

複雑多様な地表面の熱収支—研究の指針—*

近藤 純正**

要 旨

地表面の熱収支の諸性質を調べた。地表面に入射する放射エネルギーの顕熱及び潜熱への変換比率は無次元熱交換係数 J と蒸発能 i に依存する。熱収支量の J に対する敏感度は J が1前後で最も大きい。顕熱は低温のときほど、潜熱は高温のときほど J に対する敏感度が大きい。

多様な地面が混在する広域の熱収支は一様地面とは違った振る舞いをする。全域に20%の水面が含まれる場合は1日以上時間経過で広域の熱収支に大きな変化をもたらすのに対し、80%の水面は実質上100%水面の場合と差がなくなる。蒸発量を推定するとき平衡蒸発量に係数 α_e を乗ずる方法が用いられる事があるが、 α_e は諸条件で大きく変化するので利用できない。気候平均値として水面または水供給が十分な植生地に対して、 $\alpha_e \approx 1.0 \sim 1.2$ (高温期)、 $\alpha_e = 1.2 \sim 1.6$ (低温期) が理論的に推定された。

1. はしがき

地表面に入射した太陽放射(日射)および大気放射の一部は顕熱となり、直接下層大気を暖める。気温が日変化するのはこのためである。放射エネルギーの他の部分は地表面の水を蒸発させたり、植物の蒸散活動を通して土壌中の水分を大気へ放出させる。以後、蒸散も含めて、蒸発と呼ぶことにする。放射エネルギーが地表面で顕熱と潜熱に変換される比率はその地域の気象・気候を支配する。それゆえ、地表面状態の変化がエネルギー変換比率にどう影響するかを明らかにすることは気象学・大気物理学の中心課題である。

地表面から大気へ輸送される顕熱や蒸発の潜熱の見積もりを行うために、いろいろな研究が行われてきた。地表面近くの風の乱れが強ければ強いほど、輸送量は大きくなる。その度合いを表すパラメータとして、たとえば地表面の空気力学的粗度や輸送係数が導入された。

従来の多くの研究は水平方向に一様な地表面を対象としてきた。しかし現実には多様な地物が混在した複雑地形であるので、今後はこれら広域の地表面と大気とのエネルギー交換を表現するパラメータを見出すことにある。

パラメータは地表の植生の種類と分布状態、それに局所地形因子などの関数であろう。

広域複雑地表面の研究は当面、2つの条件に分けて考えたほうがよいように思われる。その一方は、一般風が微風または無風(上空1kmの風速が約 5 ms^{-1} 以下)で地表面の冷却や加熱によって局地風が発生する場合に、斜面風や山谷風などの局地循環がその地域全体の大気・地表面間でどれだけのエネルギー交換を行うかを明らかにすることである。他方は、一般風が強風(約 10 ms^{-1} 以上)で、地上気温の水平分布に局地性がなくなる場合である。

2. 広域地表面のエネルギー交換の考え方

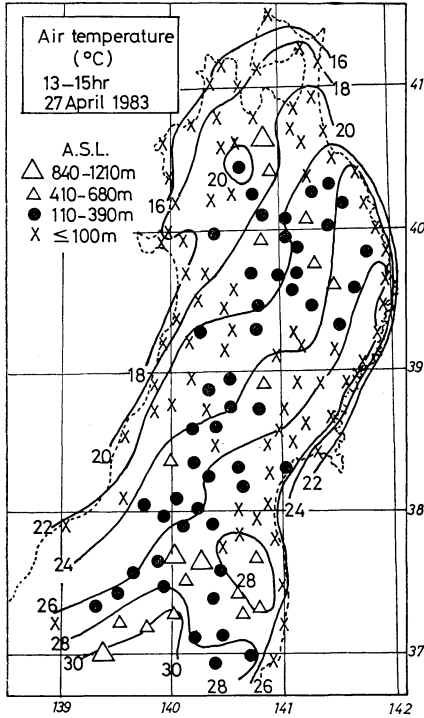
2.1. 強風時の地上気温と風速の空間分布

一般風が微風のとき、複雑地形の地上(1m程度の高さ)の気温の空間分布は局地性が強く、広域で等温線を結ぶことは不可能である。ところが、強風時には、一般に大気は強い混合で一様化が行われ、気温空間分布はスムーズになる。その例を第1図に示した。

この日は自由大気の気温高度減率が100mにつき 1°C であったので、同じ値で標高補正を行ってある。図中の観測所はいろいろな地形・地表面にあるにもかかわらず気温水平分布がこのようになめらかであることは強風時の広域地表面と大気のエネルギー交換の評価が容易にできそうだと言う見通しがつく。

* A guide for the study on heat balance of complex terrain with various ground surfaces.

** Junsei Kondo, 東北大学理学部地球物理学教室。
—1984年5月21日受領—
—1984年7月2日受理—



第1図 1983年4月27日13~15時の地上気温の空間分布、ただし標高100mにつき1°Cの高度補正をしてある。観測所の標高は図の左上に示す記号で分類してある(近藤・桑形, 1983の図をもとにした)。

ところが、地上風速について同じような分布図を東北地方全域が強風時の6日分についてつくってみると(図省略)、気温のような等値線はひけない。地上風速は地表面粗度と局所地形に敏感である(近藤・山沢, 1983; 萩野谷ほか, 1984)。この事は広域のエネルギー交換量の評価を非常に困難にする。

2.2. 広域地表面のパラメータ化

上述の困難さを克服する方法の1つとして、以下のことが考えられる。(1) 各種地表面を畑地, 都市, 森林, 等々に分類し, おおのの地表面粗度を求める。(2) 局所地形の風に対する遮へい率を求める(方法は近藤・山沢, 1983), (3) 遮へい率と地形因子との関係を試行錯誤で求める。その予備的研究は萩野谷ほか(1984)に示されている。(4) 風の遮へい率と地形因子との関係, および地表面粗度と地上風速との関係を広域に適用し, たとえば1kmメッシュごとの地上風速を推算する。(5)

風と同様, 熱に対する地表面粗度も1kmメッシュで求める。(6) 最終的には10km範囲ごとに合成された平均的粗度とか交換係数を知る。合成の具体的方法は今後の研究による。

以上は複雑多様な地表面のパラメータ化の考え方である。このパラメータ化を行う場合に, どれだけの精度がほんとうに必要なかを見積もっておかなければならない。それで, 地表面状態が熱収支に及ぼす敏感度を得るために, 次章で熱収支の性質を調べる。

3. 地表面の加熱・冷却と熱収支

3.1. 交換係数と抵抗の定義

将来, 広域地表面の合成したバルク係数とか交換係数あるいは抵抗が分かれば, 広域地表と大気とのエネルギー交換量が通常の気象観測資料から算出できる。

本論文では地表面粗度物体と土壌面を含めた平均的な温度を地表面温度と定義する。平均的な温度とは地上の適当な高さを上向きに流れる赤外放射量 $L\uparrow$ と等価な黒体放射温度 T_e ($\sigma T_e^4 \equiv L\uparrow$, σ はステファン・ボルツマン定数) を地表面温度 T_s と定義する。

地表面と大気の間で交換される風の運動量, 顕熱, 水蒸気輸送量 (τ, H, E) は

$$\left. \begin{aligned} \frac{\tau}{\rho} &\equiv u_*^2 = C_M U^2 \\ \frac{H}{c_p \rho} &= C_H U (T_s - T) \\ \frac{E}{\rho} &= C_E U (q_s - q) \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

ただし, c_p と ρ は空気の定圧比熱と密度, T と q と U はそれぞれ地表面から十分離れた高さ(約2m以上)の気温と比湿と風速, q_s は地表面温度 T_s に対する飽和比湿。地表面は十分に湿っていないことが多く, $C_E < C_H$ である。完全乾燥状態で $C_E = 0$ になる。

以下では簡単化のために, 接地層内の風速・気温・比湿の鉛直分布は, いわゆる「対数分布」の場合を考える。すると, 抵抗 r とバルク係数 C との関係は(近藤, 1981, p.95参照)

$$C_j = \frac{1}{r_M r_j} \quad (j=M, H, E) \quad (2)$$

$$C_j U = \frac{u_*}{r_j} \quad (j=M, H, E) \quad (3)$$

CU または u_* / r を交換係数と呼ぶ。

3.2. 熱収支式

地表面に入射する放射エネルギーは

$$R = (1 - \text{ref})S\downarrow + L\downarrow \quad (4)$$

$S\downarrow$ は水平面日射量, ref は地表面アルビド, $L\downarrow$ は下向き大気放射量である. R は地表面で顕熱 H と蒸発の潜熱 LE および地中伝導熱 G に変換される. $Q \equiv R - G$ とすれば

$$Q = \sigma T_s^4 + H + LE \quad (5)$$

あるいは, 正味放射量 $R_{\text{net}} = R - \sigma T_s^4$ を用い, $Q_{\text{net}} \equiv R_{\text{net}} - G$ とすれば

$$Q_{\text{net}} = H + LE \quad (6)$$

平均的状态を考える場合, G は日中と夜でプラス・マイナスとなり微少項になるので Q の中に含めておく. (5)を書き直せば

$$Q - \sigma T^4 = (\sigma T_s^4 - \sigma T^4) + H + LE \quad (7)$$

大都市のように人工熱がある場合は, それを Q の中へ含めて考える. 上式の左辺を入力項と呼ぶ. これは外部条件である. 右辺は各交換エネルギー成分で, 大気条件および地表面状態によってどのような配分比になるかを本論では問題にする.

右辺第1項は

$$\sigma T_s^4 - \sigma T^4 \doteq 4\sigma T^3(T_s - T) + 6\sigma T^2(T_s - T)^2 + \dots \quad (8)$$

H と LE はバルク式 (1) で表現され, $q_s - q$ の近似は

$$\begin{aligned} q_s - q &\doteq (1-h)q_{\text{sat}} + q'(T)(T_s - T) \\ &+ \frac{1}{2}q''(T)(T_s - T)^2 \\ &+ \frac{1}{6}q'''(T)(T_s - T)^3 + \dots \end{aligned} \quad (9)$$

$$\text{ただし } \Delta \equiv q' = \frac{dq_{\text{sat}}}{dT}, \quad q^{(n)} = \frac{d^n q_{\text{sat}}}{dT^n} \quad (10)$$

q_{sat} は気温 T の飽和比湿, h ($0 \leq h \leq 1$) は相対湿度である.

熱収支の性質を調べるために, $|T_s - T| \leq 5^\circ\text{C}$ の範囲を考える. (8)と(9)の第1近似項までを採用すれば, 式(7)は

$$Q - \sigma T^4 \doteq 4\sigma T^3(T_s - T) + H + LE \quad (11)$$

3.3. 最大温度差と無次元熱収支式

乱流輸送量がない極限条件 $CU=0$ (すなわち $H=LE=0$) では, 地表面温度は放射平衡できる. このときの地表面温度と気温との差 $(T_s - T)$ の絶対値は最大となり,

$$(T_s - T)_R \equiv \frac{Q - \sigma T^4}{4\sigma T^3} \quad (12)$$

これを放射平衡温度差とよぶ. 以後, 温度差はこの値で

無次元化する. また, 熱輸送量は入力項 $(Q - \sigma T^4)$ で, 風速は $c_{p\rho}/4\sigma T^3$ で無次元化する.

そして次の無次元化量を用いる.

$$\left. \begin{aligned} \text{熱交換係数: } J &= \frac{u_*^+}{r_H} = \left(\frac{C_p \rho}{4\sigma T^3} \right) \frac{u_*^+}{r_H} \\ \text{地表面温度と気温の差: } T^+ &= \left(\frac{4\sigma T^3}{Q - \sigma T^4} \right) (T_s - T) \\ \text{比湿: } q^+ &= \left(\frac{4\sigma T^3}{Q - \sigma T^4} \right) \frac{q_{\text{sat}}}{\Delta} \\ \text{顕熱輸送量: } H^+ &= \frac{H}{Q - \sigma T^4} = JT^+ \\ \text{潜熱輸送量: } LE^+ &= \frac{LE}{Q - \sigma T^4} \end{aligned} \right\} (13)$$

そのほか, 温度係数 Δ/γ (ただし $\gamma = c_p/l$) と抵抗 r_H (自然条件では $10 \leq r_H < \infty$) と J (自然条件では $0.1 \leq J \leq 100$) はいずれも無次元量である.

熱収支式(11)の無次元表示は

$$1 = T^+ + JT^+ + J \frac{i\Delta}{\gamma} \{T^+ + q^+(1-h)\} \quad (14)$$

$$T^+ = \frac{1 - J \frac{i\Delta}{\gamma} q^+(1-h)}{1 + J \left(1 + \frac{i\Delta}{\gamma} \right)} \quad (15)$$

ただし

$$i = \frac{r_H}{r_E} : \text{蒸発能 } (0 \leq i < 1) \quad (16)$$

参考のために, 諸量と温度との関係を第1表に示した.

3.4. 乾燥地表面の加熱・冷却と熱収支

地表面の蒸発能 $i=0$ のときを考える. 式(13)と(14)から

$$T^+ = \frac{1}{1+J} \quad (17)$$

$$H^+ = JT^+ = 1 - T^+ \quad (18)$$

第2図の太い実線は交換係数の関数としての温度差(下図)または顕熱輸送量(中図)である.

特別な条件として, $J \rightarrow \infty$ (風速が非常に強いとき)では

$$\left. \begin{aligned} T^+ &\rightarrow \frac{1}{J} \\ H^+ &\rightarrow 1 \end{aligned} \right\} (19)$$

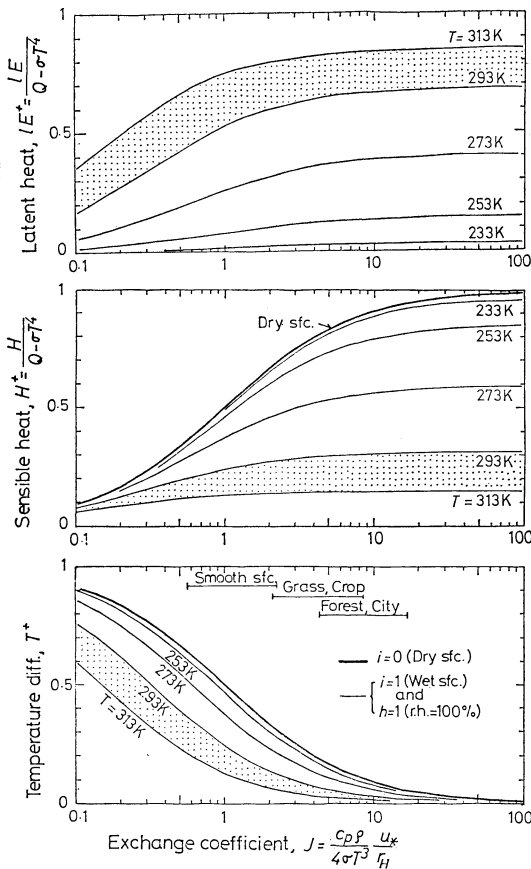
つまり H は $(Q - \sigma T^4)$ に近づく.

3.5. 飽和湿度時の地表面の加熱・冷却

地表面から十分離れた高さ(約2m以上)の空気が飽和($h=1$)のときは, 式(14)から

第1表 規格化量その他の数値, $\Delta = dq_{sat}/dT$, $\gamma = c_p/l$, q_{sat} は気温 T に対する飽和比湿.

T (K)	q_{sat}	$\frac{4\sigma T^3}{c_p \rho}$ (cm s^{-1})	$4\sigma T^3 \frac{q_{sat}}{\Delta}$ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	$\frac{q_{sat}}{\Delta}$ (K)	γ (K^{-1})	$\frac{\Delta}{\gamma}$	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$	$\frac{\Delta+\gamma}{\gamma}$
	$\times 10^{-5}$				$\times 10^{-6}$			
233.2	12	0.1893	27.7	9.64	386	0.0312	0.0303	1.03
253.2	77	0.2635	42.8	11.60	394	0.1684	0.1441	1.17
273.2	376	0.3574	63.7	13.76	402	0.6781	0.4041	1.68
293.2	1448	0.4770	92.3	16.14	410	2.1705	0.6846	3.17
313.2	4659	0.6339	130.8	18.76	418	5.7818	0.8525	6.78



第2図 無次元熱交換係数(横軸)の関数としての地表面温度と気温の差(下図), 顕熱輸送量(中図), 蒸発の潜熱輸送量(上図). いずれも無次元量, パラメータは気温, 太い実線は乾燥地面, 細実線は水面.

$$T^+ = \frac{1}{1 + J \left(1 + \frac{i\Delta}{\gamma}\right)} \quad (20)$$

$$H^+ = JT^+ \quad (21)$$

$$lE^+ = \frac{i\Delta}{\gamma} JT^+ \quad (22)$$

ボーン比は

$$B \equiv \frac{H}{lE} = \frac{H^+}{lE^+} = \frac{\gamma}{i\Delta} \quad (23)$$

さらに, 地面が十分に湿った場合 ($i=1$) には, $B = \gamma/\Delta$ で気温だけの関数になる. 特別の場合として $J \rightarrow \infty$ (強風) では

$$T^+ \rightarrow \frac{1}{J \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma}\right)} \quad (24)$$

$$H^+ \rightarrow \frac{1}{1 + \frac{\Delta}{\gamma}} \quad (25)$$

$$lE^+ \rightarrow \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad (26)$$

上式によれば, 強風時の顕熱と潜熱の輸送量は気温だけの関数になる.

第2図の細い実線は交換係数の関数としての温度差(下図), 顕熱輸送量(中図), 潜熱輸送量(上図)で, パラメータは気温である. 図中の地面の種類は地上風速を $3 \sim 13 \text{ms}^{-1}$ とし, 滑らかな地面は $C_H = 0.8 \times 10^{-3}$, 草地・畑地は $C_H = 3 \times 10^{-3}$, 森林・都市は $C_H = 6 \times 10^{-3}$ 程度を想定してある.

これら曲線は地表面が十分に湿っていて, さらに大気湿度が飽和のときの関係であり, 一般条件に対する基本になる.

熱収支量の J に対する敏感度として, J の 100% の変化に対する無次元量 T^+ や H^+ または lE^+ の変化量で定

義するなら、 $J=0.3\sim 2$ 近辺で敏感度は最大になる。 $T=293\text{K}$, $h=1$, $r_H/r_E=1$ の条件で、 $J=0.3$ で T^+ は最大敏感度 0.17, H^+ は 0.05, lE は 0.12 をもつ。 lE の敏感度は気温が高いほど、 H^+ は気温が低く i も小さいほど大きくなる。 T^+ の敏感度は J によって変化する(無次元交換係数 J は熱バルク係数 C_H と風速 U の積に比例する)。

低温気候区や乾燥地面区では H^+ の敏感度は $J=0.1$ から 10 までの広い範囲にわたって大きい(中図)。 lE^+ の敏感度は低温気候区では小さいので J は正確に知る必要はないが、高温気候区ほど敏感度が大きくなり、特に $J=0.1\sim 2$ の範囲で大きい(上図)。

4. 多様な地面から成る広域平均熱収支

4.1. 水面上の気温上昇と比湿増加

簡単なモデルを考え、厚さ z_i の大気混合層は十分に混合されて等温位 θ , 等比湿 q とする。そして比湿が過飽和になっても降水はないと仮定する。地表面からの顕熱と蒸発量の供給で大気混合層の温位と比湿は増加する際の変化速度は

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{H}{c_p \rho z_i} \quad (27)$$

$$\frac{\delta q}{\delta t} = \frac{E}{\rho z_i} \quad (28)$$

式 (13) で行ったと同じ無次元化を行う。ただし ($T_s - T$) の代わりに地表面と大気の温位差 ($\theta_s - \theta$) を用い、 T^+ の代りに θ^+ とする。

$$\theta^+ = \left(\frac{4\sigma T^3}{Q - \sigma T^4} \right) (\theta_s - \theta) \quad (29)$$

そうすれば、熱収支式は式 (14) と同形になり、水面 ($i=1$) に対しては

$$\theta^+ = \frac{1 - J \frac{A}{\gamma} q^+ (1-h)}{1 + J \left(1 + \frac{A}{\gamma} \right)} \quad (30)$$

$$H^+ = J \theta^+ \quad (31)$$

$$lE^+ = J \frac{A}{\gamma} (\theta^+ + q^+ (1-h)) \quad (32)$$

$$\frac{lE^+}{H^+} = \frac{A}{\gamma} \left\{ 1 + \frac{q^+ (1-h)}{\theta^+} \right\} \quad (33)$$

混合層の温位増加に対する比湿増加の比は式 (27, 28, 33) より

$$\frac{\delta q}{\delta \theta} = \frac{\delta q}{\delta T} = \gamma \frac{lE}{H} = \gamma \frac{lE^+}{H^+}$$

$$= A \left\{ 1 + \frac{q^+ (1-h)}{\theta^+} \right\} \quad (34)$$

上式によれば、最初、空気が飽和 ($h=1$) であれば、 $\delta q / \delta T = A$ であるから、空気はいつまでも $h=1$ のままの状態に気温と比湿を増加させる。もし、 $h < 1$ なら q の増加は A よりも大きく、空気はやがて飽和に近づく。つまり水面上では、はじめに乾燥していたとしても時間がたてば、降水が起ころぬかぎり大気混合層は必ず飽和になる。

4.2. 水面と乾燥面が混在する効果

ある広い地域の全面積の a 部分が水面 ($i=1$)、残りの $(1-a)$ 部分が乾燥面 ($i=0$) の場合を考える。各種地表面(それぞれの広さは数 km 以下のスケール)が混在していても、第 1 図で示したように気温は水平方向に大きな差はないと仮定する。ただし各種地表面ごとの地表面温度 T_s は違うものとする。以後、添字 1 と 0 はそれぞれ $i=1$ と $i=0$ 地域の値を指す。

広域平均の顕熱と潜熱の輸送量を H^+ と lE^+ とすれば、

$$\left. \begin{aligned} H^+ &= aH_1^+ + (1-a)H_0^+ \\ lE^+ &= alE_1^+ \end{aligned} \right\} \quad (35)$$

$i=1$ の所での関係は式 (30), (31), (32) に同じで

$$\left. \begin{aligned} \theta_1^+ &= \frac{1 - J \frac{A}{\gamma} q^+ (1-h)}{1 + J \left(1 + \frac{A}{\gamma} \right)} \\ H_1^+ &= J \theta_1^+ \\ lE_1^+ &= J \frac{A}{\gamma} (\theta_1^+ + q^+ (1-h)) \end{aligned} \right\} \quad (36)$$

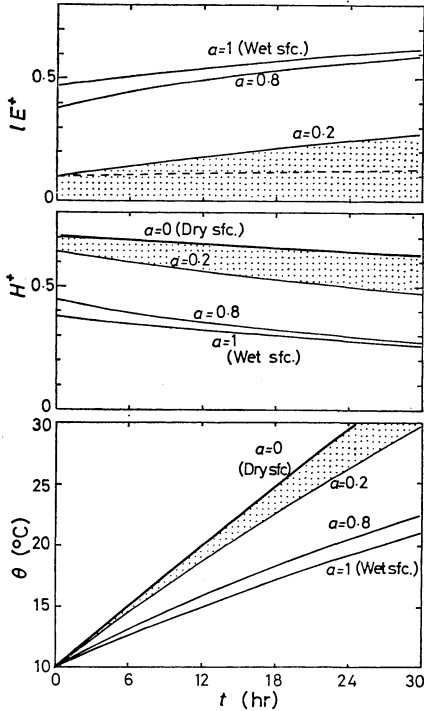
$i=0$ の所では

$$\left. \begin{aligned} \theta_0^+ &= \frac{1}{1+J} \\ H_0^+ &= 1 - \theta_0^+ \\ lE_0^+ &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (37)$$

ただし、 J は両場所で同一の値とする。

混合層内の温位と比湿は鉛直方向にも水平方向にも一様と仮定しているの、広域の温位と比湿増加は式 (27, 28) に同形である。式 (27, 28) を解くために、初期条件として、 $\theta = 283\text{K}$, q は飽和値 $q_{sat}(283\text{K})$ に等しいとして、 $Q - \sigma T^4 = 200\text{Wm}^{-2}$, 大気混合層厚さを $z_i = 500\text{m}$, $u_* / r_H = 1\text{cm s}^{-1}$ の場合を解く。

計算の具体的方法は省略し、その結果を第 3 図に示した。パラメータとして $a=0$ (全域乾燥面), $a=0.2$, $a=0.8$, $a=1$ (全域水面) の場合がえがかれている。温位



第3図 乾燥地面と水面が混在した場合の大気混合層温位(下図), 無次元顕熱輸送量(中図), 無次元潜熱輸送量(上図)の時間変化. パラメータは水面が占める面積比率 a , 条件は混合層厚さ 500m で $Q-\sigma T^4 = 200\text{Wm}^{-2}$.

の時間変化については, 全地域が乾燥地面の場合は全地域水面の場合より約2倍のはやきで昇温している. この理由は, 地面が乾燥していれば潜熱に費やされるエネルギーが不要で, その分だけ顕熱が多いからである.

顕熱 H は $t \rightarrow$ 大では $a=0.8$ は $a=1$ の場合と実質的な差はなくなる. また, わずか20%しか水面がない場合 ($a=0.2$) は, $t \rightarrow$ 大で全域乾燥面と全域水面の中間的な値に近づいている. つまり, わずかの水面域が地域全体の顕熱を抑制し, 気温上昇抑制効果をはたすことになる.

潜熱 lE は $t=0$ には水面域の比率 a に比例している. しかし, $a=0.8$ の場合は $t \rightarrow$ 大で全域水面の場合とほとんど同じ lE に近づいている. $a=0.2$ の場合は $t=0$ に $E=0.2E_1$ であるが, $t > 24\text{hr}$ で $E > 0.4E_1$ にもなっている. つまり, 20%の水面域は見かけ上, 40%以上の面積があるかのような蒸発増加の効果を生んでい

る. この効果はつぎの事に起因する. すなわち, 陸地面と水面が混在していると, 大気は主として陸地面部分からの顕熱で全域の気温は高くなる. そうすると水面域のボーエン比 (H/lE) は気温依存性で小さくなり, 蒸発量が多くなる. 以上は種類の異なる地表面の混在効果を示す簡単な例である.

5. 平衡蒸発量 E_e 利用の可否

5.1. 十分に湿った地表面からの蒸発量

水面 ($i=1$) 上の大気湿度は飽和 ($h=1$) で, さらに $J \rightarrow \infty$ のときの蒸発量を平衡蒸発量 E_e と定義すれば, 29 から

$$lE_e^+ = \frac{A}{\Delta + \gamma} \tag{39}$$

実際の蒸発量 E を

$$lE = \alpha_e lE_e \tag{40}$$

として平衡蒸発係数 α_e を導入する. Brutsaert (1982) によれば, 暖候季の水面や水供給が十分に行われている比較的短い草地に対して, 経験的に $\alpha_e = 1.26 \sim 1.28$ が知られている.

もし, α_e が近似的に一定なら, 上式は利用価値が高い. α_e が一定値かどうかを検討してみよう. 式 (14) 右辺第3, 4項は一般の場合の無次元化された潜熱輸送量であるからそれと式 (39) の比をとれば

$$\alpha_e = \frac{lE^+}{lE_e^+} = \frac{i(\Delta + \gamma)}{\gamma} J(T^+ + q^+(1-h)) \tag{41}$$

$$T^+ = \frac{1 - J \frac{i\Delta}{\gamma} q^+(1-h)}{1 + J \left(1 + \frac{i\Delta}{\gamma}\right)} \tag{42}$$

例として $T=293\text{K}$, $Q-\sigma T^4=300\text{Wm}^{-2}$ なら $q^+=0.3$, ゆえに $J=1$ の場合 $\alpha_e=0.76$ ($h=1$ のとき). あるいは $\alpha_e=0.99$ ($h=0.5$ のとき). このように α_e は相対湿度のほか, 地表面蒸発能 i , 交換係数 J や気温 T によるので, 一般には一定と考えられない.

特別な場合として, J が十分大きい ($J \gg 10$) ときを考えれば, 式 (42) 分母第1項は無視できて

$$\alpha_e \rightarrow \frac{i(\Delta + \gamma)}{i\Delta + \gamma} (1 + Jq^+(1-h)) \tag{43}$$

さらに, 地表面が十分に湿っているとき

$$\alpha_e \rightarrow 1 + Jq^+(1-h)$$

5.2. 正味放射量を用いる場合の関係

外部条件, つまり $Q-\sigma T^4$ が同じであっても, 地表

面温度 T_s は地表面の湿り具合や粗度によって違うので、正味項 $Q_{net} (= Q - \sigma T_s^4)$ は場所場所に変化する。われわれが知りたいのは T_s であり、 Q_{net} は T_s に依存する量であるから、理論的には Q_{net} を外部条件として用いるのは適当でない。そのため、これまでの考察では Q_{net} ではなくて、入力項 $Q - \sigma T_s^4$ を外部条件としてきた。しかし野外実験では、熱収支状態を知りたい地表面の直上で Q_{net} を直接観測することがある。このときの熱収支式は

$$Q_{net} = H + LE \tag{6}$$

無次元量として

交換係数: J (式 (13) に同じ)

$$\text{地表面温度と気温の差: } T^* = \left(\frac{4\sigma T_s^3}{Q_{net}} \right) (T_s - T)$$

$$\text{比湿: } q^* = \left(\frac{4\sigma T_s^3}{Q_{net}} \right) \frac{q_{sat}}{\Delta} \tag{43}$$

$$\text{顕熱輸送量: } H^* = \frac{H}{Q_{net}} = JT^*$$

$$\text{潜熱輸送量: } LE^* = \frac{LE}{Q_{net}}$$

を用いれば、無次元熱収支式と無次元温度差は

$$1 = JT^* + \frac{i\Delta}{\gamma} J(T^* + q^*(1-h)) \tag{44}$$

$$T^* = \frac{1 - \frac{i\Delta}{\gamma} Jq^*(1-h)}{J(1 + \frac{i\Delta}{\gamma})} \tag{45}$$

(式 (44) は式 (14) と比べて、右辺第 1 項がないことに注意のこと。)

平衡蒸発量 E_e ($h=1, i=1$ のときの蒸発量のこと) の無次元量は (44) 右辺第 2, 3 項から求まり、(45) に同じで

$$LE_e^* = LE_e^+ = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \tag{46}$$

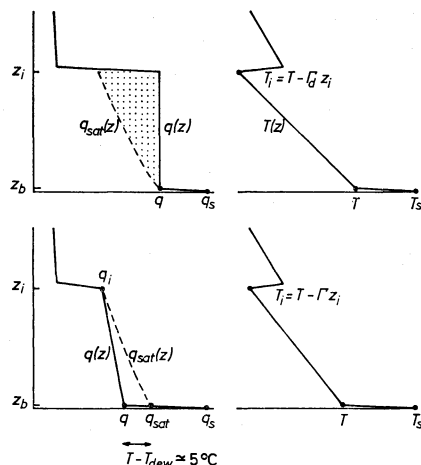
実際の蒸発量を $E = \alpha_e E_e$ とすれば

$$\begin{aligned} \alpha_e &= \frac{LE^*}{LE_e^*} = \frac{i(\Delta + \gamma)}{\gamma} J(T^* + q^*(1-h)) \\ &= \frac{i(\Delta + \gamma)}{i\Delta + \gamma} \{1 + Jq^*(1-h)\} \end{aligned} \tag{47}$$

平衡蒸発係数 α_e は $Q - \sigma T_s^4$ でも Q_{net} を用いても一定にならない。

5.3. 平衡蒸発係数 α_e の気候平均値

α_e は一定値をとり得ない事が示された。しかし、適当な条件のもとでは α_e の平均値は 1.26~1.28 であると言われている。そうなるのには、気候平均の状態におい



第 4 図 大気混合層内の比湿 $q(z)$ と気温 $T(z)$ の鉛直分布模式図。上図は完全混合、下図は現実的混合の場合。

て大気湿度とか露点温度は、ある関係を満足しているにちがいない。

海面や広い湖水上の大気をモデル化する。第 4 図(上)は水面上の大気混合層が十分に混合され、湿度が過飽和になっても降水が起らない場合の模式図である。 T と q は接地層 (高度 10m 付近) の気温と比湿、 T_s と q_s は水面の温度と比湿、 $T(z)$ と $q(z)$ は気温と比湿の高度分布、 $q_{sat}(z)$ は $T(z)$ に対する飽和比湿である。第 4.1 節で示したように、水面 ($i=1$) の上では接地層の湿度は、時間がたてば必ず飽和状態になる。したがって比湿分布 $q(z)$ は図のようになる。

ところが、この $q(z)$ 分布は過飽和であるから、実際には降水が起り、比湿 q は $q_{sat}(z_b) \sim q_{sat}(z_i)$ の間になる。過飽和湿度分が瞬間的に降水で除去される極端条件では $q = q_{sat}(z_i)$ になる。以上は大気混合層 $z_b \sim z_i$ 範囲で安全な混合が起る場合である。

実際の大気混合層ではそのような強い完全混合は起らないので、 $q(z)$ 分布は第 4 図(下)のような鉛直勾配をもつ。このときの $z = z_b$ における $q_{sat} - q$ はいくらになるかを概算してみよう。つまり、水面上の 10m 付近の気温と露点温度の差 $T - T_{dew}$ は平均的に何度かを以下で求める。

大気境界層 (混合層) の中の拡散係数の高度分布は、平均的には、はじめ地表面からの高さにはほぼ比例して増加するが、この傾向は大気境界層の厚さの 1/10 程度

までであり、それより上空では拡散係数は顕著な変化をしない事が知られている。したがって、近似的に、 $z_b \leq z < z_i$ での平均拡散係数は

$$K = \beta k u_* z_i, \quad \beta = 0.1 \tag{48}$$

と仮定できる。それゆえ水蒸気輸送量 E は

$$E = \rho K \frac{q - q_i}{z_i - z_b} \tag{49}$$

この水蒸気量は混合層上部で雲となり、降水を起こすと考えられる。

一方、 $z \leq z_b$ で

$$E = \rho i \frac{u_*}{r_H} (q_s - q) \tag{50}$$

ただし、 $u_*/r_H = C_H U$, $i = r_H/r_E$, u_* は水面上の摩擦速度である。これら3式から

$$q_{sat} - q = (q_{sat} - q_i) - \frac{i u_*}{\beta k u_*} (q_s - q)$$

ただし、 $z_b \ll z_i$ を考慮してある。

$\Delta \equiv dq_{sat}/dT$ とし、 $z_b < z < z_i$ での気温の高度減率を Γ とすれば

$$\left. \begin{aligned} q_{sat} - q_i &\doteq \Delta \Gamma z_i \\ q_s - q_{sat} &\doteq \Delta (T_s - T) \end{aligned} \right\} \tag{51}$$

比湿 q を露点温度 T_{dew} で置換し、整理すれば

$$T - T_{dew} = \frac{\Gamma z_i - (A/\beta k)(T_s - T)}{1 + (A/\beta k)} \tag{52}$$

ただし、 $A = i \frac{u_*}{r_H} / u_*$ 53

水面では $i=1$, $A \approx 0.04$, したがって

$$T - T_{dew} \doteq \frac{\Gamma z_i - (T_s - T)}{2} \tag{54}$$

(例) 冬の AMTEX 海域平均状態:

$z_i = 1.5 \text{ km}$, $\Gamma = 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$, $T_s - T = 5^\circ\text{C}$, ゆえに $T - T_{dew} = 5^\circ\text{C}$.

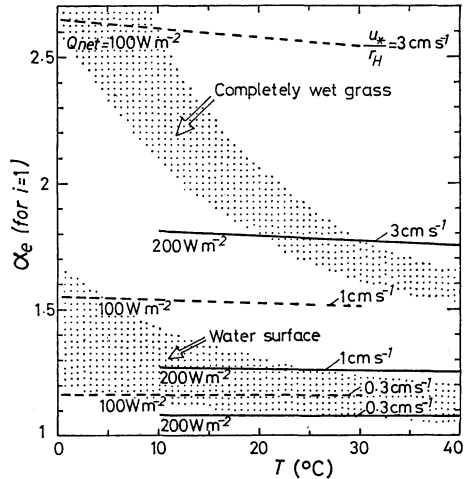
(例) 熱帯 MONEX 海域平均状態:

$z_i = 700 \text{ m}$, $T_s - T = 1^\circ\text{C}$, ゆえに $T - T_{dew} = 3^\circ\text{C}$.

以上の結果をまとめると、気候平均的には水面へエネルギー $(Q - \sigma T^4)$ が入力するかぎり、蒸発があり降水が起こる。そして水面上の空気は飽和になれない。そのため蒸発量 E は平衡蒸発量 E_e より大きく、 $\alpha_e > 1$.

つぎに、 $T - T_{dew} = 5^\circ\text{C}$ の条件を設定し、式(47)から α_e を気温 T , 交換係数 u_*/r_H , 正味項 Q_{net} の関数として計算した(第5図)。

中緯度における Q_{net} は冬に $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 夏に $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$



第5図 平均気温 T の関数としての平衡蒸発係数 α_e の気候平均値。破線は $Q_{net} = 100 \text{ Wm}^{-2}$ (冬), 実線は $Q_{net} = 200 \text{ Wm}^{-2}$ (夏) の場合。点々で陰をつけた範囲が「水面」および「完全に葉が濡れた植生地」でとり得る値。

m^{-2} 程度である。水面では $u_*/r_H (= C_H U) = 0.3 \sim 1 \text{ cm s}^{-1}$ であるので、水面上でとりうる気候平均の $\alpha_e = 1.0 \sim 1.2$ (高温期), $\alpha_e = 1.2 \sim 1.6$ (低温期) と考えてよい。

5.4. 植物群落地からの蒸発量の推定

粗度の大きい草地で $u_*/r_H = 3 \text{ cm s}^{-1}$ を想定する。雨の直後で葉面全体が完全に濡れていれば、第5図から $\alpha_e = 1.5 \sim 3$ となる。普通、葉面は面積の数%が気孔部分で $i < 1$ 。式(47)によれば、 $i=1$ のときの $\alpha_e(1)$ と $i=i$ のときの $\alpha_e(i)$ との比は

$$\frac{\alpha_e(i)}{\alpha_e(1)} = \frac{i(d+\gamma)}{id+\gamma} \tag{55}$$

近藤(1982)によれば、活性の大きな植物の個々の葉面では $i \approx 0.2$ であるから、仮に植物群落としての i も同程度とみなせば

$$\alpha_e(i) \approx 0.5 \alpha_e(1)$$

ゆえに $\alpha_e(i)$ は $0.8 \sim 1.5$ 程度と予想される。つまり、植物の根に水が十分に供給されている植生地の蒸発量(この場合は蒸発散量のこと)は水面からの蒸発量と同程度になる。葉面が完全に濡れていないぶんを大粗度の効果がおぎなう結果、水面とはほぼ同じ量の蒸発が起こるのである。

しかし、一般には植物群落構造と土壤水分の関係で

α_e は1以下にも、逆に1.5以上にもなり、 α_e を一定とみなすことはできない。多数の研究者による平均的な α_e の観測値一覧表が Nakagawa (1984) の論文にも示されている。 α_e 値がばらつく理由として、多くの研究者は移流の効果とかその他いろいろの事をあげているが (Brutsaert, 1982), 式 (4) または (4') で明らかなように α_e は気温と大気湿度のほか、地表面状態 (J と i) によって大きく変化する。 J と i が同じような試験地で α_e を求めれば平均的に同じ結果が得られるのは当然である。

6. あとがき

地表面状態が熱収支に及ぼす効果を調べ、今後の研究で注意すべき事として次を得た。

(1) 地表面の温度や熱収支は地表面の交換係数 (J) と蒸発能 (i) によってきまる。それゆえ、地表面構造が J と i をどのように変えるかを今後明らかにする必要がある。地表面温度や熱収支の J に対する敏感度は $J=1$ の周辺で最も大きく、 $J \geq 10$ で小さくなる。気温が低いときの熱収支は i の大小によらず、乾燥地面の熱収支に近くなる。

(2) 地表面蒸発量の平衡蒸発量に対する比 α_e は一定でなく、地表面状態で変化する。そのため、蒸発量評価には α_e を用いるのは適当でない。地表面状態によって交換係数と蒸発能が共にどう変化するかに主眼をおいた研究が望まれる。

文献

Brutsaert, W.H., 1982: Evaporation into the atmosphere, Reidel Pub., Dordrecht Holland, 299 pp.
 萩野谷成徳, 近藤純正, 森 洋介, 1984: 山岳や谷あいの地上風に及ぼす地形の影響, 天気, 31, 497-505).
 近藤純正, 1981: 地表面のフラックスを求める方法, 竹内・近藤著: 大気科学講座第1巻第4章, 89-106, 東大出版会, 226 pp.
 ———, 1982: 大気境界層の科学, 東京堂出版, 219 pp.
 ———, 桑形恒男, 1983: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風(2), 天気, 31, 37-44(52).
 ———, 山沢弘実, 1983: 局地風速と現実複雑地表面の粗度, 天気, 30, 553-561.
 Nakagawa, S., 1984: Study on evapotranspiration from pasture, Envir. Res. Center Papers, Tsukuba Univ. No. 4, 87 pp.

==== 支部だより ====

中部支部研究会の開催について

中部支部では、下記の通り支部研究会を開催する予定です。

期 日 昭和59年11月22日 (木)

場 所 国鉄静岡職員センター第1会議室

1. 服部満夫 (名古屋地台): 台風 8310 号による愛知県・東濃地方の豪雨のメソ解析
2. 高木伸之・竹内利雄 (名大空電研): モンテ・カルロ シミュレーションによる正極性落雷の発生頻度の推定
3. 天野 満 (尾鷲測): 地震, 津波による港湾の振動について
4. 森田恭弘・近藤 豊, 高木増美 (名大空電研): 航空機による成層圏エアロゾルの観測——エアロゾル濃度と粒径分布——
5. 向井利明 (静岡地台): トリチウム 及び 安定同位体から見た富士地方の陸水
6. 小原義広 (静岡地台): 震度と加速度との関係に

ついて

7. 下山紀夫, 他 (名古屋地台): 名古屋の気温特性
8. 中条屋 博・若山晶彦 (金沢地台): 高層データによる短時間の大雪予測の可能性
9. 樋口敬二・大畑哲夫・高原浩志・徳岡敦子・長谷川浩 (名大水圏研): 富士山の氷穴
10. 高原浩志 (名大水圏研): 積雪面上での気塊の熱的変質
11. 岩坂泰信 (名大水圏研): 水蒸気量の気球観測
12. 近藤 豊・岩田 晃・森田恭弘・高木増美 (名大空電研): 対流圏 NOx の緯度分布の航空機観測
13. 岩井邦中・中田元司 (信州大教育): 浮遊する大水滴の振動と分裂について
14. 瀬古勝基・武田喬男 (名大水圏研): 極く局地的な豪雨について