HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	農耕地における地表面交換係数
Author(s)	石田, 祐宣
Citation	低温科学, 77, 117-124
Issue Date	2019-03-20
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.77.117
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/73999
Type	departmental bulletin paper
File Information	15_p117-124.pdf



Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 77 （2019） 117-124
doi: 10.14943/lowtemsci. 77. 117

農耕地における地表面交換係数

石田　祐宣[1)]

2019 年 1 月 7 日受付，2019 年 1 月 17 日受理

農耕地と大気間における運動量や熱・水蒸気等の輸送過程を理解することは，作物生育に適した環境の保全や，周辺の微気候に与える影響を予測する上で大変重要である．本解説では農耕地に焦点を当て，大気陸面間で交換される運動量や熱・水蒸気等を定量的に評価するために欠かせない交換係数について，定義や特性，導出方法を含めて紹介する．交換係数の決定要素は，地表面の粗度とゼロ面変位，そして大気の安定度である．農耕地において，地表面の粗度とゼロ面変位は植生高と葉面積指数の関数として表すことが可能である．ただし，水面のように滑らかな地表面や微風時の交換係数の扱いには注意が必要である．

Exchange coefficients over agricultural land surface

Sachinobu Ishida[1]

Understanding the transport processes of momentum, heat and water vapor between the agricultural land surface and the atmosphere is highly important for controlling cultivation environments and predicting surrounding microclimate. I introduce the exchange coefficients of momentum, heat and water vapor between the agricultural land surface and the atmosphere, including their definitions, characteristics and derivation methods. The determinant factors of the exchange coefficients are roughness lengths, zero-plane displacement height, and stability of the atmosphere. In the case of agricultural land surface, the roughness lengths and the zero-plane displacement height can be expressed as a function of vegetation height and leaf area index. It must be noted that the exchange coefficients of smooth surface and/or under natural convective conditions have characteristics different from other conditions.

キーワード：交換係数，乱流輸送量，粗度長，熱収支，自然対流
Exchange coefficients, Turbulent flux, Roughness length, Heat balance, Natural convection

1．はじめに

太陽から放射されたエネルギーは，一旦地表面で受け止められてからその一部が大気を加熱し，大気を動かす原動力となる．また，降水は地表面に到達した後，地中／水中に浸透する分と蒸発して再度大気へ還元される分に分配される．一方で空気は粘性流体であるため，地表面から絶えず摩擦力を受ける．特に陸面は海面等の水面に比べ多様であり，土地利用により大気に与える影響も様々である．その中で農耕地は植生地の一種に分類されるものの，人為的に管理されているため自然の植生地と異なり特殊な環境と考えられる．農耕地と大気間における運動量や熱･水蒸気等の輸送過程を理解することは，作物生育に適した環境の保全や，周辺の微気候に与える影響を予測する上で大変重要である．本解説では農耕地に焦点を当て，大気陸面間で交換される運動量や熱・水蒸気等を定量的に評価するために欠かせない交換係数について，定義や導出方法を含めて紹介する．

連絡先
石田　祐宣
弘前大学大学院理工学研究科
〒036-8561　青森県弘前市文京町 3
Tel. 0172-39-3621
e-mail：ishida@hirosaki-u.ac.jp
１）弘前大学　大学院理工学研究科
Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, Hirosaki, Japan

2．交換係数の定義と特性

2.1　地表面の熱収支

まず，大気陸面間の熱交換について考える．一般的に地表面の熱収支式は次式で表される．

$$(1-\mathrm{ref})S+\varepsilon(L-\sigma T_S^4)=H+lE+G \qquad (1)$$

ここで，ref と ε はそれぞれ地表面のアルベド（日射に対する反射率）と射出率（植生地はほぼ 1 とみなせる），S と L はそれぞれ地表面に到達する全天日射量と大気放射量（長波放射量），T_S は地表面温度，σ はステファン・ボルツマン定数である．左辺全項の総和を正味放射量 Rn と呼ぶことが多く，地表面に与えられる熱エネルギーと考えることができる．この熱エネルギーは，右辺の各項に分配される．H，lE はそれぞれ主に対流によって地表面から大気へ輸送される顕熱・潜熱，G は地中への伝導熱である．潜熱輸送量 lE は，地表面からの蒸発量 E に単位質量あたりの蒸発の潜熱 l を掛けることにより表されている．地表面の特性に依存しない全天日射量 S と大気放射量 L が同じであったとしても，地表面の特性（アルベド，地表面の湿潤度，地表構成物の熱的特性）や気象条件（気温，湿度，風速）により各項に分配されるエネルギー量は大きく異なる．特に顕熱輸送量 H は大気の加熱量であり，潜熱輸送量 lE は熱に換算されているが蒸発量 E は大気の加湿量に相当し，これら 2 項が直上の大気に与える影響は大きい．

2.2　バルク式による顕熱・潜熱輸送量の表記

顕熱と潜熱の輸送は対流を伴う拡散によって行われる．対流を生じる要因は大きく分けると，水平風速の鉛直勾配（流体力学の分野では機械的作用と呼ぶ）による部分と，温度（密度）差が起因となった浮力による部分に分類され，実際の対流に両要因は混在しうる．前者の要因が勝っているときの対流を強制対流，後者が勝る場合を自然対流と呼ぶ．顕熱と潜熱の輸送は，対流における機械的作用（強制対流）の強さの指標となる水平風速 U と輸送（拡散）される物理量の差との積にほぼ比例する．このような概念の下，顕熱・潜熱輸送量 H，lE を表す式をバルク式と呼び，次のように表す．

$$H=c_p\rho C_H U(T_S-T) \qquad (2)$$

$$lE=l\rho C_E U\{q_{SAT}(T_S)-q\}=l\rho\beta C_H U\{q_{SAT}(T_S)-q\} \qquad (3)$$

ここで c_p は空気の定圧比熱，ρ は空気の密度，T_S は地表面温度，T と q は大気の温度（気温）と比湿，q_{SAT}（T_S）は T_Sにおける飽和比湿，β（＝0～1）は蒸発効率である．そして C_H と C_E が顕熱と潜熱に対するバルク輸送係数であり，今回主に解説する交換係数である．C_H と C_E は自由水面（β=1）においては同一の値となるので，本解説では C_H を中心に説明する．C_H は定数ではなく，地表面状態や気象条件により異なる値を取る．また，風速が弱い場合は風速 U との積（C_HU，C_EU）を一つの係数（交換速度）として扱うこともある．

2.3　種々の交換係数とバルク輸送係数の関係

既往の交換係数に関する研究を遡ると，熱輸送に関してはニュートンの冷却法則（Newton, 1701）に行きつく．オリジナルの表現では物体から失われる熱となっているが，これはすなわち顕熱輸送量のことであり，次式で表される．

$$H\propto(T_S-T) \qquad (4)$$

Newton（1701）では，T_Sを物体の温度，T を周囲の温度としている．式（4）の比例係数が広義の交換係数の原型となる．ただし，Newton（1701）が発表された段階では式(4)の検証が行われておらず，1800 年代に入ってから伝熱工学の分野で検証および交換係数の定量評価が行われはじめた．

蒸発に関しては，Dalton（1802）が自由水面からの蒸発量 E を定式化している．水面温度における飽和水蒸気圧 e_sと空気の水蒸気圧 e の差に比例し，次式のように表される．

$$E=C(e_s-e) \qquad (5)$$

ここで，C は空気力学的コンダクタンスであり，広義の交換係数の原型である．後に，C は風速の関数になることが様々な地表面上で検証されている（例えば，Rohwer, 1931; Sverdrup, 1937; Penman, 1948）．

上記のような経緯より，地表面から輸送される顕熱・潜熱輸送量をそれぞれ

$$H=c_p\rho g_H(T_S-T) \qquad (6)$$

$$lE=l\rho g_E\{q_{SAT}(T_S)-q\} \qquad (7)$$

または，

$$H=c_p\rho\frac{T_S-T}{r_H} \qquad (8)$$

$$lE=l\rho\frac{q_{SAT}(T_S)-q}{r_E} \qquad (9)$$

のように表すこともある．ここで，g_H，g_E はそれぞれ顕熱・潜熱輸送に関するコンダクタンス（交換速度），r_H，

r_Eは抵抗である．自由水面ではない土壌からの蒸発や，植物葉面が光合成時に気孔から蒸散を行う場合，それぞれ土壌の乾燥度や気孔の開口度が影響を及ぼすため，式(6)～(9)の形式が適する場合がある．植物生理が関わる気孔コンダクタンスについては，本巻の桑形恒男氏ほかや小野圭介氏の解説を参照して欲しい．

伝熱工学の分野において，式(4)の比例係数を熱伝達率 h（convective heat transfer coefficient）と呼び，流体力学の理論と数多くの実験により定量評価が行われてきた．熱伝達率 h は式(2)中の $c_P\rho C_H U$ もしくは式(6)中の $c_P\rho g_H$ に相当する．理論・実験両側面から見つけられたアナロジーにより，実験結果は下記の無次元量で整理された．

$$\mathrm{Nu}=\frac{\ell h}{\kappa} \quad \text{：ヌッセルト数} \tag{10}$$

$$\mathrm{Re}=\frac{U\ell}{\nu} \quad \text{：レイノルズ数} \tag{11}$$

$$\mathrm{Gr}=\frac{gb'\ell^3(T_S-T)}{\nu^2} \quad \text{：グラスホフ数} \tag{12}$$

$$\mathrm{Pr}=\frac{\nu}{\kappa} \quad \text{：プラントル数} \tag{13}$$

$$\mathrm{Ra}=\mathrm{Gr}\cdot\mathrm{Pr} \quad \text{：レイリー数} \tag{14}$$

ここで，ℓ は対流の代表的長さスケール，κ は流体の熱伝導率，ν は流体の動粘性係数，g は重力加速度，b' は流体の体積膨張率である．Nu は対流を含めた熱伝達と熱伝導の比で，無次元化された熱伝達率である．Re は慣性力と粘性による摩擦力の比で，この値が臨界値を超えると流れは層流から乱流へ移行する．実験結果は，強制対流の場合と自然対流の場合に大きく分けられる．これらの実験は，気象学にとっては比較的小さな空間スケールを対象として行われたものであるため，屋外スケールでの検証が必要である．

屋外のスケールで風が強い場合は，浮力が相対的に弱く強制対流でかつ乱流状態の条件が当てはまる．このような条件においては，

$$\mathrm{Nu}\propto \mathrm{Pr}^n\,\mathrm{Re}^m \tag{15}$$

と表すことができ，Colburn（1964）によると $n=1/3$，$m=0.8$ である．また Re が大きくなるに従い，m の値がやや大きくなる傾向があることより，Nu は Re に対してほぼ比例関係にあり，熱伝達率 h（つまり交換速度 C_HU，C_EU）は風速 U に比例する式(2)，(3)と調和的である．

一方，同スケールで風が極めて弱い場合であっても，流体の下方が高温で上方が低温のとき浮力が生じ自然対流による熱輸送が生じる．このような場合，自然対流でかつ乱流状態の条件が当てはまり，

$$\mathrm{Nu}\propto \mathrm{Ra}^{n'} \tag{16}$$

と表せる（例えば，Mikheyev, 1968; Fujii and Imura, 1972; Lloyd and Moran, 1974）．概ね $\mathrm{Ra}>10^6$ のスケールにおいては $n'=1/3$ であり，熱伝達率 h は風速とは無関係で，物体と周囲の温度差（T_S-T）の 1/3 乗に比例することがわかる（近藤, 1994; Kondo and Ishida, 1997）．繰り返しになるが，ある程度風速 U が弱い条件となった場合に熱伝達率 h（もしくは交換速度 C_HU，C_EU，コンダクタンス g_H，g_E）が必ずしも 0 に漸近しないことに注意が必要である．

3．交換係数の導出方法

3.1　交換係数を求めるために必要な観測

ここでは，バルク輸送係数 C_H，C_E を観測により求める方法を紹介する．C_H，C_E を求めるためには，式(2)，(3)中の C_H，C_E 以外の変数と係数を全て求める必要がある．右辺のうち重要な測定項目は基準高度における U，T，q および地表面の T_S，q_{SAT}（T_S）である．その他，c_Pは定数であり，ρ は気温，気圧，水蒸気圧の関数，l は気温の関数である．左辺の H，lE については，次に示す渦相関法（渦共分散法）で測定する．

$$H=c_P\rho\overline{w'T'} \tag{17}$$

$$lE=l\rho\overline{w'q'} \tag{18}$$

ここで，$\overline{w'T'}$，$\overline{w'q'}$ はそれぞれ鉛直風速 w と T（正確には温位 θ），w と q の共分散値である．この方法で H，lE を求めるには，w，T，q の瞬時値を 10 Hz 以上の短い周期で測定する必要があるため，一般的には超音波風速温度計や赤外線ガス分析計等を使用する（タワーフラックス観測マニュアル編集委員会，2012）．

ただ，上記の方法により求めたバルク輸送係数は地表面状態や気象条件によって大きく異なる．バルク輸送係数の性質を理解するためには，次に紹介するモニン・オブコフの相似則（Monin and Obukhov, 1954）を用いて整理する必要がある．

3.2　モニン・オブコフの相似則（Monin-Obukhov similarity theory）

一般的に，地表から高度数十 m までの接地境界層内はほぼ乱流状態にあり，大気の性質は乱流統計量によっ

て表現される．Monin and Obukhov（1954）によって提案されたモニン・オブコフの相似則は，この乱流統計量を運動量輸送量 τ（$=-\rho\overline{w'u'}$；下向きの輸送を正とし，u は主風向方向の水平風速），顕熱輸送量 H，浮力パラメータ g/T_0（T_0 は場の平均温度）の 3 つのパラメータを用いた関数で一意に決定できるとするものである．これら 3 つのパラメータは接地境界層内では一定とみなし，組み合わせることで次の 3 つのスケール

$$u_*=\sqrt{\tau/\rho}=\sqrt{-\overline{w'u'}}$$
：速さのスケール［摩擦速度］　(19)

$$T_*=-H/(c_P\rho u_*)=-\overline{w'T'}/u_*$$
：温度のスケール［摩擦温度］　(20)

$$L=-\frac{u_*^3}{k\frac{g}{T_0}\cdot\frac{H}{c_P\rho}}=\frac{u_*^2}{k\frac{g}{T_0}T_*}$$
：長さのスケール［オブコフ長］(21)

が考案された．ここで k（$=0.4$）はカルマン定数であり，$\tau>0$ を仮定している．u_* は風速の変動の大きさの指標で正の値を取り，T_* は同様に気温変動の大きさを表す．気象学の分野では，浮力による対流の起こりやすさについて大気安定度という概念があり，下方が上方に比べ高温で浮力が生じる状態を不安定，逆に下方が上方に比べ低温で対流が抑制される状態を安定と呼ぶ．T_* は不安定（$H>0$）の時に負の値，安定の時に正の値となる．L は安定度の指標の一つ（対流における機械的作用と浮力による作用の比）であり符号は T_* と一致するが，中立（$H=0$）の時に∞で不連続となる．そこで，相似則では $\zeta=z/L$（z：大気側の基準地上高）を安定度の指標とすることが多い．式(19)，(20)より，

$$\tau=\rho u_*^2 \quad (22)$$
$$H=-c_P\rho u_*T_* \quad (23)$$

と表すことができる．また，相似的に比湿や蒸発量についても下記の通り表記できる．

$$q_*=-E/(\rho u_*)=-\overline{w'q'}/u_*$$
：比湿のスケール［摩擦比湿］　(24)

接地境界層内における水平風速，気温，比湿の時間平均値の鉛直プロファイルは，大気が中立時（$H=\zeta=0$）に次式のような対数分布となる．

$$U(z)-U_S=\frac{u_*}{k}\ln\frac{z-d}{z_0} \quad (25)$$

$$T(z)-T_S=\frac{T_*}{k}\ln\frac{z-d}{z_T} \quad (26)$$

$$q(z)-q_S=\frac{q_*}{k}\ln\frac{z-d}{z_q} \quad (27)$$

U_S は地表面における風速で 0 となる．ここで，z_0，z_T，z_q はそれぞれ空気力学的粗度（一般的に粗度長と呼ばれる），気温・比湿分布に対する粗度であり，風速・気温・比湿の対数分布における切片である．凹凸が大きく摩擦が強い地表面では z_0 が大きい．z_T，z_q も同様の傾向があるが，地表面からの顕熱・潜熱の輸送されやすさが反映されるため z_T，$z_q=z_0$ とはならない．また，d はゼロ面変位（または地面修正量）であり，地表面を構成する粗度物体（農耕地においては植生）が密に配置されている場合に，地上高度の基準を修正する高さである．

大気が中立ではない場合，風速と気温･比湿のプロファイルは対数分布からずれる．中立でない場合も含めると，各プロファイルは次式のような安定度 L も変数とした関数となる．

$$U(z)-U_S=\frac{u_*}{k}\Psi_M(z,d,z_0,L) \quad (28)$$

$$T(z)-T_S=\frac{T_*}{k}\Psi_H(z,d,z_T,L) \quad (29)$$

$$q(z)-q_S=\frac{q_*}{k}\Psi_E(z,d,z_q,L) \quad (30)$$

$\Psi_{M,H,E}$ は，風速・気温・比湿の鉛直勾配に関する普遍関数 $\varphi_{M,H,E}/\zeta$ をそれぞれ区間 $[\frac{z_0}{L}\sim\zeta,\frac{z_T}{L}\sim\zeta,\frac{z_q}{L}\sim\zeta]$ で積分したものであることから積分普遍関数と呼ばれる．$\Psi_{M,H,E}$ は中立時に式(25)～(27)のような対数式になる．中立時以外の条件を含めた具体的な関数形についてはこれまで数多くの観測的研究で明らかにされており，近藤（1994）では，不安定時については Dyer and Hicks（1970），安定時については Kondo et al.（1978）の普遍関数が紹介されている．

3.3　バルク輸送係数の導出

モニン・オブコフの相似則を踏まえて，観測からバルク輸送係数を求める方法を整理する．説明上，運動量輸送量のバルク式も紹介する．式(2)，(3)と同様であるが，下向きを正とし，

$$\tau=\rho C_MU(U-U_S)=\rho C_MU^2 \quad (31)$$

と表される．ここで，C_Mは運動量に対するバルク輸送係数である．式(28)もしくは式(25)と式(31)を組み合わせると，

$$C_M=\frac{k^2}{\Psi_M^2(z,d,z_0,L)}$$　：安定度にかかわらない表記（32）

$$C_M=\frac{k^2}{\left(\ln\frac{z-d}{z_0}\right)^2}$$　：中立時（$L=\infty$；$\zeta=0$）　（33）

となり，特に中立時においては粗度長 z_0 とゼロ面変位 d がわかれば，中立時の C_M を求めることができる．また，C_M は風速の測定高度 z にも依存することがわかる．同様に，式(2)，(3)とモニン・オブコフの相似則を組み合わせることにより，

$$C_H=\frac{k^2}{\Psi_M(z,d,z_0,L)\cdot\Psi_H(z,d,z_T,L)}$$　（34）

$$C_E=\frac{k^2}{\Psi_M(z,d,z_0,L)\cdot\Psi_E(z,d,z_q,L)}$$　（35）

となる．中立時には，

$$C_H=\frac{k^2}{\left(\ln\frac{z-d}{z_0}\right)\left(\ln\frac{z-d}{z_T}\right)}$$　（36）

$$C_E=\frac{k^2}{\left(\ln\frac{z-d}{z_0}\right)\left(\ln\frac{z-d}{z_q}\right)}$$　（37）

となり，z_0，d に加え $z_{T,q}$ がわかれば中立時の $C_{H,E}$ を求めることができる．風速と気温や比湿の測定高度が異なる場合には，式(36)，(37)中にある分母の z がそれぞれ異なるので注意が必要である．中立時以外の $C_{H,E}$ は，d，$z_{0,T,q}$ に加え既知の積分普遍関数 $\Psi_{M,H,E}$ に安定度 L を当てはめれば式(34)，(35)から求めることができる．

交換係数（バルク輸送係数）の基本パラメータとなる粗度長 z_o とゼロ面変位 d は，まず大気安定度が中立に近くある程度風が強い条件下で，風速の鉛直プロファイル観測を複数回行い，式(25)により求める．3変数（u_*，z_0，d）を同時に求めるため，なるべく多くの高度（4高度以上）で測定することを推奨する．原理上，風速と同時に気温・比湿の鉛直プロファイルを測定することにより $z_{T,q}$ を求めることができるが，中立に近い条件では気温や比湿の鉛直方向の差が非常に小さくなるため，対数分布の切片を導出することが困難である．やや不安定の条件下で鉛直プロファイルの観測を行い，積分普遍関数 $\Psi_{M,H,E}$ により対数分布からのずれを考慮しながら $z_{T,q}$ を求めることが望ましい．

4．種々の条件下における農耕地の交換係数

農耕地に関連する地表面における粗度長と交換速度・交換係数を表1にまとめた（Allen et al., 1998; 近藤, 2000）．ただし，これらは大気安定度が中立の条件を想定して求められた値であり，また粗度構成物体の高さや配置密度によっても値は異なるので目安として見てほしい．この表には，植生地の基準蒸発量（十分湿っている場合の蒸発量）を求める際の交換係数も掲載した．“FAO Penman”の値はFAO（国際連合食糧農業機関）がPenman–Monteith 法に基づき，草丈0.12 m の草地を想定した地表面からの蒸発散量を求める際，用いている交換係数である（Allen et al., 1998）．裸地面の値は，ポテンシャル蒸発量を求める際の交換係数である（近藤・徐, 1997）．近藤（1994）では，各種地表面における z_0/z_T が紹介されており，およそ1～100の範囲（弱風時の水面のみ例外で1未満）の値を取るが，概ね z_0 が大きいと z_T も大きくなる．式(36)を見て明らかなように，$z_{0,T}$ が大きいと C_H は大きくなる性質があり，この傾向は表1にも表れている．

表1：各種地表面における粗度長と交換速度．
上段のデータは近藤（2000），FAO Penman（草丈0.12 m の草地を想定）は Allen et al. (1998) よりそれぞれ引用．*裸地面については，ポテンシャル蒸発量（近藤・徐, 1997）を求める際の値でもある．

地表面	z_0(m)	C_HU(m s^{-1})
湖面・海面	10^{-4}～10^{-3}	$1.25\times10^{-3}\,U_{10m}$
積雪面	2×10^{-4}	$(1.0+2.0\,U_{1m})\times10^{-3}$
裸地面*	5×10^{-3}	$(2.7+3.1\,U_{1m})\times10^{-3}$
草丈0.1 m の草地	10^{-2}	$(2.0+4.5\,U_{1.5m})\times10^{-3}$
草丈1 m の水田	0.1	$6.0\times10^{-3}\,U_{10m}$
森林	0.5	$8.0\times10^{-3}\,U_{50m}$
FAO Penman	1.5×10^{-2}	$4.8\times10^{-3}\,U_{2m}$

4.1　滑らかな地表面の粗度

地表面上の大気の流れの大部分は，水平風速の鉛直シア（勾配）によって生じた乱渦が支配的な乱流状態にあるが，地表面付近のごく薄い層は風速が極めて弱く層流状態になっており，渦粘性よりも空気の分子粘性が卓越した粘性底層と呼ばれる．幾何学的粗度（凹凸）の大きさ h' が粘性底層の厚さを下回っているような非常に滑らかな地表面においては，もはや空気力学的粗度 z_0 は幾何学的粗度 h' にはよらず，水平風速と空気の分子粘性によって決定する．同様に気温・比湿分布に対する粗度 $z_{T,q}$ は，分子粘性の代わりにそれぞれ分子温度拡散係数と分子水蒸気拡散係数がパラメータとなる．乱流と層流のおおよその境界はレイノルズ数 Re により区分されるが，地表面付近では式(11)の風速に摩擦速度 u_* を用いた表面レイノルズ数が定義され，この値が11.6となるような長さ ℓ が粘性底層の厚さとなる．h' が粘性底層

の厚さ ℓ を十分下回る場合，$z_{0T,q}$ は次のように u_* の関数として表される．

$$z_0 = 0.111\frac{\nu}{u_*} \tag{38}$$

$$\frac{z_0}{z_T} = 0.34 \tag{39}$$

$$\frac{z_0}{z_q} = 0.22 \tag{40}$$

これらの関係は，Kondo（1975）で海面上において，Kondo and Yamazawa（1986）で積雪面上において検証されている．

4.2　植被密度による交換係数の違い

先述のように，たとえ同じ植生高の地表面であっても植生の配置密度や葉面積指数が異なれば，交換係数の値は異なる．ただ，実際に観測によって植生地の $z_{0T,q}$ を求めようとしても，地表面温度分布が複雑であるため，特に $z_{T,q}$ を直接求めることは困難である．Kondo and Watanabe（1992）は，植物群落を鉛直方向に多層に区切った数値モデルを構築し，植物群落内の乱流による運動量・顕熱・水蒸気輸送も計算することで，群落全体を1層もしくは群落と土壌面の2層とした場合の交換係数を求め，群落全体の乱流輸送量を実測値で検証した．さらに Watanabe（1994）ではこの結果に基づき，植生高で規格化した植物群落の粗度長とゼロ面変位を個葉の交換係数と葉面積指数および植生高の関数として表した．その結果によると，一般的な植生では葉面積指数が大きくなるほどゼロ面変位 d は大きくなり幾何学的粗度長 h' に漸近する一方，z_0 および C_H は葉面積指数が2前後の時に極大となった．葉面積指数がおよそ2を超えると，段々と群落上の乱渦が群落内に入り込めなくなり，群落上の空気の流れにとっては摩擦が減り z_{0T} は減少するためである．

実際の単一の農耕地において，粗度長 z_0 はどの程度季節変化するであろうか．石田ほか（1997）は，宮城県遠田郡小牛田町（現美里町）の水田において中立条件下で風速のプロファイル観測を行い，作付け期間に6回 z_0 の測定を行った．その結果，z_0 は 0.015 m（田植え直後）～0.1 m（収穫直前）の値を取った．この値は，表1の草地と水田の範囲に相当する．しかし，この結果は測定回数が限られていたため，茨城県つくば市真瀬の水田において連続的に測定された風速の鉛直プロファイルのデータ（小野，2008）を用い，通年のゼロ面変位 d と粗度長 z_0 の変動を解析した．その結果，z_0 は田植え直後の 2×10^{-4} m の最小値からイネの生長とともに増加し，出穂期に 0.2 m の極大値を取った後収穫期まで微減する変化をたどり，石田ほか（1997）に比べ幅広い範囲の値を取ることがわかった（石田ほか，2013）．農耕地の水管理や農作物の温度管理の視点から，作付け期間の交換係数を知ることは重要であるが，昨今は農耕地の土地利用による微気候形成や農耕地から排出される温室効果ガスの評価という視点から，非作付け期間の交換係数の評価も重要である．非作付け期間の z_0 は，Kondo and Sato（1982）では 0.006～0.012 m，石田ほか（1997）では 0.015 m であったかが，こちらも測定回数が限られていた．つくば市真瀬の水田のデータを解析すると，非作付け期間の z_0 は 0.001～0.03 m の範囲となった（石田ほか，2013）．湛水状態や土壌が耕起された平坦な状態で z_0 は mm のオーダーで小さく，水田に株や藁，ひこばえが散在している状況では cm のオーダーと大きくなり，非作付け期間でも明らかに管理状況によって z_0が異なることがわかった．粗度長 z_0 の値1桁の違いは，交換係数に換算すると1.5～2倍程度の違いに相当する．

4.3　自然対流時における交換係数

2.3節で説明したように，風が極めて弱い条件でも自然対流が発生すれば乱流輸送が生じる．よって，このような条件下で交換速度 C_HU は0にならず，表1にまとめたような「切片」の値が存在する．自然対流時の交換速度は，次に示すように地表面と大気の温度差の1/3乗に比例する．

$$C_HU = b(T_S - T)^{1/3} \tag{41}$$

よって式（41）を式（2）に代入すると，

$$H = c_P\rho b(T_S - T)^{4/3} = C(T_S - T)^{4/3} \tag{42}$$

と表すことができる．Kondo and Ishida（1997）は，屋外スケールでこの比例係数 b の値を求めるため室内実験と屋外観測を行った．その結果，比例係数 b の値は，水面に近い滑らかな地表面において 1.1×10^{-3}（m s^{-1} K$^{-1/3}$），凹凸のある地表面において 3.8×10^{-3}（m s^{-1} K$^{-1/3}$）であった．Ishida（2006）は，粗度物体の配置によって比例係数 b がどのように変化するか追加実験を行った．実験では，室内に黒色に塗装したアルミ板を設置し，その上に同じく黒色に塗装した一辺2 cm のアルミ立方体を規則的に配置した．配置パターンは全部で7通りであり，うち5パターンは図1に示すように，粗度物体の配置面積率が 1/32，1/16，1/8，1/4，1/2 となるような配置である．加えて，配置面積率が 1/8 のまま，立方体を2段（高さ4 cm），3段（高さ6 cm）の場合の2

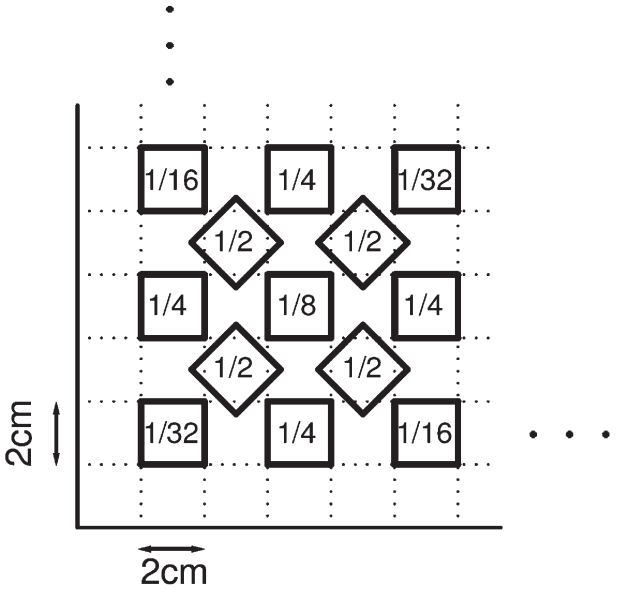


図 1：自然対流時における交換係数を求める室内実験の際の粗度物体の配置図（Ishida，2006）．
図中の分数値は粗度物体の配置面積率 r を示す（表 2）．

表 2：自然対流時における粗度物体の配置と交換係数の関係．Ishida（2006）を一部改変．h' は粗度物体の高さ，r は粗度物体の配置面積率（配置は図 1 を参照），d' は粗度物体の平均間隔，C，b はそれぞれ $H=C(T_S-T)^{4/3}$，$C_HU=b(T_S-T)^{1/3}$ の比例係数．

h'(cm)	r	h'/d'	C(W m^{-2} K$^{-4/3}$)	b(m s^{-1} K$^{-1/3}$)
0	—	—	1.4	1.1×10^{-3}
2	1/32	0.125	2.0	1.6×10^{-3}
2	1/16	0.177	2.5	2.0×10^{-3}
2	1/8	0.250	3.1	2.5×10^{-3}
2	1/4	0.354	3.5	2.8×10^{-3}
2	1/2	0.500	2.6	2.1×10^{-3}
4	1/8	0.500	5.4	4.4×10^{-3}
6	1/8	0.750	5.6	4.5×10^{-3}

パターンの配置で測定を行った．表 2 は，滑らかな地表面の場合の結果も合わせ，粗度物体の配置パターンごとの比例係数 C，b の値を示した．この結果より，自然対流の条件においても，粗度物体の密度が適度なときに交換速度が極大値を取ることがわかる．この傾向は，Kondo and Watanabe（1992）および Watanabe（1994）による植生上の交換係数と葉面積指数との関係に類似している．

Maruyama et al.（2017）による水田水温を予測する数値モデルでは，イネ群落下の地表面と大気間の顕熱・潜熱輸送量の算出過程において，自然対流時の交換係数も考慮することで水温の推定精度が向上した．植生群落下のような極端に風が弱い条件では，本節で紹介した交換速度を導入する必要がある．なお，Maruyama et al.（2017）のモデルで使用した係数 b の値は 2.4×10^{-3}〜3.6×10^{-3}（m s^{-1} K$^{-1/3}$）である．

5．おわりに

本解説では，大気陸面間の運動量・熱・水蒸気の輸送に関わる交換係数について，その決定原理や求め方，実測例のレビューを行った．交換係数の決定要素は，地表面の粗度 $z_{0T,q}$ とゼロ面変位 d，そして大気の安定度である．さらに，農耕地においては，地表面の粗度とゼロ面変位は植生高と葉面積指数の関数として表すことが可能である．数値モデルに交換係数を導入する方法については，本巻の桑形恒男氏ほかの解説と，丸山篤志氏ほかの解説が参考になるであろう．

参考文献

Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith (1998) *FAO Irrigation and drainage paper No.56*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Colburn, A. P. (1964) A method of correlating forced convection heat-transfer data and a comparison with fluid friction. *Int. J. Heat and Mass Transfer*, **7**, 1359–1384.

Dalton, J. (1802) Experimental essays on the constitution of mixed gases: on the force of steam or vapour from water or other liquids in different temperatures, both in a Torricelli vacuum and in air; on evaporation; and on expansion of gases by heat. *Memoirs of the Literary and Philosophical Society of Manchester*, **5**, 536–602.

Dyer, A. J. and B. B. Hick (1970) Flux gradient relationship in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 715–721.

Fourier, J. (1822) *Théorie analytique de la chaleur*. Firmin Didot, Paris.

Fujii, T. and H. Imura (1972) Natural convection heat transfer from a plate with arbitrary inclination. *Int. J. Heat and Mass Transfer*, **15**, 755–766.

Ishida, S. (2006) *Observational studies on the turbulent kinetic energy change due to the nonlinearity of the fluid dynamics in the atmospheric surface layer*. Doctoral Dissertation, Tohoku University.

石田祐宣，石田智美，近藤純正（1997）水田地帯における熱収支の季節変化．水文・水資源学会誌，**10**，123–132.

石田祐宣，小野圭介，丸山篤志，桑形恒男，間野正美，宮田明（2013）水田における空気力学的粗度長の季節変化 ── 特に非作付期間に着目して ──．日本農業気象学会 2013 年全国大会講演要旨，100.

Kondo, J. (1975) Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound.-Layer Meteorol.*, **9**, 91–112.

近藤純正（編著）（1994）水環境の気象学 ── 地表面の水収

支・熱収支 ―．朝倉書店，東京．
近藤純正（2000）地表面に近い大気の科学　―― 理解と応用 ―．東京大学出版会，東京．
Kondo, J. and S. Ishida (1997) Sensible heat flux from the earth's surface under natural convective conditions. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 498–509.
Kondo, J., O. Kanechika and N. Yasuda (1978) Heat and momentum transfers under strong stability in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1012–1021.
Kondo, J. and T. Sato (1982) The determination of the von Kármán constant. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **60**, 461–471.
Kondo, J. and T. Watanabe (1992) Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2183–2199.
Kondo, J. and H. Yamazawa (1986) Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Bound.-Layer Meteorol.*, **34**, 123–135.
近藤純正，徐健青（1997）ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度．天気，**44**，875–883.
Lloyd, J. R. and W. R. Moran (1974) Natural convection adjacent to horizontal surface of various planforms. *J. Heat Transfer*, **96**, 443–447.
Maruyama, A., M. Nemoto, T. Hamasaki, S. Ishida and T. Kuwagata (2017) A water temperature simulation model for rice paddies with variable water depth. *Water Resour. Res.*, **53**, 10,065–10,084.
Mikheyev, M. (1968) *Fundamentals of heat transfer*. Peace Publishers, Moscow.
Monin, A. S. and A. M. Obukhov (1954) Dimensionless characteristics of turbulence in the surface layer. *Tr. Akad. Nauk SSSR, Geofiz. Inst.*, **24**, 163–187.
Newton, I. (1701) Scala graduum caloris, Calorum descriptiones & signa (Scale of the degrees of heat). *Philos. Tr.*, **22**, 824–829.
小野圭介（2008）渦相関法による水田生態系の二酸化炭素及び水蒸気フラックスの動態解明．筑波大学大学院生命環境科学研究科，博士論文.
Penman, H. L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London, A*, **193**, 120–145.
Rohwer, C (1931) Evaporation from free water surfaces. *U.S. Dept. Agr. Tech. Bull.* **271**.
Sverdrup, H. U. (1937) On the evaporation from the oceans. *J. Mar. Res.*, **1**, 3–14.
タワーフラックス観測マニュアル編集委員会（編）(2012) タワーフラックス観測マニュアル．森林総合研究所, つくば.
Watanabe, T. (1994) Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Bound.-Layer Meteorol.*, **70**, 13–35.