

8 地表面熱フラックス

モニン・オブコフの相似則を用いると、接地境界層内の風速や温度の分布だけでなく、運動量フラックスや熱フラックスを求めることもできる。これは、地表面の気象場に対する影響を考えるうえで重要である。ここでは、モニン・オブコフの相似則を用いて、運動量フラックスや、顕熱・潜熱フラックスを計算する方法を考える。

8. 1 運動量フラックス

接地境界層内では、運動量フラックス

$$|\overline{u'w'}| = u_*^2 \quad [1]$$

は一定であり、中立成層に近いときには、

$$u_* = kz \frac{d\bar{u}}{dz} \quad [2]$$

と表すことができた。このとき、

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad [3]$$

である。[3]を用いると地上気象観測で得られた風速の値から、摩擦速度 u_* や運動量フラックス $\overline{u'w'}$ を計算することができる。[3]に $z=10$ m、 $\bar{u}=\bar{u}(z=10\text{ m})=U_{10}$ を代入すると、

$$U_{10} = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{10}{z_0}\right) \quad [4]$$

となるので、

$$u_* = \frac{kU_{10}}{\ln\left(\frac{10}{z_0}\right)} \quad [5]$$

$$|\overline{u'w'}| = u_*^2 = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{10}{z_0}\right)\right]^2} U_{10}^2 \quad [6]$$

が得られる。ここで、

$$C_M = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{10}{z_0}\right)\right]^2} \quad [7]$$

とおくと、

$$|\overline{u'w'}| = C_M U_{10}^2 \quad [8]$$

と書ける。 C_M は**バルク係数**とよばれる。[8]は、接地境界層内の運動量フラックスが風速の2乗に比例することを示している。

8. 2 顕熱フラックス

乱流に伴う上向きの熱輸送は

$$\overline{w'T'} = u_* T_* \quad [9]$$

と表せた。接地境界層内では、[9]は一定であり、中立成層に近いときには、

$$T_* = -kz \frac{d\bar{T}}{dz} \quad [10]$$

が成り立つ。このとき、

$$\bar{T} - T_s = -\frac{T_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_T}\right) \quad [11]$$

である。風速の場合と同様に、[11]を用いると地上気象観測で得られた気温と地表面温度の値から、上向き熱輸送 $\overline{w'T'}$ を計算することができる。[11]に $z=2$ m、

$\bar{T} = \bar{T}(z=2\text{ m}) = T_2$ を代入すると、

$$T_2 - T_s = -\frac{T_*}{k} \ln\left(\frac{2}{z_T}\right) \quad [12]$$

となるので、

$$T_* = \frac{k(T_s - T_2)}{\ln\left(\frac{2}{z_T}\right)} \quad [13]$$

$$\overline{w'T'} = u_* T_* = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{10}{z_0}\right) \ln\left(\frac{2}{z_T}\right)} U_{10} (T_s - T_2) \quad [14]$$

が得られる。ここで、

$$C_H = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{10}{z_0}\right) \ln\left(\frac{2}{z_T}\right)} \quad [15]$$

とおくと、

$$|\overline{w'T'}| = C_H U_{10} (T_s - T_2) \quad [16]$$

と書ける。 C_H は顕熱フラックスに関するバルク係数である。単位地表面面積あたりの熱輸送を求めるために、気体の密度 ρ と定圧比熱 C_p をかけると、

$$H = \rho C_p C_H U_{10} (T_s - T_2) \quad [17]$$

となる。 H を**顕熱フラックス**という。

8. 3 潜熱フラックス

水面上での比湿は、地表面温度 T_s に対応する飽和比湿 $q_{sat}(T_s)$ になっていると考えられる。したがって、乱流に伴う上向きの水蒸気輸送は、熱輸送の場合と同様に考えれば、

$$C_E = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{10}{z_0}\right) \ln\left(\frac{2}{z_q}\right)} \quad [18]$$

とおいて、

$$|\overline{w'q'}| = C_E U_{10} [q_{sat}(T_s) - q_2] \quad [19]$$

と書ける。 C_E は潜熱フラックスに関するバルク係数で、 q_2 は $z=2$ m における比湿である。単位地表面面積あたりの水蒸気輸送を求めるために、気体の密度 ρ と単位質量あたりの水の凝結熱 L をかけると、

$$LE = \rho L C_E U_{10} [q_{sat}(T_s) - q_2] \quad [20]$$

となる。 LE を**潜熱フラックス**という。地表面が水面であれば、[20]を用いて潜熱フラックスを計算できるが、完全に乾燥した地面であれば、当然、潜熱フラックスはゼロである。現実の陸面は、両者の間の状態であるから、**蒸発効率** β を用いて、

$$LE = \rho \beta L C_E U_{10} [q_{sat}(T_s) - q_2] \quad [21]$$

と表せる。水面であれば $\beta=1$ 、完全に乾燥した地面であれば $\beta=0$ である。また、實際上、 $C_E = C_H$ とみなせることが多く、その場合、

$$LE = \rho \beta L C_H U_{10} [q_{sat}(T_s) - q_2] \quad [22]$$

と書ける。

8. 4 地表面熱収支

地表面の熱収支は次のように書くことができる。

$$R_n = \sigma T_s^4 + H + LE + G \quad [23]$$

左辺の R_n は入力放射であって、

$$R_n = (1 - \alpha) S^\downarrow + L^\downarrow \quad [24]$$

と書ける。ただし、 α はアルベド、 $S^\downarrow$ は下向き短波放射フラックス、 $L^\downarrow$ は下向き長波放射フラックスである。また、右辺の σT_s^4 は地表面からの上向き長波フラックス、 H は顕熱フラックス（上向き正）、 LE は潜熱フラックス（上向き正）、 G は地中熱伝導である。[23]において、地中熱伝導 G は一般に他の項に比べて小さいので、近似的に

$$R_n = \sigma T_s^4 + H + LE \quad [25]$$

と書くこともある。

[25]において、顕熱フラックス H と潜熱フラックス LE との比を**ボーエン比**といい、

$$B_o = \frac{H}{LE} \quad [26]$$

と定義する。ボーエン比は、入力放射 R_n から地面放射 σT_s^4 を差し引いた正味放射が、顕熱フラックスと潜熱フラックスに配分されるときにの比を表している。[17]、[22]より、

$$B_o = \frac{\rho C_p C_H U_{10} (T_s - T_2)}{\rho \beta L C_H U_{10} [q_{sat}(T_s) - q_2]} = \frac{C_p (T_s - T_2)}{\beta L [q_{sat}(T_s) - q_2]} \quad [27]$$

である。簡単な例として、大気が飽和であれば、

$$B_o = \frac{C_p (T_s - T_2)}{\beta L [q_{sat}(T_s) - q_{sat}(T_2)]} \approx \frac{C_p}{\beta L \frac{dq_{sat}}{dT}} \quad [28]$$

である。 $\frac{dq_{sat}}{dT}$ は温度が高いほど大きくなるので、 B_o の値は、低温のときには大きく、高温のときには小さくなる。

[25]を用いて、定常に達したときの地表面温度を計算することができる。右辺第1項は

$$\sigma T_s^4 \approx \sigma T_2^4 + 4\sigma T_2^3(T_s - T_2) \quad [29]$$

と書ける。また、右辺第3項は、

$$lE = \rho \beta L C_H U_{10} [q_{sat}(T_s) - q_{sat}(T_2) + q_{sat}(T_2) - q_2] \quad [30]$$

と表せるが、

$$q_{sat}(T_s) - q_{sat}(T_2) \approx \left. \frac{dq_{sat}}{dT} \right|_{T=T_2} (T_s - T_2) \quad [31]$$

$$q_{sat}(T_2) - q_2 \approx q_{sat}(T_2)(1 - h) \quad [32]$$

を用いると、

$$lE \approx \rho \beta L C_H U_{10} \left[\left. \frac{dq_{sat}}{dT} \right|_{T=T_2} (T_s - T_2) + q_{sat}(T_2)(1 - h) \right] \quad [33]$$

と書ける。ただし、 h は相対湿度である。[29]、[33]を[25]に代入すると、近似的に

$$R_n = \sigma T_2^4 + 4\sigma T_2^3(T_s - T_2) + \rho C_p C_H U_{10}(T_s - T_2) + \rho \beta L C_H U_{10} \left[\left. \frac{dq_{sat}}{dT} \right|_{T=T_2} (T_s - T_2) + q_{sat}(T_2)(1 - h) \right] \quad [34]$$

と表せて、

$$R_n - \sigma T_2^4 - \rho \beta L C_H U_{10} q_{sat}(T_2)(1 - h) = \left[4\sigma T_2^3 + \rho C_p C_H U_{10} + \rho \beta L C_H U_{10} \left. \frac{dq_{sat}}{dT} \right|_{T=T_2} \right] (T_s - T_2) \quad [35]$$

が得られる。[35]において、 $R_n - \sigma T_2^4$ を有効入力放射量という。また、大気の可能潜熱要求量 κ を

$$\kappa = \rho \beta L C_H U_{10} q_{sat}(T_2)(1 - h) \quad [36]$$

大気と地表面間の熱交換率 μ を

$$\mu = 4\sigma T_2^3 + \rho C_p C_H U_{10} + \rho \beta L C_H U_{10} \left. \frac{dq_{sat}}{dT} \right|_{T=T_2} \quad [37]$$

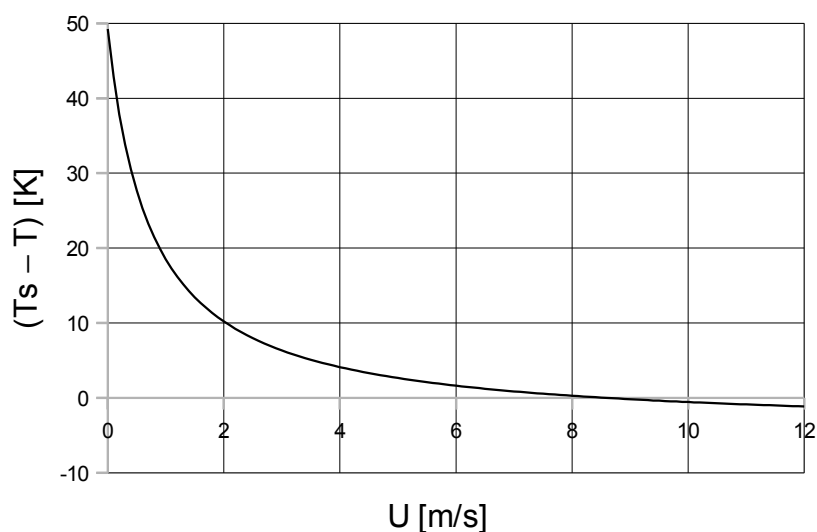
と定義すると、[35]は

$$T_s - T_2 = \frac{R_n - \sigma T_2^4 - \kappa}{\mu} \quad [38]$$

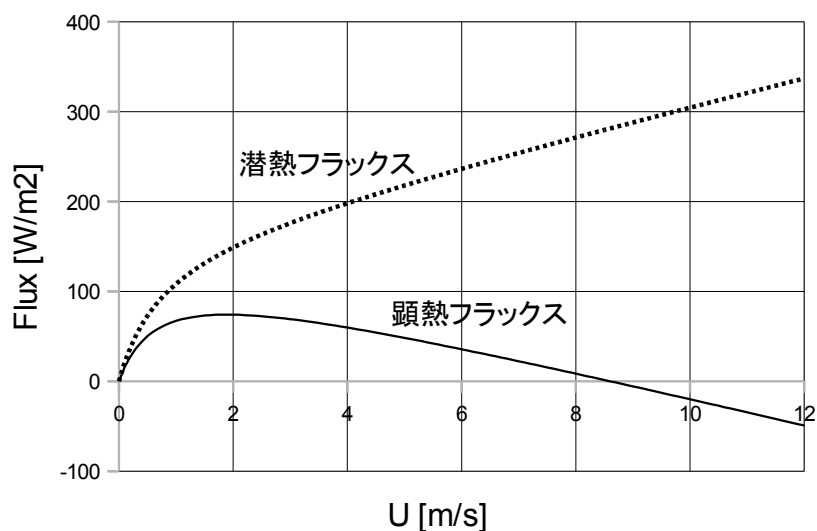
と書ける。[38]において、 κ と μ はともに U_{10} の関数である点に注意する。

[38]を用いて $T_s - T_2$ を U_{10} の関数として計算すると次のようになる。ここでは、入力放射 700W/m^2 、気温 20°C 、相対湿度 50% 、蒸発効率 0.5 、バルク係数 0.003 とした。風が強くなると、蒸発が活発になってより多くの潜熱が奪われるため、地表面が大気よりも

低温になることを示している。



地上風速と地表面温度（地表面温度と気温との差）との関係



地上風速と顕熱・潜熱フラックスとの関係

問 8.1 [36]、[37]、[38]を用いて、入力放射 700W/m^2 、気温 20.0°C 、相対湿度 50%、蒸発効率 0、バルク係数 0.003 という条件のもとで、地上風速が $U=0$ のときと $U \rightarrow \infty$ のときの地表面温度 T_s を計算せよ（単位は $^\circ\text{C}$ 、小数点第 1 位まで求めよ）。同様の計算を蒸発効率が 1 の場合についても行なえ。ただし、 20.0°C における飽和比湿は 14.5g/kg 、飽和比湿の温度微分は 0.904g/kg K 、空気の密度は 1.20kg/m^3 としてよい。また、ステファン・ボルツマン定数は $5.67 \times 10^{-8}\text{W/m}^2 \text{K}^4$ 、空気の定圧比熱は 1004J/kg K 、水の凝結熱は $2.50 \times 10^6\text{J/kg}$ 、 0°C は 273.15K とする。