

## 증발산량 산정에 관한 연구

임창수 (청운대학교 토목환경공학과 전임강사)

1. 서론
  2. Flux 관측 및 일반 기상관측
    - 2.1 Flux 관측
    - 2.2 일반 기상관측
  3. Flux 및 기상자료의 관측 및 적용
    - 3.1 연구지역의 개괄
    - 3.2 관측자료
  4. 분석 및 결과
    - 4.1 Flux의 시간별 변화
    - 4.2 증발산모형의 적용
  5. 증발산산정 모형의 검증
    - 5.1 수치분석
    - 5.2 도표를 이용한 평가
  6. 결론
- 참고문헌

## 1. 서론

수문순환과정 중의 하나인 증발산과정은 강수를 발생시키는 주요 원천인 동시에 가장 큰 지구상의 수자원의 손실과정이다. 그럼에도 불구하고 미기상학적자료의 관측이 다른 수문관측 항목 보다도 용이하지 않은 관계로 많은 연구가 수행되어오지 못하였다. 특히 우리나라에서는 미기상학적 자료를 이용한 실제증발산량의 산정은 거의 전무한 상태이며, 주로 풍속이나 습도와 같은 기초적인 기상학적 자료를 이용한 Penman 공식의 적용을 통한 잠재증발산량 산정과 증발접시계를 이용한 잠재증발산량을 산정하는 수준이다.

본 보고서의 전반부에서는 기존의 flux관측 및 일반기상관측방법에 대해서 언급하였고, 후반부에서는 미국 애리조나주에 위치한 준건조기후지역에서 관측되어진 flux 및 기상학적 자료를 이용하여 시간별 및 일별 미기상학적자료의 변화를 분석하였다. 또한 관측된 증발산량과 기존의 증발산모형들을 운영하여 산정된 증발산량을 비교 검토함으로써 증발산량의 일별 변화과정을 알아보고, 또한 최적의 증발산량 산정 모형을 선정하려 하였다.

이와 같은 시도는 차후 우리나라에서의 미기상학적 방법을 이용한 실제 증발산모형의 개발을 위한 기초자료로 활용될 수 있을 것이다. 증발산량이 계절 및 지역적 그리고 그 지역의 식생조건에 영향을 받는다는 점을 감안할 때 우리나라에서 적절하게 적용될 수 있는 실제 증발산모형의 선정을 위해서는 우리나라의 지역적 조건 및 식생조건과 관련된 조사연구와 미기상학적 자료의 관측이 이루어져야 할 것이다.

## 2. Flux 관측 및 일반 기상관측

### 2.1 Flux관측

지표 경계층(surface boundary layer)에서 미기상학적 방법으로 실제증발산의 수직적 변화를 관측하는데는 기본적으로 와상관관계를 이용하는 방법과 profile(혹은 flux gradient)방법으로 분류할 수 있다. 와상관(eddy correlation)관계를 이용한 방법은 다시 와상관법(eddy correlation method)과 그리고 와상관관계와 에너지수지관계를 연계한 eddy correlation-energybalance(ECEB) 방법으로 나눌 수 있다. profile방법은 공기동력학적 방법(aerodynamic method)과 energy balance Bowen ratio(EBBR)방법으로 분류할 수 있다.

#### 2.1.1 와상관법(eddy correlation method)

이 방법은 순간적으로 변하는 공기의 흐름특성을 지표면으로부터 일정지점에서 감지함으로써 직접적으로 증발산을 관측하는 방법이다. 즉 일정지점에서 관측된 대기성분(s)의 수직적 변동을 장시간에 걸쳐 평균한 값에 대한 평균값( $\bar{s}$ )을 중심으로 순간적으로 변동하는 값( $s'$ )들의 관계로 나타낼 수 있다는 사실에 근거한 방법이다. 그러므로 대기성분(s)은 다음 식(2.1)로 표시된다.

$$s = \bar{s} + s' \quad (2.1)$$

그림 2.1은 풍속의 수직변화(w)를 예를 들어 보여준다. 이 그림에서  $w = 0$ 인 수평선은 바람의 수직방향의 움직임을 평균한 값( $\bar{w}$ )으로 가정되어지는데, 그 이유는 어떤 적정한 기간(예를 들면 약 10분 ~ 30분) 동안에 지표면으로부터 일정지점에서 관측되어진 수직방향 바람의 변화는 관측점으로부터 상·하 방향으로 거의 균등하게 움직인다고 가정할 수 있기 때문이다. 그러므로 바람의 추적선이 평균값( $\bar{w}$ )보다 작으나 혹은 크냐에 따라 바람의 순간적 수직변화인  $w'$  값이 결정되어진다.

바람의 난류적 특성에 관련되어 있는 성분들은 밀도( $\rho$ ), 수직풍속(w) 그리고 대기성분(풍속, 대기온도, 습도)이며 각 성분들은 어느 일정기간의 평균값과 변동하는 부분으로 나타내

질 수 있으므로 대기중의 바람에 의한 운동량, 열 그리고 수증기 flux들은 다음 식들 (2.2)~(2.4)와 같이 표현되어질 수 있다.

$$\tau = -\rho_a(\overline{w+w'})(\overline{u+u'}) \quad (2.2)$$

$$Q_H = \rho_a c_p(\overline{w+w'}) (\overline{T+T'}) \quad (2.3)$$

$$Q_E = L_v(\overline{w+w'}) (\overline{\rho'_v + \rho'_v}) \quad (2.4)$$

만일 위에 식들로부터 어느 일정한 기간(예를 들어 10분~30분) 대기성분의 수직변동 부분을 평균화시키면 위에 식들 (2.2)~(2.4)는 다시 다음 식들 (2.5)~(2.7)과 같이 간략화 되어질 수 있다.

$$\tau = -\rho_a \overline{w'u'} \quad (2.5)$$

$$Q_H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (2.6)$$

$$Q_E = L_v \overline{w'\rho'_v} \quad (2.7)$$

여기서  $\tau$ 는 단위표면적 당 운동량 flux(momentum flux, Pa)이며  $-$  표시는 운동량이 대기에서 지표면을 향하는 작용하는 방향성을 나타낸다.  $Q_H$ 는 현열 flux(sensible heat flux,  $W/m^2$ )이고  $Q_E$ 는 잠열 flux(latent heat flux,  $W/m^2$ )이다.  $u'$ 는 수평방향 풍속의 평균값으로부터의 순간적인 변동값(m/s),  $\rho_a$ 는 공기의 밀도( $kg/m^3$ ),  $c_p$ 는 일정한 압력에서의 공기의 비열(J/kg/K),  $T'$ 는 일정한 지점에서 관측된 공기온도(K)의 평균값으로부터의 순간적인 변동,  $\rho'_v$  일정한 지점에서 관측된 수증기의 밀도를 평균한 값으로부터의 순간적인 변동( $kg/m^3$ ),  $L_v$ 는 잠재증기화열(latent heat of vaporization, J/kg)이다.

위에서 언급되어진 각각의 flux를 관측하기 위하여는 지표면으로부터 일정한 높이에서 수직 풍속과 대기성분들(공기온도, 수증기, 수평방향풍속)의 변화를 매우 빨리 감지할 수 있는 기구들이 필요하며, 지표면에 가까울수록 와류(eddy)의 크기가 작아지므로 이를 감지할 수 있도록 보다 민감하게 작용하는 기구를 필요로 한다. 전형적인 수직 풍속의 변화( $w'$ )를 관측하기 위하여는 acoustic anemometer를 사용하며, 지상 4m 이상의 높이에서는 propeller anemometer도 적절하게 작용하는 것으로 알려져 있다. propeller anemometer의 장점은 가볍고 가격이 저렴하며 기상조건이 나쁜 경우에도 영향을 덜 받는다는 것 등이다. 하지만 propeller anemometer를

적용할 경우에는 설치위치에 따라 그리고 대기의 안정조건에 따라 acoustic anemometer등과 비교하여 검·보정을 하는 것이 필요하다 (Blanford와 Gay, 1992). 공기온도의 변화를 관측하기 위하여는 acoustic thermometer등과 같은 장비를 이용할 수 있으며, 수증기변화를 관측하기 위하여는 chemical hygrometer를 이용할 수 있다. 관측점에서의 순간적인 대기성분들의 변화는 매 0.1초에서 0.5초 간격으로 관측되어진다.

한 예로서 그림 2.1은 수직 방향 풍속과 대기온도 변화의 상관관계로부터 순간적인 현열 flux의 변화를 계산하는 식 (2.6)의 관계를 도식적으로 보여주고 있다.

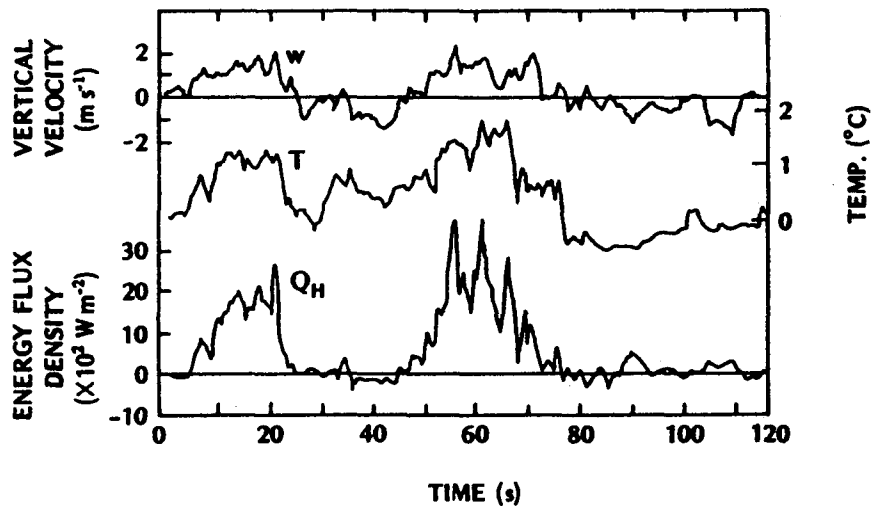


그림 2.1 수직방향 풍속과 대기온도 변화의 상관관계와 순간적인 현열 flux의 변화

### 2.1.2 Eddy Correlation-Energy Balance(ECEB) 방법

이 방법은 에너지 수지(energy balance)관계에 기초한 방법으로 에너지수지는 다음 식 (2.8)과 같이 표현된다.

$$\begin{aligned}
 Q_E &= Q_n - Q_H - Q_G & (2.8) \\
 &= Q_n - Q_H - (Q_{gh} + Q_{gs})
 \end{aligned}$$

여기서  $Q_E$  는 잠열 flux( $W/m^2$ ),  $Q_n$  은 순방사( $W/m^2$ ),  $Q_H$  는 현열 flux( $W/m^2$ ) 그리고  $Q_G$  는

지중열 flux( $W/m^2$ ),  $Q_{gh}$ 는 지표하 일정깊이에서의 지중열 flux( $W/m^2$ ),  $Q_{gs}$ 는 지표면으로부터 지중열류판이 위치해 있는 일정깊이까지의 지중열저류량( $W/m^2$ )이다.

따라서 보다 관측이 쉬운 순방사, 현열 flux 그리고 지중열 flux를 관측한 후 그 나머지 잔차로서 식 (2.8)을 이용하여 잠열 flux를 산정할 수 있다. 이 방법은 장기간에 걸쳐 잠열 flux를 관측할 경우에 식 (2.7)을 이용한 외삽관법 보다 더 신뢰성이 있는 값을 주는 것으로 알려져 있다.

여기서 현열 flux는 식 (2.6)에서와 같이 외삽관법으로부터 관측되어지며, 순방사( $Q_n$ )를 관측하기 위해서는 net pyrriometer를 사용한다. pyrriometer의 표면에 나란하게 배열되어 있는 판으로 이루어진 thermopile의 온도는 결국 판의 상하의 온도차와 관련되어지며, 이것은 모든 파장에서 총 유입방사량(incoming radiation)과 유출방사량(outgoing radiation)의 차와 비례하며 다음 식들 (2.9)~(2.11)로 표시되어질 수 있다.

$$Q_n \downarrow = K \downarrow + L \downarrow \quad (2.9)$$

$$Q_n \uparrow = K \uparrow + L \uparrow \quad (2.10)$$

$$Q_n = Q_n \downarrow - Q_n \uparrow \quad (2.11)$$

여기서  $K \downarrow$ 는 입사하는 단파복사에너지(incoming short-wave radiation,  $W/m^2$ )이고  $L \downarrow$ 은 입사하는 장파복사에너지(incoming long-wave radiation,  $W/m^2$ )이며  $K \uparrow$ 는 반사되는 단파복사에너지(reflected long-wave radiation,  $W/m^2$ )이고  $L \uparrow$ 는 반사되는 장파복사에너지(reflected long-wave radiation,  $W/m^2$ )이다. 따라서 여기서의 thermometer 상·하면에서의 온도차라는 것은 결국 두 면에서의 energy 수지의 차이이며, 이것은 방사량 뿐만 아니라 바람에 의해서도 영향을 받으므로 바람의 영향을 방지하기 위하여 polyethylene으로 만들어진 반구형 덮개가 덮여져 있다.

$Q_{gh}$ 를 관측하기 위하여는 토양으로부터 일정깊이에 지중열유동판(soil heat flux plate)을 사용할 수 있다. 지중열유동판은 알려진 열전도물질로 구성되어져 있고 판의 위와 아랫부분을 따라서 온도차이가 thermopile에 의해서 구해진다. 방사나 바람의 영향을 방지하기 위하여 판은 최소한 표면으로부터 10mm 이하에 위치해져야 하며, 토양조건이나 식생의 뿌리조건에 따라 50mm 혹은 100mm 이하까지도 위치해져야 한다.

또한  $Q_{gs}$ 를 계산하기 위해서는 다음과 같은 식을 이용하여 계산한다.

$$Q_{gs} = C_s \Delta T_s \Delta z / \Delta t \quad (2.12)$$

여기서  $C_s$ 는 토양의 volumetric heat capacity(MJ/m<sup>3</sup>/K)이고,  $\Delta T_s$ 는 일정시간간격의 두 다른 시간( $T_{si}$  그리고  $T_{si-1}$ )에서 관측된 평균토양온도(K)의 차이이며,  $\Delta z$ 는 지표면으로부터 열류 판이 설치된 곳까지의 깊이(m)이며,  $\Delta t$ 는 관측시간 간격(sec)이다(임창수, 1996).

### 2.1.3 공기 동력학적 방법 (aerodynamic method)

이 방법을 적용하기 위해서는 중요한 네 가지 가정이 요구되며 첫 번째 가정은 대기의 안정도(stability)가 중립조건(neutral condition)이어서 대기가 안정(stable condition)하거나 불안정한 상태(unstable condition)에 있지 않아야 한다는 것이다. 두 번째로는 관측기간 동안에 풍속이나 복사열의 심한 변이가 없어야 한다는 것이며, 세 번째로는 관측 높이에 따른 flux의 변화가 작아야 한다는 것이다. 네 번째로는 모든 대기성분(바람에 의한 운동량, 열, 수증기 등)의 diffusion coefficient가 일치해야 한다는 것이다.

네 번째 가정은 유사가정(similarity hypothesis)이라 부르며 운동량이나 열 그리고 수증기와 같은 대기 성분들의 diffusion coefficient가 동등하다는 가정에 근거하며 다음관계로 표시된다.

$$K_H = K_V = K_M \quad (2.13)$$

여기서  $K_H$ 는 열에 대한 eddy conductivity(m<sup>2</sup>/s)이고,  $K_V$ 는 대기수증기에 대한 eddy diffusivity(m<sup>2</sup>/s)이며,  $K_M$ 은 바람에 의한 운동량의 eddy viscosity(m<sup>2</sup>/s)이다. 그리고 식 (2.13)의 관계를 공기동력학적 저항관계로 표현하면 다음 식 (2.14)와 같으며, 이 식들은 대기의 와류에 따라 대기성분(운동량, 열, 수증기)의 변동이 동일한 특성을 갖는다는 것을 의미한다. 고로 한 성분의 값이 결정되어지면 나머지 성분의 값도 결정되어질 수 있다.

$$r_M = r_H = r_V \quad (2.14)$$

여기서  $r_M$ 은 바람에 의한 운동량의 공기동력학적 저항(s/m)이며,  $r_H$ 는 대기 열전도 성분에 대한 공기동력학적 저항(s/m)이고,  $r_V$ 는 대기중의 수증기전도 성분에 대한 공기동력학적 저항(s/m)이다.

위에서 언급되어진 네 가지 조건이 만족된다는 가정 하에서 식 (2.15)가 적용되어지고 이 공식은 바람의 움직임이 대수함수적으로 나타내질 수 있고 바람 경사(wind gradient)가 표면으로부터의 높이에 역비례 관계를 가진다는 것을 나타낸다.

$$u = A \ln(z) + B \quad (2.15)$$

여기서  $u$ 는 평균풍속 (m/s),  $z$ 는 지표면으로부터의 높이 (m), 그리고  $A, B$ 는 상수이다.  $B$ 는 또한  $-A \ln z_0$ 로 나타내질 수 있으며, 여기서  $z_0$ 는 조도장(roughness length, m)이라 불리며 지표면의 풍속분포에 대한 공기역학적 거칠기를 나타낸다. 따라서 식 (2.15)는 다시 다음 식 (2.16)과 같이 나타내질 수 있고, 식 (2.15)를 미분하면 식 (2.17)과 같이 되며, 실험에 의하면 식 (2.17)은 식 (2.18)과 같이 표현되어질 수 있으므로 식 (2.17)과 (2.18)의 관계로부터 식 (2.19)와 같은 관계를 얻을 수 있다. 그러므로 식 (2.16)과 식 (2.19)로부터 식 (2.20)을 얻을 수 있다.

$$u = A \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.16)$$

$$\frac{du}{dz} = \frac{A}{z} \quad (2.17)$$

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{kz} \quad (2.18)$$

$$A = \frac{u_*}{k} \quad (2.19)$$

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.20)$$

여기서  $u$ 는 지표면으로부터 어느 높이  $z$ 에서의 평균풍속(m/s)이며,  $u_*$ 는 friction velocity(m/s)이고  $k$ 는 von Karman 상수( $\approx 0.41$ )이고  $k$ 와  $z$ 의 곱  $kz$ 는 mixing length라 한다.

식 (2.20)은 평지에서의 대수함수적인 바람의 움직임을 나타내는 식이며, 지표면 위에 높이  $h$ 인 식생조건이 존재한다면 식 (2.20)은 다음과 같은 식 (2.21)로 나타내지며,  $z_0$ 는 상대적으로 작은 값이므로 식 (2.22)와 같이 나타내질 수 있다.

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d-z_0}{z_0} \quad (2.21)$$



$$\approx \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (2.22)$$

여기서  $d$ 는 제로면 변위(zero plane displacement height, m)이며, 지표면 위에 높이  $h$ 인 식생조건이 존재하는 경우, 바람에 의한 운동량이 작용하는 지면으로부터의 가상적인 높이를 나타낸다. 그리고 위에 식 (2.21)과 (2.22)는 관측높이  $z$ 가 식생높이  $h$ 보다 항상 크거나 동일한 경우에만 만족한다.

다음 표 2.1은 자연조건에서의  $d$ 와  $z_0$ 의 값을 나타낸다. 지표면이 균일한 조건을 가진 경우에 대해서 행해진 연구결과에 의하면  $z_0$ 는 일반적으로 지표면 식생의 평균높이( $h$ )에 대해 상대적으로 일정한 비( $z_0 \approx 0.1h$ )를 갖는 것으로 알려져 있으며,  $d$ 는  $h$ 의 2/3 정도로 알려져 있다. 하지만 지표면에서 식생의 분포가 균일하지 않은 경우는  $d$ 와  $z_0$ 가 식생높이( $h$ )와 일정한 비의 관계가 있다고 볼 수 없으므로 이에 대한 보정을 요한다(Hatfield, 1989). 그림 2.2는  $z_0$ 와  $d$ 에 대한 개념을 도식화하였다.

표 2.1 자연조건에서의 zero plane displacement height( $d$ )와 roughness length( $z_0$ )의 비교

Surface	Remarks	$z_0$ (m)	$d$ (m)
Water	Still - open sea	0.1 ~ 10.0 × 10 <sup>-5</sup>	-
Ice	Smooth	0.1 × 10 <sup>-4</sup>	-
Snow	-	0.5 ~ 10.0 × 10 <sup>-4</sup>	-
Sand, desert	-	0.0003	-
Soils	-	0.001 ~ 0.01	-
Grass	0.02 ~ 0.1 m	0.003 ~ 0.01	≤ 0.67
	0.25 ~ 1.0 m	0.04 ~ 0.10	≤ 0.66
Agricultural crops	-	0.04 ~ 0.20	≤ 3.0
Ochards	-	0.5 ~ 1.0	≤ 4.0
Forest	Deciduous	1.0 ~ 6.0	≤ 20.0
	Coniferous	1.0 ~ 6.0	≤ 30.0

여기서 대기상태가 중립 조건을 만족한다는 가정 하에서 다음 식 (2.23)과 (2.24)와 같은 유사 가정 (similarity hypothesis)이 성립된다

$$K_V = K_H = K_M = kzu_* \quad (2.23)$$

$$K_V = K_H = K_M = k(z-d)u_* \quad (2.24)$$

또한 지표경계층의 대기안정도(atmospheric stability)가 중립조건(neutral condition)이라고 가정하는 경우에 식 (2.18)과 바람에 의한 운동량의 무차원 안정도 함수(dimensionless stability function),  $\phi_M$  사이에는 다음과 같은 관계가 성립한다.

$$\frac{du/dz}{u_* / kz} = \phi_M = 1 \quad (2.25)$$

여기서  $\phi_M$  값은 대기의 안정조건에 따라 달라지며, 대기가 안정상태일 때에는 ( $\phi_M > 1$ )이고 대기상태가 불안정할 때는 ( $\phi_M < 1$ )이다.

그러므로 식 (2.24)에서와 같은 유사가정이 성립한다는 조건하에서 잠열 flux 역시 다음과 같은 식들 (2.26)~(2.28)로 표현될 수 있다.

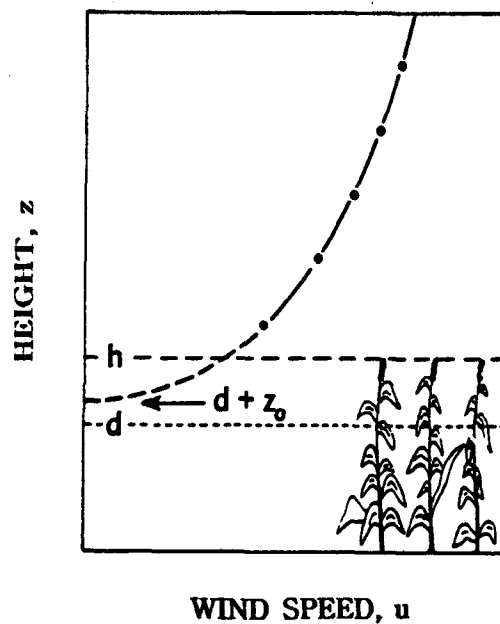


그림 2.2 높이 h인 식생조건 위에서 관측되어진 전형적인 풍속의 측면도

$$Q_E = L_v K_V \frac{d\rho_v}{dz} \quad (2.26)$$

$$= L_v k z u_* \frac{d\rho_v}{dz} \quad (2.27)$$

$$\frac{d\rho_v/dz}{Q_E/L_v k z u_*} = \phi_V = 1 \quad (2.28)$$

여기서  $\phi_V$ 는 수증기flux에 대한 무차원 안정도 함수(dimensionless stability function)이며, 위에 식 (2.28)을 지상으로부터의 임의높이  $z_1$ 과  $z_2$ 에 대해서 적분하면 잠열 flux는 다음 식 (2.29)로부터 구할 수 있고, 지표면으로부터의 잠열 flux는 식 (2.30)으로 표현되며, 지표면으로부터의 높이  $h$ 인 식생조건이 존재하는 경우 식생으로부터의 잠열 flux는 다음 식 (2.31)로부터 구할 수 있다.

$$Q_E = \frac{L_v k u_* (\rho_{v_2} - \rho_{v_1})}{\ln(z_2/z_1)} \quad (2.29)$$

$$Q_E = \frac{L_v k u_* (\rho_{vs} - \rho_{vz})}{\ln[z/z_o]} \quad (2.30)$$

$$Q_E = \frac{L_v k u_* (\rho_{vs} - \rho_{vz})}{\ln[(z - d_o)/z_o]} \quad (2.31)$$

여기서  $\rho_{v1}, \rho_{v2}$  = 두 다른 높이에서의 수증기밀도( $\text{kg/m}^3$ ),  $\rho_{vs}, \rho_{vz}$  = 표면에서의 수증기밀도와 높이  $z$ 에서의 수증기밀도 ( $\text{kg/m}^3$ )이며,  $z_1, z_2$  = 지표면으로부터의 두 다른 높이 (m)이다.

위에서는 대기의 안정도가 중립상태(neutral condition)라는 가정 하에서 잠열 flux를 산정하는 방법에 대하여 언급하였으며, 대기의 안정도가 중립조건이 아닌 안정조건(stable condition)이나 불안정한 조건(unstable condition)인 경우에는 다음과 같은 관계로부터 잠열 flux를 구할 수 있다. 즉, 식 (2.25)는 다음 식과 같이 나타낼 수 있고

$$u_* = k z \frac{du}{dz} \frac{1}{\phi_M} \quad (2.32)$$

잠열 flux를 산정하기 위하여 식 (2.28)로부터 식 (2.33)을 얻을 수 있다.

$$Q_E = L_v k z u_* \left( \frac{d\rho_v}{dz} \right) \left( \frac{1}{\phi_V} \right) \quad (2.33)$$

그리고 식 (2.32)와 (2.33)으로부터 다음 식 (2.34)를 구할 수 있다.

$$Q_E = L_v k^2 z^2 \left( \frac{du}{dz} \frac{d\rho_v}{dz} \right) \left( \frac{1}{\phi_M \phi_V} \right) \quad (2.34)$$

또한 지표경계층의 대기상태가 안정조건(stable condition)인 경우에 대해서 다음과 같은 관계를 만족하는 것으로 알려져 있으며,

$$\phi_V = \phi_M = (1 - 5Ri)^{-1} \quad (2.35)$$

지표경계층의 대기상태가 불안정조건(unstable condition)인 경우에는 다음과 같은 조건을 만족하는 것으로 나타났다.

$$\phi_V = \phi_M^2 = (1 - 16Ri)^{-0.5} \quad (2.36)$$

그러므로 식 (2.35)와 (2.36)의 관계를 이용하여 식 (2.34)로부터 지표면에서의 잠열 flux를 계산할 수 있다.

또한 지표면에 식생조건이 있는 경우에는 zero면 변위(zero plane displacement height,  $d$ )를 고려하면서 식생으로부터의 잠열 flux는 다음과 같은 공식 (2.37)로 산정할 수 있다.

$$Q_E = L_v k^2 (z - d)^2 \left( \frac{du}{dz} \frac{d\rho_v}{dz} \right) \left( \frac{1}{\phi_M \phi_V} \right) \quad (2.37)$$

여기서  $Ri$ 는 Richardson number이며 바람의 난류흐름에 따른 부양력(buoyancy force)과 전단력(shear force) 사이에 관계로부터 다음 식 (2.38)과 같이 유도된다.

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{dT/dz}{(du/dz)^2} \quad (2.38)$$

$$= \frac{g}{T} \frac{(T_2 - T_1)(z_2 - z_1)}{(u_2 - u_1)^2} \quad (2.39)$$

여기서  $g$  = 중력가속도(= 9.81 m/s<sup>2</sup>),  $z_1, z_2$  = 두 다른 layer 1과 2 (m),  $T_1, T_2$  = 두 다른 layer 1과 2에서의 대기온도 (K),  $u_1, u_2$  = 두 다른 layer 1과 2에서의 풍속 (m/s)이며,  $T$  = 두 다른

layer 1과 2에서의 평균 온도 (K)이다.

Richardson number( $Ri$ )는 대기의 안정상태를 특성화하는데 사용되어지는 매개변수이다. 식 (2.38)에서 보여주는 바와 같이 대기온도경사( $dT/dz$ )가 zero보다 작을 때 대기상태는 불안정한 상태(dynamically unstable condition)를 나타내면서  $Ri$ 값은 zero보다 작은 값을 가지며, 대기온도경사가 zero보다 클 때에는 대기상태는 안정한 상태(dynamically stable condition)를 나타내면서 zero보다 클 것이다. 또한 대기온도경사가 zero인 경우는 대기상태는 중립조건(dynamically neutral condition)을 가지면서  $Ri$ 값은 zero를 가진다.

#### 2.1.4 Bowen Ratio-Energy Balance (BREB) 방법

Bowen Ratio-Energy Balance(BREB) 방법은 현열 flux와 잠열 flux에 쓰여지는 에너지의 비례관계(Bowen ratio)로부터 구해진다. 이 방법은 대기상태가 중립조건(neutral condition)이라는 가정을 만족시킬 필요가 없다. 그 이유는 열이나 수증기의 확산계수(diffusion coefficient)의 유사성을 요구할 뿐 바람에 의한 운동량의 확산계수의 유사성을 요구하지 않기 때문이다. 즉 다음과 같은 조건을 가정하며

$$K_v = K_H \quad (2.40)$$

열과 수증기의 유사성이 있다는 가정 하에 모든 유사성 이론의 적용범위에서  $K_H/K_v = \phi_H/\phi_v$  그리고  $\phi_H = \phi_v$  라는 관계가 성립되며 따라서  $K_H$ 와  $K_v$ 가 유사하다는 관계에 의거 다음 식을 얻을 수 있다.

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E} = \frac{C_a \overline{\Delta T}}{L_v \overline{\Delta \rho_v}} \quad (2.41)$$

여기서  $\beta$ 는 Bowen 비(Bowen ratio),  $C_a$ 는 공기의 heat capacity( $J/m^3/K$ ),  $L_v$ 는 잠재증기화열( $J/kg$ ),  $\overline{\Delta T}$ 는 지표면 위에 두 다른 높이에서의 시간평균 온도차(K),  $\overline{\Delta \rho_v}$ 는 두 다른 높이에서의 시간평균 수증기 밀도( $kg/m^3$ )이다.

위식 (2.41)에서 보여주는 바와 같이  $Q_H$ 가  $Q_E$ 보다 큰 경우  $\beta$ 가 1보다 클 것이며, 이런 경우는 지표면에서 토양수분량의 감소로 인하여 대부분의 방사에너지( $Q_n$ )가 대기중의 공기를 가열시키는데 사용되어지기 때문이며, 따라서 기후는 따뜻하며 건조해 질 것이다. 반면에

$Q_E$ 가  $Q_H$  보다 큰 경우에는  $\beta$ 가 1보다 작은 값을 가질 것이다. 이런 경우는 지표면에서 토양수분량의 증가로 인하여 대부분의 방사에너지가 토양수분을 증발시키는데 사용되어지기 때문이며, 따라서 기후는 상대적으로 선선하고 습해질 것이다.

식 (2.8)의 에너지수지 관계와 식 (2.41)의 Bowen ratio 관계로부터 잠열 flux( $Q_E$ )는 다음 식 (2.42)로 구해진다.

$$Q_E = \frac{Q_n - Q_G}{1 + \beta} \quad (2.42)$$

그러므로 잠열 flux( $Q_E$ )를 산정하기 위해서 필요한 것은 순방사( $Q_n$ )와 지중열 flux( $Q_G$ ) 그리고 다른 두 일정한 높이에서 습구 및 건구 thermometer system을 이용하여 관측된 온도와 습도차를 이용하여 Bowen ratio( $\beta$ )를 계산하는 것이다.

앞서 언급된 방법들로부터 산정된 잠열 flux( $Q_E$ ,  $W/m^2$ )는 기상학적인 단위인 실제증발산량이다. 그러므로 수문학적 단위인 실제증발산량(mm/day)을 얻기 위하여는 계산된  $Q_E$ ( $W/m^2$ )를 잠재증기화열( $L_v$ )과 물의 밀도( $\rho_w$ )로 나누어 주어야한다.

## 2.2 일반 기상관측

### 2.2.1 대기온도(Air temperatures)

온도계에 의해서 기록되어지는 온도는 에너지수지의 결과이고, 이것은 또한 복사량이나 대류 그리고 전도에 의해서 온도계를 통해서 이루어지는 순 열교환에 의해서 결정되어진다. 하지만 대류에 의한 열교환이 온도를 측정하는데 요구되어지기 때문에 대부분의 온도계는 온도계를 통과하는 공기의 온도를 의미한다. 대부분의 온도계는 온도계와 태양 그리고 복사량을 차단하는 기구사이의 복사교환을 감소시키려고 고안되어져 있다. 한편 대류의 교환은 강제적 통풍장치를 설치하는 것에 의해서 극대화되어질 수 있다.

### 2.2.2 토양온도(Soil temperatures)

토양온도는 대기온도보다도 덜 민감하고, 복사나 대류교환이 토양에서는 존재하지 않기 때문에 온도계를 이용한 측정상의 요구사항이나 관측오차는 대기온도의 관측보다 덜하다. 대기온도의 관측에 적용되어지는 온도계는 토양온도의 관측에 대해서도 적용할 수 있으며, 온도계를 설치할 때 가능한 토양의 구조를 적게 교란시키도록 조심하여야 한다. 온도계는 한쪽면

으로부터 파 들어간 구덩이로부터 수평으로 설치되어야하며 이는 열전도를 최소화시키고 토양수분의 흐름이 방해받지 않도록 하기 위해서다.

### 2.2.3 지표온도(Surface temperatures)

앞이나 지표면의 온도는 측정하기 힘들며 가장 좋은 방법은 복사온도계에 의해서 원거리에서 표면온도를 감지하는 것이다. 복사온도계는 관측하고자하는 표면에서 발산되는 장파복사(8~14 μm)를 관측한다. 기구에 의해서 관측되어진 복사량은 표면에 의해서 발산되어진 것( $L \uparrow = \epsilon \sigma T_o^4$ )과 대기로부터 반사되어진 장파복사( $L \downarrow (1-\epsilon)$ )의 합으로 이루어진다. 대부분의 자연표면은 장파복사에서 거의 완전한 방사체에 가깝기 때문에 대기로부터 발산되어진 복사량은 종종 무시되어지고 표면복사온도는 다음과 같은 관계를 가진다.

$$T_o \approx (L \uparrow / \sigma)^{1/4} \quad (2.43)$$

이 관계는 표면과의 접촉을 요구하지 않기 때문에 대단히 유용하며, 구해진 복사량은 표면적으로 발산되어진 양의 적분값이다. 발산량의 변화를 무시하는 영향은 대부분의 자연표면에서 약 1°C정도이다.

### 2.2.4 풍속 · 풍향(Wind speed · Wind direction)

마찰효과 때문에 풍속은 지면으로부터 처음 10m와 그 이상이 상당히 변한다. 이와 같은 이유 때문에 개활지에 바람측정장비를 설치하기 위하여 표준높이(standard height)를 정의하게 되었다. WMO(World Meteorological Organization, 1984)의 규정에 의하면 개활지 위에서 바람측정기기의 표준설치높이는 지상 10m이다. 개활지에서 풍속계를 표준높이에 설치할 수 없을 때, 측정되어지지 않은 위치(z)에서의 풍속을 산정하는 방법 중에 하나는 식 (2.20)의  $u^*$ ,  $k$ ,  $z_o$ 로부터 알고싶어하는 위치(z)에서의 풍속  $u(z)$ 를 구할 수 있다. 표준설치가 힘든 곳에서 풍속계는 지역장애물로부터 최소의 영향을 받도록 설치하거나, 가능하다면 주위에 장애물이 없어 10m의 바람을 나타내도록 설치되어야 한다. 풍속은 m/s나 유사한 단위인 knot로 보고되어야 하며, 종관적인 기록을 위하여 10분간 평균으로 나타낸다. 그러나 바람이 10분내 현저한 바람 변화가 있을 경우는 변화가 일어난 후의 나머지 시간 동안의 평균으로 나타내야 한다.

개활지에서 높이에 따른 풍향의 대응변위(shift)는 상대적으로 작기 때문에 조정하지 않아도 된다. 풍향은 지리학상 진북을 기준으로 하여 시계방향으로 풍향을 나타내며, 북풍은 360° 방향, 동풍은 90°, 남풍은 180°, 서풍은 270° 방향이다. 그리고, 01.....36 부호를 사용하여

약 10 $\sigma$  단위로 보고되어야 하고 10분 동안의 평균으로 나타낸다. 그러나 바람이 10분 동안 현저하게 변화가 있을 경우는 변화가 일어난 후 나머지 시간 동안의 평균으로 나타내야 한다.

### 2.2.5 습도(Humidity)

대기중의 습도 또한 정확하게 관측하기가 용이하지 않으며, 가장 널리 사용되어지고 있는 건구습구 습도계를 이용한 대기의 습도측정이 가장 보편적이다. 이 방법은 두개의 똑같은 온도계를 노출시키는 것인데, 하나는 실제온도를 측정하려는 것이고 다른 하나는 증발에 의한 온도의 감소로 대기온도보다 낮은 습구온도를 측정하려는 것이다. 여기서 습구온도계는 물에 젖은 천으로 덮여져 있다. 이 경우에 외부에너지가 존재하지 않기 때문에 물을 증발시키기 위하여 사용되어진 모든 에너지는 공기를 차갑게 하려는데 사용되어진다. 그러므로 다음과 같은 식으로 표시되어질 수 있다.

$$C_a(T_a - T_w) = L_v(\rho^*(T_w) - \rho v_a) \quad (2.44)$$

여기서 왼쪽 항은 온도의 변화 때문에 발생하는 공기의 열용량의 변화이며 오른쪽 항은 젖은 천으로부터 공기 중으로 물을 증발시키기 위해 사용되는 에너지로서 간주된다. 위에 식 (2.39)를 다시 정리함으로써 다음 psychrometer 공식을 얻을 수 있다

$$\rho v_a = \rho^*(T_w) - \gamma(T_a - T_w) \quad (2.45)$$

여기서  $\gamma = C_a/L_v$ 는 대기온도와 압력에 따른 psychrometric 상수이며 대기온도 20 $^{\circ}$ C와 압력 100 KPa에서  $\gamma$ 는 0.489gm $^{-3}$ K $^{-1}$ 이다 포화증기압은 온도  $T$ 의 함수이기 때문에  $T_a$ 와  $T_w$ 를 측정하는 것에 의해서 식 (2.45)로부터 습도를 측정할 수 있다.

### 2.2.6 Profile 관측 (Profile measurements)

열, 수증기 그리고 운동량의 수직적 분포를 산정하기 위하여 대기온도, 습도, 풍속을 측정할 때 수직경사도( $\partial T/\partial z$  등)나 측정치의 차이( $\partial T$  등)로부터 profile을 얻으려고 대개 기둥 위에 장치를 설치하며 대수적으로 기둥 위에 장치를 설치하며 이는 열, 수증기 및 바람에 의한 운동량이 대개 대수적인 양상으로 높이에 따라서 변한다는 사실에 근거한다. 그러므로 이런 성질들이 높이에 따라서 가장 빠르게 변하는 표면 근처에서 더 많은 관측이 필요하다. 하지만 대략적으로 가장 낮은 관측 수준은 surface roughness length의 5배 정도의 높이보다 낮은



지점에 위치하여야 한다. 더구나, 관측이 지역적 규모에서의 표면을 대표하는 것으로 간주되어 진다면 상부층의 관측수준은 그 지역의 internal boundary layer에 포함되어져야 한다.

### 3. Flux 및 기상자료의 관측 및 적용

#### 3.1 연구지역의 개괄

본 연구목적을 위하여 선정되어진 유역으로는 미국애리조나주에 위치한 Walnut Gulch 실험유역 (31° 43'N, 110° 41'W)으로서 이 실험유역은 미농무성산하(U.S. Department of Agriculture)에 있는 농업연구부(Agricultural Research Service)에 의해서 오랜 기간 동안 운영되어지고 있다. Walnut Gulch 유역은 애리조나주 투손시에서 남동쪽으로 120 km지점에 위치해 있으며 그 면적은 약 150 km<sup>2</sup>정도이다. 이 지역의 년평균강수량은 약 250-500mm정도이며, 주로 7월부터 8월에 걸친 여름우기에 걸쳐 집중되어 있다. 여름강우기간중의 강우형태는 한정된 지역 내에서 짧은 기간 동안에 다양한 공간적 변화를 보이고 있다. 연구지역에서 연구기간 중에 평균기온은 약 10℃이다.

본 연구를 위해서 선정되어진 연구유역은 Walnut Gulch유역 내에 부속되어있는 소유역인 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역으로서 Lucky Hills 소유역은 면적이 약 0.08 km<sup>2</sup>이고, Walnut Gulch유역의 서쪽지역에 위치해 있으며 보다 완만한 지형이며, 주된 식생조건은 사막 관목이다. 또한 Kendall 소유역은 유역면적이 약 0.48 km<sup>2</sup>이고 Walnut Gulch 유역의 동쪽에 위치해 있으며 완만한 구릉을 이루고 있고, 주된 식생조건은 주로 잔디로 이루어져 있다.

#### 3.2 관측자료

본 연구를 위해서 적용되어진 flux 및 기상자료는 겨울기간(DOY 92015 - DOY 92055) 동안에 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역에서 관측되어진 flux 및 기상학적 자료이다.

##### 3.2.1 기상학적 관측자료

기상학적 관측자료는 대기온도( $T_a$ , °C), 풍속( $u$ , m/sec), 상대습도 (RH, %) 그리고 토양온도 ( $T_s$ ) 등이다. 자료는 기상자료 자동측정장비(Cambell Scientific, INC, Logan, UT)를 이용하여 미농무성 농업연구부(USDA, ARS)에 의해서 관측 수집되어졌으며, 모든 자료는 한시간 평균치로 변환 저장되었다.

대기온도는 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역에서 지표면으로부터 2.0 m높이에서 76  $\mu m$  직경의 chloromel-constantan thermocouple을 이용하여 측정되었다. 상대습도는 Gill radiation shield에 위치한 capacitive sensor를 이용하여 측정되었다. 수평방향의 평균풍속은 지면으로부터 2m 지점에 위치한 풍속계를 이용하여 관측되었으며, 토양온도는 지표면으로부터 2.5

cm 지점과 5cm 지점 그리고 15cm 지점에서 관측되었다.

### 3.2.2 Flux 관측

잠열flux(latent heat flux)는 여러 가지 방법에 의해서 관측되어질 수 있다. 하지만, 연구결과에 의하면 보다 쉽게 관측되어질 수 있는 flux값들 ( $Q_n$ ,  $Q_H$ , 그리고  $Q_G$ )로부터 식 (2-8)에 나타나 있는 에너지수지방법( $Q_E = Q_n - Q_H - Q_G$ )에 근거하여 잠열flux를 산정하는 것이 장기간의 관측을 위해서 바람직한 것으로 알려져 있다. 따라서 순방사( $Q_n, W/m^2$ ), 현열flux( $Q_H, W/m^2$ ) 그리고 지중열 flux( $Q_G, W/m^2$ )를 다음에 기술한 방법을 이용하여 관측하였다.

본 연구를 위해서 순방사는 REBS Q\*6 net radiometer를 이용하여 지표면 위로 2.5m 지점에서 관측되었다. 순방사는 지표면에서의 에너지수지를 고려할 때 에너지교환에 따른 지표면에서 에너지의 공급원으로서 작용한다. 지중열 flux는 지표면 하의 5cm 깊이에서 관측되어진 지중열 flux(ground heat flux,  $W/m^2$ )와 식 (3.1)로부터 계산되어진 지중열저류량(ground heat storage,  $W/m^2$ )의 합으로서 구하였다.

$$Q_{gs} = 0.01C_s \Delta T_s \Delta z / \Delta t \quad (3.1)$$

여기서  $C_s$ 는 토양의 volumetric heat capacity[ $=1.5 (MJ/m^3/K)$ ]이고,  $\Delta T_s$ 는 일정시간간격의 두 다른 시간( $T_{si}$  그리고  $T_{si-1}$ )에서 관측된 평균토양온도(K)의 차이이며,  $T_{si}$ 는 시간  $i$ (hr)에서의 평균토양온도이며,  $T_{si-1}$ 는 시간  $i-1$ (hr)에서의 평균토양온도이다. 0.01은 단위변환계수이며 (m/cm),  $\Delta t$ 는 한 시간간격( $=3600 \text{ sec}$ )이며,  $\Delta z$ 는 지표면으로부터 열류판이 설치된 곳까지의 깊이이다.

현열 flux( $Q_H$ )는 식 (2.6)에 기술된 와상관법을 이용하였으며, one propeller eddy correlation 방법을 적용하였다. 현열flux 계산을 위하여 지상으로부터 9m 지점에서 fast response thermocouple을 이용하여 공기온도(K)의 평균값으로부터의 순간적인 변동( $T'$ )을 관측하였고, sensitive propeller anemometer를 이용하여 바람의 순간적 수직변화인  $w'$  값을 20분 간격으로 관측하였다. 본 연구에서 사용되어진 one propeller eddy correlation system (OPEC)은 와상관법(eddy correlation)에서 주로 적용되어지는 sonic anemometer eddy correlation system(SEC)을 대신하여 사용되어질 수 있는 한가지 방법으로서 OPEC system은 SEC system에 비하여 가볍고, 값이 저렴하고, 전력을 요구하지 않으며 악기상 조건에서도 관측이 용이하다는 장점이 있다.

잠열 flux는 식 (2.8)에서 언급되어진 바와 같이 에너지수지방법( $Q_E = Q_n - Q_H - Q_G$ )에 근거하여 구하였다. 잠열 flux( $Q_E$ )와 실제증발산량(ET)의 차이는 ET는 증발된량의 깊이를 나타내며(in mm/period), 반면에  $Q_E$ 는  $W/m^2$ 의 단위를 가진다.

## 4. 분석 및 결과

### 4.1 Flux의 시간별 변화

지표면에서의 복사에너지의 불균형은 결국 지표면에서 대기로 혹은 대기에서 지표면으로의 변동되는 에너지의 대류현상( $Q_H$ ,  $Q_E$ )과 지표면으로부터 지표하로 전도되는 에너지의 변화현상으로 나타난다. 따라서 지표면에서의 flux의 변동은 결국 지표면조건에 따라서 민감하게 좌우된다고 할 수 있다. 그림 4.1은 1992년 1월 22일과 23일에 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역에서 관측된 시간별 flux( $Q_E$ ,  $Q_n$ ,  $Q_H$  그리고  $Q_G$ )의 변화를 보여준다.

### 4.2 증발산모형의 적용

#### 4.2.1 에너지수지에 의한 방법

Penman에 의해서 제안된 잠재증발산 산정모형은 에너지수지를 이용한 전형적인 예라고 할 수 있으며, 미기상학적 분야에서 가장 많이 적용되고 있다. Penman (1948)은 자연조건에서 산정되어지기 어려운 증발산량을 구하는데 물리적으로 타당성 있는 식 (4.1)과 같은 관계를 제안하였다. 그가 제안한 식은 증발산량을 증발표면에서의 발생하는 순복사에너지와 바람의 영향과 연계시킴으로서 증발산량을 결정하려 하였다.

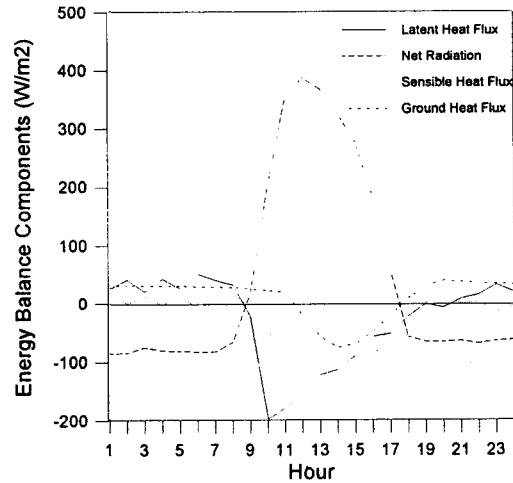
$$ET = W(R_n + G) + (1 - W)E_a \quad (4.1)$$

식 (4.1)에서  $R_n$ 은 순방사 (mm/day)이며,  $G$ 는 지중열유동 (mm/day),  $W$ 는 Doorenbos와 Pruitt(1975)에 의해서 제안된 무차원 가중치 [ $= \Delta / (\Delta + \gamma_z)$ ]이고,  $\Delta$ 은 포화증기압곡선의 경사 (mb/°C)이며,  $\gamma_z$ 는 평균해수면 위의 psychometric constant (=0.55 mb/°C) ( $z$ , m) (mb/°C)이며  $\gamma_0(P/P_0) = 0.66[(288 - 0.0065z)/288]^{5.256}$  와 같은 식으로서 나타낸다. 또한  $\gamma_0$ 는 해수면에서의 psychometric constant (0.66 mb/°C)이고  $P/P_0$ 는 해수면에서의 대기압과 실제대기압사이의 비( $P_0 = 1013.25$  mb)이고,  $E_a$ 는 drying power항 (mm/day)으로서 다음 식 (4.2)로 표현된다.

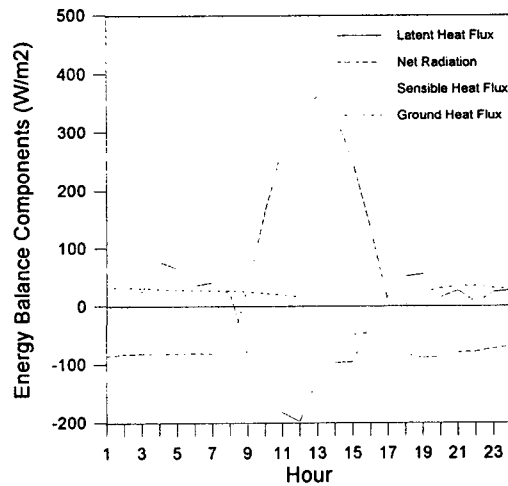
$$E_a = c \cdot f(u)(e_s - e_a) \quad (4.2)$$

$$f(u) = 0.263 + 0.141u_2 \quad (4.3)$$

여기서  $c$ 는 단위의 변환계수 (1/86,400,000)이고 그리고  $u_2$  는 증발표면으로부터 2m 상공에서  
의 풍속을 나타낸다 (m/s).



(a) Lucky Hills 소유역



(b) Kendall 소유역

그림 4.1 시간별 flux의 변화

증발표면으로부터 2m 상공에서 측정된 대기온도  $T_a$ 에서의 포화증기압 ( $e_s$ )은 Murray (1967)에 의해서 제안된 식 (4.4)를 이용하였다.

$$e_s = A \cdot \exp[B \cdot T_a / (C + T_a)] \quad (4.4)$$

식 (4.4)에서 대기온도 ( $T_a$ )가 0°C보다 클 때,  $A$ ,  $B$  그리고  $C$ 값은 각각 6.1078 (mb), 17.269 (1/°C), 237.3 (°C)이다. 반면에 대기온도가 0°C보다 작을 때,  $A$ ,  $B$  그리고  $C$ 값은 각각 6.1078 (mb), 21.8746 (1/°C) and 265.5 (°C)가 된다. 대기온도 ( $e_a$ )에서의 실제 증기압은 다음관계 즉,  $e_a = (e_s \cdot RH)/100$ 으로부터 구해지며, 여기서 RH는 증발표면으로부터 2 m 지점에서 관측된 상대습도(%)이다. 그러므로 증기압미합량은  $e_s - e_a$ 로 표시된다.

대기온도의 변화에 따른 포화증기압곡선의 경사 ( $\Delta$ )는 식 (4.4)를 미분함으로서 식 (4.5)와 같이 구할 수 있다.

$$\Delta = \left[ \frac{B \cdot C}{(C + T_a)^2} \right] [A \cdot \exp(\frac{B \cdot T_a}{C + T_a})] \quad (4.5)$$

#### 4.2.2 복사에너지를 이용한 방법

복사에너지를 이용한 증발산량 산정방법 중에 하나는 Priestley-Taylor에 의해서 제안된 방법이다. Priestley와 Taylor (1972)는 증발산량 산정을 위해서 Penman 방법에 의해서 요구되어지는 관측 기상자료를 줄이려고 노력하였으며, 그들이 제안한 공식은 다음 식 (4.6)과 같다.

$$ET = \alpha \cdot W(R_n + G) \quad (4.6)$$

식 (4.6)에서  $\alpha$ 는 경험에 의한 계수이며,  $W(R_n + G)$ 는 Penman 증발산공식의 에너지항과 같으며, 이는 대기의 이류현상이 없는 경우에 충분한 수분을 포함하고 있는 표면으로부터 발생하는 증발산량으로 간주될 수 있다.

Priestley-Taylor식에서 핵심적인 매개변수는  $\alpha$ 이다. Priestly와 Taylor는 증발표면으로부터 수분공급이 충분한 경우에  $\alpha$ 값으로 1.26을 제안하였으며 이는 Penman공식에서 공기동력학적인 요소를 고려하는 항이 복사에너지를 관련된 항의 0.26배 정도임을 나타낸다.

Priestley-Taylor식이 내포하고 있는 단점은 증발산산정에 있어서 공기동력학적인 저항을 고려할 수 없으며  $(R_n + G)$ 가 음의 값을 가질 때 잠재증발산량이 음의 값을 가진다는 것이다.

#### 4.2.3 질량전이에 의한 방법

증발산량을 산정하기 위한 방법 중에 하나인 질량전이에 의한 방법은 증발량이 증발표면과 대기사이의 증기압차와 풍속에 의해서 통제되어진다는 가정에 기초하고 있다. 따라서 기준작물(reference crop)로부터 발생하는 증발량과 증기압미함량과의 상관관계식을 경험적 방법에 의하여 얻음으로서 식생으로부터의 증발산량을 계산할 수 있으며, 이러한 상관관계식은 Dalton(1802)에 의해서 최초로 제안되어진 이래 다음 식 (4.7)과 같은 일반적인 형태로 나타내진다.

$$ET = f'(u)(e_s - e_a) \quad (4.7)$$

여기서  $f'(u)$ 는 증발산량을 산정하기 위한 지역으로부터 유도된 경험식이다. 식 (4.8)은 식 (4.7)의  $f'(u)$ 의 계산을 위해서 적용되어졌다.

$$f'(u) = 0.071 + 0.038u_2 \quad (4.8)$$

#### 4.2.4 공기동력학 및 canopy저항을 고려한 방법

Penman에 의해서 제안된 증발산량 산정식 (4.1)의 연장선상에서 Monteith (1965)는 Penman-Monteith 공식을 제안하였다. 그는 증발산 산정을 위해서 현열 및 잠열에 대한 대기의 저항은 동일하다고 간주하였으며, 대기저항과 경계층저항을 함께 고려하여 이를 공기동력학적 저항( $r_a$ )으로 나타내었다. 따라서 현열의 전이는 이러한 공기동력학적저항에 의해서 통제되어진다. 반면에 잠열의 전이는 식생이 건조한 환경에서 성장하는 경우 또 다른 저항( $r_c$ ), 즉 canopy저항에 의해서 통제되어진다. 이러한 가정들 하에서 Monteith는 실제증발산량을 산정하기 위한 식 (4.9)를 제안하였다.

$$ET = \frac{\Delta(R_n + G) + \frac{\rho C_p}{r_a}(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma\left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (4.9)$$



여기서  $ET$  는 실제증발산량 (mm/day)이며,  $\rho$ 는 공기의 밀도 ( $\text{kg/m}^3$ )이고,  $c_p$  는 일정한 압력에서의 공기의 비열( $\text{J/kg/K}$ )이며,  $r_c$  는 canopy 저항(s/m)이고, 그리고  $r_a$ 는 공기동력학적 저항(s/m)이다.  $r_a$  는 식 (4.10)으로부터 구해진다.

$$r_a = \frac{(\ln \frac{z-d}{z_0})^2}{k^2 u_2} \quad (4.10)$$

여기서  $k$ 는 von Karman 상수(=0.41)이고,  $z$ 는 풍속, 대기온도, 증기압측정을 위한 표면으로부터의 높이이며,  $z_0$ 는 표면의 거친 정도를 나타내는 조도장(surface roughness length, mm)이며, Lucky Hills 소유역에 대해서 40 mm를 적용하였고 Kendall 소유역에 대해서 10 mm를 적용하였다.  $d$ 는 제로면변위(zero plane displacement height, mm)를 나타내며, Lucky Hills 소유역에 대해서 50 mm를 Kendall 소유역에 대해서 30 mm를 적용하였다.

Penman-Monteith 방법을 이용해서 일증발산량을 산정하는 경우에 복사에너지의 평균값에 따라서 변화되는  $r_c$ 값을 산정하여 일증발산 모형에 적용함으로써 일 증발산량 산정의 정확도를 향상시킬 수 있으며, 이러한 방법은 일광의 강도, 낮시간의 길이 그리고 기공에 대한 유효 에너지의 영향을 고려할 수 있다(Monteith, 1964; Thom과 Oliver, 1977). 본 연구에서 적용된 복사에너지와  $r_c$ 와의 관계는 다음과 같은 식 (4.11)로 나타낼 수 있다.

$$r_c = \frac{400 - 0.412Q_n}{LAI} \quad (4.11)$$

여기서  $Q_n$  은 일별 순복사량( $\text{W/m}^2$ )이고, LAI는 엽면적지수[leaf area index (= 0.5)]이다.

#### 4.2.5 대기온도를 이용한 방법

Thornthwaite와 Wilm (1944)에 의해서 제안된 경험적인 증발산공식은 증발산과정을 설명하기 위하여 대기온도를 유효에너지의 지표로서 사용하고 있다. 이 방법은 대기온도가 순방사와 그리고 증발산과정에 영향을 미치는 다른 요인들과 통합된 상관관계를 가지고 있다는 가정에 근거하며, 또 한편으로는 유효에너지에 의해서 대기가 데워지는 것과 증발산이 발생하는 비율에는 일정한 비례관계가 존재한다는 가정에 근거하고 있다. 이 방법에서는 증발산산정을 위해

서 다른 식생조건에 대한 고려가 없으며 다음 식 (4.12)와 같다.

$$ET = 1.6 \left[ \frac{10T_a}{I} \right]^a \quad (4.12)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left[ \frac{T_{ai}}{5} \right]^{1.5} \quad (4.13)$$

$$a = 0.49 + 0.0179I - 0.0000771I^2 + 0.000000675I^3 \quad (4.14)$$

여기서  $ET$ 는 잠재증발산량 (cm/month)이고,  $T_a$ 는 월평균 대기온도(°C)이며,  $I$ 는 연열지수 (annual heat index)이다. 본 연구에서는 일증발산량(mm/day)을 산정하기 위하여 월증발산량을 그 달의 일수로 나누어 계산하였다.

## 5. 증발산산정 모형의 검증

본 연구에서는 준건조기후유역(Lucky Hills와 Kendall)에서 겨울기간 41일 동안 관측된 기상학적자료와 flux자료를 이용하여 일 증발산산정을 위해 개발된 방법들 즉, Penman모형, Priestley-Taylor모형, 조절된 Dalton모형, 조절된 Penman-Monteith모형, 그리고 Thornthwaite모형을 평가하였다. 증발산산정 방법들의 평가를 위하여는 수치적인 방법과 도표를 이용한 방법을 적용하였다. 수치적인 모형의 평가를 위하여, 제곱평균제곱근오차(root mean square error, RMSE)과 평균절대오차 (mean absolute error, MAE)를 적용하였다. 또한, 도표를 이용한 방법으로는 시간에 따른 증발산량의 변화를 도시함으로써 각각의 증발산산정 방법을 검증하였다.

### 5.1 수치분석

수치적인 방법을 이용한 모형의 정확도를 검증하기 위하여 관측된 증발산량의 평균값(MET), 산정된 증발산량의 평균값(MET<sub>e</sub>), 관측된 증발산량의 표준편차 (SD<sub>o</sub>), 산정된 증발산량의 표준편차 (SD<sub>e</sub>), 제곱평균제곱근오차 (RMSE) 그리고 평균절대오차 (MAE) 등을 적용하였다. 평균관측값과 평균산정값 사이의 차이는 다음 식 (5.1)과 (5.2)로 나타내질 수 있다 (Fox, 1981).

$$RMSE = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (ET_{ei} - ET_{oi})^2}{N} \right]^{0.5} \quad (5.1)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |ET_{ei} - ET_{oi}|}{N} \quad (5.2)$$

여기서 ET<sub>oi</sub>는 산정된 증발산량이며 (mm/day), ET<sub>ei</sub>는 관측된 증발산량 (mm/day)이고, i는 각각의 날 그리고 N은 경우의 수 (days)이다.

표 5.1은 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역에서 측정된 자료를 이용하여 각 증발산모형에 적용함으로써 산정된 증발산값과 관측된 증발산값을 정량적으로 비교 검토하여 보여주고 있다. 연구결과는 Monteith에 의해서 제안된 방법이 실제증발산량산정에 만족한 결과를 주지 못하고 있음을 보여준다.

Lucky Hills 소유역에 대해서 조절된 Penman-Monteith모형(single source approach)의 RMSE는 2.031이고, MAE는 1.645이었다. Kendall 소유역에 대해서 조절된 Penman-Monteith모형의

RMSE는 2.132이고, MAE는 1.851이었다. 조절된 Dalton 형식(mass transfer approach)의 모형은 Kendall 소유역에 대해서 조절된 Penman-Monteith모형과 비교하여 보다 정확한 결과를 보여주었다(RMSE=1.984; MAE=1.744).

Penman의 잠재증발산모형(energy balance approach)으로부터 산정된 증발산량은 Priestley-Taylor 모형(radiation approach)이나 Thornthwaite 모형(temperature approach)과 같은 잠재증발산모형으로부터 산정되어진 값들보다도 더 큰 값을 산정하였다. 또한, Priestley-Taylor 모형이 Penman모형과 비교하여 보다 작은 증발산량을 산정한다는 점을 고려할 때, Priestley-Taylor형에서 주요한 매개변수인  $\alpha$ 값이 1.26이라는 것은 본 연구에서 적용된 연구지역에서는 타당하지 않은 것으로 나타났다. 게다가, Thornthwaite 모형이 Penman 모형과 비교하여 보다 작은 증발산량을 산정한다는 것을 고려할 때 이 지역에서 증발산량을 산정하기 위하여 대기온도가 순방사의 지표로서 나타내 질 수 없으며, 또다른 증발산과 관련된 중요 조절변수들이 있다는 것을 나타낸다.

## 5.2 도표를 이용한 평가

수치적인 방법이 관측된 값과 산정된 값 사이에 차이에 대한 평가를 통계학적인 방법으로 수행하는 반면 도표를 이용한 모형의 평가는 모형의 모의능력에 대한 정도를 눈으로 감지함으로써 모의 정도를 평가한다는 점에서 보다 실제적인 정보를 제공한다고 할 수 있다(Green과 Stephenson, 1986). 또한 도표를 이용한 모형의 평가가 증발산량의 관측된 값과 산정된 값 사이에 차이뿐만 아니라 특이한 변화를 분간할 수 있다는 점에서 정량적인 평가와 함께 모형의 평가를 위해서 유용한 정보를 제공한다.

본 연구에서는 도표를 이용한 모형의 평가를 위해서 관측된 증발산량과 산정된 증발산량을 시간에 따른 변화상태로 분석하였다. 그림 5.1과 5.2는 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역에서의 관측된 증발산량과 산정된 증발산량 사이의 시간적 변화도표를 보여준다. Penman 모형, Priestley-Taylor 모형, 조절된 Dalton 모형 그리고 조절된 Penman-Monteith 모형으로부터 산정된 증발산량의 변화양상은 모두 비슷하였으며, 이는 적용된 모형들이 에너지 항과 공기동력학적 항을 공통적으로 내포하고 있기 때문인 것으로 사료된다. 하지만 Thornthwaite의 잠재증발산모형은 다른 모형들과 아주 다른 양상을 보여주고 있으며, 심지어는 실제증발산량보다도 훨씬 작은 값을 산정하고 있었다.

표 5.1 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역에서 증발산모형의 정량적 평가

소유역	N	산정방법 (모형)	MET <sub>e</sub>	MET <sub>o</sub>	SD <sub>e</sub>	SD <sub>o</sub>	Max <sub>e</sub>	Max <sub>o</sub>	Min <sub>e</sub>	Min <sub>o</sub>	RMSE	MAE
Lucky Hills	42	Energy Balance (Penman)	7.827	3.198	2.395	1.264	12.145	6.399	2.166	1.116	5.316	4.673
		Radiation (Priestley-Taylor)	5.133		1.420		7.848		1.574		2.392	2.165
		Mass Transfer (adjusted Dalton)	2.927		1.376		6.057		0.734		2.056	1.711
		Single Source (adjusted Penman-Monteith)	2.465		1.157		5.10		0.544		2.031	1.645
		Temperature (Thornthwaite)	0.827		0.148		0.930		0.620		2.681	2.371
		Kendall	42		Energy Balance (Penman)		7.667		2.716		2.786	1.311
Radiation (Priestley-Taylor)	4.290	1.441	6.819	1.278	2.023	1.765						
Mass Transfer (adjusted Dalton)	2.602	1.405	6.040	0.472	1.984	1.744						
Single Source (adjusted Penman-Monteith)	2.734	1.475	5.722	0.468	2.132	1.851						
Temperature (Thornthwaite)	0.827	0.148	0.930	0.620	2.267	1.890						

- N : 관측자료의 수
- MET<sub>o</sub> : 관측된 증발산의 평균값 (mm/day)
- MET<sub>e</sub> : 산정된 증발산값의 평균값 (mm/day)
- SD<sub>o</sub> : 관측된 증발산값의 표준편차 (mm/day)
- SD<sub>e</sub> : 산정된 증발산값의 표준편차 (mm/day)
- Max<sub>o</sub> : 관측된 증발산의 최고값 (mm/day)
- Min<sub>o</sub> : 관측된 증발산의 최소값 (mm/day)
- Max<sub>e</sub> : 산정된 증발산의 최고값 (mm/day)
- Min<sub>e</sub> : 산정된 증발산의 최소값 (mm/day)
- RMSE : 제곱평균제곱근오차 (mm/day)
- MAE : 평균절대오차 (mm/day)

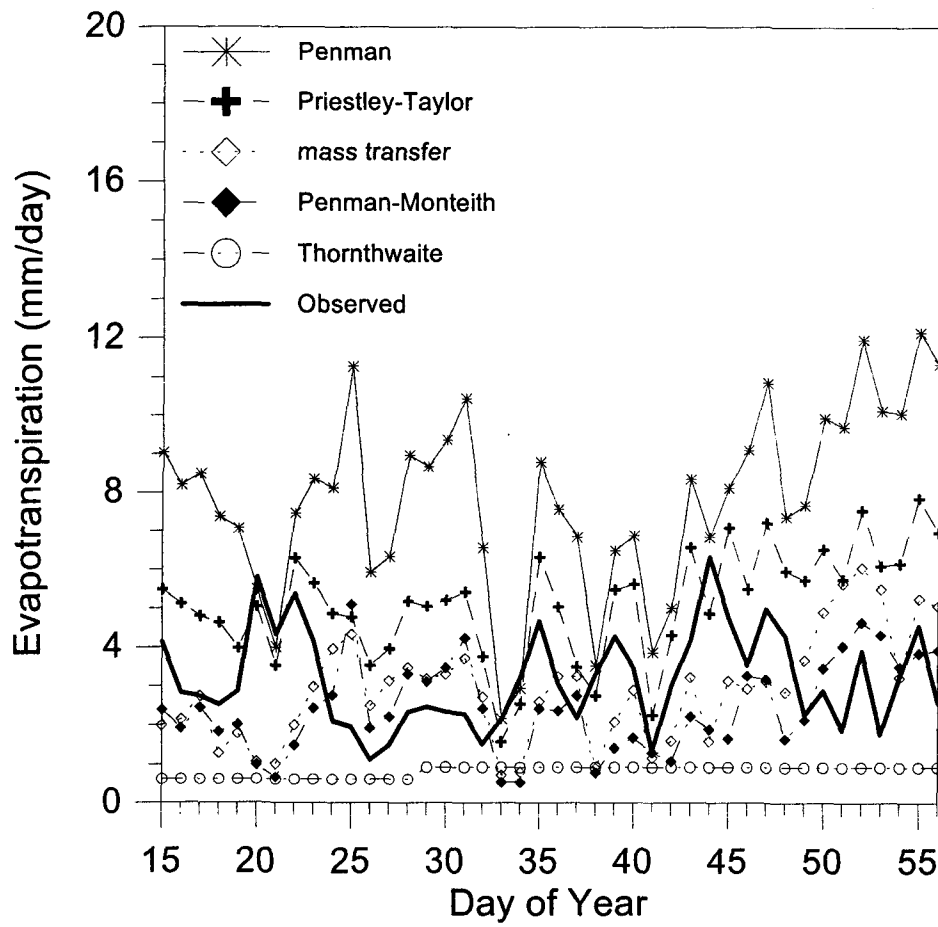


그림 5.1 Lucky Hills 소유역에서 관측되고 산정된 일별 증발산량의 변화

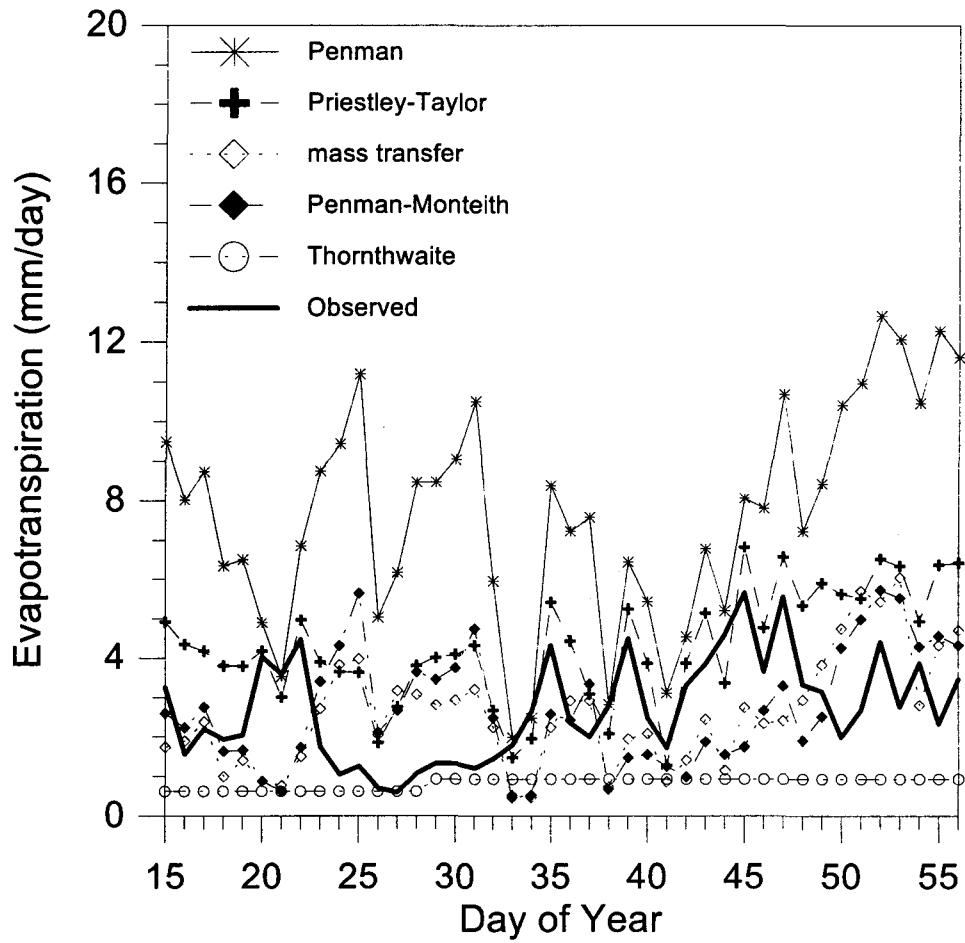


그림 5.2 Kendall 소유역에서 관측되고 산정된 일별 증발산량의 변화

## 6. 결론

본 연구에서 적용된 실험유역인 Lucky Hills 소유역과 Kendall 소유역은 미국 남서부의 애리조나주에 위치한 전형적인 준건조지역이다. 본 연구에서는 두 소유역에서 겨울철 41일 동안 관측되어진 기상학적 그리고 flux자료를 이용하여 Penman, Priestley-Taylor, adjusted Dalton, adjusted Penman-Monteith and Thornthwaite 증발산모형을 적용하여 일별 증발산량을 산정하였다. 모형의 증발산량모의 정도를 검증하기 위하여 수치적인 방법과 도표를 이용한 방법을 적용하였으며, 수치적인 방법으로는 제곱평균제곱근오차(RMSE)과 평균절대오차(MAE)를 적용하였다. 도표를 이용한 모형의 검증을 위하여 증발산량의 시간적 변화를 도표화하여 분석하였다.

본 연구의 결과에 의하면 Monteith에 의해서 제안된 Penman-Monteith 모형(single source approach)이 본 연구지역에 대해서 일별 실제증발산량 산정을 위하여 만족스러운 결과를 보이지 않았으며, 이유 중에 하나는 준건조지역에 주로 분포하는 식물의 특성에 기인하는 것으로 사료된다. Lucky Hills 소유역에 대해서 조절된 Penman-Monteith 모형의 RMSE는 2.031이었고, MAE는 1.645였으며, Kendall 소유역에 대해서 RMSE는 2.132, MAE는 1.851이었다. 또한, 조절된 Dalton 모형은 조절된 Penman-Monteith 모형과 비교하여 Kendall 소유역에 대해서 보다 정확한 증발산량 산정값을 보여주었다(RMSE=1.984; MAE=1.744).

Penman 모형(energy balance approach)으로부터 산정된 증발산량은 Priestley-Taylor모형(radiation approach) 그리고 Thornthwaite 모형(temperature approach)으로부터 산정된 잠재증발산보다도 더 큰 값을 보여주었다. 또한, Priestley-Taylor 모형이 Penman 모형과 비교하여 보다 작은 증발산량을 산정한다는 점을 고려할 때, Priestley-Taylor 모형에서 주요한 매개변수인  $\alpha$ 값이 1.26이라는 것은 본 연구에서 적용된 연구지역에서는 타당하지 않은 것으로 나타났다. 더군다나, Thornthwaite 모형이 Penman 모형과 비교하여 보다 작은 증발산량을 산정한다는 것을 고려할 때 이 지역에서 증발산량을 산정하기 위하여는 대기온도를 유효에너지의 지표로서 적용할 수 없으며, 또 다른 증발산과 관련된 중요 조절변수(기상자료)들이 필요한 것으로 사료된다.



## 참고문헌

- 임창수 (1996). "에너지와 물수지 연계방법과 TDR로부터 얻어진 매일 토양 함수량의 비교." 한국수자원학회논문집, 한국수자원학회, 제29권, 제4호, pp. 119-129.
- Blanford, J.H., and Gay, L.W. (1992). "Tests of a robust eddy correlation system for sensible heat flux." *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 46, pp. 53-60.
- Dalton, J. (1802). "Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of stream or vapor from water and other liquids, both in a Torricellian vacuum and in air; on evaporation; and on the expansion of gases by heat." *Proceedings of Manchester Literary and Philosophical Society*, Vol. 5, pp. 536-602.
- Doorenbos, L.J., and Pruitt, W.O. (1975). "Guideline for predicting crop water requirements." *Irrig. Drain. Pap. 24 (FAO)*, Rome.
- Fox, D.G. (1981). "Judging air quality model performance: A summary of the AMS workshop on dispersion model performance." *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, No. 62, pp. 599-609.
- Green, I.R.A., and Stephenson, D. (1986). "Criteria for comparison of single event models." *J. Hydrol. Sci.*, Vol. 31, No. 3, pp. 395-411.
- Hatfield, J.L. (1989). "Aerodynamic properties of partial canopies." *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 46, pp. 15-22.
- Monteith, J.L. (1964). "Evaporation and environment." *Symp. Soc. Exp. Biol.*, Vol. XIX, pp. 205-234.
- Murray, F.W. (1967). "On the computation of saturation vapor pressure." *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 6, pp. 203-204.
- Penman, H.L. (1948). "Natural evaporation from open water, bare soil and grass." *Proc. Roy. Soc. London*, A193, pp. 120-146.
- Priestley, C.H.B., and Taylor, R.J. (1972). "On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters." *Mon. Weather Rev.*, Vol. 100, pp. 81-92.
- Thom, A.S., and Oliver, H.R. (1977). "On Penman's equation for estimating regional evaporation." *Q. J. Meteorol. Soc.*, Vol. 103, pp. 345-357.
- Thornthwaite, C.W., and Wilm, H.G. (1944). "Report of the committee on transpiration and evaporation, 1943-1944." *Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 25, pt. V, pp. 683-693.