

지표면 열수지의 강수응답성에 관한 연구

황수진 · 진병화

부산대학교 지구과학교육과
(1994년 2월 5일 접수)

The Response of soil surface heat budget to the precipitation

Soo-Jin Hwang and Byong-Hwa Jin

Department of Earth Science Education, Pusan National University, Pusan, Korea
(Manuscript received 5 February 1994)

Abstract

It is very important to assess accurately the terms which are included in the heat budget equation of soil surface because they are used in the GCM and meso-scale circulation modeling as well as in the micrometeorological studies. Each terms in the heat budget equation change according to the soil moisture content. So, it is necessary to specify clearly the relations between soil moisture content and these terms.

Special experiment with micrometeorological measurements was executed to study these relations at Environmental Research Center of Tsukuba University, Japan. The results are as follow:

1. The soil moisture contents of 1 cm and 4 cm depth are oscillated with one day period in drying process and the amplitude of variation of 1 cm depth is greater than that of 4 cm.
2. Increase in soil moisture contents due to precipitation result in decrease of albedo with step function.
3. Sensible heat is in reverse proportion to the soil moisture content and latent heat is in direct proportion to it. Latent heat is more sensitive than sensible heat according to the soil moisture variation. Net long wave radiation have high correlation with soil moisture.
4. Comparing with the radiative term with the flux term in wetting process due to precipitation, the energy transfer of the aero and thermodynamic flux is greater than that of the radiative heat flux.

Key Words : soil moisture, energy balance, radiative heat flux, aero and thermodynamic heat flux

1. 서론

지표면을 경계로 한 토양층 및 대기경계층 내의 제 열적요소의 상호 관련성 파악은 미기상학에서 뿐만 아니라, 농업기상학, 식물 생태학, 토양학 등

의 연구에서 일찍부터 요구되어져 왔다. 근래에 이르러서는 대기대순환모델(General Circulation Model, GCM), 중규모 순환모델에 있어서의 초기 및 경계 조건으로 접지경계층내의 물리적 제 요소의 정확한 수치와 상호 관련성 파악이 요구되고 있다.

접지경계층내에 이러한 요소들과 관련된 연구로는 Philip(1957), Wyngaard and Cote(1970), Kondo(1981) 등의 연구자에 의해서 수행되어져오고 있으나 미기상학적 측면에서 다른 연구는 그리 많지 않다. 그 중에서도 지표면 상하의 물리적 특성을 동시에 고려한 연구는 Rose(1967), 임양생과 황수진(1981), 황(1985), Kondo *et al.*(1990) 등에 의해서 연구되어져오고 있으나 타 연구에 비하여 극소수에 불과하다. 이와 같이 지표면을 경계로한 에너지수지와 이에 영향을 주는 제 요소에 대해서는 그 평가가 미흡하므로 보다 철저한 재평가가 수행되어져야 한다. 그 중의 한 가지가 강수현상으로 인한 수분의 열수지항들에 대한 영향이다. 지금까지의 연구는 대체로 일기상태가 어느 정도 일정한 것을 조건으로 하고 있다. 그러나 지표면 위에 강수현상이 있으면 강수를 전후하여 평형을 이루고 있던 열수지의 각 항목들이 또 다른 형태의 평형을 이루려고 할 것이다. 예를 들면 강수로 인한 토양수분의 증가, 지중열 확산계수의 변화, 지온의 변화, 지표면으로부터의 수증기 증발량의 변화, 기온과 대기의 안정도의 변화 등을 예상할 수 있다. 이와 같이 열수지식의 각 항들은 토양수분의 함수이기 때문에 토양수분함량의 변화에 따른 각 항들의 응답상관성을 조사하여 정확한 값을 구하는 것은 한층 더 중요하다.

본 연구에서는 토양수분에 따른 열수지 각 항목들의 응답성을 조사하기 위하여 강수량 및 열수지의 각 항목의 관측치와 강수로 인한 토양수분의 관측자료등을 시계열(time variation)로 분석하여 상호 응답상관성을 제시하고자 한다. 그리고 토양수분의 변화에 따른 복사열(radiative heat flux term)과 열역학열(aero and thermodynamic heat flux term)의 응답성을 알아 보고자 한다.

2. 이론적 배경

지표면 부근의 기온 및 지온의 변화는 태양으로부터 받은 복사에너지가 어떻게 재분배되어지는가에 따라서 크게 좌우된다. 재분배되어진 이들 에너지들은 현열, 잠열, 지중열, 장파복사에너지 등

으로 표현되어진다. 극히 짧은 순간에 있어서 이들 에너지의 각 항들은 평형상태를 이룬다. 지표면의 상태가 수평적으로 균일(homogeneous)하고, 일정(steady)한 상태의 바람이 지속된다고 가정한다면, 지표면 부근의 열수지는 다음 식과 같이 표현할 수 있다.

$$R_n = H + lE + G \quad (1)$$

$$R_n = (1 - A) I - (L_u - L_d) \quad (1a)$$

$$H = - C_p \rho_a K_h \frac{dT_a}{dz}, \quad (1b)$$

$$lE = - l \rho_a K_e \frac{dq}{dz}, \quad (1c)$$

$$G = - \lambda \frac{dT_s}{dz}, \quad (1d)$$

여기서, R_n , H , lE , G 는 각각 순복사 flux, 현열 flux, 잠열 flux, 지중열 flux이고, A , I , L_u , L_d 는 각각 지표면 albedo, 전천일사량, 상향장파복사 flux, 하향장파복사 flux이다. 그리고 C_p , ρ_a , K_h , T_a , z 는 각각 공기의 정압비열, 공기의 밀도, 현열 확산계수, 기온 그리고 깊이이다. l , K_e , q 는 각각 증발잠열, 잠열 확산계수, 비습이다. λ , T_s 는 각각 토양열전도계수, 지중온도이다.

한편, 어느 지점에서서의 기온과 지온의 시간에 따른 변화는 다음 식들로 표현할 수 있다.

$$C_p \rho_a \frac{dT}{dt} = \frac{dH}{dz} + \frac{dlE}{dz} + \frac{dF_n}{dz} \quad (2)$$

$$C_s \rho_s \frac{dT_s}{dt} = \frac{dG}{dz} \quad (3)$$

여기서, C_s , ρ_s , F_n 은 각각 토양의 비열, 토양의 밀도, 순장파복사 flux이다.

지표면 부근의 기온과 지온에 영향을 미치는 강수의 역할을 살펴보기 위해서는 위의 각 식에서, 수분과 관계하는 항들을 음미하여야 한다.

식 (1)의 각 항들에 대하여 수분과의 관계를 논하면 다음과 같다. 식 (1a)에서, 순복사 flux R_n

은 전천 일사량 I 가 주어진다면, albedo A , 하향장파복사 flux L_d , 상향장파복사 flux L_u 에 의하여 결정되어진다. 그리고 albedo A 는 다음 식으로 표현되어진다.

$$A = \frac{I_r}{I} \quad (4)$$

여기서, I_r 은 지표면에서 반사된 일사량이다. 이 albedo는 지표면의 구성 물질과 건습 상태에 따라서 좌우되는 값으로, 강수 전후의 토양수분은 당연히 시간이 경과함에 따라서 변화할 것이며 아울러 지표면의 albedo도 토양수분의 변화와 함께 변화할 것이다. 토양 수분의 변화에 따른 albedo의 변화에 관한 연구로는 Idoso *et al.*(1975), Graser and Bavel(1982), 황(1984)등이 있다.

상향장파복사 flux L_u 에 관해서는 하향장파복사 flux L_d 와 함께 1930년대부터 Brunt(1932) 등에 의하여 상세하게 기술되어져 오고 있다. 상향장파복사 flux L_u 는 다음 식과 같이 표현되어진다.

$$L_u = \varepsilon \sigma T_0^4 \quad (5)$$

여기서 σ 는 Stefan-Boltzmann 상수이고, ε 은 지표면의 사출도(emissivity)이며 T_0 는 지표면 온도이다. 식 (5)에서 보는 바와 같이 상향장파복사 flux L_u 는 지표면 온도 T_0 의 함수이다. 그리고 지표면 온도는 토양수분의 함수이다(Bhumralkar, 1975).

하향장파복사 flux L_d 는 다음과 같이 나타내어진다.

$$L_d = (a + b \sqrt{e}) \times \sigma T_a^4 \quad (6)$$

여기서, a , b 상수이며, e 는 수증기압이다. 식 (6)에서 하향장파복사 flux 역시 지표면의 수분 상태에 따라 변화한다고 볼 수 있다.

지표면 부근의 현열 flux H 는 식 (1b)에서 보

는 바와 같이 현열 확산계수 K_h 와 온도 구배 dT/dz 에 의하여 결정된다. 현열 확산계수는 다음과 같이 표현되어진다.

$$K_h = \frac{\kappa u_* z}{\phi \zeta} \quad (7)$$

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (8)$$

$$L = - \frac{C_p \rho u_* H_0}{\kappa g T_0} \quad (9)$$

여기서, κ , u_* , ϕ , ζ 는 각각 von Karmann 상수, 마찰 속도, 안정도에 관한 보편함수, 안정도 parameter이다. 또 H_0 , g 는 각각 지표면에서의 현열 flux, 중력가속도이다. L 은 Monin - Obukhov length이다. H_0 와 T_0 는 토양 수분의 상태에 따라서 변화의 정도가 달라지므로 식 (7), (8), (9)에서 현열 확산계수 K_h 도 토양수분의 상태에 따라서 그 값이 변화하리라고 추정되어진다. 식 (1c)에서 $K_e = K_h$ 라고 가정하면 지표면으로부터의 증발에 의한 잠열 역시 토양의 건습 상태 및 그 변화에 따라 좌우된다. 그런데 지중의 토양수분과 지온의 관계는 다음 식들과 같이 표현되어진다(Philip, 1957).

$$\frac{d\theta}{dt} = - \frac{1}{\rho_w} \frac{dq_0}{dz} \quad (10)$$

$$\frac{dT}{dt} = - \frac{1}{C} \frac{dq_h}{dz} \quad (11)$$

여기서, θ , ρ_w , q_0 , q_h , C 는 각각 토양의 체적함수량, 물의 밀도, 수분 flux, 열 flux, 토양의 열용량이다.

열수지식의 각 항들은 토양수분과 밀접한 상호 관련성이 있으므로 열수지식의 각 항들에 작용하는 토양수분의 역할을 알아보기 위하여 다음과 같이 열수지식을 정리하였다.

$$\begin{aligned} \frac{L_n}{S_n} &= 1 - \frac{R_n}{S_n} \\ &= 1 - \frac{(H + LE + G)}{S_n} \end{aligned} \quad (12)$$

$$S_n = S_d - S_u = (1 - A) S_d \quad (13)$$

$$L_n = L_d - L_u \quad (14)$$

여기서, L_n , S_n , R_n 은 각각 순장파복사, 순단파복사, 순복사이며, 순단파복사량에 대한 순장파복사량(radiation flux term, 이하 복사항)과 현열, 잠열 그리고 지중열(aero and thermodynamic flux term, 이하 열역학항)의 비를 각각 알아보기 위하여 다음과 같이 모수화하였다.

$$H1 = \frac{L_n}{S_n} \quad (15)$$

$$H2 = \frac{(H + LE + G)}{S_n} \quad (16)$$

여기서, $H1$ 은 지표면에 순단파복사에 대한 복사항의 비로서 입사된 단파복사에너지 중에서 장파복사 에너지로 전환되는 양을 나타내며, $H2$ 는 순단파복사에 대한 열역학항의 비로서 열역학 에너지로의 전환을 의미한다. 일사가 지표면에 입사되면 그것은 복사항과 열역학항으로 나누어지며 그 합은 보존되므로 S_n 에 대한 복사항과 열역학항의 비의 합은 1이 된다. 즉,

$$H1 + H2 = 1 \quad (17)$$

그리고 보존되는 계 내에서 단파복사에너지가 장파복사에너지와 열역학에너지로 바뀌어지는 정도를 알아보기 위하여 다음과 같이 두 항의 비로서 정의 하였다.

$$H_r = \frac{H1}{H2} \quad (18)$$

3. 관측기기 및 측정방법

관측은 1983년 7월에서 8월에 걸쳐 일본 쓰쿠바 대학의 수리실험센터에서 실시하였다(Fig. 1). 측기의 설치장소는 열수지물수지 관측노장의 동쪽에 위치하는 나지(bare soil)상이었다. 약 6개월 전부터 정지 작업을 실시하여 관측이 끝날때까지 나지 상태를 유지하였다. 분석에 필요한 관측항목과 개요는 Table 1과 같다.

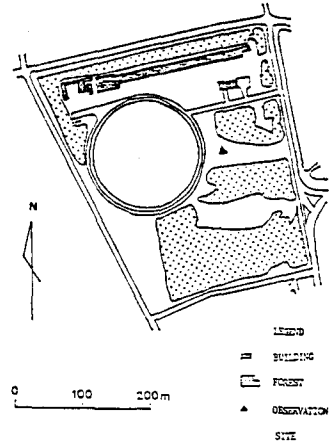


Fig. 1. Observation site and its surroundings.

Table 1. Selected observation elements and their instruments

element	height or depth(cm)	instrument
air temperature	10, 230	copper-constantan thermocouple
soil temperature	0.1, 3, 50	copper-constantan thermocouple
soil heat flux	1, 3, 10	soil heat flux plate
wind speed	45	sonic anemo-thermometer
heat flux	45	sonic anemo-thermometer
soil moisture	1, 4	dielectric soil moisture instrument

기온을 측정할 때에는 복사차폐장치와 통풍장치를 하여 관측의 정확성을 기하였다. 유전식 토양수분계는 토양층의 수분에 의한 유전용량의 변화를 전압의 변화로 나타내기 때문에 이를 체적함수량으로 환산하여야만 한다. 그래서 관측기간 동안 관측노장에서 직접 토양을 토양채취관으로 채취한 후 토양의 수분량을 중량으로 정밀측정하고 동시에 유전식 토양수분계의 출력과의 관계를 직선회귀식으로 구하여 사용하였다. 지중열 플럭스를 측정하기 위하여 3개의 지중열류판을 사용하였는데 각각 보정계수 및 그 형태의 차이점 때문에 3개의 지중열류판을 같은 깊이(2 cm)에 매설하고 이중 신뢰성이 높은 1개의 지중열류판으로부터의 출력치를 기준으로 하여 나머지 2개의 상관성으로 기기의 신뢰성을 검증하였다. 그리고 초음파풍속계의 검증은 황(1985)에 따랐다.

4. 강수에 의한 토양수분 변화

4.1. 바람장

지표환경에서의 풍속의 영향은 대기안정도 및 역학적에너지 전이에 미치는 영향이 크므로 풍속이 지표면 열수지에 미치는 영향을 고려하여야 한다(황, 1985). Fig. 2는 고도 45 cm와 32 cm의 관측기간을 통한 풍속을 나타낸 것이다. 35 cm 고도의 풍속은 전 관측기간 동안 2 m/s 미만의 약풍이었으며, 일중에는 증가하고 야간에는 정온(calm)에 가까웠으며 45 cm 고도의 바람은 32 cm에서 보다 다소 강하나 뚜렷한 일변화를 나타내어 큰 요란이 없었음을 보여주고 있다.

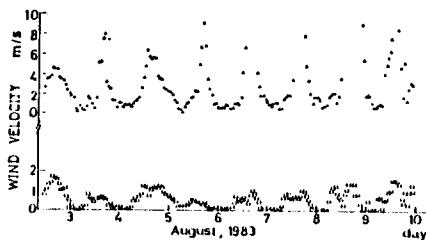


Fig. 2. Wind velocities during Aug. 3rd-10th, 1983.
(□ : 32 cm height , ▲ : 45cm)

4.2. 토양수분의 응답성

1983년 6월 중순부터 시작된 일본의 장마는 7월 중순까지 계속되어 증력과 모관력이 평형을 이루는 평형상태가 계속되었다. Fig. 3-1에서 보면, 7월 4일 깊이 1 cm와 4 cm의 토양수분은 체적함수량으로 각각 $0.36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $0.39 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 로서 거의 평형상태에 이르고 있다. 7월 5일 18.9 mm/day의 강우에 의해서 1 cm 깊이의 토양수분은 $0.42 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 가 되어, 약 $0.06 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 가 증가하였다. 4 cm 깊이에서는 $0.55 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 로서 약 $0.16 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 가 증가하였다. 즉, 토양수분이 평형상태에 도달해 있을 때에는 깊이 4 cm 토양수분의 증가가 더 크게 나타났다. 이러한 경향은 7월 6일과 7월 8일의 강우현상에도 비슷하게 나타나고 있다.

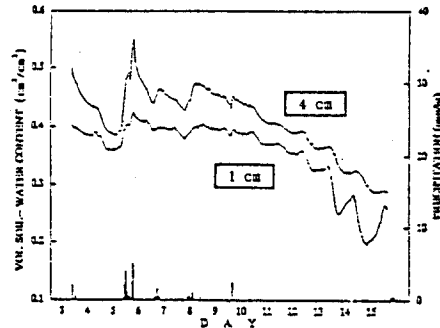


Fig. 3-1. Time variations of volumetric soil-water content and precipitation during Jul. 3rd-15th, 1983.

7월 25일의 토양수분은 Fig. 3-2에서 보는 바와 같이 깊이 1 cm, 4 cm에서 각각 $0.36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $0.34 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 로서 비슷하게 기록되었다. 7월 28일에 64 mm/day의 강우로 인하여, 깊이 1 cm, 4 cm의 토양수분이 각각 $0.48 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $0.69 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 를 기록하여 본 연구 지역의 최대수분 함유량은 깊이 4 cm에서 약 $0.7 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 임을 알 수 있었으며, 이 값은 본 지역의 표층의 공극률인 0.8에 가깝다. 이 상태는 거의 하루만에 평형상태라고 보는 $0.4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 까지 토양수분이 감소함을 알 수 있으며 이 감소분은 증력에 의하여 하부로 침투되었다고 추정되어진다. 8월 3일부터는 맑은 날이 계속되어

서 토양수분이 점점 감소하는데, 전체적으로는 감소하고 있으나 하루를 주기로 하여 감소와 증가를 되풀이하고 있다. 그리고 3일에서 9일까지는 두 깊이에서 증가와 감소의 위상이 일치하고 있으나 이후 14일까지는 반대의 위상을 가지는 바 그 원인에 관해서는 이후 더 많은 연구가 필요하다고 본다.

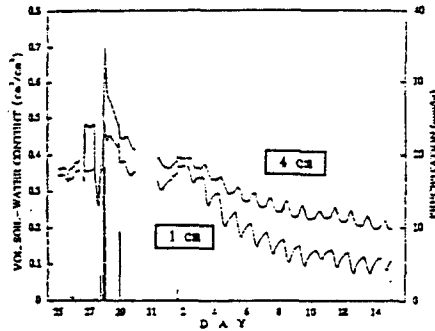


Fig. 3-2. Same as Fig. 3-1, but for Jul. 25th - Aug. 14th, 1983

4.3. 토양수분의 건조과정

토양수분 변화에 대한 입체적 추이를 보기 위하여 지표층으로 생각되어지는 깊이(1 cm)와 지표의 영향을 작게 받는 위치(4 cm)의 두 깊이에 대하여 토양수분의 시간적 변화 추이를 관측하였다.

Fig. 4와 Fig. 5는 강수현상 발생을 전후한 1 cm, 4 cm 토양의 건조과정을 나타낸다. Fig. 4는 강수 발생 전인 3일에서 14일까지의 토양수분 함량의 변화를 나타낸다. 이전의 강수(7월 27일)로부터 많은 시일이 지나는 동안 지표면의 환경을 결정하는 열수지 항목들이 안정화된 상태에서 대체로 맑은 날이 지속됨에 따라 일사가 충분하여 토양수분은 1일의 매우 규칙적인 주기를 가지고 있으며, 전체적으로 비선형으로 감소하고 있다. 반면 Fig. 5는 강수 직후인 16일부터 31일까지의 토양수분 함량의 변화를 나타낸 것이다. Fig. 4와는 다르게 토양수분의 1일 변동주기가 매우 불규칙적이며 전체적인 변동은 선형으로 변하고 있다. 이것은 강수 전에 태양복사에너지가 지속적으로 입

사되므로 인하여 건조과정의 규칙성을 볼 수 있으나 강수 이후는 불규칙한 양태를 보여주고 있다. 이것은 강수 직후의 대기의 상태가 일정하지 않은 것에 그 원인이 있는 것으로 생각된다.

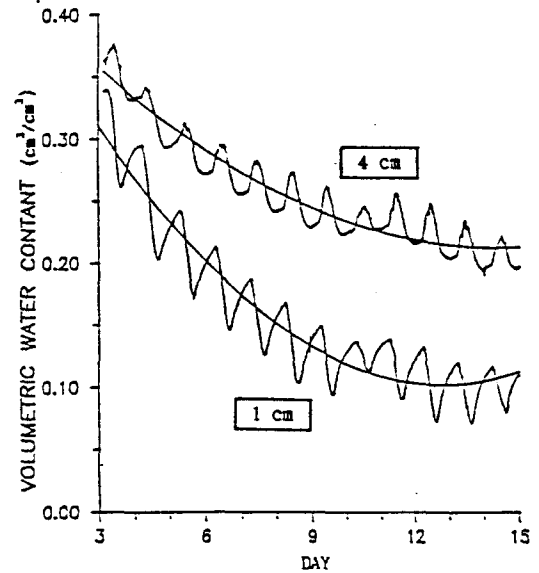


Fig. 4. Time variations of volumetric soil-water content during Aug. 3rd-15th, 1983.

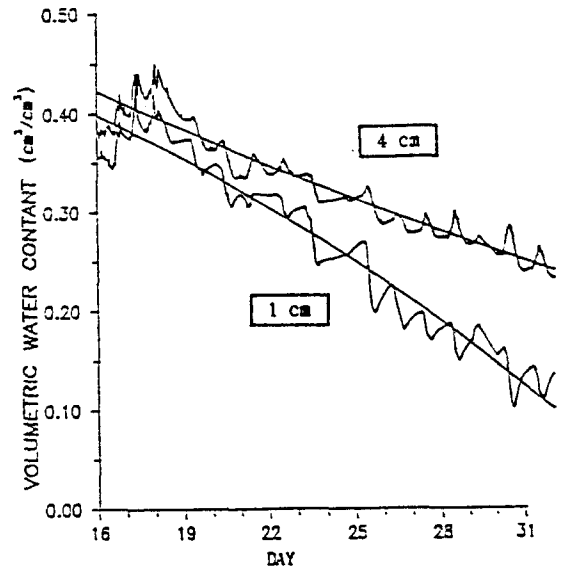


Fig. 5. Same as Fig. 4, but for during Aug. 16th-31st, 1983.

Fig. 6은 평형상태에 도달한 토양수분의 감소 경향을 보여준다. 3개의 곡선은 각각 깊이 4 cm, 1 cm에서의 토양수분함량 그리고 4 cm 깊이의 값으로부터 1 cm 깊이의 토양수분을 뺀 차이값이다. 4 cm, 1 cm에서의 토양수분의 함수율은 하루를 주기로 하여 증가와 감소를 되풀이하고 있다. 대체적으로 오전 6시 내지 7시 경에 최고의 수분 상태를 나타내며 오후 2시 내지는 3시 경에 최저 값을 나타내고 있다. 이 변화는 토양수분이 많은 3일에서 6일까지는 대체로 지온의 일변화와 비슷한 위상을 보이지만, 토양이 건조해감에 따라서 위상이 어긋나는 경향이 있고, 두 층 사이의 위상 역시 어긋난다. 그리고 두 층 사이의 차이값은 토양이 건조해감에 따라서 점점 커지며 일교차도 커지는 경향이 있다.

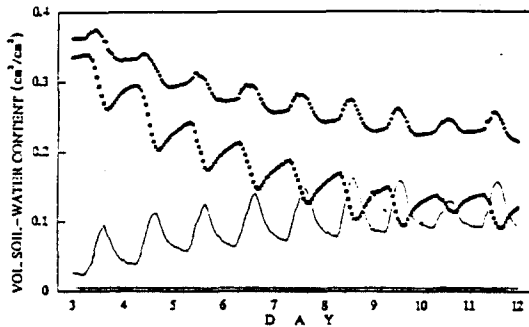


Fig. 6. Time variations of volumetric soil-water content for 1 cm depth(■) and for 4 cm depth(◆), and difference between that of two depths(—), during Aug. 3rd-12th, 1983. Tsukuba, Japan.

한편, 깊이 1 cm에서의 토양수분이 최저가 되는 오후 3시 경이 $0.09 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 였으며 8일의 오후 2시 경이 $0.16 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 이었다. 또 이 차이값은 깊이 1 cm의 토양수분과는 역상관을 보인다. 예를 들어 8월 8일 오후 6시의 1 cm 깊이의 토양수분은 $0.167 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 로서 일중 최고이나, 차이는 $0.078 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 로서 최소가 된다. 그러나 이 차이값은 4 cm 깊이의 토양수분과는 정상관의 관계를 보이고 있다. 이러한 현상은 1 cm 부근의 지표층은 일출후부터 직접적으로 태양복사에너지를 받게

됨에 따라 지표면의 온도가 급히 상승하고 따라서 대기 중으로 빠른 수분의 증발을 요구 받게 된다. 그런데 지표층이 하부층으로부터 빠른 수분 공급을 받지 못하면 지표층의 토양수분은 급격히 감소하게 된다. 반면 4 cm 깊이의 토양층에서는 아직 지표층 정도의 온도 상승이 없으므로 지표층 정도의 증발은 요구 받지 않기 때문에 두 층 사이의 수분 차이가 점점 커지기 때문으로 생각된다. 이러한 상태를 강제증발의 단계(forced evaporation stage)라고 한다. 한편, 일몰 이후에는 지표층이 4 cm 깊이보다 더 빨리 냉각되고 증발도 감소한다. 따라서 4 cm 깊이 토양층으로부터의 수분 공급 속도가 1 cm 토양층의 증발 속도보다 상대적으로 커져서 지표층이 하부로 부터 수분을 얻게 되어 1 cm 층은 토양수분의 회복 단계(moisture restore stage)에 도달하게 되어 1 cm와 4 cm 깊이에서의 토양수분의 차이는 작아지게 된다.

Fig. 7과 Fig. 8은 1 cm와 4 cm의 토양에서의 수분의 단위시간에 대한 유입률, 유출률을 나타낸다. 1 cm 토양에서 유출은 일출과 일몰의 사이에서 발생하며, 최대유출은 12시 경에 발생한다. 1 cm 깊이 층은 지표면의 영향을 직접적으로 받고 있으므로 일출 후 증발이 시작되어 12시 경에 최대가 된다. 건조과정이 계속되면 증발가능수분량이 적어지므로 최대유출시각은 점점 빨라진다. 습윤상태인 4일의 경우 12시40분에 최대유출률이 $0.015 \text{ cm}^3/\text{cm}^3/\text{hour}$ 인데 반해서 건조상태인 12일의 경우에는 11시34분의 최대유출률은 $0.016 \text{ cm}^3/\text{cm}^3/\text{hour}$ 로써 1시간 56분 정도의 최대유출 발생시각의 차이가 생긴다. 습윤상태의 경우(3일), 4 cm 토양에서 최대유출시각은 1 cm의 경우보다 4 시간 정도 지연된다. 이것은 4 cm의 토양은 1 cm 토양보다 태양복사에너지의 영향에 대하여 민감하게 반응하지 않고 시간지연(time lag)이 나타나기 때문으로 잘 일치하고 있다. 4 cm 층의 유출입 주기의 진폭은 1 cm 토양의 경우보다 작으며 습윤할 때보다 건조상태에 있을 때가 최대유출이 발생하는 시각이 34분 정도 빨라진다. 습윤시와 건조시의 1 cm와 4 cm에서의 위상 차이는 습윤할 때보다 건조할 경우가 더 크게 나타난다.

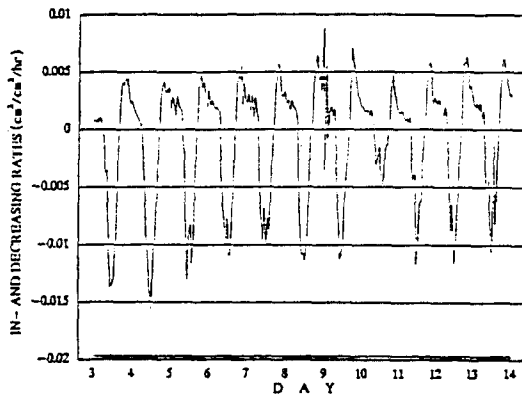


Fig. 7. Increasing and decreasing rates of soil moisture at 1 cm depth for loam, during Aug. 3rd-14th, 1983.

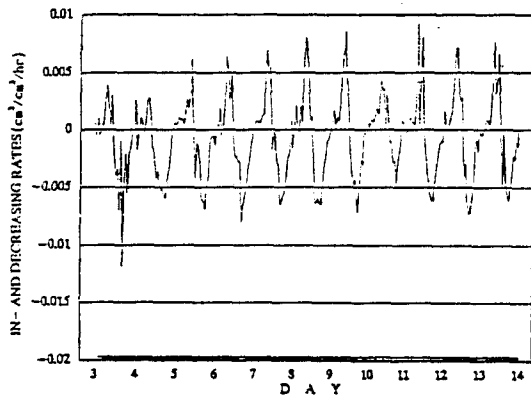


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for 4 cm depth.

4.4. 강수에 의한 토양수분과 열수지항들의 상관성

강수로 인하여 토양은 수분을 함유하게 되고 복사에너지 및 역학적에너지의 흐름에 의하여 건조과정이 진행된다. 이 과정에서 강수로 인한 토양수분에 대한 각 열수지항들의 응답상관성을 알아 보았다.

4.4.1. 반사율(ALBEDO)

반사율의 관측치는 3일부터 18일까지 자료를 채택하였으며, 특히 일사량이 400 Watt/m^2 이 되고,

태양의 고도 변화가 적은 10시부터 14시까지의 값을 이용하였다. Fig. 9는 토양수분과 반사율의 관계를 나타낸 것이다. 토양수분이 $0.27 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 이하의 건조상태에서는 반사율이 0.19 정도로 거의 일정하며, 토양수분이 $0.27 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 에서 $0.29 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 사이에서 반사율의 급격한 변화를 볼 수 있고, 토양수분이 $0.29 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 이상이 되면 반사율은 0.01로 거의 일정하게 된다. 반사율과 토양수분의 관계는 수분함량 $0.27 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 근처에서 급격히 변하여 계단함수(step function)의 관계로 변하는 것을 볼 수 있다. 이러한 것은 Graser와 Van Bavel(1982)에 의해 제안된 바 있다.

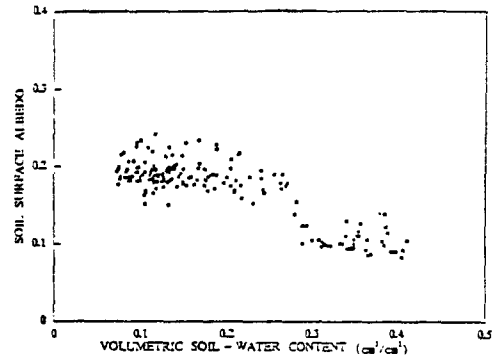


Fig. 9. The relations between volumetric soil-water content and soil surface albedo for loam, during Aug. 3rd-18th, 1983.

Fig. 10은 관측기간 중의 반사율과 토양수분을 시계열로 표시한 것이다. 8월 3일과 4일은 토양수분이 대체로 $0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 과 $0.25 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 사이에 있으며 반사율은 0.1에서 0.2 사이에서 변화하고 있다. 그리고 5일부터 14일까지는 맑은 날이 지속되어 토양수분이 $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 이하의 상태를 유지하면서 건조과정이 진행되고 있다. 이때의 반사율은 Fig. 9에서와 같이 0.2 정도를 유지하고 있다. 그러나 강수일인 15일 이후에는 토양수분이 $0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 이상으로 기록되었으며 이 기간 동안의 반사율은 0.1로써 일정하게 나타나 토양수분과 반사율의 관계가 Fig. 9에서 제시한 계단함수 관계가 됨을 잘 나타내고 있다.

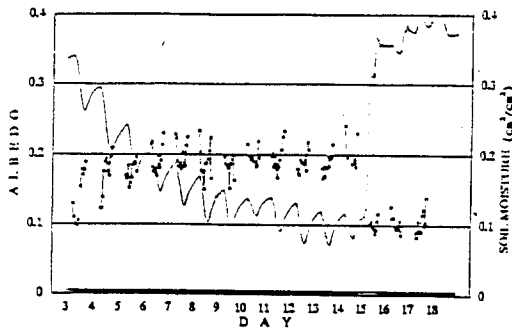


Fig. 10. Time variations of soil-water content and albedo for loam, during Aug. 3rd-18th, 1983. (■ : albedo, - : volumetric soil-water content)

4.4.2. 잠열(LATENT HEAT FLUX)

잠열은 물의 상변화에 의해서 대기 중으로 방출되는 에너지이다. 잠열은 지표면의 열수지를 유지하는 데 중요한 역할을 한다. 여기에는 토양수분의 역할은 절대적이라 할 수 있다. Fig. 11은 단위 순단파복사에 대한 잠열과 토양수분의 관계를 시계열로 나타낸 것이다. 토양수분과 잠열변화에 대한 약간의 위상차는 있으나 정상관을 이루고 있다. 토양수분이 많은 3일의 경우 잠열은 순단파복사의 69%에 이르고 있으나 토양수분이 작은 8일의 경우 잠열최대치가 순단파복사의 44%로 작아져 토양이 건조해 감에 따라 잠열의 크기는 감소하고 있다. 즉, 토양수분이 감소함에 따라 증발에 필요한 수분의 양이 줄어들고 따라서 잠열로의 에너지 전이는 작아지게 된다.

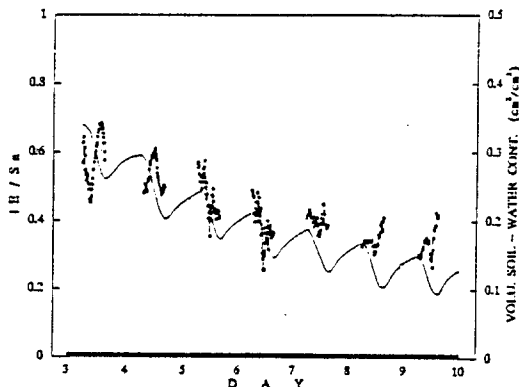


Fig. 11. Time variation of LE/Sn and volumetric soil-water content, during Aug. 3rd-10th, 1983.

4.4.3. 현열(SENSIBLE HEAT FLUX)

단위 순단파복사에 대한 현열과 토양수분을 시계열로 나타낸 것이 Fig. 12이다. Fig. 12에서 보면 토양수분과 현열은 역상관의 관계에 있으므로 토양수분이 낮은 정오 무렵에 현열은 높게 나타난다. 그리고 습윤 상태인 3일의 경우는 현열이 순단파복사의 16.5%인데 비해 건조한 8일의 경우 20.5%에 이르고 있다. 현열은 전체적으로 토양이 건조해감에 따라 조금씩 증가함을 알 수 있다. 증가비는 Fig. 11의 잠열의 감소비보다는 작게 나타나 현열보다 잠열이 토양수분에 따른 변화량에 더 민감함을 알 수 있다.

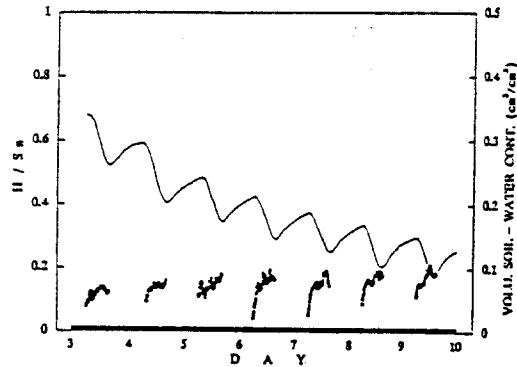


Fig 12. Time variation of H/Sn and volumetric soil-water content, during Aug. 3rd-10th, 1983.

4.4.4. 지중열(SOIL HEAT FLUX)

Fig. 13은 토양수분과 단위 순단파복사에 대한 지중열의 상관성을 나타낸 것이고 Fig. 14는 Fig. 13을 시계열로 나타낸 것이다. 먼저 Fig. 13을 보면 지중열과 토양수분의 뚜렷한 상관성은 보이지 않는다. 그러나 Fig. 14를 보면 지중열은 전체적으로 뚜렷한 경향은 보이지 않으나, 지중열의 변화 위상과 토양수분의 변화 위상은 매우 잘 일치하고 있다. 이것은 지중열은 토양수분의 절대량보다는 태양복사로 인한 토양수분의 일중변화에 더 큰 영향을 받고 있음을 시사하는 것이다.

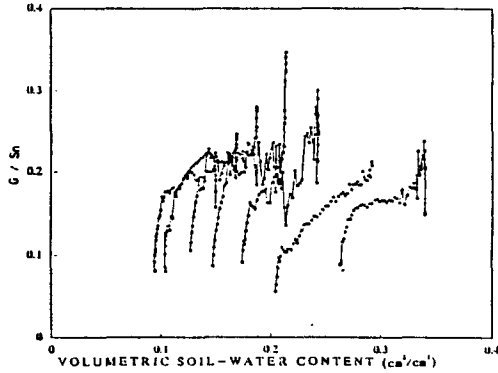


Fig. 13. The relation between volumetric soil-water content and G/Sn.

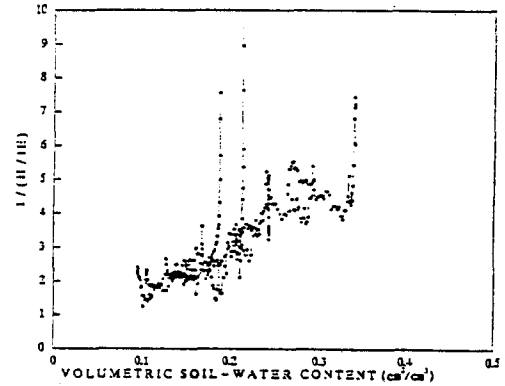


Fig. 15. The relation between volumetric soil-water content and $1/(H/IE)$.

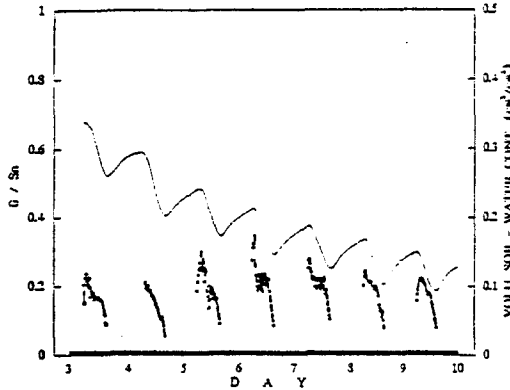


Fig. 14. Time variations of volumetric soil-water content and G/Sn.

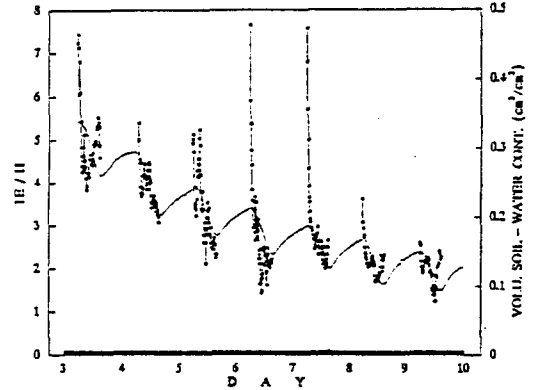


Fig. 16. Time variations of volumetric soil-water content and $1/(H/IE)$.

4.4.5. Bowen비와 토양수분

Bowen비는 잠열과 현열이 열의 수송에 기여하는 정도를 표현한 것이며 이 두 항의 비로서 나타내며 토양수분이 많은 경우가 에너지 수송에서 현열보다 잠열의 역할이 크다. Fig. 15는 Bowen비의 역수와 토양수분의 상관성을 나타낸 것으로 이들은 상관성이 강함을 알 수 있다. Fig. 16은 Fig. 15를 시계열적으로 나타낸 것이다. 3일에서 10일로 토양의 건조과정이 진행됨에 따라 전체적으로 Bowen비가 증가하고 있음을 알 수 있다.

4.4.6. 복사 (RADIATION)

순단파복사에 대한 순장파복사 비의 변화를 Fig. 17에 제시하였다. 토양수의 변화와 이 비의 변화는 매우 높은 상관관계를 가진다. 토양수분이 적을수록 순장파복사의 양이 증가하는 것을 볼 수 있다. 이것은 지표에서 방출되는 장파복사는 식 (5)에서 지표면의 온도의 네제곱에 비례하므로 토양수분이 적다면 지표면에서의 잠열 방출이 작아지고 Fig. 12에서 나타난 바와 같이 현열이 증가하게 된다. 따라서 지표면의 온도는 증가하게 되고 장파복사에너지량도 증가하게 되는 것이다.

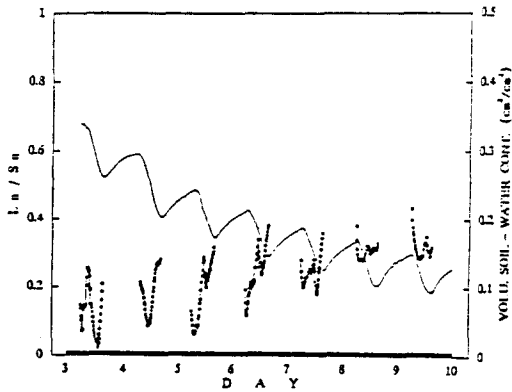


Fig. 17. Time variation of volumetric soil-water content and Ln/Sn.

4.4.7. 토양수분 변화에 따른 복사항 (radiative heat flux)과 열역학항(aero and thermodynamic heat flux)의 비교

강수 이후 토양이 건조해짐에 따른 각종 열수지 항의 변화를 종합적으로 고찰해 보았다. 건조과정에 따른 각 항의 상관성 분석과 시계열적 분석을 통하여 각 항에 대한 토양수분의 영향을 알아보았다. 이것을 식 (1)에서 사용한 열수지식을 통하여 순복사를 복사항(radiative heat flux, H1)과 잠열, 현열 지중열 등의 열역학항(aero and thermodynamic heat flux, H2)으로 재구성하여, 건조과정에서 복사항과 열역학항을 비교하여 보고 또 토양수분 정도에 따라 각 항이 차지하는 비를 알아보았다.

Fig. 18은 복사항(H1)에 대한 열역학항(H2)의 비를 토양수분과 비교하여 본 것이다. Fig. 18에서 보면 높은 상관성을 보이고 있으며 이 비(Hr)가 전체적으로 50%보다 작게 나타난다. 이것은 지표의 열수지에는 복사항보다는 열역학항이 양적으로 더 많이 기여하고 있음을 나타내는 것이다. 그러나 토양수분이 감소함에 따라 복사항의 기여도가 점진적으로 증가하고 있음을 볼 수 있다. Fig. 19는 Fig. 18의 시간변화를 나타낸 것으로 뚜렷한 상관성을 보여주고 있다. 토양수분이 감소함에 따라 복사항은 뚜렷하게 증가한다. 복사항과 열역학항을 비교하면 토양이 건조해지면 지표면의 온도가 증가함에 따라 장파복사에 의한 에너지 수송

이 증대된다. 반면 토양이 습윤해지면 잠열의 증가가 더 커지므로 열역학항이 급격히 증가하여 복사항보다 열역학항의 역할이 더 커지게 된다.

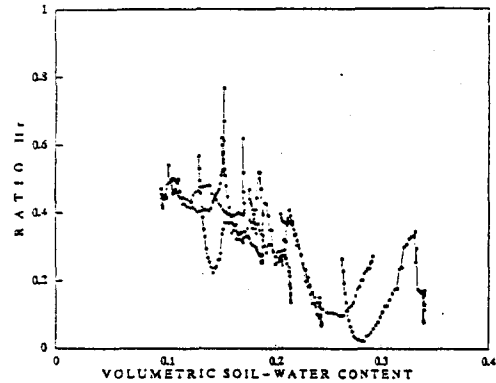


Fig. 18. The relation between volumetric soil-water content and ratio(Hr=H1/H2).

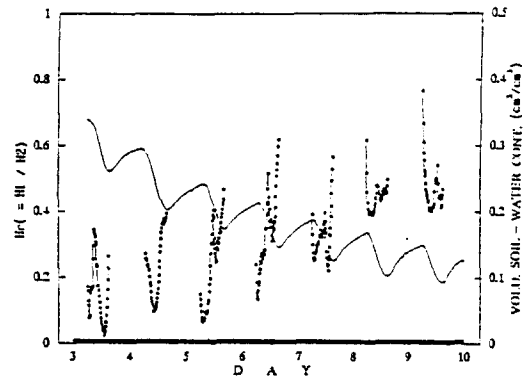


Fig. 19. Time variations of ratio Hr and volumetric soil-water content during 3rd-10th Aug., 1983.

5. 결론

강수에 의한 습윤토양과 그 토양이 건조과정을 거침에 따른 토양수분에 대한 열수지 각 항목의 응답성을 일본 쓰쿠바대학 수리실험센터에서 특별 관측을 실시하여 조사한 결과 다음과 같은 결론을 얻었다.

1. 포화상태의 깊이 4 cm의 토양은 강수과정을 거치면서 1 cm의 토양보다 수분의 증가가 더 크다.
2. 강수과정 종결 이후 1 cm, 4 cm에서의 토양 수분은 일일을 주기로 진동하면서 감소하며, 그

진폭은 태양복사의 영향을 직접 받는 1 cm의 경우가 더 크다. 1 cm, 4 cm의 토양수분의 진동위상은 건조할수록 서로 어긋나며, 두 층 사이의 토양수분의 차이값은 1 cm의 토양수분과는 정상관, 4 cm의 토양수분과는 역상관의 관계를 가진다.

3. 강수환경에 의하여 토양수분이 증가하면 지표면의 반사율은 계단함수적으로 감소한다.

4. 현열은 토양수분과 역상관, 잠열은 토양수분과 정상관의 관계를 보이고, 토양수분 변화에 따른 반응은 현열보다 잠열이 더 민감하다. 토양수분과 지표면에서의 순장파복사는 높은 역상관의 관계를 가진다.

5. 복사항(순장파복사)과 열역학항(현열, 잠열, 지중열)의 강수과정 응답성을 비교해보면 강수 직후 토양수분이 많은 경우는 열역학항의 역할이 지배적이고, 토양수분이 적은 경우에는 복사항이 지표면 열수지에 더 크게 작용한다.

감사의 글

본 연구는 1990년도 학술진흥재단의 자유공모과제 지원에 의하여 수행되었음.

참고문헌

- 황수진, 1984, 지표면 Albedo에 미치는 토양수분의 효과. 부산대학교자연과학논문집, 38, 311-316.
- 黃水鎮, 1985, 正味放射フラタスおよび地中熱フラタスに及ぼす土壤水分效果, 地理學評論, 5, 39-46.
- 林陽生, 黃水鎮, 1981, 風杯風速計超音波風速溫度計觀測摩擦速度特徵 筑波大學 水理實驗報告, 5, 1-10
- 近藤純正, 1981, 大氣科學講座, 1 地表に近い大氣, 東京大學出版會, 東京, 226pp.
- Ångstrom, A., 1925, The albedo of various surface of ground, Geografika annaler, 7, 323-342
- Bhumralkar, C. M., 1975, Numerical experiments of the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model., J. Appl. Meteor., 14, 1246-1258.
- Brunt D., 1963, Physical and Dynamical Meteorology, Cambridge Univ. Press, 124pp.
- Chung R. B. and R. Horton, 1987, Soil heat and flow with a partial surface mulch, Water resource Research, 12, 2175-2186.
- Clapp R. E. and G. M. Hornberger, 1987, Empirical equations for some soil hydraulic properties, Water Resource Research, 14, 601-604.
- Graser, E. A. and C. H. M. Van Bavel, 1982, The effect of soil moisture upon soil albedo, Agr. Meteor., 27, 17-26.
- Idso, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato, B. A. Kimbal and F. S. Nakayama, 1975, The dependence of bare soil albedo on soil water content, J. Appl. Meteor., 14, 109-113.
- Kondo J., N. Saigusa and T. Sato, 1990, A parameterization of evaporation from bare soil surface, J. Appl. Meteor., 29, 385-389.
- Philip J. R., 1957, Evaporation and moisture and heat fields in the soil, T. Meteor., 14, 354-366.
- Rose W. G., 1962, Some corrections to the linearized response of constant temperature hot wire anemometer operated in low - speed flow, J. Appl. Mech., 29, 554-558.
- Sasamori T., 1970, A numerical study of atmospheric and soil boundary layers, J. Atmos. Sci., 27, 1122-1137.
- Wyngaard J. C. and O. R. Cote, 1970, The budget of turbulent kinetic energy and temperature variation in the atmospheric surface layer, J. A. S., 28, 190-200.