

미기상학적 방법에 의한 실제증발산 관측

임 창 수 (한국수자원공사 수자원연구소 선임연구원)

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

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(1)로 표시된다.

$$s = \bar{s} + s' \quad (1)$$

그림 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 작으냐 혹은 크냐에 따라 바람의 순간적 수직변화인 w' 값이 결정되어진다.

바람의 난류적특성에 관련되어 있는 성분들은 밀도(ρ), 수직풍속(w) 그리고 대기성분(풍속, 대기온도, 습도)이며 각 성분들은 어느 일정기간의 평균값과 변동하는 부분으로 나타내질 수 있으므로 대기중의 바람에 의한 운동량, 열 그리고 수증기 flux들은 다음 식들(2~4)과 같이 표현되어질 수 있다.

$$\tau = -\rho (\bar{w} + w') (\bar{u} + u') \quad (2)$$

$$Q_H = \rho_a c_p (\bar{w} + w') (\bar{T} + T') \quad (3)$$

$$Q_E = L_v (\bar{w} + w') (\rho_v + \rho'_v) \quad (4)$$

만일 위에 식들로부터 어느 일정한 기간(예를 들어 10분~30분) 대기성분의 수직변동 부분을 평균화시키면 위에 식들 (2~4)은 다시 다음 식들(5~7)과 같이 간략화 되어질 수 있다.*

$$\tau = -\rho_a \overline{w' u'} \quad (5)$$

$$Q_H = \rho_a c_p \overline{w' T'} \quad (6)$$

$$Q_E = L_v \overline{w' \rho'_v} \quad (7)$$

여기서 τ 는 단위표면적에 대한 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), ρ_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, ρ_a' 일정한 지점에서 관측된 수증기의 밀도를 평균값으로부터의 순간적인 변동(kg/m^3), L_v 는 잠재 증기화열(latent heat of vaporization, J/kg)이다.

위에서 언급되어진 각각의 flux를 관측하려는 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 관측하려면 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(Blanford and Gay, 1992). 공기온도의 변화를 관측하려면 acoustic thermometer등과 같은 장비를 이용할 수 있으며, 수증기변화를 관측하려면 chemical hygrometer를 이용할 수 있다. 관측점에서의 순간적인 대기성분들의 변화는 매 0.1초에서 0.5초 간격으로 관측되어진다.

한 예로서 그림 1은 수직 방향 풍속과 대기온도 변화의 상관관계로부터 순간적인 현열 flux의 변화를 계산하는 식(6)의 관계를 도식적으로 보여주고 있다.

2. Eddy Correlation-Energy Balance(ECEB) 방법

이 방법은 에너지 수지(energy balance)관계에 기

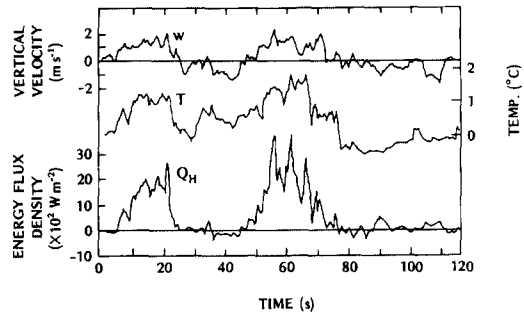


그림 1. 수직 방향 풍속과 대기온도 변화의 상관관계와 순간적인 현열 flux의 변화(after Priestley, 1959).

초한 방법으로 에너지수지는 다음식(8)과 같이 표현된다.

$$Q_E = Q_n - Q_H - Q_G \quad (8)$$

$$= Q_n - Q_H - (Q_{gh} + Q_{gs})$$

여기서 Q_E 는 잠열 flux(W/m^2), Q_n 는 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 지중열저류량이 위치해 있는 일정깊이까지의 지중열저류량(W/m^2)이다.

따라서 보다 관측이 쉬운 순방사, 현열 flux 그리고 지중열 flux를 관측한 후 그 나머지 잔차로서 식(8)을 이용하여 잠열 flux를 산정할 수 있다. 이 방법은 장기간에 걸쳐 잠열 flux를 관측할 경우에 식(7)을 이용한 외상관법 보다 더 신뢰성이 있는 값을 주는 것으로 알려져 있다.

여기서 현열 flux는 식(6)에서와 같이 외상관법으로부터 관측되어지며, 순방사(Q_n)를 관측하기 위해서는 net pyrradiometer를 사용한다. pyrradiometer의 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(9~11)로 표시되어질 수 있다.

$$Q_n \downarrow = K \downarrow + L \downarrow \quad (9)$$

$$Q_n \uparrow = K \uparrow + L \uparrow \quad (10)$$

$$Q_n = Q_n \downarrow - Q_n \uparrow \quad (11)$$

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 관측하려면 토양으로부터 일정깊이에 지중 열유동판(soil heat flux plate)을 사용할 수 있다. 지중열유동판은 알려진 열전도물질로 구성되어 있고 판의 위와 아래부분을 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.

$$Q_{gs} = C_s \Delta T_s \Delta z / \Delta t \quad (12)$$

여기서 C_s 는 토양의 volumetric heat capacity ($MJ/m^3/K$)이고, ΔT_s 는 일정시간간격의 두 다른 시간(T_i 그리고 T_{i-1})에서 관측된 평균토양온도(K)의 차이이며, Δz 는 지표면으로부터 열류판이 설치된 곳까지의 깊이(m)이며, Δt 는 관측시간 간격(sec)이다 (임창수, 1996).

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 적어야 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.

$$K_H = K_V = K_M \quad (13)$$

여기서 K_H 는 열에 대한 eddy conductivity(m^2/s)이고, K_V 는 대기수증기에 대한 eddy diffusivity (m^2/s)이며, K_M 은 바람에 의한 운동량의 eddy viscosity(m^2/s)이다. 그리고 식(13)의 관계를 공기 동력학적 저항관계로 표현하면 다음 식(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.

$$\gamma_M = \gamma_H = \gamma_H \quad (14)$$

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

위에서 언급되어진 네 가지 조건이 만족된다는 가정 하에서 식(15)가 적용되어지고 이 공식은 바람의 움직임이 대수함수적으로 나타내질 수 있고 바람 경

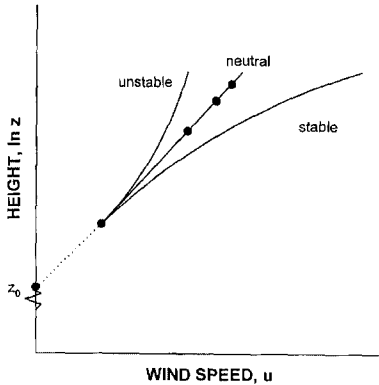


그림 2. 대기의 안정조건과 profile의 형태 변화

사(wind gradient)가 표면으로부터의 높이에 역비례 관계를 가진다는 것을 나타낸다 (그림 2).

$$u = A \ln(z) + B \quad (15)$$

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(15)는 다시 다음 식(16)과 같이 나타내질 수 있고, 식(15)를 미분하면 식(2.17)과 같이 되며, 실험에 의하면 식(17)은 식(18)과 같이 표현되어질 수 있으므로 식(17)과 (18)의 관계로부터 식(19)와 같은 관계를 얻을 수 있다. 그러므로 식(16)과 식(19)로부터 식(20)을 얻을 수 있다.

$$u = A \ln \frac{z}{z_0} \quad (16)$$

$$\frac{du}{dz} = \frac{A}{z} \quad (17)$$

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{kz} \quad (18)$$

$$A = \frac{u_*}{k} \quad (19)$$

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (20)$$

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

식(20)은 평지에서의 대수함수적인 바람의 움직임을 나타내는 식이며, 지표면 위에 높이 h 인 식생조건이 존재한다면 식(20)은 다음과 같은 식(21)로 나타내지며, z_0 는 상대적으로 작은 값이므로 식(22)와 같이 나타내질 수 있다.

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d-z_0}{z_0} \quad (21)$$

$$\approx \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (22)$$

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(21)과 식(22)는 관측높이 z 가 식생높이 h 보다 항상 크거나 동일한 경우에만 만족한다.

다음 표 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 보

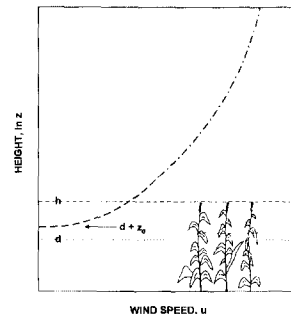


그림 3. 높이 h 인 식생조건 위에서 관측되어진 전형적인 풍속의 측정도

표 1. 자연조건에서의 zero plane displacement height(d)와 roughness length(z₀) 값의 비교(Sutton, 1953; Szeicz, 1969; Kraus, 1972)

Surface	Remarks	z ₀ (m)	d(m)
Water	Still - open sea	0.1~10.0×10 ⁻⁵	-
Ice	Smooth	0.1×10 ⁻⁴	-
Snow	-	0.5~10.0×10 ⁻⁴	-
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

정을 요한다(Hatfield, 1989). 그림 3은 z₀와 d에 대한 개념을 도식화하였다.

여기서 대기상태가 중립 조건을 만족한다는 가정 하에서 다음 식(23)과 식(24)와 같은 유사가정(similarity hypothesis)이 성립된다.

$$K_V = K_H = K_M = kzu_* \quad (23)$$

$$K_V = K_H = K_M = k(z-d)_* \quad (24)$$

또한 지표경계층의 대기안정도(atmospheric stability)가 중립조건(neutral condition)이라고 가정하는 경우에 식(18)과 바람에 의한 운동량의 무차원 안정도 함수(dimensionless stability function), ϕ_M 사이에는 다음과 같은 관계가 성립한다.

$$\frac{du/dz}{u_*kz} = \phi_M = 1 \quad (25)$$

여기서 ϕ_M값은 대기의 안정조건에 따라 달라지며, 대기가 안정상태일 때에는 (ϕ_M > 1)이고 대기상태가 불안정할 때는 (ϕ_M < 1)이다.

그러므로 식(24)에서와 같은 유사가정이 성립한다는 조건 하에서 잠열 flux 역시 다음과 같은 식들(26~28)로 표현되어 질 수 있다.

$$Q_E = L_v K_V \frac{d\rho_v}{dz} \quad (26)$$

$$= L_v kzu_* \frac{d\rho_v}{dz} \quad (27)$$

$$\frac{d\rho_v/dz}{Q_E/L_v kzu_*} = \phi_V = 1 \quad (28)$$

여기서 ϕ_V는 수증기 flux에 대한 무차원 안정도 함수(dimensionless stability function)이며, 위에 식(28)을 지상으로부터의 임의높이 z₁과 z₂에 대해서 적분하면 잠열 flux는 다음 식(29)로부터 구할 수 있고, 지표면으로부터의 잠열 flux는 식(30)으로 표현되며, 지표면으로부터의 높이 h 인 식생조건이 존재하는 경우 식생으로부터의 잠열 flux는 다음 식(31)로부터 구할 수 있다.

$$Q_E = \frac{L_v k u_* (\rho_{v2} - \rho_{v1})}{\ln(z_2/z_1)} \quad (29)$$

$$Q_E = \frac{L_v k u_* (\rho_{vs} - \rho_{vz})}{\ln[z/z_0]} \quad (30)$$

$$Q_E = \frac{L_v k u_* (\rho_{vs} - \rho_{vz})}{\ln[(z-d_0)/z_0]} \quad (31)$$

여기서, ρ_{v1}, ρ_{v2} = 두 다른 높이에서의 수증기밀도 (kg/m³)

ρ_{vs}, ρ_{vz} = 표면에서의 수증기밀도와 높이 z에서의 수증기밀도 (kg/m³)

z₁, z₂ = 지표면으로부터의 두 다른 높이 (m)

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(25)은 다음 식과 같이 나타내질 수 있고

$$Q_* = kz \frac{du}{dz} \frac{1}{\phi_M} \quad (32)$$

잠열 flux를 산정하기 위하여 식(28)로부터 식(33)을 얻을 수 있다.

$$Q_E = L_v k z u_* \left(\frac{d\rho_v}{dz} \right) \left(\frac{1}{\phi_V} \right) \quad (33)$$

그리고 식(32)와 식(33)으로부터 다음 식(34)를 구할 수 있다.

$$Q_E = L_v k z^2 \left(\frac{du}{dz} \frac{d\rho_v}{dz} \right) \left(\frac{1}{\phi_M \phi_V} \right) \quad (34)$$

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

$$\phi_V = \phi_M = (1 - 5Ri)^{-1} \quad (35)$$

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

$$\phi_V = \phi_M^2 = (1 - 16Ri)^{-0.5} \quad (36)$$

그러므로 식(35)과 식(36)의 관계를 이용하여 식(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 식(37)로 산정할 수 있다.

$$Q_E = L_v k^2 (z - d)^2 \left(\frac{du}{dz} \frac{d\rho_v}{dz} \right) \left(\frac{1}{\phi_M \phi_V} \right) \quad (37)$$

여기서 Ri 는 Richardson number이며 바람의 난류흐름에 따른 부양력(buoyancy force)과 전단력(shear force) 사이에 관계로부터 다음 식(38)과 같이 유도된다.

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{dT/dz}{(du/dz)^2} \quad (38)$$

$$= \frac{g}{T} \frac{(T_2 - T_1)(z_2 - z_1)}{(u_2 - u_1)^2} \quad (39)$$

여기서, g = 중력가속도(= 9.81 m/s²)

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)

T = 두 다른 layer 1과 2에서의 평균 온도 (K)

Richardson number(Ri)는 대기의 안정상태를 특성화하는데 사용되어지는 매개변수이다. 식(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.

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

$$K_V = K_H \quad (40)$$

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.

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E} = \frac{C_a \overline{\Delta T}}{L_v \Delta \rho_v} \quad (41)$$

여기서 β 는 Bowen 비(Bowen ratio), C_a 는 공기의 heat capacity(J/m³/K), L_v 는 잠재증기화열(J/kg), $\overline{\Delta T}$ 는 지표면 위에 두 다른 높이에서의 시간 평균 온도차(K), $\Delta \rho_v$ 는 두 다른 높이에서의 시간평균 수증기 밀도(kg/m³)이다.

위의 식(41)에서 보여주는 바와 같이 Q_H 가 Q_E 보다 큰 경우 β 가 1보다 클 것이며, 이런 경우는 지표면에서 토양수분량의 감소로 인하여 대부분의 방사에너지(Q_n)가 대기중의 공기를 가열시키는 데 사용되어지기 때문이며, 따라서 기후는 따뜻하며 건조해 질 것이다. 반면에 Q_E 가 Q_H 보다 큰 경우에는 β 가 1보다 작은 값을 가질 것이다. 이런 경우는 지표면에서 토양수분량의 증가로 인하여 대부분의 방사에너지가 토양수분을 증발시키는 데 사용되어지기 때문이며, 따라서 기후는 상대적으로 선선하고 습해질 것이다.

식(8)의 에너지수지 관계와 식(41)의 Bowen ratio 관계로부터 잠열 flux(Q_E)는 다음 식(42)로 구해진다.

$$Q_E = \frac{Q_n - Q_G}{1 + \beta} \quad (42)$$

그러므로 잠열 flux(Q_E)를 산정하기 위해서 필요한 것은 순방사(Q_n)와 지중열 flux(Q_G) 그리고 다른 두 일정한 높이에서 wet- and dry-bulb thermometer system을 이용하여 관측된 온도와 습도차를 이용하여 Bowen ratio(β)를 계산하는 것이다.

앞서 언급된 방법들로부터 산정된 잠열 flux(Q_E , W/m²)는 기상학적인 단위인 실제증발산량이다. 그러므로 수문학적 단위인 실제증발산량(mm/day)을 얻기 위하여는 계산된 Q_E (W/m²)를 잠재증기화열(L_v)과 물의 밀도(ρ_w)로 나누어 주어야 한다. ●

〈 참고 문헌 〉

- 임창수 (1996). "에너지와 물수지 연계방법과 TDR로부터 얻어진 매일 토양 함수량의 비교." 제29권, 제4호, 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, 53-60.
- Hatfield, J.L. (1989). "Aerodynamic Properties of Partial Canopies." *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 46, 15-22.
- Kraus, E.B. (1972). "Atmosphere-Ocean Interaction. Clarendon Press, Oxford.
- Priestley, C.H.B. (1959). *Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere*. Univ. Chicago Press, Chicago.
- Sutton, O.G. (1953). *Micrometeorology*. McGraw-Hill, New York.
- Szeicz, G., (1974). "Gaseous wastes and vegetation." Preprint Symp. on Waste Recycle and the Environ., Royal Soc. (Canada), Ottawa.