 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$Q_{(t)} = xQ_{(t-1)} + 0.001(1-x)ASR_m \quad (9)$$

여기서 x 는 지연과 관련된 인자[-]로 이전 달의 유출량의 비율을 결정하여 0~1로 나타낼 수 있다. 기본 값은 0.5이며 유출량과의 보정을 통해 조정할 수 있다. $Q_{(t-1)}$ 는 현재 유출량에 기여하는 이전달의 유출량[m³/month], A 는 면적[m²]이다. 본 연구에서는 유량 자료와의 보정을 통해 x 값을 0.4로 적용하였다.

2.2.3. 증발산(Evapotranspiration)

증발산은 지표에서의 증발과 식물에서의 기공을 통한 증산을 포함하는 것으로 WetSpss-M에서는 4개(식생 지역(Vegetated area), 나지(Bare soil), 수분 지역(Open water), 불침투성 지역(Impervious area))의 증발산량을 각각 산출한다. 먼저 식생지역에서의 증발산량은 차단으로부터 발생하는 증발과 식물에 의한 증산으로 구분할 수 있다. 증산량을 구하기 위해 아래와 같은 식을 이용하여 계산할 수 있다.

$$T_{rv} = cET_p \quad (10)$$

여기서 T_{rv} 는 잠재증산량[mm/month], c 는 식생계수[-], ET_p 는 잠재증발산량이며 [mm/month], 식생계수를 구하기 위해 다음과 같은 식을 사용할 수 있다(Abdollahi et al. 2017).

$$c = \frac{1 + \frac{\gamma}{\Delta}}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (11)$$

식 (11)에서 γ 는 건습 상수[kPa/°C], Δ 는 대기 온도에서 포화 증기압의 기울기[kPa/°C], r_c 는 표면저항[s/m], r_a 는 공기저항[s/m]이다. 위의 식들을 이용하여 잠재증산량을 구한 후, 이를 실제 증산량으로 변형시켜주기 위해 아래와 같은 식을 이용해 토지 이용과 토양의 특성을 반영할 수 있다.

$$T_v = (1 - A_1^{w/T_{rv}})T_{rv} \quad (12)$$

여기서 A_1 은 토양 유형의 모래 함량과 관련된 보정상수[-], w 는 증산에 이용할 수 있는 물로써 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$w = P_m + (\theta_{fc} - \theta_{pwp}) \times (R_d + h_t) \times 1000 \quad (13)$$

여기서 θ_{fc} 는 포장용수량의 수분함량[-], θ_{pwp} 는 영구 위조점(Wilting point)에서의 수분함량[-], R_d 는 뿌리깊이[m], h_t 는 토양의 장력 높이[m]이다.

다음으로 나지에서의 증발산량은 식생지역이 존재하지

않기 때문에 증발량만을 고려하여 다음과 같은 식을 이용하여 계산할 수 있다.

$$E_{rv} = ET_p \quad (14)$$

$$E_v = (1 - A_1^{w/E_{rv}}) E_{rv} \quad (15)$$

$$w = P_m + (\theta_{fc} - \theta_r) \times (E_d + h_r) \times 1000 \quad (16)$$

여기서 E_{rv} 는 잠재증발량[mm/month], θ_r 은 잔여수분함량[-], E_d 는 증발 깊이[m]이다. 수분 지역에서의 잠재증발산량을 실제증발산량으로 고려하였다. 또한 불침투성 지역에서의 함양량은 없기 때문에 증발량은 (강수 - 유출)로 계산하였다(Abdollahi et al. 2017).

각 서브그리드로부터 월별 증발산량은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$ET_m = a_v ET_v + a_s E_s + a_o E_o + a_i E_i \quad (17)$$

여기서 a_v, a_s, a_o, a_i 는 각각 식생 지역, 나지, 수분 지역, 불침투성 지역의 비율이고, ET_v, E_s, E_o, E_i 는 각 지역에서의 증발산량 및 증발량이다.

2.2.4. 지하수 함양(Groundwater recharge)

물수지 분석을 통해 강수에서 증발산량 및 유출량을 제외한 잔여량을 아래와 같이 지하수 함양량으로 나타낼 수 있다.

$$R_m = P_m - SR_m - ET_m \quad (18)$$

WetSpaas-M에서는 전월의 함양량에 따른 월별 기저유출을 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$Q_{b(t)} = \beta Q_{b(t-1)} + 0.001 N_m (1 - \beta) \phi R_m \quad (19)$$

여기서 β 는 함양율과 관련된 상수[-]로 이전 달의 기저

유출량의 비율에 따라 0~1로 나타낼 수 있고, $Q_{b(t-1)}$ 는 이전 달의 기저유출량[m³/month], N_m 은 해당 월의 일수, ϕ 는 현재 기저유출에 대한 함양량에 기여하는 상수로 아래와 같은 식으로 나타낼 수 있다.

$$\phi = \frac{1.15A}{k} \quad (20)$$

여기서 k 는 지연과 관련된 인자[day]이고 A 는 면적[m²]이다. 본 연구에서는 계산된 기저유출 값과의 비교할만한 자료가 없어 기저유출에 관한 평가는 제외하였다.

2.3. 입력 자료 구축

WetSpaas-M 모델의 입력 자료 유형은 크게 2가지로 래스터 유형의 ASC(아스키) 파일과 기상특성, 토지 이용 및 토양 특성을 반영한 TBL(테이블) 파일이 요구된다. 각 입력 자료는 ASC 파일의 경우, 월별 기상 자료(강수량, 기온, 풍속), 잠재증발산량, 엽면적지수(LAI, Leaf area index), 지하수위 등의 수문 자료와 수치표고모델(DEM, Digital Elevation Model), 경사도, 토지 이용도, 토양도 등의 지형 자료로 구성되어 있다. 또한 TBL 파일의 경우, 월 강수횟수, 일일 평균 강수량 등의 기상자료와 토양과 토지 이용에 따른 특성 값 등으로 구성되어 있으며, 각 입력 자료에 대한 정보는 Table 1에 정리되어 있다. WetSpaas-M 모델에는 포장용수량, 위조점에서의 수분함량, 뿌리깊이 등의 토양 및 토지이용에 따른 특성 값에 대한 참조값이 있으며, 본 연구에서는 이 자료를 참고로 우리나라의 토양과 토지이용 특성에 맞게 적용하였다(An, 2021; Table 2, Table 3). ArcGIS, QGIS, Python 프로그램을 활용하여 월별 시·공간에 대한 ASC 파일을 구축하였으며, 모든 자료의 공간해상도는 30 m이고, 공간 보간은 역거리 가중(IDW, Inverse Distance Weighted)법을

Table 1. Information of WetSpaas-M input parameters in the study

Input parameter	Period	Sources of data	Spatial reference	Remark
Climate data (Rain, Wind, Temperature)	2001-2020	(KMA) Korea Meteorological Administration	Based on 2 stations (Seosan and Boryeong)	-
Potential evapotranspiration	2001-2020	-	-	Penman-Monteith method
DEM	-	National territory information platform	-	-
Land use map	2019	EGIS (Environmental Geographic Information Service)	-	-
Soil map	2000	WAMIS (WATER resources Management Information System)	30 × 30 m	-
LAI	2001-2004	Ha et al. (2008)	-	-

Table 2. Input parameters for land use parameters in the study

Code	LUSE TYPE	VEG	Col1	Col2	Col3	Col4	Col5	Col6
110	Residential area	grass	0.3	100	0.12	0.03	0.667	212.0
120	Industrial area	grass	0.3	100	0.12	0.03	0.667	212.0
130	Commercial area	grass	0.3	100	0.12	0.03	0.667	212.0
140	Cultural and sports facilities	grass	0.3	100	0.12	0.03	0.667	212.0
150	Traffic area	grass	0.3	100	0.12	0.03	0.667	212.0
160	Public facility area	grass	0.3	100	0.12	0.03	0.667	212.0
210	Paddy field	crop	0.4	180	0.6	0.037	0.541	115.0
220	Upland field	crop	0.4	180	0.6	0.037	0.541	115.0
230	Facility cultivation	forest	0.8	150	3	0.05	0.4	54.7
240	Orchard	forest	0.8	150	3	0.05	0.4	54.7
250	Other cultivation	forest	0.8	150	3	0.05	0.4	54.7
310	Deciduous forest	forest	2	250	18	0.1	0.2	27.2
320	Coniferous forest	forest	2	500	15	0.1	0.2	28.6
330	Mixed forest	forest	2	375	16	0.1	0.2	28.1
410	Natural shrub	grass	0.6	110	2	0.05	0.4	66.3
420	Artificial shrub	grass	0.6	110	2	0.05	0.4	66.3
510	Wetland	-	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999
610	Natural bare soil	bare soil	0.5	110	1	0.04	0.5	91.8
620	Artificial bare soil	bare soil	0.5	110	1	0.04	0.5	91.8
710	River and lake	open water	0.05	110	0.001	0.02	1	426.7

***VEG** : Vegetation type; **Col1** : Rooting depth[m]; **Col2** : Minimal stomatal resistance[s/m]; **Col3** : VEG_HEIGHT[m]; **Col4** : n(Manning's roughness coefficient); **Col5** : Land factor; **Col6** : Aerodynamic Resistance[s/m] (Data were referenced from Abdollahi, 2015)

Table 3. Input parameters for soil parameters in the study

Code	Soil	Col1	Col2	Col3	Col4	Col5	Col6	Col7
1	Sandy loam and sand	0.165	0.07	0.1	0.0305	0.48	0.05	0.11
2	Clay loam and silty clay loam	0.38	0.23	0.15	0.0655	0.25	0.05	0.3
3	sandy loam	0.21	0.09	0.12	0.041	0.44	0.05	0.15
4	Sandy loam and clay	0.335	0.21	0.13	0.0655	0.33	0.05	0.26
5	Clay loam and sandy loam	0.27	0.14	0.13	0.058	0.36	0.05	0.205
6	silty clay loam and clay	0.41	0.26	0.15	0.065	0.25	0.05	0.35
7	clay loam and clay	0.395	0.26	0.14	0.0825	0.24	0.05	0.315
8	sandy loam	0.21	0.09	0.12	0.041	0.44	0.05	0.15
9	silty clay loam clay	0.41	0.26	0.15	0.065	0.25	0.05	0.35
10	Sand	0.12	0.05	0.07	0.02	0.51	0.05	0.07
11	Sandy loam and silty loam	0.25	0.095	0.16	0.028	0.42	0.05	0.18
12	silty loam and clay	0.375	0.215	0.16	0.0525	0.31	0.05	0.29
13	silty loam and silty clay	0.36	0.07	0.1	0.0305	0.48	0.05	0.11
14	sandy loam and clay loam	0.27	0.14	0.13	0.058	0.36	0.05	0.205
15	clay loam	0.33	0.19	0.14	0.075	0.27	0.05	0.26
16	Clay loam and sandy loam	0.27	0.14	0.13	0.058	0.36	0.05	0.205
17	clay loam	0.33	0.19	0.14	0.075	0.27	0.05	0.26
49	Rock	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999

***Col1** : Field capacity[-]; **Col2** : Wilting point[-]; **Col3** : PAW(Plant available water content[-]; **Col4** : Residual water content[-]; **Col5** : A1[-]; **Col6** : Bare soil evaporation depth[m]; **Col7** : Tension saturated height[m] (Data were referenced from Abdollahi, 2015)

사용하였다.

기상자료(강수량, 기온, 풍속)는 연구지역 주변에 위치한 3개(서산, 홍성, 보령)의 ASOS 중 서산, 보령의 자료를 수집·이용하였다. 홍성의 경우 기상 자료가 현저히 부족하여 자료 활용에 제약을 가지므로 서산, 보령의 관측 값을 평균하여 사용하였다. 또한, 기상 자료 중 기온은 각 관측소의 위치, 해발고도, 측정 장비의 높이 등에 영향을 받을 수 있으므로 고도에 따른 기온 감률을 고려한 공간 보간을 실시하여야 한다(Lee et al., 2010). 이에 아래의 식을 이용하여 고도 변화에 따른 기온 감률 보정을 실시하였다.

$$|T|_{avg} = 0.00688 + 0.0015 \cos(0.00172(i - 60)) \quad (21)$$

$$T = T_i \pm EL \times |T| \quad (22)$$

여기서 $|T|_{avg}$ 는 평균 기온감률이고 i 는 연중날짜(1~365)이다. T 는 보정된 기온, T_i 는 i 일의 기온, $EL[m]$ 은 관측점 해발고도이다. 각 관측소에서 측정된 기온 값을 식(21)을 이용하여 해발고도 0m에서의 기온 값으로 보정 후, 0m에서의 값을 각 그리드의 고도에 따라 기온 값을 재보정하여 고도에 따른 기온변화를 나타내었다.

풍속 자료 또한 관측소별 서로 다른 고도에서 측정된 자료이며, 일반적으로 평균 풍속은 고도가 높아질수록 증가되므로 고도에 따른 보정이 필요하다. WetSpaSS-M 모델에서는 2m 높이에서의 풍속 값을 사용하기 때문에 각 관측소별 풍속을 아래와 같은 보정식을 이용하여 지상 2m 높이에서의 풍속으로 보정하였다(Allen et al., 1998).

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{z \ln(68.7z - 5.42)} \quad (23)$$

여기서 u_2 는 2m 높이에서의 풍속이고, u_z 는 높이 z m에서의 풍속이다.

잠재증발산량은 FAO Penman-Monteith법을 적용하였으며, 국제연합식량농업기구(FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations)에서 제공하는 ETo calculator version 3.2를 사용하였다(Raes, 2012). 계산을 위해 필요한 최고온도, 최저온도, 이슬점 온도, 풍속, 일조시간 등의 자료는 앞서 언급한 기상자료와 같은 방법으로 수집하였다.

엽면적지수(LAI)는 단위 면적에 대한 잎의 면적 비율을 숫자로 나타낸 것으로 식생의 종류와 광합성량 등에 따라 달라질 수 있으며 증발 및 차단에 영향을 끼치는 중요한 변수이다. Ha et al.(2008)은 활엽수, 침엽수, 혼효림, 초지, 논, 밭, 도심지 등으로 토지이용을 구분하여 엽면적지

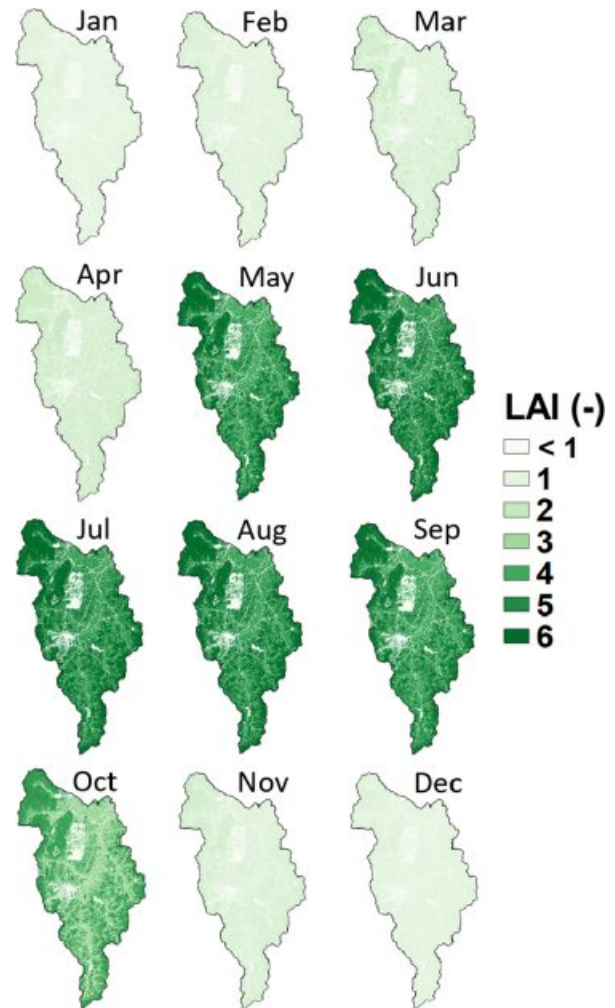


Fig. 6. Monthly distributions of LAI. The LAIs on each land use were adapted from Ha et al. (2008).

수를 평가한 바 있다. 본 연구에서는 Ha et al.(2008)의 토지이용에 따른 월별 엽면적지수를 사용하였고, 공간 분포에 따른 월별 엽면적지수는 Fig. 6과 같다. 그림을 보면 주로 봄과 여름철에 엽면적지수가 겨울에 비해 상대적으로 높고, 산림지역의 경우 엽면적지수가 도심지에 비해 높은 값을 나타내고 있는 것을 알 수 있다.

지하수위는 증발산량에 영향을 줄 수 있는 인자로서 만약 지표로부터 측정된 지하수위가 식물의 뿌리가 뻗어있는 심도보다 낮게 위치하면, 식물에 의해 증발산이 발생할 수 있다. 반면, 지하수위가 식물뿌리 깊이보다 아래에 위치하고 있다면 지하수위는 WetSpaSS-M 모델에 영향을 주지 않는다(Tilahun and Merkel, 2009). 연구지역에서는 지하수위가 대부분 지표에서 수 미터 이상 아래에 위치하고 있어, 수십 센티미터 내에 분포하는 식물뿌리보다도 아

래에 위치하고 있어 본 연구에서는 지하수위가 기여할 수 있는 증발산량의 영향이 없다고 가정하였다.

3. 결과 및 토의

3.1. 모델 보정

WetSpss-M 모델의 보정을 위해 연구지역 유역의 유출

구인 충의대교에서 관측된 유량 자료를 사용하였다. 2001~2020년의 유량자료 중 일부 결측 또는 강수량에 비해 유출량이 과다 산정되었다고 판단된 구간은 제외하고 최근 8년(2012~2019)의 유량 자료를 사용하여 보정을 수행하였다(An, 2021). Fig. 7은 계산된 유량 자료와 측정된 유량 자료를 비교한 결과로서 최근 8년 동안의 결정계수는 0.87로 나타났다. Abdollahi et al.(2017)는 Black

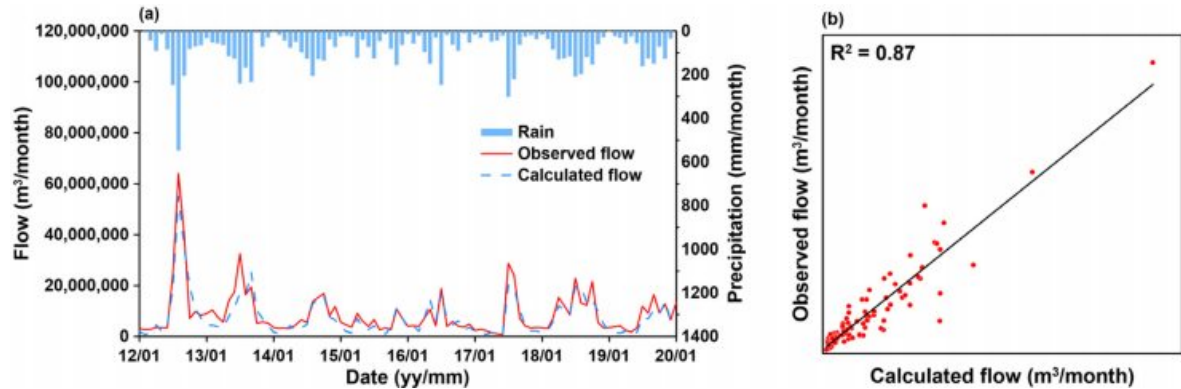


Fig. 7. (a) Temporal variation of monthly calculated stream flow and observed stream flow and (b) Correlation of monthly calculated and observed stream flow (2012~2019).

Table 4. The results of the annual water balance components (2001~2020)

Year	Precipitation (mm/year)	Interception (mm/year)	Surface Runoff (mm/year)	Evapotranspiration (mm/year)	Groundwater recharge (mm/year)	Recharge rate (%)
2001	945	116	356	338	192	19.1
2002	1420	129	672	373	280	19.2
2003	1389	145	574	384	306	21.7
2004	1279	153	497	419	245	18.7
2005	1300	136	583	352	261	19.6
2006	985	96	413	282	225	22.2
2007	1383	141	579	320	358	25.6
2008	862	124	253	270	229	26.2
2009	1078	116	424	339	244	21.7
2010	1822	134	1042	380	292	15.8
2011	1724	138	918	330	356	20.4
2012	1481	122	726	346	312	20.7
2013	1203	125	498	425	228	17.9
2014	1005	123	347	362	210	20.2
2015	801	95	221	259	246	30.0
2016	857	91	332	305	175	19.4
2017	843	101	288	234	238	27.6
2018	1282	132	549	506	165	12.2
2019	868	111	285	338	169	18.7
2020	1395	147	621	359	286	20.2
Minimum	801	91	221	234	165	12.2
Maximum	1822	153	1042	506	358	30.0
Average	1196	124 (10.1%)	509 (41.4%)	346 (28.1%)	251 (20.4%)	-

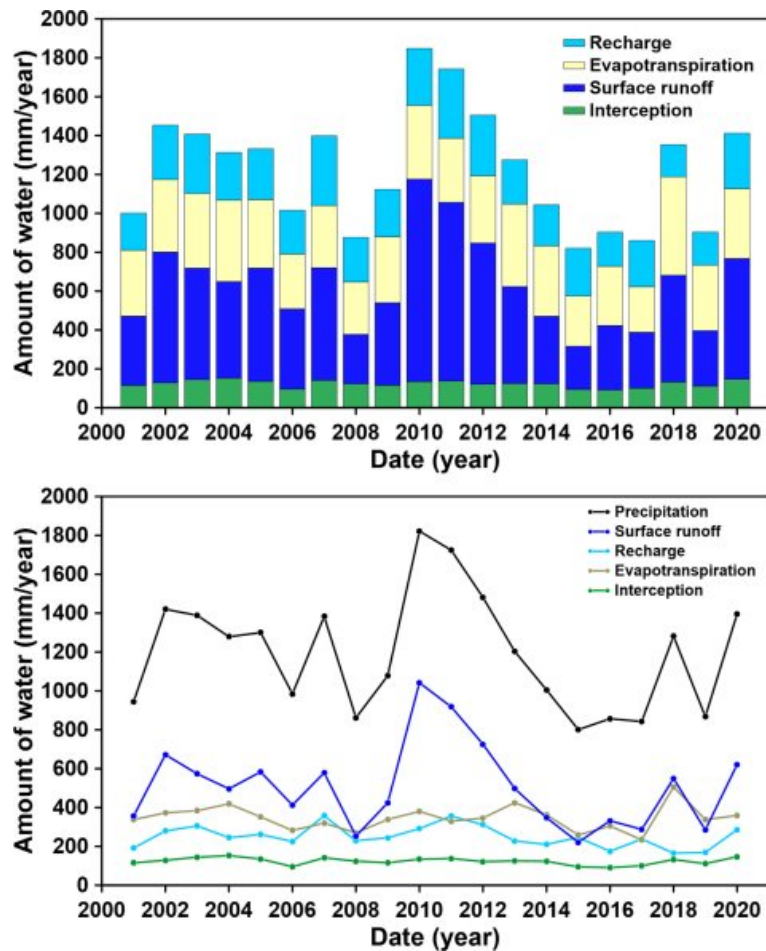


Fig. 8. The analysis results of the annual water balance (2001~2020).

Volta 유역에서 3년간의 계산된 유량 자료와 측정 자료를 비교하여 결정계수를 0.84로 보정한 바 있는데, 본 연구에서는 이보다 약간 높은 수준의 결정계수를 나타내고 있다. 이에 보정된 모델결과가 연구지역의 물수지를 평가하는 데에는 무리가 없을 것으로 판단하였다.

3.2. 연별 물수지 분석

Fig. 8과 Table 4는 2001년부터 2020년까지 20년 동안의 연도별 물수지 분석 결과이다. 연구지역의 경우 강수량에 따른 각 물수지 성분이 기여하는 비율은 차단, 지표 유출, 증발산, 함양 순으로 각각 10.1, 41.4, 28.1, 20.4%로 나타난다. 연간 강수량은 801~1822 mm로 평균 1196 mm이고, 차단량은 91~153 mm로 평균 124 mm로 분석되었다. 그리고 지표 유출량은 221~1042 mm로 평균 509 mm이고, 증발산량은 234~506 mm로 평균 346 mm로 분석되었다. 연간 지하수 함양량은 165~358 mm로 평균

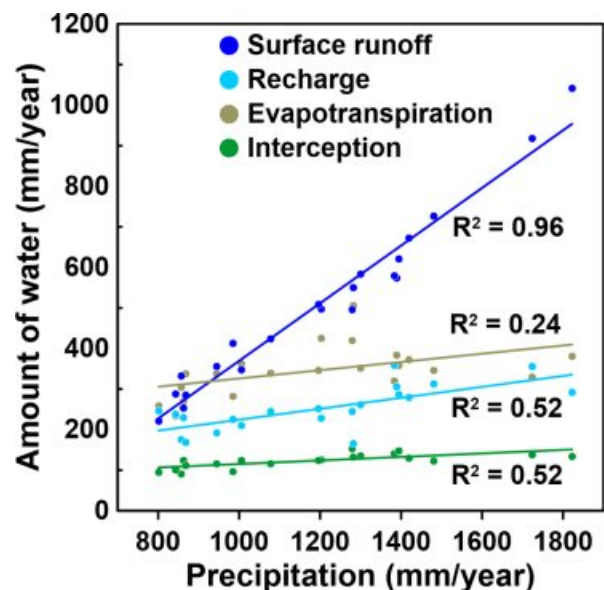


Fig. 9. Correlation between the annual precipitation and other water balance components.

251 mm이며 지하수 함양률은 12~30%로 분석되었다. Fig. 9는 강수량과 산정된 물수지 성분 사이의 상관성을 비교한 것이다. 차단량, 증발산량, 지하수 함양량의 경우 강수량과의 결정계수는 각각 0.52, 0.24, 0.52로 강수량과의 상관성은 미미했다. 반면에 지표 유출량의 경우 결정계수는 0.96으로 강수량과의 상관성이 가장 높게 분석되었다. 이에 따라 지표 유출량의 변동성은 강수량에 직접적으로 영향을 받는 것으로 평가됨을 알 수 있다.

다른 지역에 대하여 수행된 기존의 물수지 분석 연구결과들을 살펴보면(Kim et al., 2016; Lee et al., 2018; Shin et al., 2016), 강수량 대비 지표 유출률은 약 22~65%이고 증발산량 비율은 강수량 대비 약 35~40%로 지표 유출률에 비해 비교적 일정한 범위를 나타내었다. 본 연구에서 산정된 차단량의 경우, 결국 증발에 기여하기에 최종 증발산량은 470 mm(39.2%)로 산정되었으며, 다른 지역에서 산정된 증발산량 값과 유사한 결과를 나타내고 있다. 증발산량 비율의 경우, 우리나라의 비슷한 기후특성에 의한 결과로 여겨지는 반면, 지표 유출량 비율의 경우 토지이용, 토양특성 및 경사 등의 연구지역의 지형적 환경에 따라 매우 다양한 결과가 산정된 것으로 판단된다.

3.3. 월별 물수지 분석

Fig. 10은 2001년부터 2020년까지의 월별 물수지 분석

결과를 나타낸 것이다. 그림을 보면 월별 물수지 분석 결과는 강수량, 기온, 엽면적지수 및 풍속 등의 기후 조건에 따라 각각 다르게 분석되었다. 대체로 강수와 비교할 때, 가장 많은 양을 차지하는 물수지 요소는 지표 유출량이지만 때때로 증발산량이 가장 많은 양을 차지하기도 한다. 예를 들면 Fig. 10의 2002년 7~8월은 지표유출량이 월등히 높지만 2004년 8월은 증발산량의 비율이 가장 높다. 이처럼 월별 다양한 기상 특성에 따라 물수지 분석 결과 또한 매우 다양하게 나타난다. 2016년도 7월과 2018년도 7월의 경우를 비교하면, 서로 비슷한 강수량을 보이지만, 그 외 기상요소의 큰 차이가 없음에도 불구하고 지하수 함양량의 차이가 나타나는데, 이는 WetSpass-M 모델에서 고려하는 강수강도에 기인된 것으로 2016년과 2018년의 7월의 월 강수횟수는 각각 16과 8이다. 즉, 같은 양의 강수일지라도 강수의 강도에 따라서 지하수 함양에 미치는 영향이 다를 수 있다. 이와 같은 결과는 향후 기후변화에 있어, 단순히 강수량 증가가 지하수 함양량 증가에 영향을 끼치는 것이 아니며, 강수 강도가 중요한 변수임을 시사해 주고 있다.

Table 5는 2001~2020년 동안의 월평균 물수지 분석 결과를 나타낸 것이고, Fig. 11은 월 평균 기온 및 월 평균 강수량과 수문요소별 월별 변동을 박스 플롯으로 나타낸 것이다. 월별 평균 기온은 8월에 26°C로 가장 높았

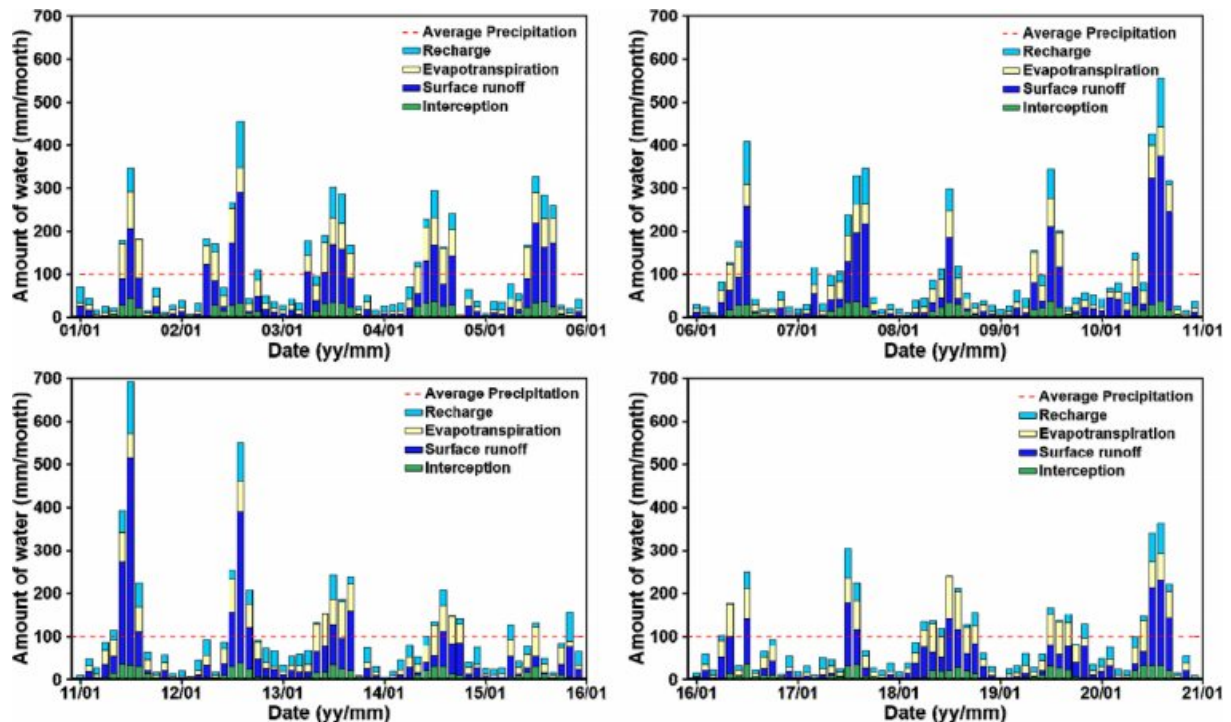


Fig. 10. The analysis results of the monthly water balance in the study site (2001~2020).

Table 5. The results of the mean monthly water balance components (2001~2020)

Months	Precipitation (mm/month)	Interception (mm/month)	Surface Runoff (mm/month)	Evapotranspiration (mm/month)	Groundwater recharge (mm/month)	Recharge rate (%)
Jan.	24	1	6	5	12	51
Feb.	34	1	11	9	14	45
Mar.	40	1	11	10	18	49
Apr.	78	2	31	23	24	37
May	90	15	28	40	13	20
Jun.	125	20	44	48	17	17
Jul.	296	32	152	69	47	15
Aug.	233	27	111	61	39	17
Sep.	136	15	66	39	19	19
Oct.	53	6	18	21	11	27
Nov.	52	2	19	13	19	40
Dec.	36	1	11	8	17	47

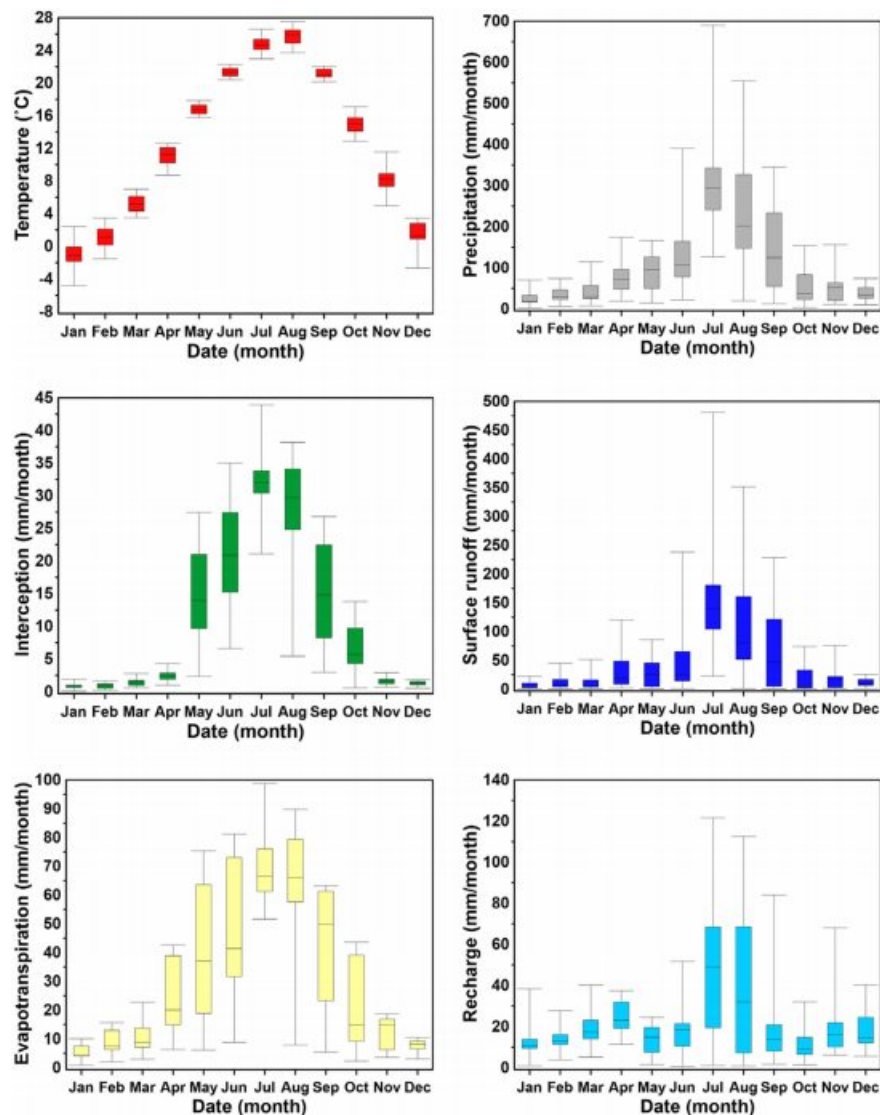


Fig. 11. Monthly variations of each water balance component (2001~2020).

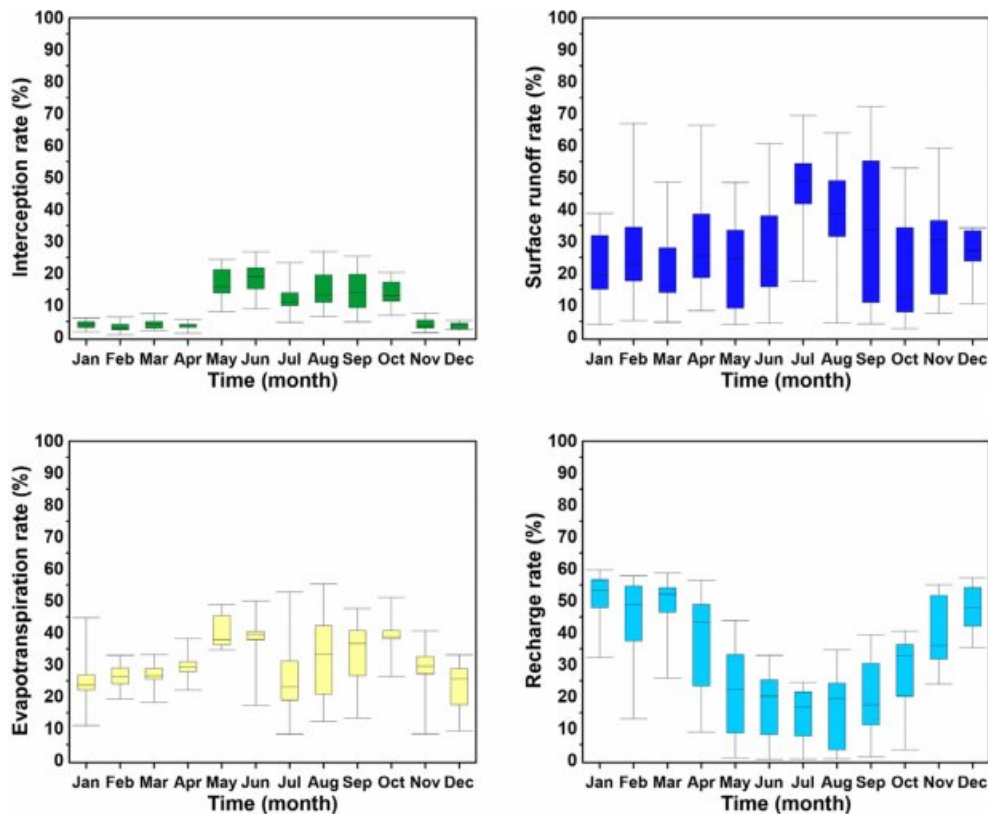


Fig. 12. Monthly ratios of each water balance component (2001~2020).

고 1월에 -1°C 로 가장 낮았다. 월평균 강수량은 7월에 296 mm로 가장 높았고, 1월에 24 mm로 가장 낮았다. 또한 7월의 경우 127~690 mm로 강수의 변동성이 가장 컸다. 차단률의 경우 월별 평균 차단률은 7월에 32 mm로 최댓값, 1월에 평균 0.8 mm로 최솟값을 나타냈다. 또한 여름철(6~8월) 전후로 5~10월에 차단률의 변동성이 두드러지게 나타났고, 그 중에서도 8월에 5~38 mm로 가장 큰 변동성을 나타내는 것으로 분석되었다. 다만, 11~4월의 경우에는 상대적으로 미비한 변동성을 보였다. 이는 기온과 같은 기상인자 및 LAI의 다양성에 기인한 것으로 봄에 앞서 피고 겨울에 앞서 지는 우리나라의 계절적 특징이 반영되었다. 지표 유출의 경우 월별 평균 지표 유출량은 7월에 152 mm로 최댓값, 1월에 6 mm로 최솟값을 보였고, 7월에 23~481 mm로 가장 큰 변동성이 나타났다. 증발산량의 경우, 월별 평균 증발산량은 7월에 69 mm로 최댓값, 1월에 평균 5 mm로 최솟값을 보였고, 8월에 8~90 mm로 가장 큰 변동성이 나타난다. 지하수 함양률의 경우 7, 8월의 함양률이 다른 월들의 함양률보다 상대적으로 많고, 7월에 47 mm로 최댓값, 10월에 11 mm로 최솟값을 보였

고, 7월에 1~122 mm로 가장 큰 변동성을 나타낸다. 전체적으로 차단률과 증발산량은 기온의 형태와 유사하며, 지표 유출 및 지하수 함양률은 강수량과 유사하게 나타났다.

Fig. 12는 물수지 분석 비율에 대한 월별 변동을 박스 플롯으로 나타낸 것이다. 차단율은 5~10월과 11~4월의 차이가 뚜렷하며 여름철에는 최대 18%까지 차단율이 증가하는 것으로 나타난다. 지표 유출률과 증발산율은 Fig. 11에서의 양적인 측면에서는 월별 차이가 뚜렷하게 나타나지만 비율적인 측면에서는 월별 뚜렷한 차이는 나타나지 않는다. 함양률의 경우 Fig. 11의 함양률과는 상이한 것을 보이는데, 이는 겨울철의 적은 강수량과 낮은 기온의 영향으로 지표 유출 및 증발산량이 현저히 작기 때문에 상대적으로 큰 함양률로 반영되었다. 반대로 여름철에는 지표 유출 및 증발산량이 크기 때문에 상대적으로 낮은 지하수 함양률로 나타난다.

3.4. 공간분포에 따른 물수지 분석

Fig. 13은 월별에 따른 각각의 물수지 성분들의 분포의 변화를 파악하기 위해 2020년의 월별 물수지 분석 결과

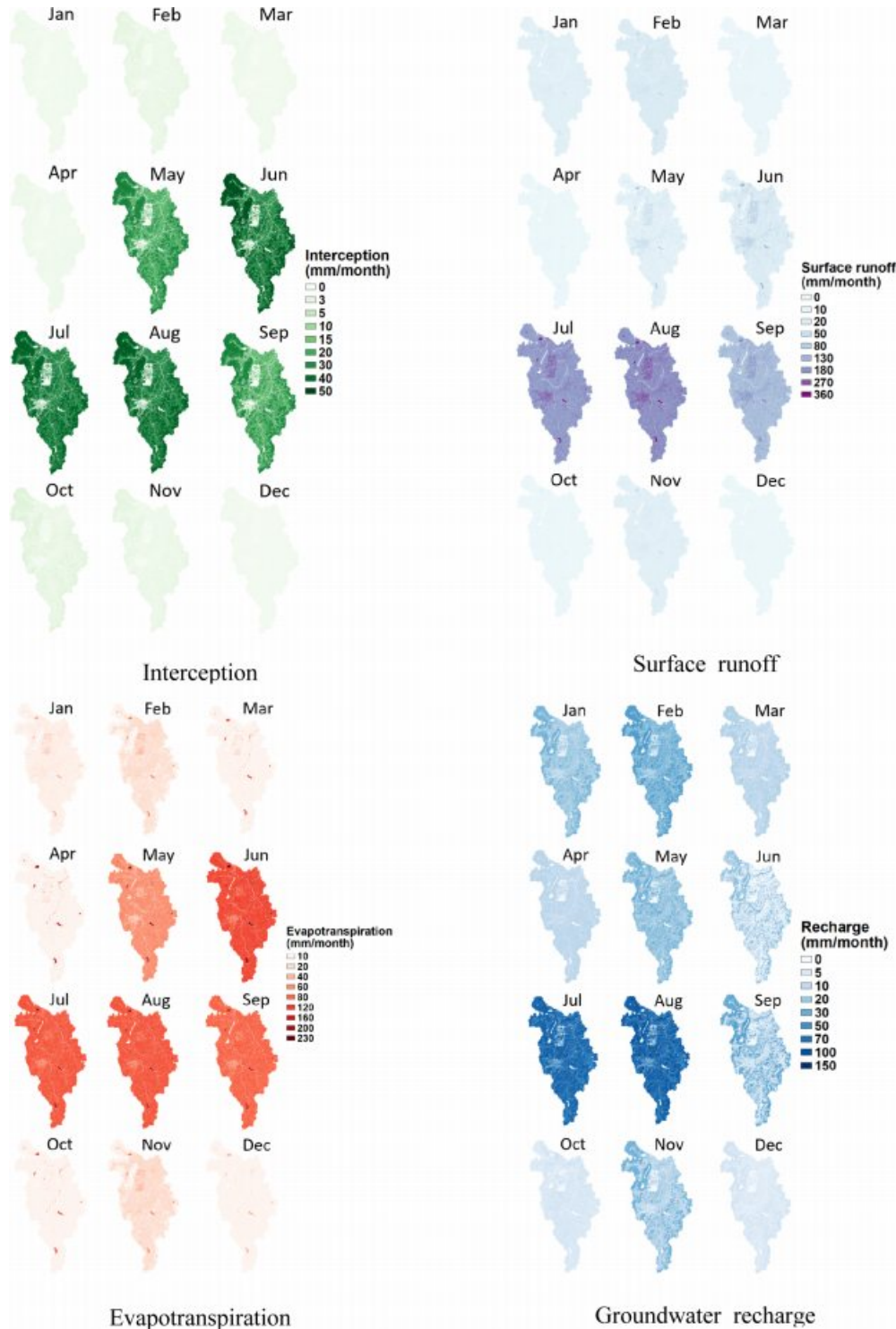


Fig. 13. Monthly spatial distribution of each water balance component in 2020.

를 공간적으로 나타낸 그림이다. 이들 물수지 성분들의 분포는 토지 이용에 따른 차이가 분명히 드러나는데, 차단량의 경우 5월부터 급격하게 증가하며 산림 지역에서 가

장 큰 값을 보여준다. 반면, 도심지, 나지지역 및 하천의 경우 차단량이 거의 0에 근접하게 나타났다. 지표유출량은 7~8월에 큰 값을 보이며, 특히 산지보다 도심지에서의

지표 유출량이 더 크게 나타났다. 이는 도심지의 불침투성 특징이 잘 반영된 것으로 판단된다. 증발산량의 경우, 수역에서 가장 우세하고, 식생이 없는 도심지에서는 비교적 적게 나타났다. 지하수 함양량은 산지에서 가장 우세하고, 도심지에서의 함양량은 거의 나타나지 않았다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 물수지 분석을 통해 충남 삽교천 상류유역에서의 연별 및 월별 지하수 함양량을 산정하고자 하였다. 물수지 분석법 중에서 월별 단위의 평가가 가능하고 연구지역을 보다 상세히 모사할 수 있는 WetSpa-M 모델을 연구지역에 적용하였으며, 입력 자료를 구축하기 위해 ArcGIS, QGIS 및 Python을 연계하여 사용하였다. 또한 산정된 결과는 유역 유출구인 충의대교에서 측정된 하천 유량 자료를 통해 보정하였다.

2001~2020년 동안 연구 지역의 연별 물수지 분석 결과, 평균 차단량은 124 mm로 강수량 대비 약 10.1%, 평균 지표 유출량은 509 mm로 강수량 대비 약 41.4%, 평균 증발산량은 346 mm로 강수량 대비 약 28.1%, 지하수 함양량은 251 mm로 강수량 대비 약 20.4%로 분석 되었다. 월별 물수지 분석 결과는 해마다 월별 변동성이 매우 다양하게 나타났는데, 20년 동안의 월별 평균 차단량은 1~32 mm, 지표 유출량은 6~152 mm, 증발산량은 5~69 mm, 함양량은 11~47 mm로 시기에 따른 다양성이 나타났고, 함양량은 주로 여름철에 최댓값, 겨울철에 최솟값을 나타냈다. 물수지 성분들의 강수량 대비 비율은 차단량은 3~18%, 지표 유출량은 21~46%, 증발산량은 24~40%, 지하수 함양량은 15~51%로 지하수 함양률의 경우, 지하수 함양량의 패턴과는 다르게 여름철에 최솟값, 겨울철에 최댓값을 나타냈다. 이는 우리나라의 기후적 특징이 반영된 것으로 강수량이 많고 온도가 높은 여름의 경우, 지표 유출 및 증발산량의 값이 높아 상대적으로 지하수 함양률이 낮고, 강수량이 적고 온도가 낮은 겨울철에는 지표 유출량 및 증발산량은 현저히 적기 때문에 실제 지하수 함양량과는 관계없이 상대적으로 높은 지하수 함양률이 나타날 수 있다. 또한 1~12월 중에서 7월의 경우, 지하수 함양량 편차가 가장 큰 것으로 나타나는데, 강수횟수, 강수강도에 의해서도 영향을 받으므로, 지하수 함양량은 강수의 양적인 측면뿐만 아니라 강수 강도를 고려한 강수의 질적인 측면에 따라 매우 다양하게 나타날 수 있음을 보여준다. 더불어 토지이용에 따라 공간적인 물수지 분석 결과 또한 다양하게 나타났다.

본 연구를 통해 WetSpa-M이 월별 지하수 함양량 산정에 성공적으로 활용될 수 있음을 확인하였으며, 향후 기후변화와 식생의 변화를 포함하는 생태를 고려한 연구에도 활용될 수 있을 것으로 기대한다. 그리고 물수지 분석 결과, 연구지역의 지하수 함양량은 월별로 그 편차가 매우 크게 나타나므로, 시기별로 강수량의 차이가 큰 우리나라 기후 특성을 반영하여 연도별 지하수 함양량에 근거한 지하수 관리가 아닌 월별 지하수 함양량 평가와 같이 보다 상세한 시간단위에서 산정된 결과를 지하수 관리에 활용해야 할 것이다. 또한 물수지 모델에서 필요로 하는 입력 자료들의 신뢰도 향상, 수학적 모델의 검증 등 지속적인 연구개발도 필요하다.

사 사

본 연구는 환경부의 2021년 수요대응형 물공급 서비스 사업의 지원으로 수행되었습니다.

References

- Abdollahi, K., 2015, Basin scale water balance modeling for variable hydrological regimes and temporal scales, Ph.D. Vrije Universiteit Brussel, Belgium.
- Abdollahi, K., Bashir, I., Verbeiren, B., Harouna, M.R., Van Griensven, A., Huysmans, M., and Batelaan, O., 2017, A distributed monthly water balance model, formulation and application on Black Volta Basin, *Environ. Earth Sci.*, **76**(5), 1-18.
- Allen, R., Pereira, L.A., Raes, D., and Smith, M., 1998, Crop evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Rome, Italy. 300p.
- An, H.W., 2021, Estimation of Groundwater recharge using WetSpa-M model in Sapgyo-cheon upstream basin, M.D. University of science and technology, Korea.
- Arnold, J.G., Muttiah, R.S., Srinivasan, R., and Allen, P.M., 2000, Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the upper mississippi river basin, *J. Hydrol.*, **227**(1), 21-40.
- Ashaolu, E.D., Olorunfemi, J.F., Ifabiyi, I.P., Abdollahi, K., and Batelaan, O., 2020, Spatial and temporal recharge estimation of the basement complex in Nigeria, West Africa, *J. Hydrol.*, **27**, 1-19.
- Batelaan, O. and De Smedt, F., 2001, WetSpa, a flexible, GIS based, distributed recharge methodology for regional groundwater modelling, *IAHS Publication*, **269**, 11-18.
- Batelaan, O. and De Smedt, F., 2007, GIS-based recharge esti-

- mation by coupling surface-subsurface water balances, *J. Hydrol.*, **337**(3-4), 337-355.
- Chung, I.M., Park, S.H., Lee, J.E., and Kim, M.G., 2018, Estimation of distributed groundwater recharge in Jangseong district by using integrated hydrologic model, *J. Korean Soc. Civ. Eng.*, **38**(4), 517-526.
- De Groen, M.M. and Savenije, H.H.G., 2006, A monthly interception equation based on the statistical characteristics of daily rainfall, *Water Resour. Res.*, **42**(12), 1-10.
- Environmental Geographic Information Service (EGIS), 2021, land use map (2019), <http://egis.me.go.kr> (Cited 7 January 2021).
- Gwak, Y.S., Cho, J.P., Jung, I.G., Kim, D.W., and Jang, S.M., 2018, Projection of future changes in drought characteristics in Korea peninsula using effective drought index, *J. Climate Change Res.*, **9**(1), 31-45.
- Ha, K.C., Park, C.H., Kim, S.H., Shin, E., and Lee, E.H., 2021, Groundwater recharge evaluation on Yangok-ri area of Hongseong using a distributed hydrologic model (VELAS), *Econ. Environ. Geol.*, **54**(2), 161-176.
- Ha, R., Shin, H.J., Park, G.A., and Kim, S.J., 2008, Assessment of MODIS Leaf Area Index (LAI) Influence on the Penman-Monteith Evapotranspiration Estimation of SLURP Model, *Korea Water Resour. Assoc.*, 1087-1091.
- IPCC, 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds)]. IPCC, Geneva, Switzerland 151 p.
- Jyrkama, M.I. and Sykes, J.F., 2007, The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario), *J. Hydrol.*, **338**(3-4), 237-250.
- Kim, N.W., Chung, I.M., Won, Y.S., Lee, J.W., and Lee, B.J., 2006, The estimation of groundwater recharge with spatial-temporal variability at the musimcheon catchment, *J. Soil Groundwater Environ.*, **11**(5), 9-19.
- Korea Meteorological Administration(KMA), 2021, Climate data(1981~2020), <http://data.kma.go.kr> (Cited 7 January 2021).
- Korea Meteorological Administration (KMA), 2018, Analysis of Korean Peninsula Climate Change Prospect, 172p.
- Lee, J.H., Jun, S.W., Lee, M.J., and Hong, H.J., 2010, Coupled Model Development between Groundwater Recharge Quantity and Climate Change in River Watershed II, Green Growth Research 2010-18, Korea Environment Institute, 149p.
- Lee, J.W., Jung, C.G., Kim, D.R., and Kim, S.J., 2018, Assessment of future climate change impact on groundwater level behavior in Geum river basin using SWAT, *J. Korea Water Resour. Assoc.*, **51**(3), 247-261.
- Mair, A., Hagedorn, B., Tillery, S., El-Kadi, A.I., Westenbroek, S., Ha, K.C., and Koh, G.W., 2013, Temporal and spatial variability of groundwater recharge on Jeju Island, Korea, *J. Hydrol.*, **501**, 213-226.
- Meyboom, P., 1961, Estimating groundwater recharge from stream hydrology, *J. Geophys. Res.*, **66**(4), 1203-1214.
- Merz R., Blöschl, G., and Parajka, J., 2006, Spatio-temporal variability of event runoff coefficients, *J. Hydrol.*, **331**(3), 591-604.
- Ministry of Environment(ME) and Korea Water Resources Corporation(K-water), 2018, Groundwater annual report 2018, 662p.
- Ministry of Land, Infrastructure and Transport(MOLIT), 2017, Master plan for management of groundwater, 395p.
- National territory information platform, 2021, elevation data, <http://map.ngii.go.kr> (Cited 7 January 2021).
- NURP US EPA, 1983, Results of the Nationwide Urban Runoff Program. Vol 1-Final report. Water Planning Division, NTIS PB84-18552, Washington DC.
- Park, C.H., Seo, J.A., Lee, J.J., Ha, K.C., and Koo, M.H., 2014, A distributed water balance approach to groundwater recharge estimation for Jeju volcanic island, *Korea, Geosci. J.*, **18**(2), 193-207.
- Pistocchi, A., Bouraoui, F., and Bittelli, M., 2008, A simplified parameterization of the monthly topsoil water budget, *Water Resour. Res.*, **44**(12), 1-21.
- Raes, D., 2012, Reference Manual, ETO Calculator, Version 3.2. Food and Agriculture Organization of the United Nations Land and Water Division, Rome, Italy. 36p.
- Schroeder, P.R., Cheryl, M.L., and Paul, A.Z., 1994, The hydrologic evaluation of landfill performance (HELP) model, user's guide for version 3, environmental protection Agency Office of Research and Development, 84p.
- Shin, E., Koh, E.H., Ha, K.C., Lee, E.H., and Lee, K.K., 2016, Impact of Climate Change on the Groundwater Recharge and Groundwater Level Variations in Pyoseon Watershed of Jeju Island, Korea, *J. Soil Groundwater Environ.*, **21**(6), 22-35.
- Shrestha, S., Bach, T.V., and Pandey, V.P., 2016, Climate change impacts on groundwater resources in Mekong Delta under representative concentration pathways (RCPs) scenarios, *Environ. Sci. Policy*, **61**, 1-13.
- Soleimani-Motlagh, M., Ghasemieh, H., Talebi, A., Abdollahi, K., and Dragoni, W., 2020, Groundwater budget deficit caused by drought and overexploitation, *Water Supply*, **20**(2), 621-632.
- Sutanto, S.J., Wenninger, J., Coenders-Gerrits, A.M.J., and Uhlenbrook, S., 2012, Partitioning of evaporation into transpiration, soil evaporation and interception: a comparison between

isotope measurements and a HYDRUS-1D model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**(8), 2605-2616.

Theis, C.W., 1937, Amount of groundwater recharge in the southern high plains, Transaction, American Geophysical Union **18**, 564-568.

Tilahun, K. and Merkel, B.J., 2009, Estimation of groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model in Dire Dawa, Ethiopia. *Hydrogeol. J.*, **17**, 1443-1457.

WATER Resources Management Information System(WAMIS), 2021, Soil map(2000), <http://www.wamis.go.kr> (Cited 7 January 2021).

Westenbroek, S.M., Kelson, V.A., Dripps, W.R., Hunt, R.J., and Bradbury, K.R., 2010, SWB-A modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance code for estimating groundwater recharge, Techniques and Methods, 52p.

Wu, J., Zhang, R., and Yang, J, 1996, Analysis of rainfall-recharge relationships, *J. Hydrol.*, **177**(1), 143-160.