

接地逆転層の生成・消滅過程の数値実験*

山本 敏一**

要旨

晴天・静穏時の夜間に発達する接地逆転層の生成と消滅過程の数値実験を行った。使用した数値モデル式は大気の放射伝達と熱拡散、それに土壌の熱伝導式で構成された。これらの温度成層に係わる構成要因の相互関連作用を調べ、一次元モデルによるシステムの最適化を試みた。これによって大気の拡散係数、土壌の温度伝導率等を変動因子とする感度分析を行った。

接地気層における冷却・昇温は拡散効果の影響が大きく、逆転層生成過程での放射性的冷却率は地表面の数パーセントであった。また地表面の正味放射量は寒候期の方が暖候期より20パーセント程大きかった。この正味放射量のうち土壌の熱伝導によって伝達される量は50%以上になりその季節変化量をはるかに超えた。土壌別に冷却及び昇温率を比べると、いずれも乾燥土壌が湿潤土壌より大きく、特に初期の段階で数倍の差があるが定常的な段階ではその差は大きくない。また消滅過程の数時間は地表面付近から昇温して混合層が形成され、その上層では放射性的冷却が進行することが示された。数値実験結果と実測値との比較では、接地気層における冷却・昇温ともにほぼ同様の变化傾向を示した。

1. はじめに

接地逆転層は、晴天で静穏時には比較的明瞭な変化パターンを示すことが、幾つかの観測結果から知られている(当舎, 1953; 箕輪, 1969; 鈴木, 1977)。しかし同一地点でも四季毎にその発生状況は異なり、また気象条件が同じでも場所が変われば異なった様相を呈することが、これら多くの観測結果から指摘される。この現象に係わる主要な構成要素として、大気の放射伝達、熱拡散及び土壌の熱伝導等があり、これらの要因の相互関連作用があるために、観測された接地逆転層の変化パターンは多種多様となっているものと考えられる。

このような現象のメカニズムを適確に理解するためには、この現象に係わる各要素の定量的な分析が必要であり、そのためには、数値的に様々の条件を作り出すことのできる数値モデル式によって、数値実験を行う方法は非常に有効な手段となる。

接地逆転層の数値実験に関する研究は数多くある

(Anfossi *et al.*, 1976; Sharon, 1965; Zdunkowski and Trask, 1974 など)。しかし、その目的はほとんどが予測あるいは実測値との比較に重点がおかれており、その生成から消滅過程までのメカニズムを追及した研究例は少ない。

本研究では、各構成要素の変動因子である熱の拡散係数、土壌の温度伝導率、水蒸気量等の温度成層に係わる影響度あるいは感度分析が可能なシステムモデルを考案し、これにより接地逆転層の形成から消滅に至る過程の数値実験を行った。その設定条件として、晴天・微風時を選び、また地表面は平坦地とし、2つの異なった熱特性をもつ乾燥土壌と湿潤土壌をモデルケースとして選んだ。なお数値実験は、蒸発や凝結による潜熱効果の影響が少ない秋の場合を中心に行い、またそれを無視出来ない夏と冬の場合についても検討を加えた。なお移流効果は無視した。

2. 数値モデルの概要

2.1 基本方程式

接地層の温度成層に係わる大気の放射伝達と熱拡散及び土壌の熱伝導の基礎的な方程式は次式で表される。

* Numerical simulation of the forming and breaking processes of surface inversion layers.

** Toshikazu Yamamoto, 日本気象協会.

——1986年4月4日受領——

——1987年10月6日受理——

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C_P \rho_a} \left[\left(\frac{\partial F_N}{\partial z} \right)_S + \left(\frac{\partial F_N}{\partial z} \right)_L \right] \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_S \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad (3)$$

ここで、(1)式は放射束の収束、発散による気温 T (K) の変化式で、 $(\partial F_N / \partial z)_S$ は短波長 (日射)、 $(\partial F_N / \partial z)_L$ は長波長の正味放射束 (W/m^2) の変化量を示す。 C_P は空気 の定圧比熱 ($J/kg \cdot K$)、 ρ_a は空気密度 (kg/m^3) を示す。(2)式は熱拡散による温位 θ ($^{\circ}C$) の変化式で、 K_H は熱の拡散係数 (渦動熱伝導度、 m^2/s) を示す。(3)式は熱伝導による土壤温度 T_s ($^{\circ}C$) の変化式で、 K_S は熱の拡散率 (温度伝導率、 m^2/s : $K_S = \lambda / C_s \rho_s$)、 λ は熱伝導率、 C_s は土壌の比熱、 ρ_s は土壌の密度) を示す。また、 t は時間、 z は高度 (地中は深度、 m) を示す。

2.2 長波放射束

大気 の長波放射束の計算には Yamamoto (1952) が提案した放射図に基づく方法がある。この放射図は次式に基づいている。

$$F \uparrow = \pi B(T_z) + \int \frac{\pi B(T_0)}{\pi B(T_z)} \tau_f(U_z - U, T) d\pi B(T) \quad (4a)$$

$$F \downarrow = \pi B(T_z) - \int \frac{\pi B(T_z)}{\pi B(T_\infty)} \tau_f(U - U_z, T) d\pi B(T) \quad (4b)$$

ここで、 $\pi B(T) = \epsilon \sigma T^4$ (ϵ は放射率、 σ はステファン・ボルツマン常数で $5.67 \times 10^{-8} W/m^2 \cdot K^4$)、 T_0 、 T_z 、 T_∞ はそれぞれ地上、高度 Z 、同 $Z = \infty$ での気温 (K) である。また τ_f は平均透過関数、 U_z 、 U は高度 Z における有効水蒸気量と全有効水蒸気量で、次式で定義される。

$$U = \frac{1}{g} \int \frac{p_s}{p} q \frac{p}{p_0} dp \quad (5)$$

ここで、 g は重力加速度 ($9.8 m/s^2$)、 q は混合比 (g/kg)、 p_0 は標準気圧 (mb)、 p_s は地上気圧 (mb) である。

(4a) 式と (4b) 式とから正味長波放射束は次式で表される。

$$F_N = F \uparrow - F \downarrow \quad (6)$$

この放射図では、大気 の放射吸収物質として、水蒸気と炭酸ガスを考慮している。

2.3 短波 (太陽) 放射束

太陽放射は短波放射といわれるように、その強度の大きい波長域は短波長域にある。大気によるその吸収は少なく、従って太陽放射の吸収による昇温は小さい。Yamamoto (1962) が求めた吸収率から日の出後4時間の昇温率を計算した結果によると、秋の場合、 $0.01 \sim 0.05$ $^{\circ}C/hr.$ となる。一方、地表面に入射した短波放射は、一部は反射され、残りは直接地表面を加熱する。これが正味短波放射束に相当する。これを求めるために、次に示す実験式 (Kondo, 1976) を用いる簡便な方法がある。

$$S \downarrow = I_0 (A + B \times 10^{-0.13m}) \quad (7)$$

$$A = 1 - B - 0.06 \log_{10} e_0 \quad (7a)$$

$$B = 0.43 + 0.016 e_0 \quad (7b)$$

$$m = \sec Z_A \quad (7c)$$

ここで、 I_0 は大気外日射量 (W/m^2)、 e_0 は地上付近の水蒸気量 ($1 < e_0 \leq 30 mb$)、 $\cos Z_A = \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos t_A$ (Z_A は太陽天頂角、 ϕ は緯度、 δ は太陽赤緯、 t_A は時角) である。また地表面のアルベード (反射率) を a とすると、地表面における正味短波放射束は次式で表される。

$$S_{N0} = (1 - a) S \downarrow \quad (8)$$

ここで、アルベードは地表面の状態と直達放射の入射角に依存しており、土壌の色が明るく、乾燥している時ほど、また太陽高度が低くなるにつれて大きくなる。

2.4 熱拡散と熱伝導

晴天時の夜間には放射の射出によって地表面が冷却し、風がほとんどない状態では接地気層のごく底層に薄い躍層が形成される。これは近藤他 (1983) が数値実験と実際に観測されたデータから指摘しているように乱流拡散が小さいためである。しかし風が生じると乱流による熱伝達によって、地表面の冷却の度合に応じて躍層の上端から顕熱輸送が生じ、これによって放射性的躍層が緩和されることになる。この結果、逆転層の強度が小さくなり、それと同時に逆転高度が上昇する。これはある高さを境にして、その上の層では熱流束の発散、その下の層では収束していることを示している。その収支量は地中への熱伝導によって伝達される。

一方接地層の昇温の場合でも同様の過程が考えられる。日射の入射によって地表面が加熱されると、風の弱い時には冷却の場合とは逆方向に躍層 (通減層) が形成される。その結果対流性の顕熱が生じ、これが躍層を緩和することになる。入射量は次第に大きくなり、地表面

の温度が上昇するとともに乱流混合が加速されることになる。

以上が数値モデル式のシステムに取り入れられている熱拡散と熱伝導による冷却と加熱のメカニズムである

3. 数値実験の方法

3.1 方程式の展開と解法

接地層の温位変化式は、(1)式と(2)式から次式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_H + \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_R \quad (9)$$

ここで、右辺の第1項は熱拡散、第2項は放射伝達による温位変化量を示す。

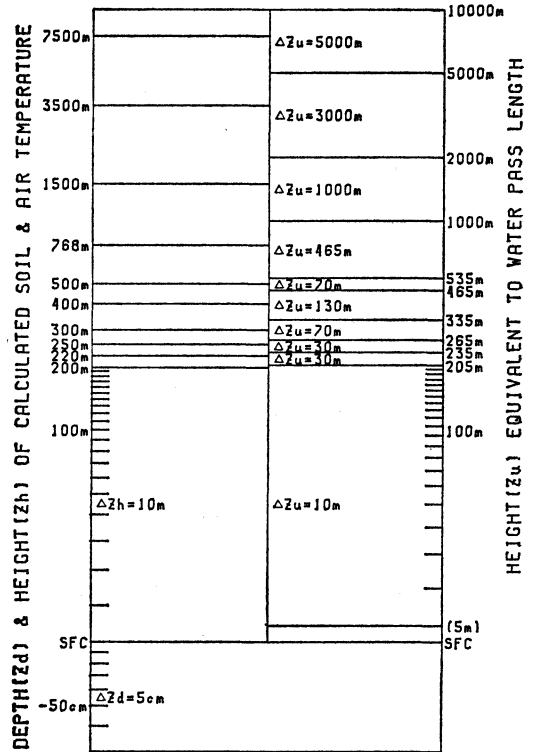
大気熱拡散と土壌熱伝導式とは(2)式と(3)式に示したように、同じ型の偏微分方程式で表される。この熱伝導式は、土質や含水率等によって決まる一定の温度伝導率 K_S を係数としているのに対し、熱拡散式では、それに代わって乱流の拡散係数になっている。これは通常、時間的にも空間的にも一定していない。この理由は、この拡散係数が大気の安定度に依存しているためである。熱拡散によって温度勾配が変化すると安定度も変化するから、熱的な平衡状態に達するまで拡散係数は連鎖的な変化をする。このように拡散係数が一定でない場合の拡散式を解くために、次に示す差分方程式を用いた。

$$\begin{aligned} \theta_j^{i+1} - \theta_j^i &= \frac{\Delta t}{2(\Delta Z)^2} \left\{ K_{H,j+1/2}^i (\theta_{j+1}^i - \theta_j^i) \right. \\ &\quad \left. - K_{H,j-1/2}^i (\theta_j^i - \theta_{j-1}^i) + K_{H,j+1/2}^{i+1} \right. \\ &\quad \left. (\theta_{j+1}^{i+1} - \theta_j^{i+1}) - K_{H,j-1/2}^{i+1} (\theta_j^{i+1} - \theta_{j-1}^{i+1}) \right\} \quad (10) \end{aligned}$$

ここで添字の i は時間、 j は高度を示す。またこの方程式の解法において K_H^{i+1} は θ^{i+1} が決まらなければ得られないので、各タイムステップにおいて $K_H^{i+1} = K_H^i$ と仮定し、次のタイムステップでは新たに計算された K_H を用いた。なお、上式の解法には Gauss の消去法を用いた。また土壌熱伝導式も同様の方式を用いた。

長波放射束の計算では、透過関数を計算機で求めるために、放射関の数式化を試み、算出方法を簡素化した(山本・河村, 1986)。

なお、気温の計算高度は地表面(SFC)から200mまでは10m毎、それ以上は220m, 250m, 300m, 768m, 1500m, 3500m, 7500m, 10000mであり、地中温度の計算深度は地表面から5cm毎に80cmまでである。



第1図 気温と地中温度の計算高度と深度及び水蒸気量の計算高度。

る。また放射束の計算に必要な有効水蒸気量の計算高度は気温の計算高度の中間点としている。この有効水蒸気量の厚さに相当する大気高度と気温の計算高度及び地中温度の計算深度を第1図に示す。

3.2 初期条件と境界条件

a. 生成過程

接地気層 (SFC~200 m) と地中の温度鉛直分布の初期条件は、次のように設定した。

$$\theta_0 = T_s \quad Z=0 \quad (11a)$$

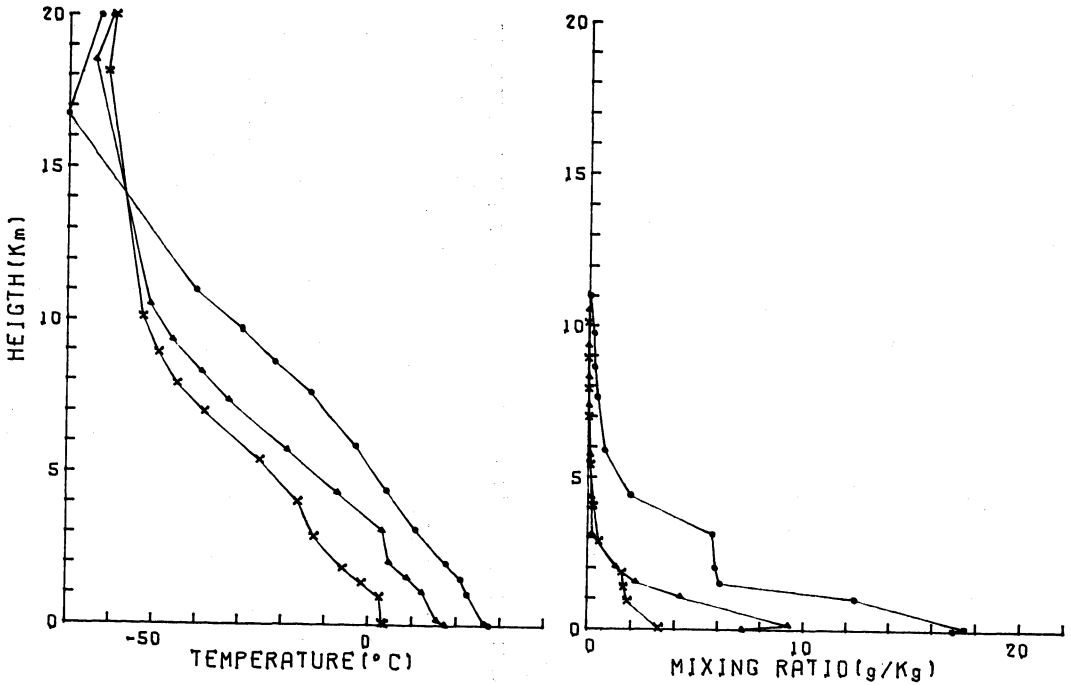
$$\theta_z = \text{const.} \quad Z>0 \quad (11b)$$

$$T_s = \text{const.} \quad Z<0 \quad (11c)$$

ここで、 $\theta_0 (= T_0)$ と θ_z は地表面と高度 Z の温位、 T_s は地中温度を示す。

また、境界条件は地表面において、次式が成立するものとした。

$$\begin{aligned} -F_{N0} + \int_0^Z C_p \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dZ \\ - \int_{-Z}^0 C_s \rho_s \left(\frac{\partial T_s}{\partial t} \right) dZ = 0 \quad (12) \end{aligned}$$



第2図 初期条件の気温と混合比の鉛直分布.

(1984年) ●——● 8月, ▲——▲ 11月, ×——× 2月

また, F_{N_0} は地表面における正味放射束で次式で表される.

$$F_{N_0} = (1-a)S\downarrow + \epsilon(F\downarrow - \sigma T_0^4\uparrow) \quad (13)$$

ここで $\epsilon(F\downarrow - \sigma T_0^4\uparrow)$ は地表面における正味長波放射束で, $\epsilon=1$ とした.

高層気温の初期値と水蒸気量の計算に必要な混合比の高度分布を第2図に示す. これは館野の高層気象台において季別に比較的天気安定した期間中から代表的な晴天日をそれぞれ1日選び, その日の21時のデータに基づいているが, 地上から200mまでの気温分布は初期条件にありように修正した. 炭酸ガス濃度は, 杉村(1984)によると6~15%程度の年変化, 日変化を示しているが, その変化は無視し, 現在の平均的な濃度を340ppmとし, 空間的にも時間的にも一定とした. また実験対象地のモデルケースとしての乾燥土壌あるいは湿潤土壌の熱特性については特に実測されたデータがなく, ここでは, 多くの文献で引用されている第1表に示す数値を用いた.

なお, 数値実験の時間々隔は, 1時間 ($\Delta t=3600$ sec) とし, 12時間後まで行った.

第1表 乾燥土壌と湿潤土壌の熱特性

分類	熱容量 $Cp\rho_s$ (J/m ³ K)	熱伝導率 λ (W/m·K)	温度伝導率 Ks (m ² /s)
乾燥土壌 (粘土状)	1.42×10^6	0.25	0.18×10^{-6}
湿潤土壌 (40%空間)	3.10×10^6	1.58	0.51×10^{-6}

出典: Boundary Layer Climates (T.R. Oke, 1978)

b. 消滅過程

大気と地中の温度分布の初期値は, 生成過程の終了時点(生成開始12時間後)のものを用いた. 消滅過程では下層の方から混合層が形成されるので, 境界条件として生成過程の(12)式の他に新たに次の条件を追加した.

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial Z}\right)_{z=0} \leq \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z}\right)_{z=10} \leq 0 \quad (14a)$$

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial Z}\right)_{z=200} \leq 0 \quad (14b)$$

ここで, (14a)式は接地層における混合層の温位勾配が完全混合の場合に等温位勾配よりも大きくならないと

第2表 正味短波放射量の計算値

時角(hr.)	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0
天頂角(°)	85	79	74	69	64	60
$0.75 \cdot S \downarrow (W/m^2)$	29	86	148	216	285	340
$0.65 \cdot S \downarrow (W/m^2)$	26	74	128	187	247	295

する条件である。また (14b) 式は計算の都合上設定したもので、混合層が 200 m 以上に及ぶ場合の条件である。

数値実験は比較的逆転が強く、その出現も多い11月の晴天日をモデルケースとして選んだ。館野の高層気象台のこれに関する諸要素は次のようになる。

- 地上付近の水蒸気量 $e_0 = 14 \text{ mb}$
- 大気外日射量 $I_0 = 1403 \text{ W/m}^2$
- 緯度 $\Psi = 36.03^\circ$
- 太陽赤緯 $\delta = -15.6^\circ$

ここで水蒸気量は第2図に示す混合比から求め、その他のデータは気象常用表によった。以上のデータに基づく正味短波放射量を第2表を示す。ここでアルベードは *Idso et al.*, (1974) によるデータを参考にして、乾燥土壌は0.35, 湿潤土壌は0.25とし、太陽高度による変化は考慮しなかった。

なお、消滅過程における数値実験の時間々隔は、初期値の時点を目の出とし、その後30分間毎 ($\Delta t = 1800 \text{ sec}$) に3時間後まで行った。

3.3 拡散係数のモデル化

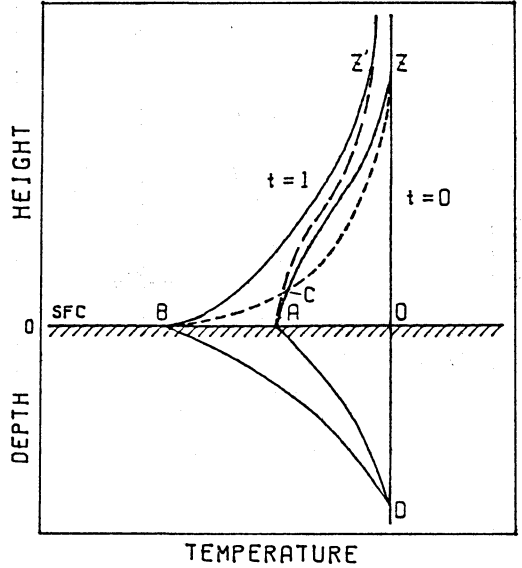
a. 接地逆転層形成時

大気の見熱による熱伝達は次式で表される。

$$H_S = -C_p \rho_a K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (15)$$

この関係式から、正味の見熱を温位鉛直分布の変化量から算出し、ある時間内の平均的な拡散係数 K_h を求めることができる。

第3図は、等温位層（地中温度分布は等温層）から接地逆転層が形成されたある時間内 ($t=0 \rightarrow 1$) の大気温位と地中温度鉛直分布の変化から、正味放射束、見熱、地中熱流束による各熱量変化をモデル的に配分したものである。ここで逆転層の高さを $Z (=Z')$ とすると、面積 BZZ' で表された部分は大気層の放射冷却量、面積 OBZ の部分は見熱に相当する。ここで曲線 ACZ と曲線 BCZ で囲まれた部分の収支熱量は地中への供給量を示す。この結果温位分布は曲線 AZ' で表される。一方地中の放



第3図 接地逆転層生成過程における放射冷却、見熱及び地中熱流量分布の模式図。

面積 BZZ' : 放射冷却, 面積 OAZ : 見熱量, 面積 ABZ : 地中熱流量。

射冷却量は面積 OBD で表され、大気から面積 ABD の部分だけ供給されるので、正味の冷却量は面積 OAD で示される。これらの関係から見熱、放射冷却量、地中熱流量をそれぞれ Q_{AOAZ} , $Q_{\Delta BZZ'}$, $Q_{\Delta ABZ}$ とすると、ある時間内における大気の見熱量の変化量は次式で表せる。

$$-\int_0^Z C_p \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz = Q_{AOAZ} + Q_{\Delta BZZ'} + Q_{\Delta ABZ} = H_S + R_N + G_N \quad (16)$$

ここで右辺はそれぞれ見熱、放射冷却量、地中熱流量に相当する。従って、大気の見熱は次式で表せる。

$$H_S = -\int_0^Z C_p \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz - R_N - G_N \quad (17)$$

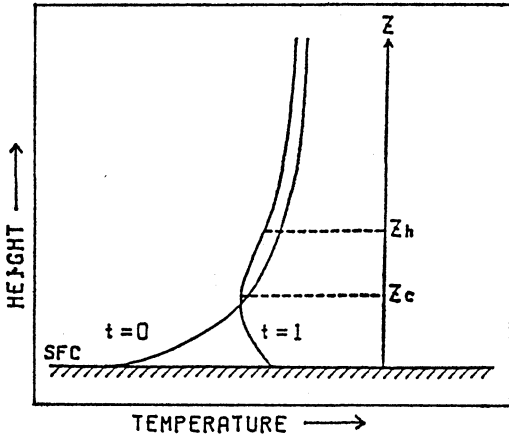
また大気の見熱輸送は (15) 式によって表せるので、結局拡散係数は次式から求められる。

$$K_h = H_S / \left(-C_p \rho_a \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (18)$$

また、(15) 式は次式のように変形することができる。

$$H_S = -C_p \rho_a K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} = -C_p \rho_a C (\theta_0 - T_0) \quad (19)$$

ここで、 θ_0 は等温位層の温位、 T_0 は地表面温度、 $C = K_h / \Delta Z$ である。この関係式から熱的接地境界層の高度を $Z_h = \Delta Z$ とおいて K_h を求めた。



第4図 接地逆転層消滅過程における温位鉛直分布の変化図。\$Z_h\$：接地境界層高度，\$Z_c\$：混合層高度

以上の手法によって、拡散係数の時間的な変化を定めた。また空間的な拡散係数の分布は、顕熱の水平発散及び収束はないものとして次式によってモデル的に定めた。

$$K_H = K_h F_n(Z) \quad (20)$$

$$F_1(Z) = l \left(\frac{Z}{Z_h} \right)^p, \quad (Z \leq Z_h) \quad (20a)$$

$$F_2(Z) = \left(- \int_0^Z C_p \rho_a \left[\frac{d\theta}{dt} \right] dz - R_N \right) / \left(- C_p \rho_a K_0 \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right)_{Z=0} \right), \quad (Z > Z_h) \quad (20b)$$

ここで、(20a)式は接地境界層内での拡散係数の高度分布関数で、常数 \$l\$、\$p\$ は風速によって変わるが、ここでは単純に高度に比例するものとしてともに1とした。また、(20b)式は気温鉛直分布の変化から求まる各高度における熱量変化を地上付近の熱流束で基準化したものである。\$Z_h\$ は(20b)式において最大値を示す高度としたが、これが40m以下のときは\$Z_h=40m\$とした。また、地上の拡散係数 \$K_0\$ は運動量の拡散係数から定め、\$K_0=0.01\$とした。

b. 接地逆転層消滅時

接地逆転層の消滅時の拡散係数については、特に計算例が見当たらないので、ここでは形成時と同様の手法を用いて、便宜的な方法で定めた。

第4図は全層逆転層の状態 (\$t=0\$) から、下層に混合層が形成された状態 (\$t=1\$) の温位の鉛直分布を示している。ここで混合層の高度 \$Z_c\$ を境にして、下向き

第3表 放射冷却率の計算値

時季	高度	\$F_N\$ (W/m\$^2\$)	\$T\$ (°C)	冷却率(°C/hr.)	
				乾燥土壌	湿潤土壌
8月	SFC	63	27.6	-5.27	-1.89
	200m	68	25.6	-0.10	-0.08
2月	SFC	75	4.0	-6.25	-2.21
	200m	78	2.0	-0.06	-0.04

と上向きの顕熱をそれぞれ \$H_S \downarrow\$、\$H_S \uparrow\$ とすると、高度 \$Z_c\$ における顕熱 \$H_S\$ は次式で表せる。

$$H_S = - \int_0^{Z_p} C_p \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dZ = H_S \downarrow + H_S \uparrow \\ = - C_p \rho_a K_h \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (21)$$

ここで、\$Z_p\$ を逆転層の上端の高度とし、全層の拡散係数は、下向きと上向きの顕熱から求まる拡散係数の和からなるものと仮定した。この拡散係数の高度分布は、形成時に定義した高度分布関数(20a)式と(20b)式を用いた。ただし接地層に混合層が出来ない場合は形成時と同様の扱いをした。また通常地上の拡散係数 \$K_0\$ は混合層の発達とともに増大するが、運動量の拡散係数は風速に比例することから、ここでは単純に時間経過とともに風速が増大する場合を想定して、\$K_0=0.01 \times t_R / \Delta t\$ とした。ここで \$t_R\$ は経過時間(sec)、\$\Delta t\$ はタイムステップ(sec)である。

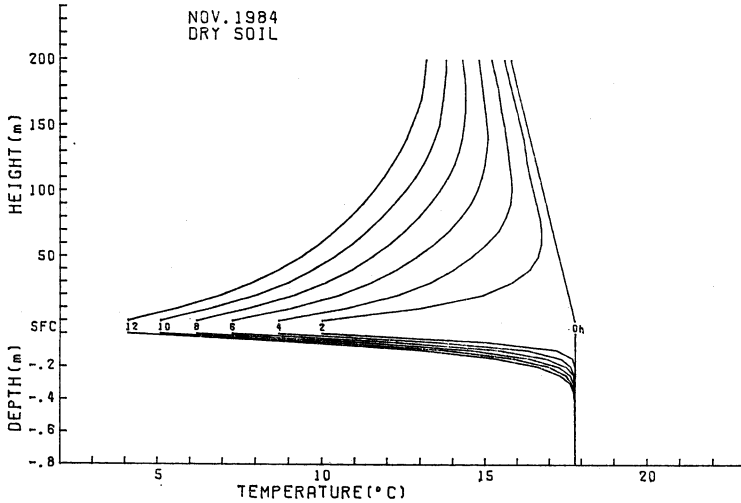
4. 実験結果

4.1 生成過程

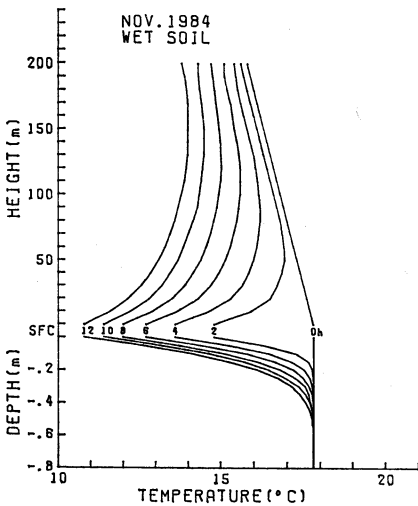
接地逆転層生成過程の大気と地中温度の鉛直分布を土壌別に第5図a、bに示す。これは秋のデータに基づいた実験例で、冷却開始から2時間毎に12時間後までの温度鉛直分布を示している。

大気の冷却率は、地表面に近い層ほど大きく、特に冷却開始の1~2時間が最も大きい。高度が増すにつれて冷却は弱まり、最大の冷却率を示す時間は徐々に遅れて現れる。しかし地上付近に比べると100m以上の高度の冷却率は非常に小さい。第3表に同時期の高度200mと地表面の初期の段階における放射性的冷却率を示す。高度200mの冷却率は地表面の2~4%程度以下であることを示している。

乾燥土壌と湿潤土壌の冷却率を比べると、冷却開始1~2時間の間にその差が大きく、乾燥土壌の方は湿潤



第5図a 接地逆転層生成過程における気温と地中温度鉛直分布の時間変化。(1984年11月, 乾燥土壌)



第5図b 第5図aと同じ。(1984年11月, 湿潤土壌)

土壌の約3倍の冷却率を示している。その後は時間経過とともにその差は減少している。

なお、この逆転層生成過程における拡散係数の高度分布を第7図aに示す。

4.2 消滅過程

接地逆転層消滅過程の大気と地中温度の鉛直分布を土壌別に第6図a, bに示す。

消滅過程における地表面温度の昇温率は、日の出後徐

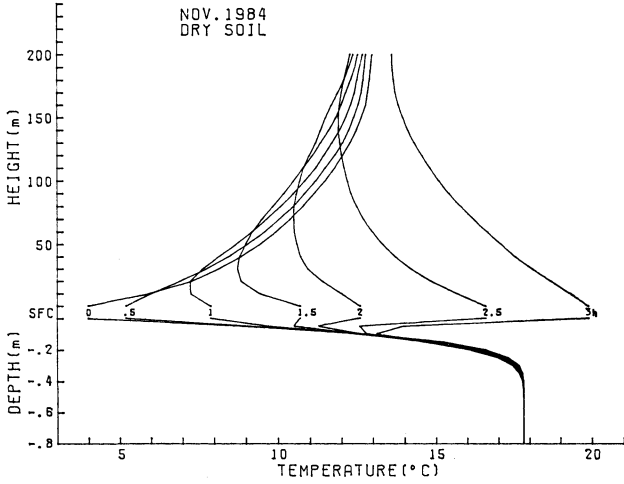
々に増大し、2時間後に一時減少している。これは地上付近が昇温して逆転層の上端の温位に達したために、一時的に混合が激しくなったことに対応している。接地層に形成された混合層の上では、日の出後2時間以上の間冷却が継続し、逆転層が上層で維持されているが、これは放射性的冷却が上層でまだ進行中であることを示している。

乾燥土壌は湿潤土壌に比べて昇温率が大きい。乾燥土壌の場合は、もともと逆転が強い。逆転層の消滅に要する時間は湿潤土壌の場合とあまり差がなく、日の出2時間半後にはともに逆転層は解消している。

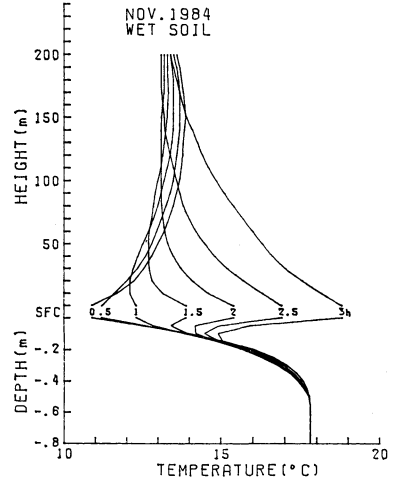
なお、この逆転層消滅過程における拡散係数の高度分布を第7図bに示す。

5. 数値実験結果と観測結果との比較

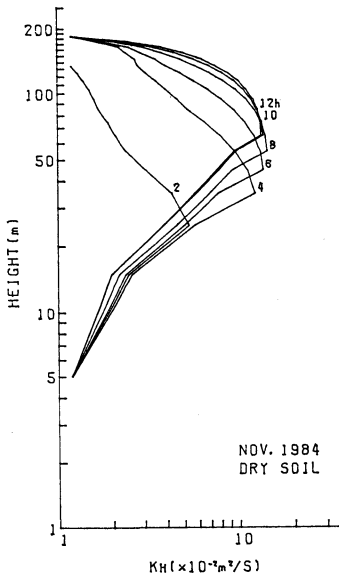
筑波大学水理実験センターの観測塔で測定された観測例を第8図に示す。ここでは気温(高度1.6m, 12.3m, 29.5m)と地中温度(深さ2cm, 10cm, 50cm, 100cm)の鉛直分布を2時間毎(16時から翌日14時まで)に、生成過程は実線で、消滅過程は点線で示す。なお、ここは館野の高層気象台の北北西約7kmに位置しているが、いずれも比較的平坦な地域にあるので、先に示した高層の気温、水蒸気量等の高度分布には大きな差異はないものと考えられる。また地表面が牧草地で、夏季には草丈が1m程に伸び、冬季には枯れ草状になり、四季によってその状態が変化するので厳密には乾燥土壌



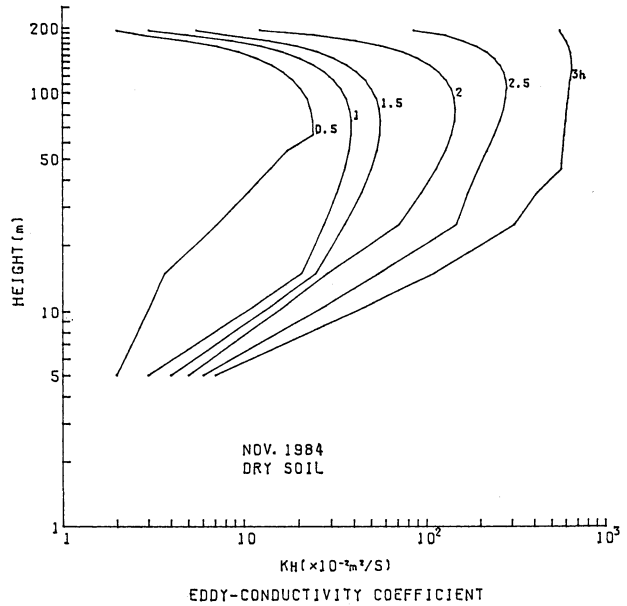
第6図a 接地逆転層消滅過程における気温と地中温度鉛直分布の時変化。(1984年11月, 乾燥土壌)



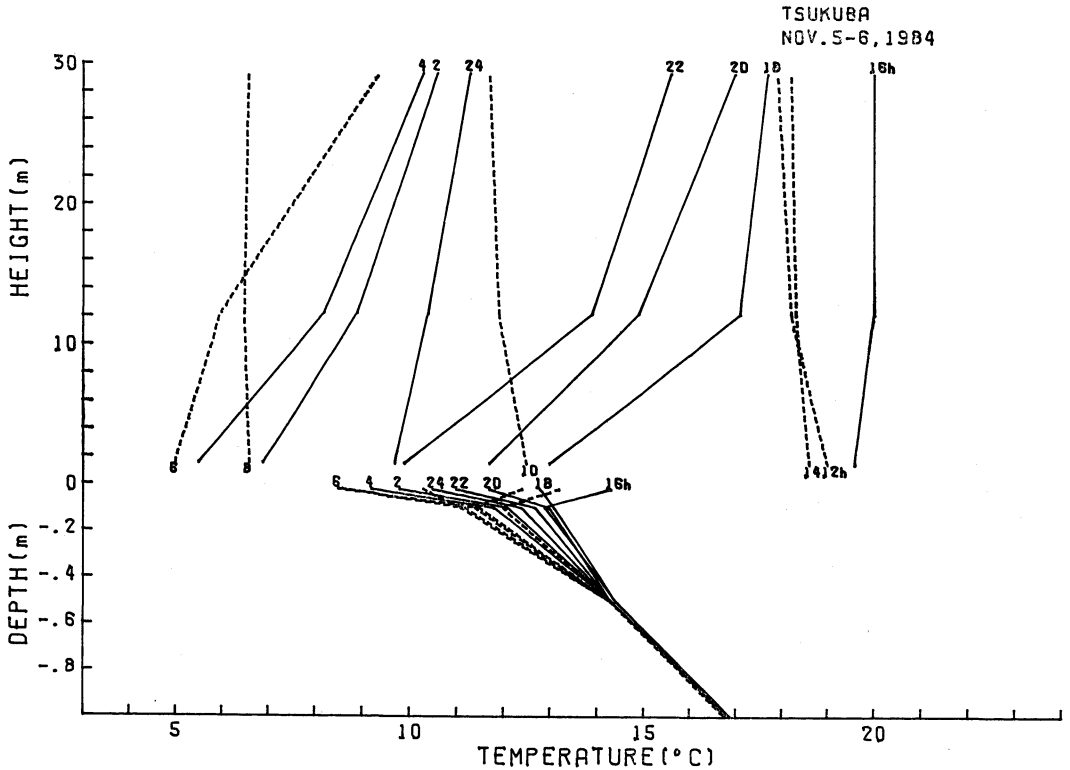
第6図b 第6図aと同じ(1984年11月湿潤土壌)



第7図a 数値実験に用いた拡散係数の高度分布と時間変化。接地逆転層生成過程(1984年11月, 湿潤土壌)



第7図b 第7図aと同じ。接地逆転層消滅過程(1984年11月, 湿潤土壌)



第8図 筑波大学水理実験センターで観測された気温と地中温度鉛直分布の時間変化。(1984年11月5日16時～6日14時)

とも湿潤土壌とも異なっている。従ってここでは地中の熱伝導率を土壌のみから決めることは適当ではないが、地中の温度変化からどの程度の伝導率を有しているかを推定することは可能である。佐倉 (1979) の試算では、水理実験センターにおける5月と11月の降雨後の水分飽和状態にある土壌の温度伝導率を $K_s = 4 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ (熱伝導率 $\lambda = 1.25 \text{ W/m}\cdot\text{k}$) としている。これは数値実験に用いた湿潤土壌の方により近く、晴天時には期間中通して乾燥土壌と湿潤土壌の値の間にあるものとみなされる。

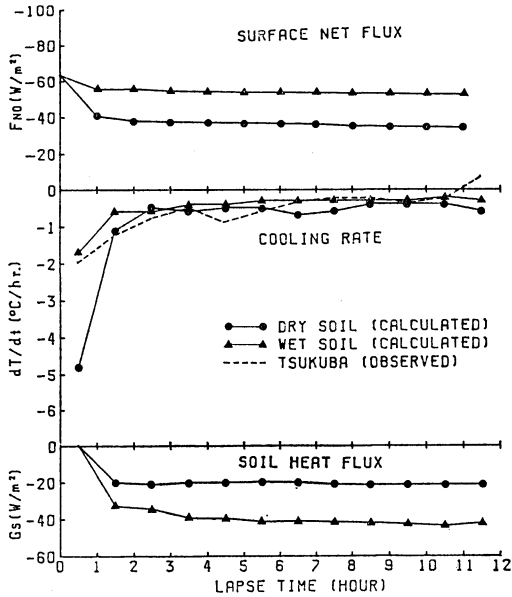
接地気層の冷却率は、風の変動が原因と考えられる気温の不連続な変動がみられるものの、冷却初期の段階で冷却率が大きく、その後冷却率は低下傾向を示している。また消滅過程の接地層の昇温は、初期の段階では比較的小さく、8時の時点では30mの高度でまだ冷却が進行している。この冷却率は比較的大きいので放射性的冷却と拡散による冷却効果が重なったものと考えられる。その後の昇温率は数時間にわたって増大している。

またこの過程では地上付近(地上1.6m)の風速は0.35 m/s から 0.87 m/s に増大し約2.5倍となっており、これらの変化はいずれも数値実験結果及び条件と同様の变化傾向を示している。

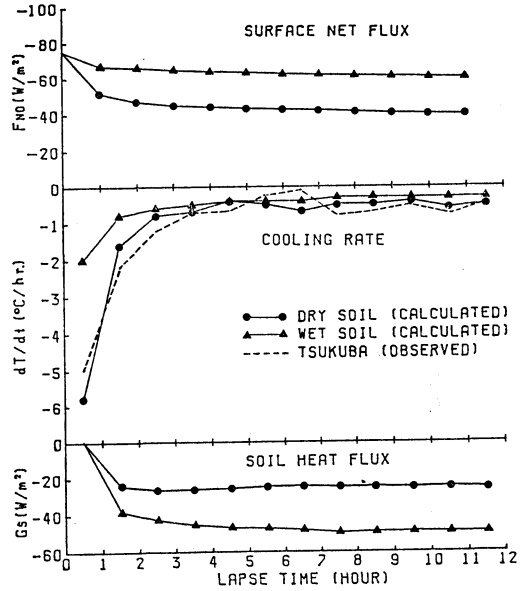
地中温度の変化は深さ10cmまでは大きく、50cm以下の層では日変化がほとんど現れていない。冷却過程の数値実験結果では、湿潤土壌で50cm、乾燥土壌で35cmまで変化が現れており、この観測結果による地中温度の変化はこれらの深さの間にあるものとみられる。また、消滅過程の数値実験結果では、初期の段階に表層部で昇温が著しく、その下層では冷却が継続するという2層構造が現れているが、この観測結果にもこれと同様の現象が認められる。

第9図a, bには、数値実験による8月と2月の地表面の正味放射量と冷却率及び地中熱流量の日没後の時間変化を土壌別に示す。また同時に水理実験センターで観測された地上気温の冷却率を点線で示す。

数値実験結果では正味放射量、地中熱流量ともに冷却



第9図a 地表面の正味放射量と冷却率，地中熱流量の時間変化。(1984年8月) ●——●乾燥土壌，▲——▲湿潤土壌



第9図b 第9図aと同じ。(1985年2月) ●——●乾燥土壌，▲——▲湿潤土壌

率の変化に対応しており，冷却開始から数時間後にはいずれも定常的となっている。正味放射量は2月には8月より初期の段階で20%程大きく，この差が初期の冷却率の差となって現れている。しかし，土壌別の冷却率の相違は，この季節変化による放射性的冷却率の変化に比べてはるかに大きい。正味放射量のうち土壌の熱伝導によって伝達される量は，乾燥土壌で約50~60%，湿潤土壌で約70~75%になり，正味放射量の季節変化より大きくなっている。また，この差異は土壌の温度伝導率の相違によるもので，これが大きくなるほど地中熱流量は大きくなり，その結果地表面の温度変化が小さくなる。水理実験センターの観測値が，2月には乾燥土壌，8月には湿潤土壌の場合の冷却率にはほぼ一致の傾向を示しており，地表面付近の温度変化は土壌の乾燥度の影響が大きいことが考えられる。この土壌の熱伝導の相違によって生じた冷却率の差は，放射効果によって相殺されるために，結局，土壌の条件は冷却初期の段階に最も効果的に現れることになる。

なお，この数値実験では潜熱を考慮していないが，水理実験センターの測定では蒸発量，蒸発散量ともに，8月は比較的大きく夜間には断続的ではあるが16~32 W/

m²に相当する蒸発量があり，また牧草地であるために早朝の昇温時には蒸発散量が50 W/m²以上に達する場合もある。しかし冬季はともに小さく，時々凍結も現れている。従って冬季の場合は，凍結が起きるような寒冷地でなければ潜熱の効果は大きくないが，夏季の場合は，通常植生の活発な時期であるので潜熱効果が大きく，この影響は土壌の熱流束及び顕熱の変動となって現れ，この実験例ではともに数10%程度の影響があるものと考えられる。

6. まとめ

数値モデル式を用いて，接地逆転層の生成過程から消滅過程までの数値実験を行い，その構成因子間の相互関連性を調べた。

この結果，接地気層における冷却・昇温は，その大部分が拡散効果によるものであり，大気放射性的冷却・昇温は地表面の数パーセント程度にすぎないことが示された。接地逆転層の生成過程では，この拡散効果によって逆転強度が緩和されると同時に，その高度が助長されることが示された。また地表面の正味放射量は2月の方が8月より20%程大きく，この差が冷却の初期の段階の

冷却率の差となって現れている。

次に、接地逆転層の消滅過程では、地表面の昇温に伴う対流性の拡散効果によって、境界層の放射性的冷却効果が打ち消され、徐々に昇温が上方へ伝播していき、混合層が次第に発達していく過程として示された。

また乾燥土壌の地表面の冷却率は、湿潤土壌のそれに比べて大きく、特に冷却初期の段階で約3倍になった。しかし、数時間後には冷却率は低下して、ともに定常的な変化を示し、その差も小さい。

数値実験結果と観測結果を比較すると、概ね一致の変化傾向を示しているが、観測値の方は、定常的な冷却過程において、不連続な気温の変化が現れた。これは風の変動に対応しており、この変動は土壌の冷却過程の平面的な差異に起因しているものと考えられる。しかしながら現実には土壌面には様々の植生や物体があり、また平野部においても起伏があるので、厳密にはこれらの相互作用を総合して考える必要がある。また土質についても均質性があるわけではなく、平面的な地表面の熱伝導率の分布も検討する必要がある。

なお、この数値モデルでは潜熱を考慮していないが、湿度の高い場合あるいは土壌水分の多い場合、気象条件によって蒸発による冷却効果あるいは凝縮による昇温効果が無視できなくなる。また温度成層に関与する不確定な変動因子として、風の変動がある。これを予測するには別のシステム（2次元モデル）から検討する必要がある。この潜熱と風の変動（移流効果）を考慮することによって、微風時のみならず弱風時の数値実験も可能となり、このシステムモデルはさらに現実に即したものになるものと考えられる。

謝 辞

本稿は筑波大学大学院環境科学研究科における筆者の修士論文から抜粋し、加筆訂正したものである。本研究を進めるにあたって、筑波大学地球科学系の河村 武教授、小林 守講師には、御指導並びに御意見を頂き感謝致します。

また、本稿をまとめる機会を与えて下さり、2年間御援助を頂いた（財）日本気象協会の関係各位に感謝致します。

文 献

Anfossi, D. *et al.*, 1976: Forecasting of vertical temperature in the atmosphere during nocturnal radiation inversions from air temperature trend at screen height, *Quart. J.R. Met. Soc.*, 102, 173-180.

Idso, S.B. *et al.*, 1974: The Dependence of Bare Soil Albedo on Soil Water Content, *J. Appl. Meteor.*, 14, 109-113.

Kondo, J., 1976: Heat balance of East China Sea during the air mass transformation experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, 382-398.

近藤裕昭・山本 晋・林 正康, 1983: 放射冷却によってできる接地逆転層について, *公害*, 18, 251-258.

箕輪年雄, 1969: 横浜における接地逆転層の構造, *研究時報*, 21, 23-36.

Oke, T.R., 1978: 境界層の気候, (新田 尚・斉藤直輔共訳), 朝倉書店, 30-56.

佐倉保夫, 1978: 土壌水分移動と地中温度分布の関係について (予報), 筑波大学水理実験センター報告, 2, 37-45.

Sasamori, T., 1970: A numerical study of atmospheric and soil boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 27, 1122-1137.

Sharon, S. Wu., 1965: A study of heat transfer coefficient in the lowest 400 meters of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 70, 1801-1808.

杉村行勇, 1984: 二酸化炭素・予期しなかった汚染質, *環境情報科学*, 13-4, 1-10.

鈴木弥幸, 1977: 館野の接地逆転, *研究時報*, 5, 649-654.

当倉万寿夫, 1953: 気温逆転層の生成と消滅, *研究時報*, 5, 649-654.

Yamamoto, G., 1952: On a radiation chart, *Sci. Rep. Tohoku. Univ., Ser. Geophys.*, 4, 9-23.

———, 1962: Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide molecular oxygen, *J. Atmos. Sci.*, 19, 182-188.

山本敏一・河村 武, 1986: 接地逆転層の数値シミュレーション, 筑波大学水理実験センター報告, 10, 5-18.

Zdunkowski, W.G. and D.C. Trask, 1971: Application of a radiative-convective model to the simulation of nocturnal temperature changes over different soil types, *J. Appl. Meteor.*, 10, 937-948.