한국환경과학회지 제20권(제9호), 1165~1182, 2011 http://dx.doi.org/10.5322/JES.2011.20.9.1165
*Journal of the Environmental Sciences*

# 물 수지 방법과 라돈 물질수지 방법을 이용한 일광유역의 해저용출수 평가

곽용석 · 김상현* · 이용우[1,2] · 함세영[3] · 김인수[3] · 김부근[1]

부산대학교 환경공학과, [1]부산대학교 해양시스템과학과, [2]해양환경관리공단 기후 · 수질팀,
[3]부산대학교 지질환경과학과

(2011년 6월 30일 접수; 2011년 7월 29일 수정; 2011년 8월 11일 채택)

# Estimation of Submarine Groundwater Discharge in Il-Gwang Watershed Using Water Budget Analysis and Rn Mass Balance

Yong-Seok Gwak, Sang-Hyun Kim*, Yong-Woo Lee[1,2], Se-Yeung Hamm[3], In-Soo Kim[3], Boo-Keun Khim[1]

*Department of Environmental Engineering, Pusan National University, Busan 609-735, Korea*
*[1]Department of Oceanography, Pusan National University, Busan 609-735, Korea*
*[2]Climate & Marine Environment Team, Korea Marine Environment Management Corporation, Seoul 135-870, Korea*
*[3]Department of Geological Sciences, Pusan National University, Busan 609-735, Korea*

(Manuscript received 30 June, 2011; revised 29 July, 2011; accepted 11 August, 2011)

**Abstract**

The evaluation of potential submarine groundwater is an important research topic for exploring an alternative water resource. Two different approaches, water budget analysis and Rn mass balance method, were employed to investigate the annual variation of submarine groundwater discharge in 2010 at a marine watershed located at the south-eastern part of Korean Peninsula. In order to obtain reliable hydrological data during study period, temporal and spatial variations of rainfall and soil moisture had been collected and hydro-meterological data such as temperature, humidity and wind speed were collected The runoff response was simulated using SCS-CN method with spatial distributions of landuse and soil texture from GIS analysis. Six different methods were used to estimate the monthly variation of evapotranspiration and field measurements of soil moisture were used to account for the infiltration. Comparisons of infiltration and surface runoff between simulation and water balance with measurements showed coincidence. The water budget analysis and Rn mass balance method provide mean daily submarine groundwater as 5.35 and 4.07 $m^3$/m/day in 2010, respectively.

**Key Words :** Submarine Groundwater Discharge, Water budget, SCS-CN, Soil moisture, Radon, Evapotranspiration

## 1. 서 론

가용 수자원의 주공급원인 우리나라의 연평균 강우량은 1300 mm으로 세계 평균보다 1.3배 정도 높지만, 유로연장이 짧고, 하상경사가 급한 하천 환경조건은 지속적인 수자원의 확보와 관리에 불리한 여건이다. 우리나라 2001년 수자원 장기종합계획보고서의 물수지 분석보고에 의하면, 2020년에는 26억 톤의 물 부족이 예상되고 있다(건설교통부, 2001). 지속적으로 이용 가능한 신규의 수자원을 확보하기위해 여러 방안들이 검토 중이고, 그 중 하나로 해저용출수

*Corresponding author : Sang-Hyun Kim, Department of Environmental Engineering, Pusan National University, Busan 609- 735, Korea
Phone: +82-51-510-2479
E-mail: kimsangh@pusan.ac.kr

(SGD, Submarine Groundwater Discharge)개발 연구가 이뤄지고 있다. 특히 해저용출수의 산출 및 부존량 산정에 대한 연구는 해저용출수 개발의 유용성 검토 단계에서 중요한 주제이다.

해저용출수 평가를 하는 방법은 크게 3가지로 구분된다(McCoy 등 2009). 첫 번째로 seepage meter를 이용하여 해저면에서 직접 측정하는 방법이다(Lee, 1977). 이는 다른 방법들에 비해 상대적으로 간단하고, 비용이 적게 들고, 작은 공간 스케일에서 정확한 결과를 제공한다. 그러나 이 방법의 한계점은 생물교란효과(bioturbation effects)(Martin 등 2004), 토류사의 불균질성(sediment heterogeneity)(Zimmermann, 1991) 그리고 seepage meter 표면을 따라 흐르는 해수흐름(Libelo와 MacIntyre, 1994)때문에 오차의 원인을 포함하고 있다. 두 번째로는 라듐(Ra), 라돈(Rn)과 같은 지화학적 추적자(geochemical tracer)를 이용한 방법들이 많이 이용되고 있다. 자연 방사성 동위원소인 라듐과 라돈은 해안 해수에 비해 지하수중 농도가 100~1000배 정도로 높고 해수 중에 보존적인 거동을 보이므로 넓은 공간 규모에서 해저용출수 유출량을 추정하는데 유용한 도구로써 이용되고 있다. 특히 라돈(Rn) 추적자를 이용한 방법이 널리 이용되고 있다(Hwang 등, 2005; Kim 등, 2010a, b; Santos 등, 2010). 지화학 추적자를 이용한 방법은 해저 용출수량을 추정하는데 유용한 도구이지만, 해저용출수의 근원(담지하수, 재순환되는 해수)을 구별하기가 어렵고, 수문 과정과의 연계설명에 한계가 존재한다. 세 번째로는 수문지질학적 모델을 이용한 방법으로 다양한 환경조건에서 해변가의 대수층에서의 지표하 흐름을 이해하는데 매우 유용하지만(Thompson 등, 2007), 이용할 수 있는 자료들(지표하의 수리학적 수두, 대수층의 투수율 등 여러 변수들)의 불확실성으로 인해 분석결과의 신뢰성이 떨어진다. McCoy 등(2009)은 앞의 세 가지 방법을 통한 해저용출수량을 비교 평가하였는데, 다른 방법들에 비해 수치적 모델방법들을 통한 해저용출수 값이 다른 방법들에 비해 대체적으로 낮았다. 이는 수치적인 모델을 통한 결과들은 실험적인 방법과의 직접적인 비교가 곤란하고, 지화학적 추적자 방법 및 직접측정과 같은 다른 방법과 반드시 병행하여야 한다는 것을 의미한다. 해저용출수의 개발 및 관리라는 측면에서 정량적 평가는 매우 중요한 부분이며, 수문기상학적 자료가 불충분한 지역인 경우, 간단한 물 수지 접근방법을 이용한 해저용출수 유출량을 평가하는 것이 유용하다(Burnett 등, 2006).

본 연구에서는 부산광역시의 일광천 유역의 해저용출수량을 수문학적 물수지방법과 라돈물질수지 분석방법을 이용하여 비교 평가하였다. 구체적인 연구목적으로는 (1) 2010년의 긴 시간(일 년 또는 6개월) 동안에 해저용출수량 변화를 평가하고, (2) 수문학적 접근 관점에서 수문요소들의 변화에 따른 유역내의 해저용출수 거동 그리고 (3) 라돈(Rn)분석에 의한 해저용출수량과 비교하여 대상유역의 해저용출수의 잠재량을 평가하고자 한다.

## 2. 대상지역과 해저용출수의 범위

### 2.1. 연구대상유역

연구대상유역은 부산광역시 기장군 일광면에 위치한 일광 유역으로 선정하였다(Fig. 1). 지질 구조는 중생대 백악기의 경상누층군에 속하며, 이천리층이 일광면의 전역에 넓게 분포되어 있다. 연평균 강우량은 약 1320 mm(2004년~2008년, 기상청), 유역면적은 19.24 $km^2$, 유로연장은 8.17 km(한국수자원공사) 그리고 유역 평균 경사는 15℃이다. 토양종류는 미 농무성(USDA)의 토양삼각도표기준으로 미사질 양토(silty loam)와 양토(loam)로 주로 구성된다.

물 수지방법을 이용하기 위한 필요한 기상자료는 일광면 기상청에서 강우(10 min), 대기온도(1 시간), 풍속자료(1 시간), 기장 관측소로부터 약 23 km 떨어진 부산시 대청동 관측소에서 팬 증발(일일), 습도(1 시간당)자료들을 얻었다. 유출분석과 관련해 일광만 유역내의 유출량자료가 없기 때문에 미 계측유역에서의 유출평가방법으로 SCS 방법을 이용한 유출결과를 이용하였다. 또한 유역내의 저류량의 변화($\triangle S$) 및 토양 침투수량을 알기 위해 2010년 6월 12일부터 2010년 12월 31일까지 상부, 중부, 하부의 유역에서 각각 5지점의 토양수분을 약 6개월 동안 관측하였다.

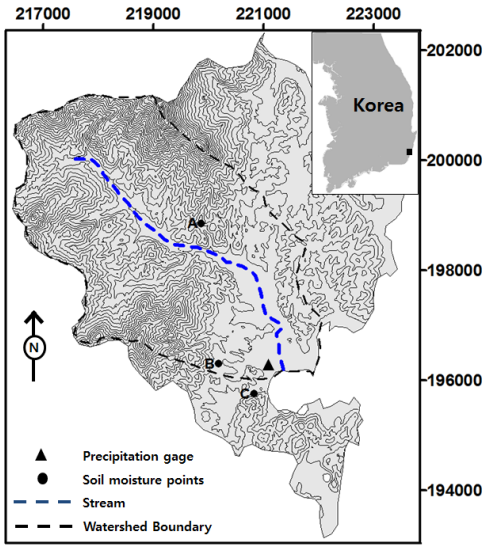



**Fig. 1.** The study area of Il-Gwang watershed and soil moisture monitoring points.

### 2.2. 해저용출수(Submarine Groundwater Discharge: SGD)

해저용출수의 정의는 여러 연구자들에 의해 제시되고 있으며, Johannes(1980)는 지하수면과 해수면 사이의 차이에 의해서 발생하는 수리학적 구배에 의해 일어나는 바다로 향하는 지하수 흐름이라고 정의하였다. Burnett 등(2003, 2006)은 흐름을 유발시키는 힘(driving force)이나 물 구성성분에 관계없이 해저면을 따라서 통해 흐르는 모든 물의 흐름이라고 정의하였다. 해저용출수의 요소는 Fig. 2와 같이 크게 4가지로 분류하였다(Moore, 2010). 1)

수리학적 수두차이(hydraulic head)에 의한 바다로 바로 향하는 담수(freshwater) 2) 파도(wave setup)와 조류펌핑(tidal pumping)에 의해 재순환하는 해수(re-circulating seawater) 3) 1)과 2)의 상호작용 4) 담수와 해수의 경계면(subterranean estuary, Moore, 1999)에서의 일어나는 생지화학적 순환으로 구성된다. 여기서 간단한 수문학적 모델에서는 조류펌핑과 해저면(seafloor)에서 불균질한 분산 그리고 해수의 순환에 의한 영향을 고려하지 않는다(Burnett 등, 2006). 따라서 해저용출수의 구성요소 중 대수층을 통해 수리학적 구배에 의한 바다로 빠져나가는 담수(freshwater)로 범위를 한정하였다.

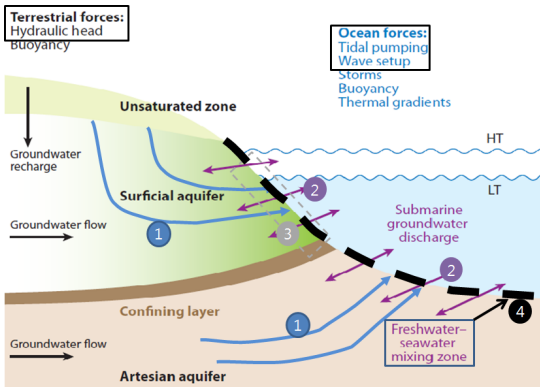



**Fig. 2.** Schematic diagram of processes and compositions of SGD.

## 3. 방법론

### 3.1. 물 수지 분석을 통한 해저용출수의 평가

미계측 유역에서의 해저용출수의 정량적인 평가를 위한 물 수지 방법은 다른 여러 지화학적 방법을 이용하기 이전에 우선적으로 수행하는 평가항목이다(Burnett 등, 2006). 물 수지방법은 많은 연구자들에 의해 선행연구가 되었다(Muir, 1968; Allen, 1976; Sekulic과 Vertacnik, 1996). 물 수지방법은 임의의 시간 $t$ 동안 어떤 한 유역에서 이루어지는 식(1)과 같은 물질수지식(mass balance)을 기초로 한다.

$$P+G_{\in}-(Q+ET+G_{out})=\triangle S \quad (1)$$

여기서, 어떤 유역경계로부터의 들어오는 부분은 강우($P$)와 외부유역경계로부터의 지하수유입($G_{in}$)이고, 나가는 부분은 증발산($ET$)와 유출($Q$) 그리고 바다로 빠져나가는 지하수($G_{out}$)로 해저용출수에 해당된다. 그리고 유역 경계 내에서의 저장량의 변화($\triangle S$)로 구성된다. 지하수 흐름은 중력에 의해 유도되면, 외부 지하수 유입($G_{\in}$)은 무시되어, 식(2)과 같이 나타낼 수 있다.

$$P=Q+ET+G_{out}+\triangle S \quad (2)$$

만약 긴 시간동안의 각 항을 평균적으로 판단할 경

우, 저장량의 변화는 무시될 수 있으며($\approx$0), 식(2)는 식(3)과 같이 간단해진다.

$$\overline{P} = \overline{Q} + \overline{ET} + \overline{G_{out}} \tag{3}$$

### 3.2. 실증발산($ETA$)평가

물 수지방법에서 실제증발산은 수문요소 중 큰 비중을 차지하고 있기 때문에 실제증발산($H$, Actual EvapoTranspiration)을 정량화하는 것은 매우 중요하다. 실제 증발산을 평가하기에 앞서 잠재증발산(Potential EvapoTranspiration, PET)을 우선 평가하여야 한다. 잠재증발산은 식생이 균등하게 덮여있고, 충분한 물이 공급되는 큰 유역에서의 증발산을 말한다. 하지만 증발산에 강하게 영향을 주는 지표식생의 특징으로 인한 복잡성 때문에 Penman(1956)은 잠재증발산을 표준곡물-기준증발산(reference-crop evapotranspiration, ETR)으로 다시 정의하였다. 기준증발산($ETR$)은 표준화된 식생과 물이 충분한 지역에서 생기는 증발산으로 관개 계획 및 관리를 하는 데 좋은 기준으로 사용되고 있기도 한다. 기준/잠재증발산을 계산 또는 측정하는 방법 중에 Penman식과 FAO Penman-Monteith (FAO-PM)방법, 팬 증발(Pan Evaporation) 방법을 이용하였다. Penman식(Penman, 1948)은 잠재증발산의 환경조건에서 증발산이 에너지(radiation)와 공기대류(mass transfer)에 의해 발생되는 것으로 식(4)와 같다.

$$PET_{Penman} = \frac{\triangle}{\triangle+\gamma} E_r + \frac{\gamma}{\triangle+\gamma} E_a \tag{4}$$

여기서, $PET_{Penman}$는 잠재증발산(mm/day)이고, $E_r$은 에너지 평형식에 의한 증발량(mm/day), $E_a$는 동역학적 방법에 의한 증발량(mm/day), $\triangle$은 포화증기압곡선의 기울기, $\gamma$는 습도계상수(Psychometric constant)로 66.8($Pa/℃$)이다.

FAO-PM방법은 기준증발산($ETR$)을 평가하는데 국제기준으로 간주된다(Allen 등, 1998). 일반적 Penman-Monteith식은 식(5)와 같다(Allen 등, 1998).

$$\lambda ET = \frac{\triangle(R_n - G) + \rho c_p (e_s - e_a)/r_a}{\triangle + \gamma(1 + r_c/r_a)} \tag{5}$$

여기서, $ET$는 증발산, $R_n$은 순 복사량(net radiation), $G$는 지중열전도량(soil heat flux), $(e_s - e_a)$는 대기의 수증기 차, $\lambda$는 수증기로의 잠열(latent heat of vaporization), $c_p$는 일정한 압력에서 습윤한 공기의 비열(specific heat), $\rho$는 공기밀도, $r_a$는 난류성 열이나 수증기 이송에 관한 동역학적 저항(aerodynamic resistance), $r_c$는 지표저항(surface resistance)이다. 표준곡물기준증발산의 환경조건은 표준곡물의 12 cm 높이, 곡물의 증산, 증발이 계속적으로 일어날 수 있는 충분한 물이 있는 유역이다. 이 조건에서 지표저항(resistance, $r_a$)이 70 $s/m$, 알베도(albedo)가 0.23으로 가정된 값을 식(5)에 적용시키면, 식(6)과 같다(Allen 등, 1998).

$$ETR_{FAO-PM} = \frac{0.408\triangle(R_n - G) + 900\gamma u_2 (e_s - e_a)/(T+273)}{\triangle + \gamma(1 + 0.34u_2)} \tag{6}$$

여기서, $ETR_{FAO-PM}$은 기준 증발산(reference ET, $mm/day$), $R_n$은 곡물 표면에서의 순 복사량($MJ/m^2/day$), $G$는 토양표면에서의 지중열전도량($\approx 0,\ MJ/m^2/day$), $T$는 일평균 대기온도(℃), $u_2$은 지상 2 m에서의 풍속($m/s$), $e_s$, $e_a$는 각각 평균 포화, 현재 증기압($kPa$), $\triangle$은 포화 증기압곡선의 기울기($KPa/℃$), $\gamma$는 습도계상수($\approx 0.665 KPa/℃$)이다. 입력 자료로서는 실측된 대기온도, 풍속, 습도자료와 'FAO방법'에 의해 계산된 일사량자료로 구성된다.

팬 증발($E_p$)도 수자원 및 관개 계획을 위해 기준 증발산($ETR$)를 평가하는데 자주 사용된다. 사용된 팬(pan)은 NWS(표준 U.S National Weather Service) Class "A"(D=1.22 m, H=25.4 cm) 규격이다. $E_p$은 낮에 저장된 열이 밤에도 영향을 주므로, 실제 밤에 식생 아래 있는 토양에서는 거의 증발하지 않아 $ETR$과 큰 차이가 있을 수도 있다. 하지만 일반적으로 $ETR$과 $E_p$는 강한 관련성이 있기 때문에, 팬 보정계수($K_p$)를 곱함으로써, 기준 증발산($ETR$)으로 평가될 수 있다(식7).

$$ETR_p = K_p \times E_p \quad (7)$$

$K_p$는 보통 $0 \le K_p \le 1$범위로, 보통 0.7정도이지만, 계절마다 달라져 10일 이상이나 월별로 주로 평가된다. 본 연구에서는 $K_p$를 평가하기 위해 Snyder식(Snyder, 1992), Allen과 Pruitt식(Allen and Pruitt, 1991) 그리고 FAO-24표(Doorenbos and Pruitt, 1977)를 사용하였다.

Allen and Pruitt(1991):

$$K_p = 0.108 - 0.000331\,U + 0.0422\ln(F) + 0.1434\ln(H) - 0.000631[\ln(F)]^2\ln(H) \quad (8)$$

Snyder(1992):

$$K_p = 0.482 + 0.024\ln(F) - 0.000376\,U + 0.0045H \quad (9)$$

여기서, U는 풍속($km/day$), H는 상대습도도(%) 그리고 $F$는 팬 주변의 완충지대(fetch, $m$)로, 사용된 F값은 10($m$)이다.

Penman식의 잠재증발산($PET_{pt}$)과 Penman-Monteith (FAO-PM)방법, 팬 증발의 기준증발산($ETR$)을 각각 비교 분석하여, 잠재증발산($PET$)을 정하게 된다. 물 수지 방법에서는 증발산이 차지하는 비중이 크고, 잠재증발산의 기본가정 중에 물이 충분히 공급되는 유역조건은 실제와는 다르기 때문에 실제증발산($H$)으로 다시 계산해야 한다. 특히 우리나라인 경우, 건조한 봄철, 가을철인 경우, 낮은 토양수분으로 인한 식생이 받는 수분 스트레스(water stress)가 있을 것으로 판단되기 때문에 고려를 해야 한다. 실제증발산($H$)을 평가하기 위해 토양수분함수의 감소계수($F$)를 식(10)과 같이 이용하기도 한다(Dingman, 2002).

$$ETA = F(\Theta_{rel})PET \quad (10)$$

여기서, $\Theta_{rel}$은 토양수분함수인 상대토양수분(relative soil water), $\theta_{fc}$는 배수함수량(field-capacity), $\theta_{pwp}$는 한계토양수분(permanent wilting point), $\theta$는 현재 토양수분이다. 실제로 $\Theta_{rel}$이 증가할수록, $H/PET$은 반-선형적(quasi-linearly)하게 증가하게 되는데, $ETA/PET$비가 1에 도달하였을 때, 이때의 토양수분 값을 임계 토양수분($\theta_{crit}$)이라고 한다. 일반적인 임계 토양수분($\theta_{crit}$)범위는 $0.5\theta_{fc} \le \theta_{crit} \le 0.8\theta_{fc}$이내에 존재한다(Dingman, 2002). 본 연구에서는 전체 토성면적비의 80%를 차지하고 있는 양토로서 각각 배수함수량($\theta_{fc}$) 0.26, 한계토양수분($\theta_{pwp}$) 0.12로 정하였다(ASCE, 1990).

### 3.3. 지표수문관측(토양수분관측 및 침투수량평가, 차단강우량평가)

물 수지 방법에서의 저장량의 변화와 토양으로의 침투특성을 알아보기 위해 Fig. 1의 세 지점(A, B, C)에서의 각 5지점에서 토양단면의 토양수분을 2010년 6월 12일부터 2010년 12월 31일까지 약 6개월 동안 매 10분마다 측정하였다(Fig. 3). 토양수분측정은 FDR (Frequency Domain Reflectometer)방식으로, Decacon 회사의 EC-6 센서장비를 이용하였다. 측정위치선정 기준은 유역의 상·중·하류특성을 반영을 하고, 주요 토지이용종류(산림, 전체유역면적의 70%)과 지배적인 토성(양토, 미사질양토, 전체면적의 96.4%)을 포함하는 지점들로 선정하였다. Fig. 1의 A 지점은 일광유역의 상류에 위치한 산림사면에 위치해 있으며, 토성은 양토(loam)이다(Table 1). A 지점에서 측정지점은 사면의 상단부(U)와 하단부(D)로 각각 나누었고, 상단부(U)는 토양깊이 25, 60, 90 cm이고, 하단부(D)는 30, 70 cm이다. B 지점은 일광유역의 하류에 위치한 작은 구릉지의 작은 산림사면에 위치해 있으며, 토성

$$\begin{aligned} F(\Theta_{rel}) &= 1 && \theta \ge \theta_{fc} \;\approx\; \theta \ge \theta_{crit} \\ F(\Theta_{rel}) &= \frac{\theta - \theta_{pwp}}{\theta_{fc} - \theta_{pwp}} && \theta < \theta_{fc} \;\approx\; \frac{\theta - \theta_{pwp}}{\theta_{crit} - \theta_{pwp}} \quad \theta < \theta_{crit} \end{aligned} \quad (11)$$

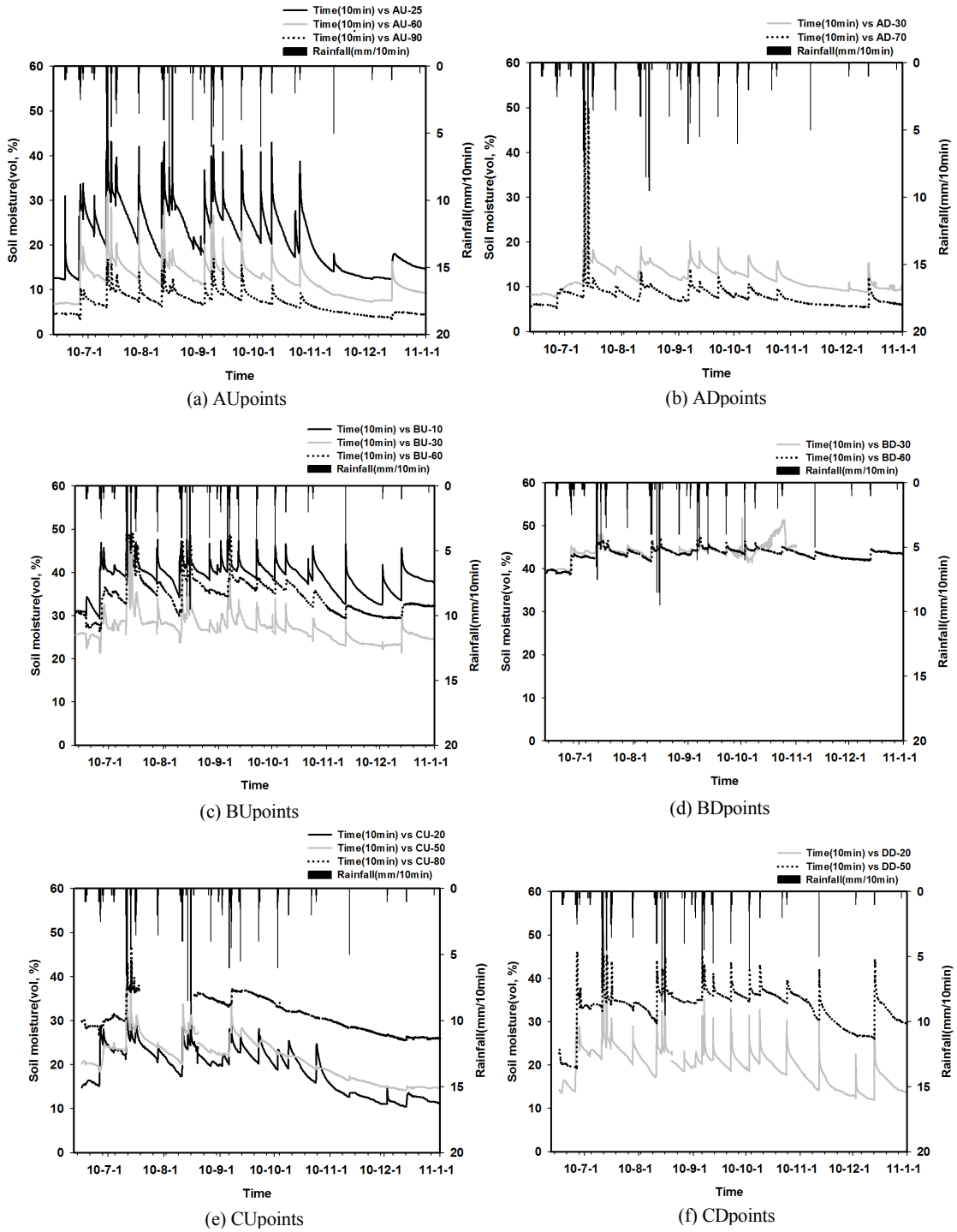



**Fig. 3.** The time series of measured soil moisture in three points(A, B, C).

은 미사질양토(silt loam)로 점토함량이 높아, 배수가 잘 되지 않는 특징을 가지고 있다(Table 1). B지점의 상단부(U)토양수분 측정 깊이는 10, 30, 60 cm, 하부(D)에서는 30, 60 cm이다. C 지점은 일광천의 최하류 주변의 산림사면에 위치해 있으며, 토성은 미사질양토(silt loam)이다. 측정 깊이는 상단부(U)에서 20, 50, 80 cm이고, 하단부(D)에서 20, 50 cm이다. 각 지점의 관측된 토양수분거동을 살펴보면, 강우에 대해 토양수분은 즉시 반응을 하고 있고, 토양깊이가 깊어질수록 반응크기는 점차적으로 작아지는 것을 볼 수 있다(Fig. 3). 이는 일반적으로 토양깊이가 깊어질수록 공극이 점차 작아져, 아래로의 침투가 힘들어지기 때문이다. 하지만 단단한 토양층(curst), 우선적 흐름(Preferential flow)과 같은 복잡 수문기작에 의한 영향으로 강우사상에 따른 토양수분 거동은 환경조건에 따라 달라진다(Beven 1982; Jaynes 등, 2001).

**Table 1.** Soil textures in three points (A, B, C)

| Points | Statistic | Clay(%) | Silt(%) | Sand(%) | Soil texture |
|---|---|---|---|---|---|
| A | AV | 8.8 | 44.0 | 47.2 | Loam |
| | STD | 0.2 | 0.3 | 0.4 | |
| B | AV | 18.1 | 62.4 | 19.7 | Silt loam |
| | STD | 0.6 | 0.2 | 0.4 | |
| C | AV | 15.5 | 59.0 | 25.5 | Silt loam |
| | STD | 1.1 | 1.9 | 3.0 | |

측정된 토양수분자료를 이용한 토양깊이별 침투량($I$) 산정은 센서의 유효 측정범위를 100 mm로 가정하여, 증가된 토양수분 값에 곱한 값을 침투된 양(mm)으로 계산하였다. 또한, 강우에 대한 즉각적인 토양수분의 반응을 반영하기 위해 측정간격을 최소(10분)로 하였다.

식생이 발달된 지역에서는 강우의 일부가 크고 작은 식물의 잎이나 줄기, 지표면의 낙엽에 의해 차단된다. 이 강우의 일부를 차단강우량(Interception Precipitation, $ITCP$)이라고 일컫는다. 저장된 강우는 대부분 대기 중으로 증발되거나 증산작용으로 인해 유실된다. 특히 0.5~2.5 mm의 적은 강우는 식생에 의해 거의 차단되고(Lull, 1964), 울창한 산림에서 2.5 mm이상의 강우는 지면에 도달할 확률이 약 82%정도이다(Dune and Leopold, 1978). 이를 수식으로 표현하면, 식(12)과 같다.

$$CP = 0.18(P-2.5)+2.5 \qquad (P > 2.5mm)$$
$$CP = P \qquad (P \le 2.5mm) \tag{12}$$

본 연구에서는 차단강우량($CP$)과 지표면에서의 침투수량($I_{sur}$)의 합한 값이 총 강우에서 지표유출을 차감한 값과 같다는 가정 하에 SCS-CN방법에 의한 침투량과 직접유출량을 검증하고자 하였다.

### 3.4. SCS-CN방법을 이용한 유출량 분석

물 수지 접근방법에서 유출량을 평가하기 위해 SCS-CN법을 사용하였다. 이는 미국 USDA 자연자원보존국(Soil Conservation Service, 1972)이 개발한 것으로, 유출자료가 없는 미 계측 유역에서의 유효우량 산정을 하는데 널리 사용되고 있는 방법이다. 일광유역인 경우, 유출자료가 없기 때문에 SCS-CN방법을 이용하여 직접유출량에 해당하는 유효우량을 식(13)~식(15)을 통해 결정하였다.

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P-I_a} \tag{13}$$

$$I_a = \lambda S \tag{14}$$

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \tag{15}$$

여기서, $P$는 총 강우량(mm), $I_a$는 초기 감소량(mm), $F_a$는 초기감소를 제외한 누적 침투량(mm), $S$는 최대 보수 저장량(mm) 그리고 $P_e$는 직접유출에 상응하는 유효우량값(mm)이다. 초기감소($I_a$)는 강우 차단, 지표저장 등과 같은 단기 손실에 해당하며, 누적침투량($F_a$)은 토양으로의 계속되는 침투량 값으로 연속된 강우에 대해 지수적으로 감소하는 패턴을 가지고 있다. 식(14)에서 $\lambda$값은 지질조건과 기후요소와 관련

된 지역인자로 보통 0.2이다. CN값은 무차원 곡선지수(dimensionless curve number)로 실제 적용되는 값은 대부분 40~98범위이다. CN값은 토양, 토지이용, 수문조건 그리고 선행 강우 조건(AMC: Antecedent Moisture Condition)에 의해 결정된다. CN값을 결정하는 방법은 다양한 대표 식생 피복, 토지이용관리를 고려한 NEH-4(National Engineering Handbook: Section4)에 제시된 CN값을 기준으로 하였다.

본 연구에서의 CN값은 토지이용도, 토양도(국립농업과학원, 1/25,000)를 이용하여 결정하였다. 토양도는 국립농업과학원에서 전산화 사업을 통해 구축된 정밀토양도로, 미국 농무성(USDA)의 토양 분류방법에 따라 분류된 것이다. 일광천유역의 토양종류는 양토(loam)과 미사질 양토(silt loam)가 전체 면적의 각각 약 77.6%, 18.8%로 대부분을 차지하고 있다. 토지이용으로는 산림, 경작지(논/밭)가 전체면적에서 각각 70.2%, 18.0%로 총 88.2%을 차지하고 있고, 나머지는 도로, 주거, 공업지역이 11.8%이다. 각 토지이용면적, 토성면적의 비율을 기준으로 최종 계산된 일광유역의 CN값(AMC Ⅱ)은 78.6이다.

### 3.5. 라돈물질수지방법

일광만 내로 유입되는 해저용출수 유출량을 산정하기 위해서 일광만 중 해저용출수 유출량이 많을 것으로 예상되는 일광만 만 안쪽을 대상으로 표층과 저층 해수 중 라돈농도를 2010년 7월 27일에 측정하였다(Fig. 4) 해저 지하수 유출량을 산정하기 위한 라돈($^{222}$Rn)물질수지 모델식은 아래와 같다(식16)(Hwang 등, 2005).

$$F_{seepage} = F_{Decay} + F_{Atm} + F_{Mix} - F_{stream} - F_{Diffusion}$$
$$F_{seepage} = {}^{222}Rn\ flux\,(dpm/day) \quad (16)$$

여기서, $F_{stream}$은 하천을 통해서 연안으로 공급되는 라돈의 양을 나타내고, $F_{Diffusion}$은 해저 퇴적물로부터의 확산, $F_{seepage}$는 해저 지하수 유출을 통해서 공급되는 양이다. 제거 원으로는 해수 내에서 방사붕괴에 의한 제거($F_{decay}$), 외해수와 만내 해수의 혼합에 의한 제거($F_{Mix}$), 대기로의 방출에 의한 제거($F_{Atm}$)가 있다. 위 식을 통해서 해저용출수 유출을 통해서 연안으로 공급되는 라돈의 공급량을 계산할 수 있다. 최종적인 해저 지하수 유출량은 해저용출수 유출을 통해 일광만으로 공급되는 라돈의 양과 연안 지하수중 라돈의 농도비를 이용하여 계산된다(식17).

$$SGD(m^3/day) = F_{seepage}/{}^{222}Rn_{GW} \quad (17)$$

여기서, SGD는 지하수 유출량($m^3$/day)이고, $^{222}Rn_{GW}$은 연안지하수 중 $^{222}Rn_{GW}$ 농도(dpm/L)를 나타낸다.

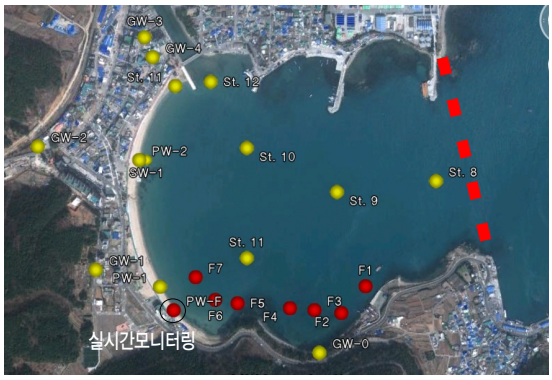



**Fig. 4.** The sampling location of seawater, shore groundwater (St, F) and Pore water(GW, PW) in Il-Gwang bay.

## 4. 결과 및 고찰

### 4.1. 월별 실제증발산($ETA$)평가

잠재증발산($PET$)은 Penman식, 팬(Pan) 증발자료로부터 계산 또는 측정되고, 기준증발산($ETR$)은 팬 증발자료로부터 Synder식, FAO표, Allen식에 의해 계산된 팬 계수($K_p$)를 고려한 방법과 FAO-PM식으로 계산되었다. 2010년 일광유역에서의 연 잠재/기준증발산 결과는 잠재증발산값이 약 800 mm이고, 기준증발산값이 대체적으로 620 mm정도이다. Fig. 5(a)는 잠재/기준증발산 월별 변화로서, 전체적으로 7월까지 잠재/기준증발산이 증가하였다가 이후에 감소하는 경향을 보인다. Penman식의 잠재증발산($PET_{Penman}$)값은 기준증발산보다 상대적으로 3~9월에 다소 높은 값

을 보였고, 특히 7월에 잠재증발산이 115 mm로 여전히 높지만, $PET_{Pan}$, $ETR$은 감소되는 경향을 보였다. 팬 증발($PET_{Pan}$)은 기준증발산값의 월별 변화와 비슷한 경향을 가지지만, 상대적으로 약간 높게 나타났다. Synder식, FAO표, Allen식으로부터 조정된 기준증발산값은 $ETR_{FAO-PM}$과 거의 비슷하였다. 회귀분석을 해보면, Synder식, FAO표, Allen식의 $R^2$값이 각각 0.93, 0.87, 0.93으로 높은 선형관계가 나와 $ETR_{FAO-PM}$이 일광유역의 잠재증발산으로서 합당하다고 판단하였다.

유역의 습윤 상태에 따라 실제 증발산값은 달라진다. 이는 기준증발산/잠재증발산식의 기본가정인 충분한 물이 공급되는 환경조건이 실제와는 다르기 때문이다. 측정된 시계열 토양수분자료를 토대로 감소계수($F$)를 계산하였다. 본 연구에서는 일광유역의 대표적인 토성인 양토, 일반적인 토양단면특성을 가지고 있는 지점, 토양증발과 식생의 뿌리가 주로 존재하는 토양깊이의 조건들을 충족시키는 AU-25지점의 토양수분자료를 기준으로 하였다. 그 결과 임계토양수분은 13%<$\theta_{crit}$<20.8% 범위 이내에 있고, 토양수분 감소기울기의 차이를 고려하여 17%로 결정하였다. 일평균 토양수분을 구한 다음, 감소계수($F$)를 월평균으로 계산한 결과, 6월과 11월, 12월은 각각 0.45, 0.60, 0.57, 7월에서 10월까지는 많은 강우로 인한 습윤한 상태여서 감소계수가 1로 계산되었다(Table 2). 토양수분이 관측되지 않은 1월에서 5월까지의 감소계수는 강우량 100 mm이상인 2~5월까지는 1로, 12월과 비슷한 강우량 값을 보이고 있는 1월은 12월과 같은 감소계수로 가정하였다. 결정된 감소계수를 각 월별 잠재증발산/기준증발산을 곱하여 실제증발산($ETA$)을 구하였다(Fig. 5(b), Table 2). 실제 증발산의 월별변화에서 여름동안 상대적으로 강우량이 적은 6월에 잠재/기준증발산과 큰 차이가 있었다. 총 실제증발산은 FAO-PM에 의해 계산된 값을 기준으로 연실제증발산값은 533 mm로 총 강우량의 35.6%로 나타

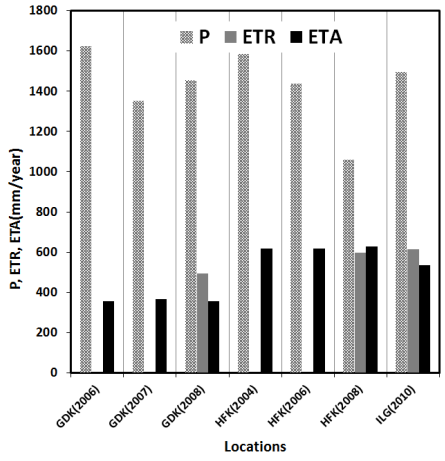
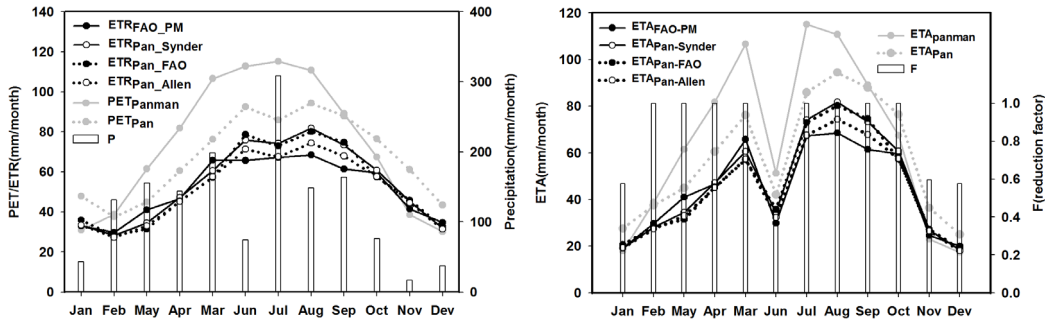



**Fig. 6.** The comparisons between ETAs/ETRs in this study and those in other locations.




(a) (b)

**Fig. 5.** The results of estimated PET/ETR (a), ETAs(b) by adjusting F(reduction factor) through six methods(Penman, Pan, three method converting $PET_{Pan}$ into ETR, FAO-PM).

**Table 2.** The estimated ETAs by adjusting F (reduction factor) through six methods (Penman, Pan, three method converting $PET_{Pan}$ into ETR, FAO-PM)

| | P | F | Penman | Pan | | | | FAO-PM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Pan | Synder | FAO-24 | Allen | |
| Jan | 43.0 | 0.6 | 17.9 | 27.6 | 19.2 | 20.7 | 19.3 | 19.1 |
| Feb | 131.5 | 1.0 | 38.8 | 37.5 | 28.2 | 28.1 | 27.4 | 29.7 |
| Mar | 155.5 | 1.0 | 61.5 | 45.0 | 34.4 | 31.5 | 32.9 | 41.0 |
| Apr | 143.5 | 1.0 | 81.8 | 60.5 | 47.2 | 45.4 | 45.1 | 46.7 |
| May | 198.5 | 1.0 | 106.6 | 76.2 | 60.6 | 57.2 | 57.5 | 65.8 |
| Jun | 74.5 | 0.5 | 51.3 | 42.1 | 34.5 | 35.8 | 32.4 | 29.9 |
| Jul | 308.5 | 1.0 | 115.1 | 85.9 | 74.2 | 73.0 | 67.5 | 67.3 |
| Aug | 148.5 | 1.0 | 110.8 | 94.4 | 81.8 | 80.2 | 74.4 | 68.5 |
| Sep | 164.0 | 1.0 | 89.1 | 87.9 | 73.3 | 74.7 | 67.9 | 61.5 |
| Oct | 76.0 | 1.0 | 67.5 | 76.5 | 60.8 | 57.4 | 57.6 | 59.6 |
| Nov | 16.5 | 0.6 | 22.9 | 36.4 | 27.0 | 27.3 | 26.6 | 24.7 |
| Dec | 37.5 | 0.6 | 17.4 | 25.1 | 18.3 | 18.8 | 18.1 | 20.0 |
| Year | 1497 | - | 780 | 695 | 559 | 550 | 526 | 533 |

났다. 일광유역의 FAO-PM의 기준증발산값과 실제 증발산값을 국내사례와 비교해보면, FAO-PM식을 사용하여 경기도 포천시 광릉(GDK)활엽수림, 전라도 해남(HFK) 농경지에서의 2008년 연 기준증발산값(Kwon과 Choi, 2011), 광릉(GDK)에 2006년/2007년, 해남(HFK) 2004년/2006년에 에디공분산(Eddy Covariance)방법을 이용한 실제증발산값(Kang 등, 2009)들과 크게 차이가 나지 않았다(Fig. 6).

### 4.2. 토양수분자료를 이용한 침투수량평가

2010년 6월 12일부터 12월 31일까지 월별 침투수량 및 강우량에 대한 침투비를 계산하였다(Fig. 7). 지점에 따른 월별 침투비는 전체적으로 토양깊이가 깊을수록 작아지는 것을 볼 수 있다. 월별 침투비의 변화를 살펴보면, 6월은 토양이 건조한 상태에서 6월말 약 70 mm정도의 비가 내려 대부분 토양으로 침투가 되고, 토양이 습윤한 상태로 바뀌었지만, 7월은 습윤한 토양상태 또한 강우 300 mm의 큰 비로 인해 지표유출이 많이 일어난 것으로 판단된다. 8월에서 10월까지는 강우가 각각 148, 164, 74 mm로 나타났고, AU-25의 평균토양수분이 24%로 7월보다 약간 낮았다. 11월에는 강우 11.5 mm의 정도로 이전 달에 비해 10%정도 밖에 되지 않아 AU-25의 평균토양수분이 14%로 토양이 매우 건조한 상태이다. 12월은 강우가 37.5 mm정도이고, 11월과 마찬가지로 평균토양수분이 14%로 토양이 건조한 상태이다.

지점마다 침투비를 비교해보면, 각각 다른 양상으로 나타났다. A 지점은 B, C지점에 비해 침투비가 높았으며 토양깊이가 깊어질수록 지수/선형적으로 침투비가 감소되는 경향이 있다(Fig. 7(a)). 강우 75 mm이상이 되는 6~10월 기간 동안 A지점 상단부의 토양깊이 25 cm의 침투비는 평균 0.67로 대부분 침투가 되었고, 토양깊이 60 cm에서는 0.35, 토양깊이 90 cm에서는 0.16이었다. A지점 하단부의 토양깊이 30 cm, 70 cm에서 평균 침투비는 0.13로 차이가 거의 없었고, A지점 상단부에 비해 낮았다. 이는 지표면에 단단한 층(crust)이 존재하여 수직적 침투가 이루어지지 않기 때문이다. 특이한 점은 7월에 A지점 하단부의 침투비가 올라가게 되는데, 이는 강우가 아주 많을 때 우선적 흐름(preferential flow)이나 우회흐름(bypass flow)이 발생했기 때문이다. 11월과 12월에는 침투비가 낮은 이유는 강우량의 불균등성과 낮은 강우량으로 인해 대부분 지표면에 흡수되어 더 이상 아래로의 침투가 일어나지 않기 때문이다. B지점에서는 6~10월까지 A지점의 침투비 변화와 비슷하였다(Fig. 7(b)). 이 기간 동안에 BU-25, 60, 90 cm의 침투비는 각각 0.37, 0.3, 0.16으로 25 cm와 60 cm의 침투비는 비슷하였다. 이는 점토함량이 많고, 대공극보다는 작은 공극이 많아 토양구조체 흐름이 지배적이기 때문이다. BD-30, 60 cm의 침투비는 각각 0.09, 0.07로 마찬가지로 비슷하

지만, 상단부에 비해 잘 침투되지 않은 토양구조로 침투비가 낮았다. 11월에는 지점마다 다르게 나타났다. 이는 낮은 강우량과 토성 및 토양구조의 차이에 의한 결과로 판단된다. C지점에서는 B지점과 유사한 패턴과 비슷한 침투비를 보이고 있다(Fig. 7(c)). 각 지점의 토양단면별 침투비를 종합적으로 비교하면, AU(점토함량(8%), 투수구조발달)≫ CD(점토함량(15%), 투수구조발달)> BU(점토함량(18%), 투수구조발달)≫ AD(점토함량(8%), 불투수층 존재), CU(점토함량(15%), 불투수층존재)≫ BD(점토함량(18%, 불투수층 존재) 순서로 낮아진다. 침투에 있어서 불투수층의 존재유무에 따라 크게 달라지고, 점토함량이 많을수록 침투비가 낮아진다. 하지만 불투수층의 공간적 분포는 매우 불균질하여 평가하기가 어렵다. 따라서 토성면적비(양토, 미사질양토)기준으로만 토양깊이별 월 평균 침투비를 구해보면, Fig. 7(d), Table 3과 같다.

6개월동안의 평균 침투비는 토양 깊이 30, 60, 90 cm에서 각각 총 강우량의 34.7%, 23.6%, 12.6%로 토양깊이가 깊어질수록 선형적으로 감소되고 있었다 ($R^2$=1). 이 선형관계식으로부터 지표면에서의 평균 침투비는 45.7%로 계산되었다(Table 3).

토양으로의 침투된 물은 지표하 흐름을 통한 하천, 지하수로의 충전, 저장량의 증가 그리고 증발산으로 구성되어 있다. 전체 일광유역의 깊이별 침투수량을 계산하기 위해 각 지점의 침투수량 값을 토양깊이(30, 60, 90 cm)별로 평균하였다. 토성면적비에 따라 A지점의 평균 침투수량 값에 0.8, B, C지점의 평균침투수량 값에 0.2를 곱하여 각 토양깊이별에 따른 침투수량을 Table. 3과 같이 구하였다. 수리전도도가 토양깊이에 따라 지수적(exponential)/선형적(linear)으로 감소한다고 가정하였다(Beven, 1982). 깊이에 따른 침투수량의 지수/선형의 감소관계 중 가장 나은 것을 택하

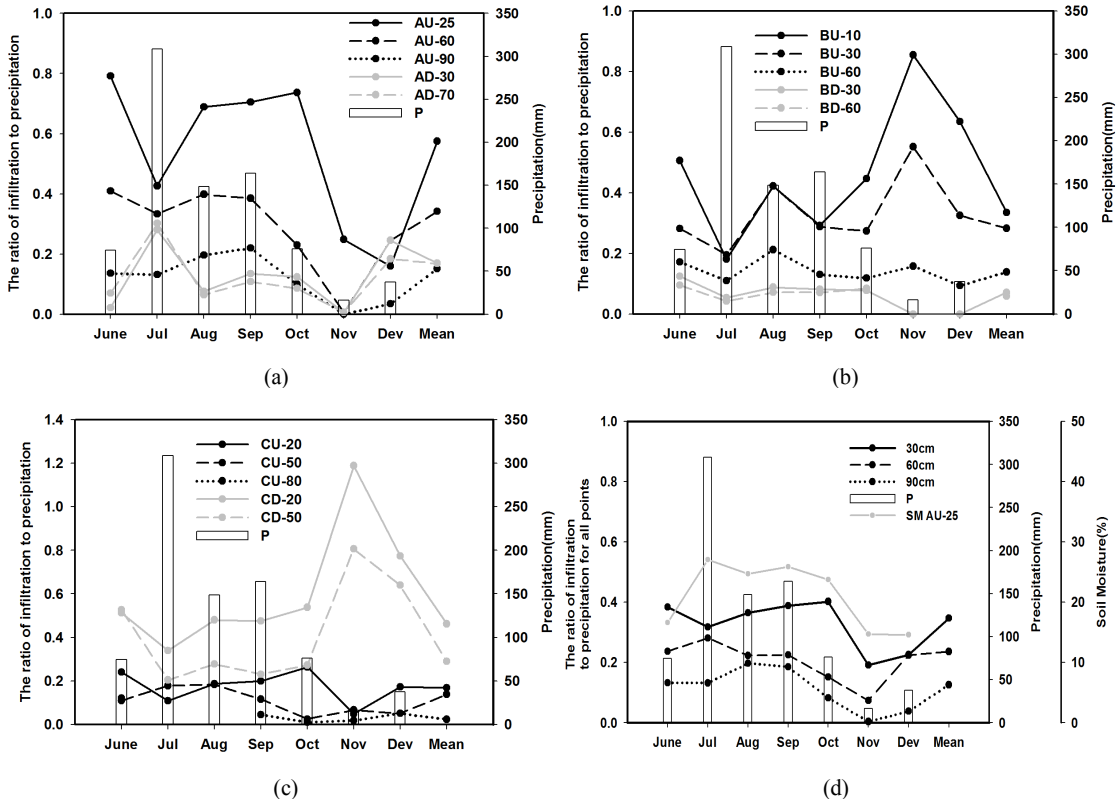



**Fig. 7.** The seasonal variations of the ratio of I/P in (a) A point, (b) B point (c) C point and (d) soil depths(30, 60, 90cm).

여 토양 지표면(0 cm)에서의 평균 침투수량($I_{sur}$)을 추정하였다(Table 3). 다른 기간보다 11월과 12월의 지표면의 침투수량($I_{sur}$)이 작은 이유는 상대적으로 적은 강우로 인해 실제로 지표 토양에만 침투가 되고, 주로 토양수분을 측정하는 깊이가 30 cm이기 때문이다.

**Table 3.** Estimation of infiltrations and the average ratio of infiltration to total P in soil depth for six-month

| | Soil Depth (cm) | | | |
|---|---|---|---|---|
| | 30 | 60 | 90 | 0 (surface) |
| Jun | 28.6 | 17.6 | 9.9 | 49.3(E) |
| Jul | 98.0 | 86.7 | 32.5 | 137.9(L) |
| Aug | 54.2 | 33.0 | 23.4 | 80.4(E) |
| Sep | 63.6 | 36.9 | 30.4 | 86.8(E) |
| Oct | 30.6 | 11.5 | 6.2 | 64.0(E) |
| Nov | 3.1 | 1.2 | 0.1 | 4.7(L) |
| Dec | 8.5 | 8.4 | 1.4 | 13.2(L) |
| The average ratio of infiltration to total P | | | | |
| Average(%) | 34.71 | 23.57 | 12.58 | 45.75 |

### 4.3. SCS-CN 유출평가

물 수지식에서 바다로 빠지는 총 유출은 본래 직접유출과 기저유출을 합한 값이다. 일광 유역 같은 경우 강우사상이 없을 때의 측정한 기저유출량은 0.0489 mm/day으로 총 유출량에 비해 매우 적다. 본 연구에서는 총 유출을 0.0489 mm/day의 일정한 기저유량과 SCS 방법에 의해 계산된 유효우량에 해당되는 직접유출(direct runoff)로 나누어 평가하였다. SCS 방법에서 지표면에 도달한 강우는 직접유출과 초기침투량($I_a$) 그리고 연속된 침투량($F_a$)으로 나누어진다. SCS 방법에 의한 총 침투량 값을 검증하기 위해 앞서 계산한 차단강우량($CP$)과 지표면 토양침투수량($I_{sur}$)을 합한 값과 같다는 가정 하에 비교하였다(Table 4). 그 결과 SCS 방법에 의한 총 침투량 값($I_a + F_a$)은 627.8 mm이고, 총 차단강우량/지표토양침투량($CP + I_{sur}$)은 646.8 mm로 약 20 mm 정도 차이가 나지만, 높은 선형적인 관계를 가진다는 것을 알 수 있다($R^2$=0.991). 이는 SCS 방법에 의한 차단침투값($I_a + F_a$)이 실제 측정한 차단침투수량($CP + I_{sur}$)을 잘 반영한다는 것을 의미한다. 강우-초과 유출발생(Rainfall-runoff excess)이란 수문학적 관점(Hydrological Concept)에서 총 강우($P$)에서 차단량($CP$)과 토양 침투수량값($I_{sur}$)을 뺀 값이 지표유출($P - CR + I_{sur}$)로 일어난다고 가정하고, SCS방법에 의한 직접유출($P_e$)값과도 비교하였다. 그 결과 앞서 침투비교와 마찬가지로 강한 관련성이 있는 것으로 나타났다($R^2$=0.998). 하지만 10월에 $P - CR + I_{sur}$ 값은 음의 값(-9.9 mm)으로 실제 존재하지 않는 값으로, 이는 AU-25지점에서 7~9월까지 빈번한 많은 강우와 가을철의 식생잔뿌리소멸, 동물군 등으로 인한 우선적 흐름 때문이다(Beven, 1982; 곽 등, 2007). 11월과 12월의 직접유출량 값 차이가 나는 이유는 이 기간 동안 평균토양수분이 14%로 매우 건조한 상태에서 각각 16.5, 37.5 mm의 적은 강우가 내려, 대부분 식생에 의해 차단, 지표면(0~10 cm)에 흡수 그리고 건조한 상태(평균상대습도 0.5)로 대기로 증발되어 토양깊이 30 cm까지 침투가 되지 않아 저평가되었기 때문이다. 따라서 10~12월의 수문학적 개념

**Table 4.** The comparison between the estimated values from SCS-CN and the calculated values from hydrological concept

| | | Jun | Jul | Aug | Sep | Oct | Nov | Dec | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| P | | 74.5 | 308.5 | 148.5 | 164.0 | 76.0 | 16.5 | 37.5 | 825.5 |
| ITCR | | 20.0 | 67.8 | 42.3 | 41.8 | 21.9 | 5.0 | 11.7 | 210.5 |
| $I_{sur}$ | | 49.3 | 137.9 | 80.4 | 86.8 | 64.0 | 4.7 | 13.2 | 436.3 |
| $I_{sur}$+ITCR | | 69.3 | 205.7 | 122.7 | 128.6 | 85.9 | 9.7 | 24.9 | 646.8 |
| P-($I_{sur}$+ITCR)$^{(2)}$ | | 5.2 | 102.8 | 25.8 | 35.4 | -9.9 | 6.8 | 12.6 | 169.2 |
| | | | | | | (0) | (0) | (0) | |
| SCS-CN | $P_e$$^{(1)}$ | 3.9 | 127.1 | 27.1 | 39.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 197.7 |
| | $I_a$ | 47.4 | 68.9 | 65.4 | 93.8 | 76.0 | 16.5 | 37.5 | 405.5 |
| | $F_a$ | 23.2 | 112.5 | 56.0 | 30.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 222.3 |
| | $I_a$+$F_a$ | 70.6 | 181.4 | 121.4 | 124.3 | 76.0 | 16.5 | 37.5 | 627.8 |

을 통한 유출발생을 0으로 재수정하여 비교 평가하였다. 결과적으로 높은 선형적인 관계를 보이기 때문에, SCS-CN 방법을 통한 직접유출계산은 유효하다고 판단하였다(10~12월에 수정하기 이전 값의 영향은 크지 않음, $R^2$=0.987). 따라서 두 방법을 통해 계산된 직접유출결과들이 유효하기 때문에, 물 수지식의 유출항목에 대해 SCS-CN 방법[1], 측정 자료에 기초한 수문학적 개념을 이용한 방법[2]을 각각 사용하였다.

#### 4.4. 물 수지식을 이용한 SGD계산

물 수지방법에 의한 유역스케일에서의 해저용출수 평가는 세계 여러 곳에서 평가되었다 (Perth, Australia ($1.0\times10^8$ $m^3$/year; Allen, 1976); Santa Barbara($1.2\times10^5$ $m^3$/year; Muir, 1968), Long Island, New York($2.5\times10^7$ $m^3$/year; Pluhowski and Kantrowitz, 1964); Ardriatic Sea($1.7\times10^{11}$ $m^3$/year; Sekulic and Vertacnik, 1996) 그리고 Abe River($9.9\times10^7$ $m^3$/year; Taniguchi 등, 2005)). 이와 같은 연구사례결과들을 직접비교하는 것은 다양한 유역환경조건(유역크기, 지질학적 조건, 기후 등)으로 인해 곤란하다. 물 수지방법으로 일 년 동안의 물 수지식을 이용하여 일광유역의 해저용출수를 평가하였다(Table 5). 연 강우량은 1497 mm이고, 연 실제증발산값($H$)은 533.6mm(총 강우의 35.6%), 기저유출량과 직접유출량을 합한 총 유출량은 342.2 mm(총 강우의 22.9%, R1)이다. 일 년 동안의 저장량의 변화는 0으로 가정하여, 물 수지식으로 부터 총 해저용출수량을 계산하면, 639.6 mm(총 강우의 42.4%)으로 평가되었다. 이는 토양수분자료를 이용한 지표면의 침투비를 계산한 값인 45.7%와 유사하였다. 이 값을 부피로 환산하면, 총 해저용출수량이 $1.23\times10^7$($m^3$/year)이다.

월별 해저용출수량의 변화를 파악하기 위해서는 한 달이라는 시간은 물 수지식에서 저장량변화를 무시하기는 어렵다. 본 연구에서 2010년 6월 12일부터 12월 31일까지 약 6개월 동안 관측한 토양수분을 바탕으로 각 월별 저장변화량을 평가하였다(Table 5). 저장량변화를 평가 할 때, 저장량은 불포화대의 토양층의 수분만을 대상으로 하기 때문에, 미 측정된 지하수위는 일정하다고 가정하였다. 이 가정은 지하수위 변화가 저장량 변화보다 상대적으로 작을 뿐더러, 장기간의 변화가 크지 않다는 것을 의미한다. 저장량변화는 측정된 지점들의 월의 시작과 끝의 토양수분변화 값에 각 토양깊이를 곱하고, 토성면적비율을 기준으로 계산되어진다. 또한 이 토양수분측정기간을 기준으로 강우, 증발산, 유출량을 다시 계산하여 물 수지식으로부터 해저용출수를 계산해야한다. 6월의 경우 12일부터 시작하였기 때문에, 6개월 동안에 물 수지식을 적용할 때, 6월의 실제증발량($H$)값은 18일 동안 일어난 값으로 총 실제증발값을 17.9 mm으로 적용하였다. 강우, 유출 같은 경우는 모든 강우가 6월말에 모든 강우가 발생하여 재계산할 필요는 없었다. 각 수문요소들 및 해저용출수의 월별변화는 Fig. 8과 같다.

수문학적 관점에서 유역내의 물의 순환을 해석해보면, 6월의 경우, $S_{ACCU}$만 주로 증가하였는데, 이는 대부분의 강우는 토양으로 저장이 되는 것으로 보인다(Fig.8). 해저용출수량은 작다. 7월에는 유역의 물 저장량이 증가한 상태이기 때문에 더 이상 저장이 되지 않고, 하천으로의 유출이나 지하로 대부분 빠져, 해저용출수량이 급격하게 증가하게 된다. 8월에는 7월에 비해 강우량이 작아 유출량, 저장량, 해저용출수량도 급격하게 줄어드는 것을 볼 수 있다. 9월에는 강우량이 약간 증가하였고, 저장량과 유출량이 소폭 상승하였지만, 해저용출수량은 계속적으로 감소하고 있다. 이는 지하에서의 유입량과 유출양의 시간 차이 그리고 물이 지하에서의 체류하고 있는 시간이 저장량 변화와 유출의 물 체류시간에 비해 길기 때문에, 7월, 8월의 침투된 물이 아직까지도 체류하고 있음을 의미한다. 10월에는 강우가 76 mm로 이전에 비해 적은 강우가 내렸다. 지표유출발생과 유역의 습윤한 상태를 유지하기에는 부족해 보인다. 이는 적은 강우에 비해 상대적으로 높은 증발산값으로 인해, 내렸던 토양으로 침투된 물과 토양내의 수분까지도 대기로 없어지기 때문이다. 해저용출수량도 선형적으로 계속 줄어들고 있다. 10월의 유역 내의 물은 주로 증발산과 해저용출수로 빠져나간다. 11월에는 16.5 mm정도의 적은 강우가 내려 유역 환경이 매우 건조한 상태이다. 증발이 활발하게 일어나, 토양층내의 수분이 한계토양수분($\theta_{PWP}$)근처까지 급격히 내려갔고, 역으로 낮은 토양수분으로 인해 증발산이 줄어들었다. 대부분의 강우는 대기로 증발되고, 지표면토양에 저류되어 있

**Table 5.** The calculation of water budget in Il-Gwang watershed during six-month, one year

| | P | ETA | R (mm) | | Storage(mm) | | SGD (mm) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | (mm) | (mm) | R(1) | R(2) | ΔS | $S_{Accu}$ | $SGD^{(1)}$ | $SGD^{(2)}$ |
| Jun | 74.5 | 17.9 | 5.3 | 6.7 | 45.1 | 45.1 | 6.1 | 4.8 |
| Jul | 308.5 | 67.3 | 128.6 | 104.3 | 4.7 | 49.8 | 107.9 | 132.3 |
| Aug | 148.5 | 68.5 | 28.6 | 27.3 | -22.5 | 27.3 | 73.9 | 72.2 |
| Sep | 164.0 | 61.5 | 41.1 | 36.8 | 10.9 | 38.2 | 50.5 | 54.8 |
| Oct | 76.0 | 59.6 | 1.5 | 1.5 | -14.3 | 23.9 | 29.2 | 29.2 |
| Nov | 16.5 | 24.7 | 1.5 | 1.5 | -29.8 | -5.9 | 20.2 | 20.2 |
| Dec | 37.5 | 20.0 | 1.5 | 1.5 | 9.6 | 3.6 | 6.4 | 6.4 |
| Year | 1497 | 533 | 342.2 | - | - | - | 639.6 | - |
| Jun-Dec | 825 | 319 | 208.2 | 179.6 | 3.6 | 182.1 | 294 | 323 |

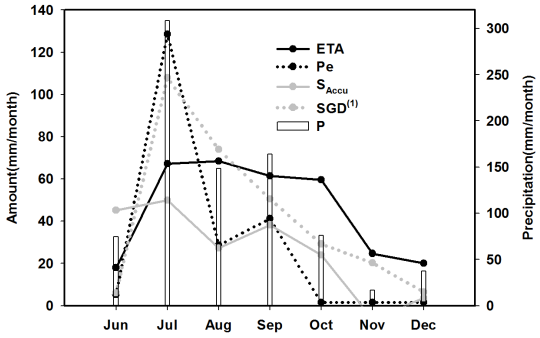



**Fig. 8.** Six-month (Jun-Dec) cycle of water-balance components as computed by water budget.

던 물조차도 증발되었다. 해저용출수량의 감소기울기는 약간 완만해졌다. 이때는 지하로의 들어가는 물 양은 거의 없고, 유역 지하수내의 저류량이 천천히 줄어들면서, 나가는 물의 양도 줄어드는 것으로 판단된다. 유역내의 물은 주로 10월과 마찬가지로 증발산과 해저용출수로 빠져나간다. 12월도 계속적인 건조한 상태로 인해 대기로의 증발이 주로 일어나고 있으며, 토양으로의 침투된 물은 주로 증발이 일어난다. 유역내의 저장량은 급격하게 감소되어 해저용출수량은 6.4 mm로 이전보다 많이 감소되었다. 따라서 12월의 유역내의 물은 증발로 인해 대부분 대기로 빠져나간다. 6개월 동안에 해저용출수량의 월별 변화는 강우와 증발산 그리고 유역 내의 저류(토양수분)상태에 따라 달라지는 것을 볼 수 있다. 특히 강우와 증발산의 영향에 의한 즉각적인 변화보다는 저류량 상태변화와 상대적으로 긴 체류시간이 해저용출수량의 월별 변화를 분석하는 데 있어서 중요하였다. 전체적으로 건조한 기간보다 습윤한 기간 동안에 해저용출수량이 많은 것으로 나타났다(Santos 등, 2010).

### 4.5. 라돈($^{222}$Rn)물질수지모델을 이용한 해저용출수 유출량 평가

2010년 7월 27일에 조사된 일광만 내에서 대기를 통해서 제거되는 라돈의 양($F_{Atm}$)은 $2.77\times10^{9}$ dpm/day이고, 방사붕괴에 의해 그리고 만내의 해수와 만 바깥 해수와의 교환에 의해서 제거되는 라돈의 양은 각각 $1.45\times10^{9}$($F_{Decay}$), $1.31\times10^{9}$($F_{Mix}$) dpm/day이다. 또한 일광하천을 통한 그리고 해저 퇴적물로부터 확산에 의해서 공급되는 양은 각각 $1.47\times10^{9}$($F_{stream}$), $1.13\times10^{8}$($F_{Diffusion}$) dpm/day이다. 이들 추정치로부터 해저용출수 유출을 통해서 일광만 내로 공급되는 라돈의 양($F_{seepage}$)은 $3.94\times10^{9}$ dpm/day이다. 이 결과를 식(17)에 대입하여 해저용출수 유출량을 계산한 결과, 2010년 7월에 라돈 물질수지 모델을 이용한 일광만 안쪽 만내로 공급되는 해저용출수 유입량은 $1.1\times10^{4}$ $m^3$/day이다. 면적당(약 600,000$m^2$) 유입되는 양으로 환산했을 때 6.69 $m^3/m^2$/year로 나타났다. 이 양은 해저용출수 유출량이 높게 나타나는 국내의 다른 해역(조차가 큰 해역, 화산섬 주변)에서 관측된 양에 비해서 상대적으로 낮은 유출량을 보이지만 국외의 여러 연구해역에서 관측된 결과와 유사하게 나타났다(Table 6).

**Table 6.** The comparison of estimating SGD in the coastal ocean using Rn mass balance model

| Region | SGD ($m^3/m^2$/year) | Reference |
|---|---|---|
| North Inlet, SC, USA | 11.5 | Krest et al. (2000) |
| Waquoit, USA | 3.6 | Charette et al. (2001) |
| Rhode Island(USA) | | |
| Point Judith | 2.5 | |
| Potter | 6.7 | Scott and Moran(2001) |
| Green Hill | 5.2 | |
| Ninigret | 2.6 | |
| Pettaquamscutt estuary | 4.2 | Kelly and Moran (2002) |
| Jeju Island, Korea, West | 120 | Kim et al. (2003) |
| (Volcanic island) East | 182 | |
| Yeoja Bay | 87 | Hwang et al. (2005) |
| Yeongsan River Estuary, Korea | 150,000($m^3$/day) | Kim et al. (2010a) |
| Yeongsan River Estuary, Korea | 66,000($m^3$/day) | Kim et al. (2010b) |
| Il-Gwang, Korea | 6.69, 11,000($m^3$/day) | this study |

### 4.6. 물 수지방법과 라돈물질수지방법을 이용한 해저용출수량 비교 및 한계점

물 수지방법과 라돈물질수지 방법론을 통해 일광만의 해저용출수량을 비교 평가하였다(Table 7). 물 수지 방법을 통한 해저용출수량은 총 3가지 기간(일 년, 6개월, 한 달(7월))으로 나누어 분석하였다. 일 년 동안의 물수지방법[(1)]을 통한 해저용출수량을 평가한 결과, 639.6 mm/year이고, 일평균으로 계산하면, 33,712 $m^3$/day으로 라돈 물질수지결과보다 약 3배 정도 높다. 토양수분측정기간과 동일한 시간인 약 6개월 동안의 물 수지방법을 통한 해저용출수량[(1)(2)]을 각각 일평균 29,800 $m^3$/day, 32,690 $m^3$/day으로 라돈물질수지 결과의 약 3배로 일 년 동안의 물수지에 의한 결과와 비슷하였다. 라돈 현장샘플조사가 수행되어진 2010년 7월 27일에 해당하는 7월 한 달 동안의 해저용출수량은 각각 66,989 $m^3$/day, 82,086 $m^3$/day으로 라돈물질수지 결과보다 6~7배 정도 매우 높았다. 전체적으로 라돈물질수지식을 통해 얻은 해저용출수량이 11,000 $m^3$/day으로 물 수지방법의 결과에 비해 많이 낮다. 하지만 두 방법의 해저용출수량을 평가하고자 하는 스케일 범위가 다르기 때문에 유효한 해안선 단위 길이당 해저용출수량으로 평가할 필요가 있다(Robinson, 1996; Burnett 등, 2003). 물 수지방법의 해안선 길이는 약 6.5 km이고, 라돈물질수지 방법의 해안선 길이는 약 2.7 km이다. 각 계산된 해저용출수량(SGD, $m^3$/day)에 해안선길이를 나누어 비교 평가한 결과, 라돈물질수지 식을 통한 해저용출수량은 4.0 $m^3$/m/day이고, 6개월과 일 년 동안의 물 수지방법을 통한 해저용출수량은 4.73~5.35 $m^3$/m/day로 라돈물질수지결과보다 약간 높게 나타났다(Table 7). 하지만 7월, 한 달 동안의 해저용출수량은 10~13 $m^3$/m/day으로 라돈물질수지 결과보다 2~3배 정도로 높게 평가되었다. 7월의 한 달간의 물 수지를 통한 해저용출수를 평가하는 것은 토양수분자료를 이용한 저장량변화를 고려함에도 불구하고, 긴 체류시간을 가지고 있는 해저용출수의 느린 거동과 유역내의 지하수위가 일정하다고 가정을 적용하기에는 시간 크기의 한계가 있었다.

결과적으로 2010년 7월의 라돈물질수지 모델을 이용한 해저용출수량은 물 수지 방법에서 6개월, 일 년 동안의 충분한 기간에서 평가한 결과와 비슷하였다. 하지만 이러한 결과를 직접적인 비교를 하는 것은 곤란한데 이는 두 방법론 사이에 존재하는 자료의 시·공간적 대표성과 본질적인 가정에서 비롯되는 불확실성이 존재하기 때문이다. 본 연구의 물 수지방법에서 특히 유출량평가방법인 SCS-CN은 토양으로 침투된 물이 실제로 지하수로의 함량보다는 Seepage, 지표포화유출 등과 같은 수문학적 현상으로 인해 하천으로 빠져나가는 것을 고려하지 않는다. 이를 보완하기 위해 추후 연구로, 하천의 실제 유출량을 측정하고, SWAT

**Table 7.** The comparisons of SGDs estimated by two methods(Water budget, Rn mass balance)

| Method | Water Budget Approach | | | | | Radon Mass Balance |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Period | Year | Jun-Dec | | Jul | | 27/Jul |
| SGD (mm) | 639.6 | 294.3(1) | 322.8(2) | 107.9(1) | 132.3(2) | - |
| SGD ($m^3$/day) | 33,712 | 29,800(1) | 32,690(2) | 66,989(1) | 82,086(2) | 11,000 |
| SGD ($m^3$/m/day) | 5.35 | 4.73(1) | 5.19(2) | 10.63(1) | 13.02(2) | 4.07 |

과 같은 모형이나 합성단위도법을 사용하여 수문곡선을 만들어 총 유출량을 평가하려고 한다.

본 연구에서는 물 수지 방법의 간단한 가정들이 안고 있는 문제점이 있음에도 불구하고, 해저용출수를 정량화하기 위해 물 수지방법론의 잠재적인 평가능를 보여주고 있다. 시·공간적인 해저용출수의 변화를 정확하게 알기 위해 수문요소의 객관적인 자료들이 필요하고, 이를 비교분석할 수 있는 라돈(Rn)추적자와 같은 다양한 방법들이 필요하다고 판단된다.

## 5. 결 론

일광유역의 해저용출수를 정량으로 평가하기 위해서 물 수지방법과 라돈물질수지 방법을 이용하여 비교분석을 하였다. 물 수지식을 적용하기 위해서, 강우, 유출, 증발산, 저장량의 수문요소들에 대해 각각 측정을 하였다. 증발산은 기상자료를 이용한 Penman식, FAO-PM식 그리고 팬증발자료와 세 가지방법(Synder, FAO-24표, Allen)을 이용한 조정된 팬증발자료로 잠재증발산과 기준증발산을 각각 평가하였다. 그 결과 조정된 팬증발자료와 FAO-PM의 기준증발산의 월별 변화가 거의 같아 신뢰성이 있는 잠재증발산값을 얻었다. 토양수분상태를 고려한 실제증발산값을 평가하여, 총 실제 증발산값은 533.6 mm로 나타났다. 2010년 6월 12일부터 2010년 12월 31일까지의 관측된 토양수분자료를 바탕으로 강우에 대한 침투비와 월별 침투량값을 계산한 결과 지표면에서의 침투비는 총 강우의 45.7%으로 나타났다. SCS-CN방법을 통한 직접유출량에 해당하는 유효우량을 계산하였으며, 실측 및 계산한 차단강우량과 토양침투량과의 비교분석을 한 결과 계산값과 실측값이 거의 일치한 것으로 나타나 SCS-CN방법을 통한 유출자료는 유효하다고 판단하였다.

일 년, 6개월, 한 달 각각 기간 동안의 물 수지분석을 하여 해저용출수량을 평가하였다. 6개월 동안의 월별 각 수문요소들의 값과 유역내의 물의 순환에 대해 분석을 하였다. 그 결과 해저용출수는 강우, 증발산, 토양수분의 영향을 밀접한 관련을 가지지만, 다른 수문요소들보다 상대적으로 긴 체류시간으로 인해 약간 다르게 거동하였다. 6개월 동안의 해변의 단위 길이당 일평균 해저용출수량은 약 4.75~5.20 $m^3$/m/day 이였고, 한 달 동안의 물 수지식을 통해 계산한 해저용출수량은 라돈분석 결과의 2~3배로 높게 평가되었는데 이는 물 수지를 적용하기에는 너무 짧은 기간이었기 때문이다. 1년 동안의 해저용출수량은 634.2 mm/year로 총 강우량의 42.4% 정도였으며, 해변의 단위 길이당 해저용출수량은 5.30 $m^3$/m/day으로 라돈물질수지 분석결과인 4.0 $m^3$/m/day보다 약간 높았다. 하지만 두 방법론 사이에 존재하는 자료의 시·공간적 대표성과 본질적인 가정에서 비롯되는 불확실성이 존재하기 때문에, 단순한 직접적인 비교는 곤란하다. 본 연구에서는 물 수지 방법의 간단한 가정들이 안고 있는 문제점이 있음에도 불구하고, 해저용출수를 정량화하기 위해 물 수지방법론의 잠재적인 평가능을 보여주고 있다.

## 감사의 글

본 연구는 국토해양부의 지역MT 특성화사업 '부산 인근해역 해저용출수 탐사 및 개발'의 연구비지원(과제번호: 지역MT-0802)으로 수행되었습니다.

## 참 고 문 헌


건설교통부, 2001, 수자원장기종합계획보고서.

곽용석, 김수진, 김 준, 임종환, 김상현, 2007, 광릉 산림 소유역에서의 대공극흐름율과 유효대공극부피분율의 공간분포, 한국농림기상학회지, 9(4), 234-246.

Allen, A. D., 1976, Outline of the hydrogeology of the superficial formations of the Swan Coastal Plain, Western Australia Geological Survey Annual Report 1975, 31-42.

Allen, R. G., Pruitt, W. O., 1991, FAO-24 reference evaporation factors, J. Irri. Drain. Engin., 117(5), 758-773.

Allen, R. G., Periera, L. S., Raes, D., Smith, M., 1998, Crop evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Requirements, Irrigation and Drainage Paper, 56, FAO, Rome, Italy, 300.

ASCE, Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements, Jensen, M. E., Burman, R. D., Allen, R. G. (eds.), 1990, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70, Table 2.6, p.21.

Beven, K., Germann, P., 1982, Macropores and water flow in soil, Wat. Reso. Res., 18(5), 1311-1325.

Burnett, W. C., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, W. S., Taniguchi, M., 2003, Groundwater and pore water inputs to the coastal zone, Biogeochem., 66, 3-33.

Burnett, W. C., Aggarwal, P. K., Aureli, A., Bokuniewicz, H., Cable, J. E., Charette, M. A., Kontar, E., Krupa, S., Kulkarni, K. M., Loveless, A., Moore, W. S., Oberdorfer, J. A., Oliveira, J., Ozyurt, N., Povinec, P., Privitera, A. M. G., Rajar, R., Ramessur, R. T., Scholten, J., Stieglitz, T., Taniguchi, M., Turner J. V., 2006, Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods, Sci. the Tot. Environ., 367, 498-543.

Charette, M. A., Buesseler, K. O., Andrews, J. E., 2001, Utility of radium isotopes for evaluating the input and transport of groundwater-derived nitrogen to a Cape Cod estuary, Limn. and Oceano., 46, 456-470.

Dingman, S. L., 2002, Physical hydrology, 2nd Edition, Prentice-Hall.

Doorenbos, J., Pruitt, W. O., 1977, Crop water requirements, Irrigation and Drainage Paper, 24, FAO, Rome, Italy, 34-34.

Dune, T., Leopold, L. B., 1978, Water in environmental planing, Freeman and Co, San Francisco.

Hwang, D. W., Kim, G., Lee, Y. W., Yang, H. S., 2005, Estimating submarine inputs of groundwater and nutrient to a coastal bay using radium isotopes, Mari. Chem., 96, 61-71.

Jaynes, D. B., Ahmed, S. I., Kung., K. J. S., Kanwar, R. S., 2001, Temporal dynamics of preferential flow to a subsurface drain, Soil Sci. Soc. Am. J., 65, 1368-1376.

Johannes, R. E., 1980, The ecological significance of the submarine discharge of groundwater, Marine ecology-progress series, 3, 365-373.

Kang, M. S., Park, S. B., Kwon, H. J., Choi, H. T., Choi, Y. J., Kim, J., 2009, Evapotranspiration from a deciduous forest in a complex terrain and a heterogeneous farmland under monsson climate, Asia-Pacific J. Atmos. Sci., 45(2), 175-191.

Kelly, R. P., Moran, S. B., 2002, Seasonal changes in groundwater input to a well-mixed estuary estimated using radium isotopes and implications for coastal nutrient budgets, Limn. and Ocean., 47, 1796-1807.

Kim, G., Lee, K. K., Park, K. S., Hwang, D. W., Yang, H. S., 2003, Large submarine groundwater discharge (SGD) from a volcanic island. Geoph. Res. Let., 30(21), 2098, doi:10.1029/2003GL018378.

Kim, J., Kim, J. S., Kim, G., 2010a, Nutrient input from submarine groundwater discharge versus intermittent river-water discharge through an artificial dam in the Yeounsan River estuary, Korea, Ocea. Sci. J., 45(3), 181-188.

Kim, J. S., Lee, M. J., Kim, J., Kim, G., 2010b, Measurement of temporal and Horizontal Variations in 222Rn Activity in Estuarine Waters for groundwater inputs, Ocea. Sci. J., 45(4), 197-202.

Krest, J. M., Moore, W. S., Gardner, L. R., Morris, J. T., 2000, Marsh nutrient export supplied by groundwater discharge: evidence from radium measurements, Glo. Biogeo. Cyc., 14, 167-176.

Kwon, H. J., Choi, M. H., 2011, Error assessment of climate variables for FAO-56 reference evaporation, Meteor. Atmos. Phys., 112, 81-90.

Lee, D. R., 1977, A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries, Limn. and Ocea., 22, 140-147.

Libelo, E. L., MacIntyre, W. G., 1994, Effects of surface- water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface, Appli. Hydrog., 2, 49-54.

Lull, H. W., 1964, "Ecological and Silvicultural Aspects." Handbook of Applied hydrology, Edited by V.T. Chow, McGraw-Hill, Chapter 6, New York.

Martin, J. B., Cable, J. E., Swarzenski, P. W., Lindenberg, M. K., 2004, Enhanced submarine ground water discharge from mixing of pore water and estuarine water, Gr. Wat., 42(7), 1000-1010.

McCoy, C. A., Corbett, D. R., 2009, Review of Submarine Groundwater Discharge(SGD) in coastal zones of the Southeast and Gulf Coast regions of the Unites States with management implications, J. of Environ. Manag., 90, 644-651.

Moore, W. S., 1999, The subterranean estuary: a reaction zone of ground water and sea water. Mari. Chem., 65, 111-125.

Moore, W. S., 2010, The effect of submarine groundwater discharge on the ocean, Ann. Rev. Mari. Sci., 2, 59-88.

Muir, K. S, 1968, Groundwater reconnaissance of the Santa Barbara Montecito Area, Santa Barbara County, California. U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper, 1859-A, 28.

Penman, K. L., 1948, Natural evaporation from open water, bare soil, and grass, Royal Society of London Proccedings, Series A, 193, 120-145.

Penman, H. L., 1956, Evaporation: An introductory survey, Netherlands J. Agri. Sci., 4, 7-29.

Pluhowski, E. J., Kantrowitz, I. H., 1964, Hydrology of the Babylon-Islip Area, Suffolk county, long island, New York. U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper, 1768, 28.

Robinson, M. A., 1996, A finite elemet model of submarine ground water discharge to tidal estuarine waters. PhD dissertation, Virginia Polytechnic Institute.

Santos, I. R, Peterson, R. N., Eyre, B. D., Burnett, W. C., 2010, Significant lateral inputs of fresh groundwater into a stratified tropical estuary: evidence from radon and radium isotopes, Mari. Chem., 121, 37-48.

Sekulic, B., Vertacnik, A., 1996, Balance of average annual fresh water inflow into the Adriatic Sea, Water Resource Development, 12, 89-97.

Scott, M. K., Moran, S. B., 2001, Ground water input to coastal salt ponds of southern Rhode Island estimated using $^{226}$Ra as a tracer, J. Environ. Radi., 54, 163-174.

Snyder, R. L., 1992, Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions, J. Irri. Drain. Engin., 118(6), 977-980.

Soil Conservation Service., 1972, National Engineering Handbook, section4, Hydrology, U.S. Department of Agriculture, available from U.S Government Printing Office, Washington, D.C.

Taniguci, M., Ishitobi, T., Saeki, K. I., 2005, Evaluation of time-space Distributions of submarine groundwaer discharge, Gr. Wat., 43(3), 336-342.

Thompson, C., Smith, L., Maji, R., 2007, Hydrogeological modeling of submarine groundwater discharge alone the continental shelf of Louisiana, J. Geophy. Res., 12(C3), C0314.

Zimmermann, C. F., 1991, Submarine groundwater discharge to the Patuxent River and Chesapeake Bay. ln: Mihursky, J.A., Chaney, A. (Eds.), New Perspectives in the Chesapeake Bay System: a Research and Management Partnership. Dec. 4-6, 1990, Baltimore MDChesapeake Research Consortium Publication 137. Chesapeake Research Consortium, Solomons, MD, 663-668.