

接地逆転層の数値シミュレーション

Numerical Simulation of Surface Inversion Layer

山本 敏一*・河村 武**

Toshikazu YAMAMOTO and Takeshi KAWAMURA

I 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、多くの観測から知られている。この現象に係わる主要な構成要素として、大気放射伝達、熱拡散及び土壌の熱伝導等がある。これらの要因の相互関連作用があるために、実際に観測される接地逆転層の変化パターンは複雑で、その種類も多い。

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、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可能な数値モデル式によって、数値実験（シミュレーション）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、そのメカニズムを追及した研究例は少ない。また接地逆転層の消滅過程に関する数値実験は特に見当たらない。

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到る過程の数値実験を行った。その設定条件として、晴天・静穏時を選び、地表面

は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。なお潜熱と移流効果は無視した。

II 基礎理論

(1) 基本方程式

接地気層における大気と地中の温度変化に関する基本的な方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C_p \rho_a} \left[\left(\frac{\partial F_N}{\partial Z} \right)_s + \left(\frac{\partial F_N}{\partial Z} \right)_L \right] \quad (1)$$

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

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(K_s \frac{\partial T_s}{\partial Z} \right) \quad (3)$$

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 $\theta (^{\circ}C)$ 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壌温度 $T_s (^{\circ}C)$ の変化式で、 K_s は熱拡散率（温度伝導率、 m^2/s ： $K_s = k / C_s \rho_s$ 、 k 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。

なお、気温と地中温度の計算高度と放射束の計算に必要な有効水蒸気量に相当する高度を第1図

* 筑波大学・院・環境科学研究科（現 日本気象協会）

** 筑波大学地球科学系

（1986年6月16日受理）

第1図 気温と地中温度の計算高度と深度及び水蒸気量に相当する高度

に示す。

(2) 正味長波放射

大気の長波放射束は Yamamoto (1952) が提案した放射図に基づく方法で求めた。この放射図は次式に基づいている。

$$F \uparrow = \pi B(T_z) + \int_{\pi B(T_z)}^{\pi B(T_0)} f(U_z - U, T) d\pi B(T) \quad (4a)$$

$$F \downarrow = \pi B(T_Z) - \int_{\pi B(T_\infty)}^{\pi B(T_Z)} \tau f(U - U_Z, T) d\pi B(T) \quad (4b)$$

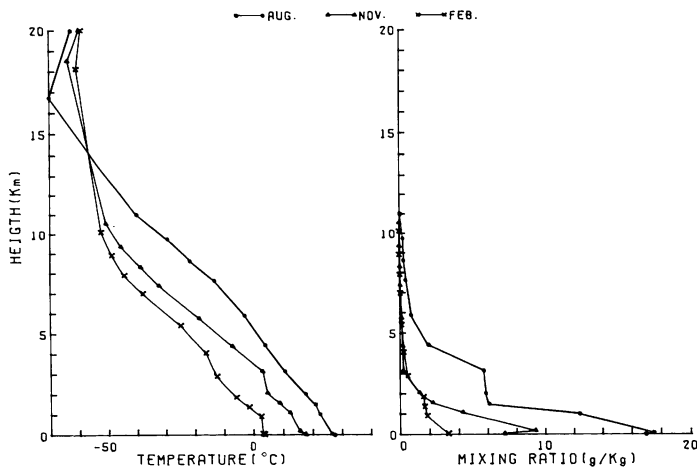
ここで、 $\pi_B(T) = \epsilon \sigma T^4$ (ϵ は放射率, σ はステファン・ボルツマン定数で $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$)、 τ_f は平均透過関数、 U_z と u は高度 z における有効水蒸気量と全有効水蒸気量で、次式で定義される。

$$U_z = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_z} q \frac{P_z}{P_0} dp \quad (5)$$

ここで、 g は重力加速度 (9.8 m/s^2)、 q は混合比 (g/kg)、 P_o は標準気圧 (mb)、 P_s は地上気圧 (mb)、 P_z は高度 z における気圧 (mb) である。

(4 a) 式と (4 b) 式とから正味長波放射束は次式で表される。

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



第2図 初期条件の気温と混合比の鉛直分布
●——● 8月, ▲——▲ 11月, ×——× 2月

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。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の観測データに基づいている。

この放射図からの透過関数の算出を計算機処理によって求めるために、放射図の数式化を試み、算出方法のシステム化を図った(付録A, B, C参照)。

この計算手法は次式に基づいている。まず、有効水蒸気量 U の透過関数は、ある温度 T (K) において次式で近似できる。

$$\tau f(H_2O, T) = \sum_{i=0}^n \alpha_i (\ln U)^i \quad (7)$$

また、炭酸ガス量 U_{CO_2} による透過関数の補正値の算出式は、ある有効水蒸気量 U_s に対して、次式で近似できる。

$$\Delta \tau f(U_s) = \sum_{i=0}^n \beta_i (\ln U_{CO_2})^i \quad (8)$$

上式の有効水蒸気量 U による補正は次式により行う。

$$\frac{\Delta \tau f(U)}{\Delta \tau f(U_s)} = \sum_{i=0}^n \gamma_i (\ln U)^i \quad (9)$$

また、上式の温度による補正は次式により行う。

$$\Delta \tau f(U, T) = \sum_{i=0}^n \delta_i (\ln \Delta \tau f)^i \quad (10)$$

(7)式と(10)とから最終的に平均透過関数は次式のようになる。

$$\tau f(U, T) = \tau f(H_2O, T) - \Delta \tau f(U, T) \quad (11)$$

ここで、(7)式及び(10)式は、温度10~20K 毎に求め、任意温度に対しては、内挿法により求める。

なお、炭酸ガス濃度は年変化、日変化があるが、10%程度以下の変化による寄生率のごく僅かであるので、その変化は無視し、現在の平均的な濃度を340 ppm とし、空間的にも時間的にも一定とした。

(3) 正味短波放射

太陽放射は、大気圏を透過して地表面に到達し、直接地表面を加熱する。その透過過程において主

要な大気の吸収物質がある。例えばオゾン (O_3)、水蒸気等には強い吸収帯がある。しかし、その吸収帯の波長域は、強度の大きい波長域の縁辺にあり、大気は大部分の太陽放射エネルギーに対して透明ないわゆる“窓”となっている。この波長域は短波長域にあり、それ故に太陽放射は短波放射と言われる。この太陽放射の吸収による大気の昇温は、次に示す吸収率の実験式から求められる。これは吸収物質として水蒸気、炭酸ガス及び酸素ガスを考慮しているもので、Yamamoto (1962) が求めた吸収曲線の近似式である。

$$A(U) = 0.11 \cdot U^{0.25} \quad (12)$$

ここで、 U は(5)式で定義される有効水蒸気量である。炭酸ガスと酸素ガスについては等価の水蒸気量に換算してある。上式から直接の短波放射の吸収率は、大気外日射量を I_0 、太陽の天頂角を Z_A とすると次式で表される。

$$A(U, Z_A) = I_0 (0.11 (U \cdot \sec Z_A)^{0.25}) \quad (13)$$

これから計算される大気の昇温率は、有効水蒸気量を $U = 1.4 \text{ cm}$ (秋のデータ) とした場合、日の出30分後で 0.01°C/hr. 、4 時間後で 0.05°C/hr. である。この計算結果には地表面の反射による吸収が考慮されていないので、上記に示した昇温率は過小評価されてはいるものの、いずれにしても短波放射の吸収による大気の昇温は小さいことを示している。

一方、地表面に入射した短波放射は、一部は反射され、残りは地中に吸収される。これが正味短波放射である。これを求めるために、次に示す実験式(近藤, 1976)を用いる簡便な方法がある。

$$S \downarrow = I_0 (A + B \cdot 10^{-0.13m}) \quad (14)$$

$$A = 1 - B - 0.06 \cdot \log_{10} e_0 \quad (14a)$$

$$B = 0.43 + 0.016 \cdot e_0 \quad (14b)$$

$$m = \sec Z_A \quad (14c)$$

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 ($1 < e_0 \leq 30 \text{ mb}$)、 $\cos Z_A = \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos t$ (Z_A は太陽天頂角、

ϕ は緯度、 δ は太陽赤緯、 t 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。

$$S_{NO} = (1 - a) S \downarrow \quad (15)$$

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。

(4) 熱拡散と熱伝導

接地気層における熱拡散の理論的な展開は Sutton (1953) によると、Taylor, Köhler, Brunt らにその基礎的な取り扱いが見られる。これらの基本的な考え方は、乱流拡散過程と分拡散過程との類似性を前提としている。従って熱拡散式である偏微分方程式の(2)式は、分子拡散式の分子拡散係数を乱流拡散係数に置き換えたものに等しい。これはまた(3)式に示した地中の熱伝導の式と同じ形をしている。熱伝導の場合は、拡散係数に代わってある一定の温度伝導率 (熱拡散率) を用いている点が拡散式と異なる。この温度伝導率は、土壌の成分によって実験上決まるが、含水量によって変動する。しかし通常の状態では一定として扱う。それに対して大気の場合は、拡散係数を一定とすることには、時間的にも空間的にも無理がある。この理由は、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をするから、定常的な状態に達するまで拡散係数は連鎖的に変化をする。しかし接地層のごく底層の薄い層は、層流境界層といわれ、ここでの熱拡散は分子拡散と同様の扱いがなされる。

拡散係数を一定とした場合の熱拡散式あるいは熱伝導式は、Brunt (1934) らによって示されたように、境界条件と初期条件を設定することによって解析的に解かれる。一方、拡散係数が不定である場合の偏微分方程式の解法は次に示す差分方程式が用いられる。

$$\begin{aligned} \theta_k^{i+1} - \theta_k^i = & \frac{\Delta t}{2(\Delta Z)^2} \left\{ K_{H, k+\frac{1}{2}}^i (\theta_{k+1}^i - \theta_k^i) \right. \\ & - K_{H, k-\frac{1}{2}}^i (\theta_k^i - \theta_{k-1}^i) + K_{H, k+\frac{1}{2}}^{i+1} (\theta_{k+1}^{i+1} - \\ & \left. \theta_k^{i+1}) - K_{H, k-\frac{1}{2}}^{i+1} (\theta_k^{i+1} - \theta_{k-1}^{i+1}) \right\} \quad (16) \end{aligned}$$

ここで添字の t は時間、 k は高度を示す。この偏微分方程式の解法は、Crank-Nicolson の陰解法に基づいている。また上式の解は Gauss の消去法を用いて求めることが出来る。

Ⅲ 数値実験の方法

(1) 地表面における熱収支

地表面は太陽放射を吸収すると同時に、その一部を反射しており、また常に長波放射を射出すると同時に、その一部は大気放射によってもどされる。従って地表面における正味放射束 R_{NO} は次式で表される。

$$R_{NO} = (1 - a) S \downarrow + \epsilon (F \downarrow - \sigma T_o^4 \uparrow) \quad (17)$$

ここで、 $\epsilon (F \downarrow - \sigma T_o^4 \uparrow)$ は地表面における正味長波放射で、 $\epsilon = 1$ とした。

この正味放射束は大気の顕熱としてあるいは地中の熱流束となって伝わるものとする、地表面における熱収支は次式によって表せる。

$$\begin{aligned} -R_{No} + C_p \cdot \rho_a \cdot K_H \left(-\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right)_{z=0} - C_s \cdot \rho_s \cdot K_s \\ \left(-\frac{\partial T_s}{\partial Z} \right)_{z=0} = 0 \quad (18) \end{aligned}$$

ここで用いる乾燥土壌と湿潤土壌の熱特性を第1表に示す。

(2) 顕熱流束と地中熱流束

正味放射の射出あるいは入射によって、地表面が冷却あるいは加熱されると、それに接する気層もその度合に応じて冷却あるいは加熱される。その熱伝達システムは接地気層の高さによって異なる。地表面に近いごく底層の薄い層流境界層では分子拡散に近い熱伝達となるが、その上の層は乱流境界層となり、そのため熱伝達ははるかに効率的に行われる。乱流による顕熱輸送は大気の安定

第1表 乾燥土壌と湿潤土壌の熱特性

分 類	熱容量 $C_s \rho_s$ (J/m ³ ·K)	熱伝導率 k (W/m·K)	温度伝導率 K_s (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}

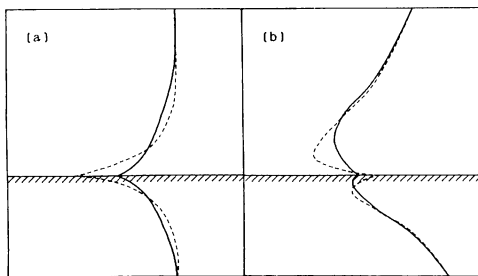
出典：Boundary Layer Climates (T.R.Oke, 1978)

度に依存しており、大気がより安定であれば乱流は抑制されて熱伝達は減速し、逆に不安定であれば乱流は増幅し、熱伝達は加速される。

夜間に放射の射出によって地表面が冷却すると、逆転層が形成され、大気はより安定な状態となる。また風が弱ければ、接地気層の風はさらに弱まり無風に近い状態となる。このような状況下では接地層のごく底層に薄い躍層（逆転層）が形成される。しかし、この状態は一時的で長くは続かない。地表面の冷却の度合に応じて躍層の上端からの顕熱輸送が生じ、これによって逆転が緩和されるためである。第3図(a)はこの遷移過程を示している。つまりある高さを境にして、その上の層では冷却し、その下の層では加熱されることになる。その収支量は地中への熱流束となって伝達され、その収支が調節される。

一方日射の入射によって地表面が加熱されると、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。第3図(b)はこの遷移過程を示している。

以上が数値モデル式のシステムに取り入られて



第3図 接地逆転層形成時(a)と消滅時(b)における気温と地中温度鉛直分布の遷移過程の模式図、点線は初期温度分布を示す

いる顕熱流束と地中熱流束による加熱と冷却のメカニズムである。

(3) 拡散係数のモデル化

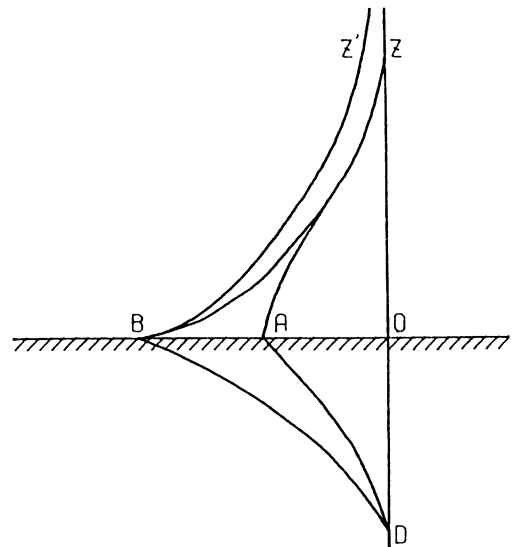
a. 接地逆転層形成時

大気の顕熱流束による熱伝達は(2)式をZに関して積分することによって近似的に次式で表すことができる。

$$H_s = -C_p \cdot \rho_a \cdot K_H \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad (19)$$

この関係式は、正味の顕熱流束を温位鉛直分布の変化量から算出することによって、拡散係数が導かれることを示している。

第4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の大気と地中温度鉛直分布において、正味放射束、顕熱流束、地中熱流束をモデル的に配分してある。ここで、面積 BZZ' は大気層の放射冷却量、面積 OBZ は顕熱量を示す。その一部の面積 ABZ は地中への供給量を示す。一方地中の放射冷却量は面積 OBD で表され、大気から面積 ABD (= 面積 ABZ) の部分だけ供給されるので、正味の冷却量



第4図 接地逆転層生成過程における正味放射、顕熱及び地中熱流量分布の模式図。

面積 BZZ' = 正味放射量

面積 OAZ = 顕熱量

面積 ABZ = 地中熱流量

は面積 OAD で示される。

以上の関係からある時間内における大気的全熱量の変化量は次式で表せる。

$$-\int_0^z C_p \cdot \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dZ = \Delta OAZ + \Delta BZZ' + \Delta ABZ = Hs + F_N + G_s \quad (20)$$

ここで右辺はそれぞれ顕熱流束、正味放射束、地中熱流束に相当する。この関係式から大気の顕熱流束は次式のように表せる。

$$Hs = -\int_0^z C_p \cdot \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dZ - F_N - G_s \quad (21)$$

また大気の顕熱輸送は(19)式によって表せるので、結局拡散係数は次式によって表せる。

$$K_H = Hs / \left(-C_p \cdot \rho_a \frac{\partial \theta}{\partial Z} \right) \quad (22)$$

また、(19)式を Z に関して積分することによって次式のように変形することができる。

$$Hs = -C_p \cdot \rho_a \cdot K_H \frac{\partial \theta}{\partial Z} = C_p \cdot \rho_a \cdot C (\theta_0 - T_0) \quad (23)$$

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。この関係式から接地気層内のある適当な高度を設定することによって K_H を決めることができる。この高度は熱的接地境界層の高さに対応させて、 $Z_h = 40m$ を基準とした。

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、顕熱流束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ることにする。

$$F_1(Z) = n \left(\frac{Z}{Z_h} \right)^p \quad (Z \leq Z_h) \quad (24a)$$

$$F_2(Z) = \left(-\int_0^z C_p \cdot \rho_a \left[\frac{\partial \theta}{\partial t} \right] dZ - F_N \right)$$

$$/ \left(-C_p \cdot \rho_a \cdot K_0 \frac{\partial \theta}{\partial Z} \right) \quad (Z > Z_h) \quad (24b)$$

ここで、(24a)式は風速の鉛直分布に対応させたもので、通常は n 、 p とともに 1 とした。また、 Z_h は(24b)式において最大値を示す高度としたが、

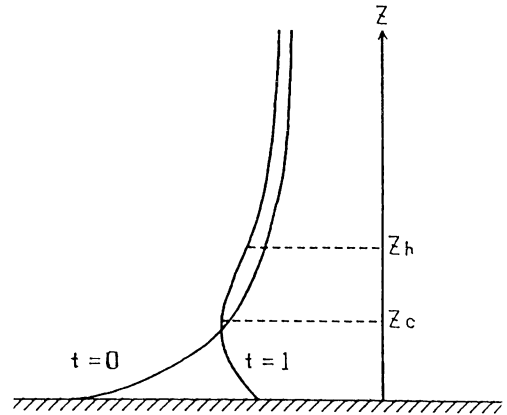
これが 10m 以下のときは $Z_h = 40m$ とした。また、地上の拡散係数 K_0 は運動量の拡散係数から定め、 $K_0 = 0.01$ とした。

b. 接地逆転層消滅時

接地逆転層の形成時と同様の手法を用いて、消滅時の拡散係数を定めた。

第 5 図は全層逆転の状態 ($t = 0$) 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。

この場合の顕熱流束は混合層の高度 Z_c を境にして下向き、上向きの顕熱流束を $Hs \downarrow$ 、 $Hs \uparrow$ とすると、次の関係式が成立する。



第 5 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

$$Hs = -\int_0^z C_p \cdot \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dZ = Hs \downarrow + Hs \uparrow = -C_p \cdot \rho_a \cdot K_H \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right) \quad (25)$$

上式の関係式から全層の拡散係数は、下向きと上向きの顕熱流束から求める拡散係数の和からなるものとする。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を用いた。また、地上の拡散係数 K_0 は混合層の発達とともに増大するので、ここでは時間の関数として $K_0 = 0.01 \times t$ とした。

(4) 初期条件と境界条件

a. 生成過程

接地気層と地中の温度鉛直分布の初期条件は、次に示すように設定した。

$$\theta_0 = T_s \quad Z = 0 \quad (26a)$$

$$\theta_z = \text{const.} \quad Z > 0 \quad (26b)$$

$$T_s = \text{const.} \quad Z < 0 \quad (26c)$$

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

次に、境界条件は地表面において、次式が成立するものとする。

$$-R_{NO} + \int_0^z C_p \cdot \rho_a \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dZ$$

$$- \int_z^0 C_s \cdot \rho_s \left(\frac{\partial T_s}{\partial t} \right) dZ = 0 \quad (27)$$

ここで、熱流束の符号は、地表面に向かう方を＋、出る方を－とする。

なお、数値実験の時間々隔は1時間とし、12時間後まで行った。また、高層気温の初期値は第2図に示したものをを用いた。

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）のものをを用いた。境界条件は生成過程の(27)式の他に新たに次の条件を追加した。

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right)_{Z_{SFC}} \leq \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right)_{Z_{SFC+1}} \leq 0 \quad (28a)$$

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right)_{Z_{200m}} \leq 0 \quad (28b)$$

上式はともに混合層における温度勾配が完全混合の場合に、等温位勾配よりも大きくなならないとする条件である。

数値実験は比較的逆転が強く、その出現も多い秋の11月のデータをモデルケースとして選んだ。これに関する諸要素は次のようになる。

$$\begin{array}{ll} \text{地上付近の水蒸気量} & e_0 = 14 \text{ mb} \\ \text{大気外日射量} & I_0 = 1403 \text{ W/m}^2 \end{array}$$

$$\begin{array}{ll} \text{緯度} & \psi = 36.03^\circ \\ \text{太陽赤緯} & \delta = -15.6^\circ \end{array}$$

以上のデータに基づく正味短波放射量を第2表に示す。ここで乾燥土壌のアルベードは0.35、湿潤土壌の場合は0.25とし、太陽高度による変化は考慮しなかった。

なお、消滅過程の数値実験の時間々隔は、日の出後30分毎に3時間後まで行った。

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・S↓(W/m ²)	29	86	148	216	285	340
0.65・S↓(W/m ²)	26	74	128	187	247	295

IV 実験結果

(1) 生成過程

接地逆転層生成過程の大気と地中温度分布を土壤別に第6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。

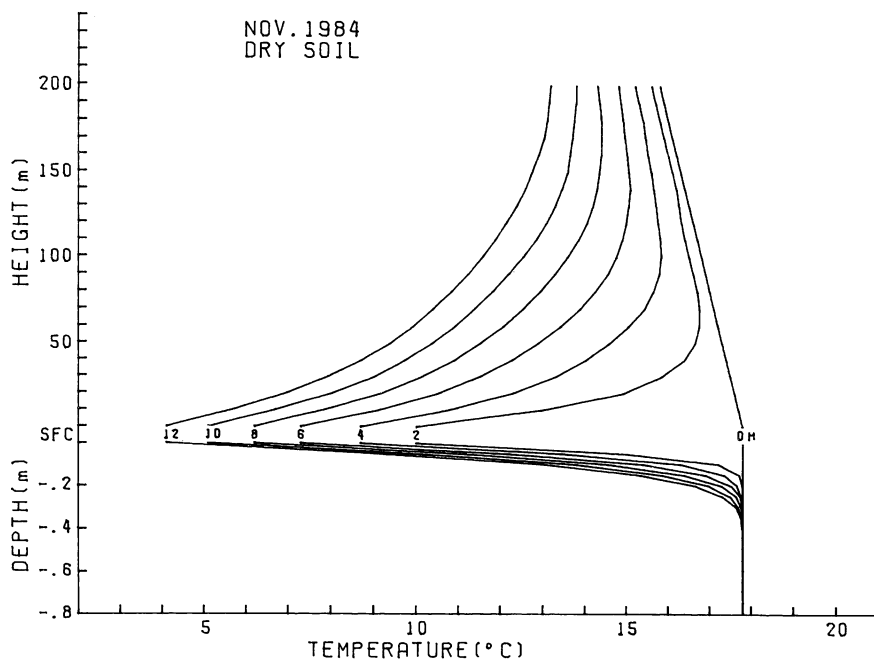
大気の冷却率は、地表面に近い層ほど大きく、特に冷却開始の1～2時間が最も大きい。高度が増すにつれて冷却は弱まり、最大の冷却率を示す時間は徐々に遅れて現れる。しかし地上付近に比べると100m以上の高度の冷却率は非常に小さい。

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

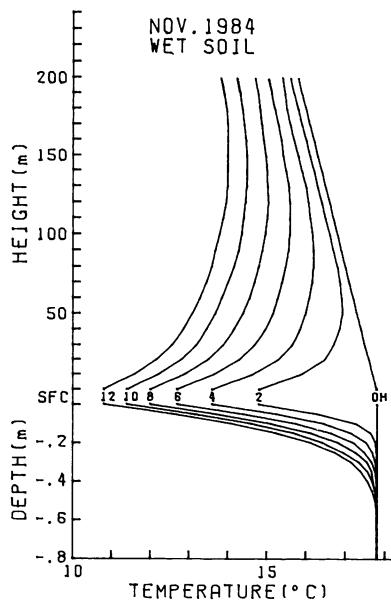
(2) 消滅過程

接地逆転層消滅過程の大気と地中温度分布を土壤別に第7図a, bに示す。

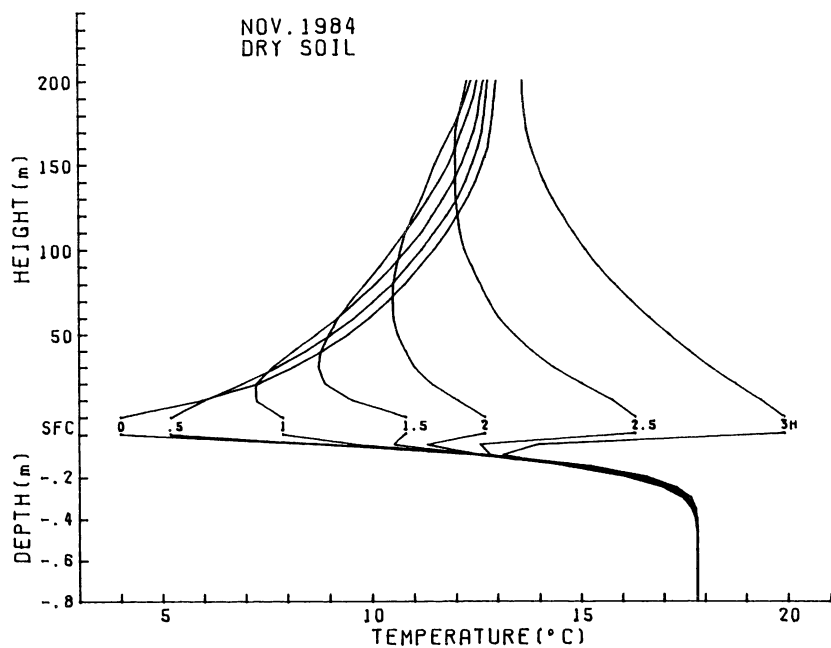
消滅過程における地表面温度の昇温率は、日の出後徐々に増大し、2時間後に、一時減少している。これは地上付近の温位が昇温して逆転層の上端の温位に達したために、一時的に混合が激しく



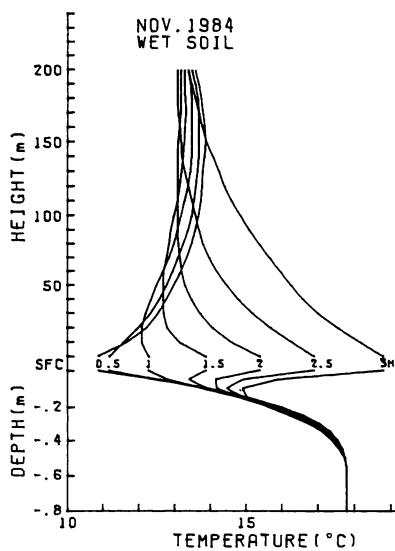
第6図a. 接地逆転層生成過程における気温と地中温度鉛直分布の時間変化
(1984年11月, 乾燥土壌)



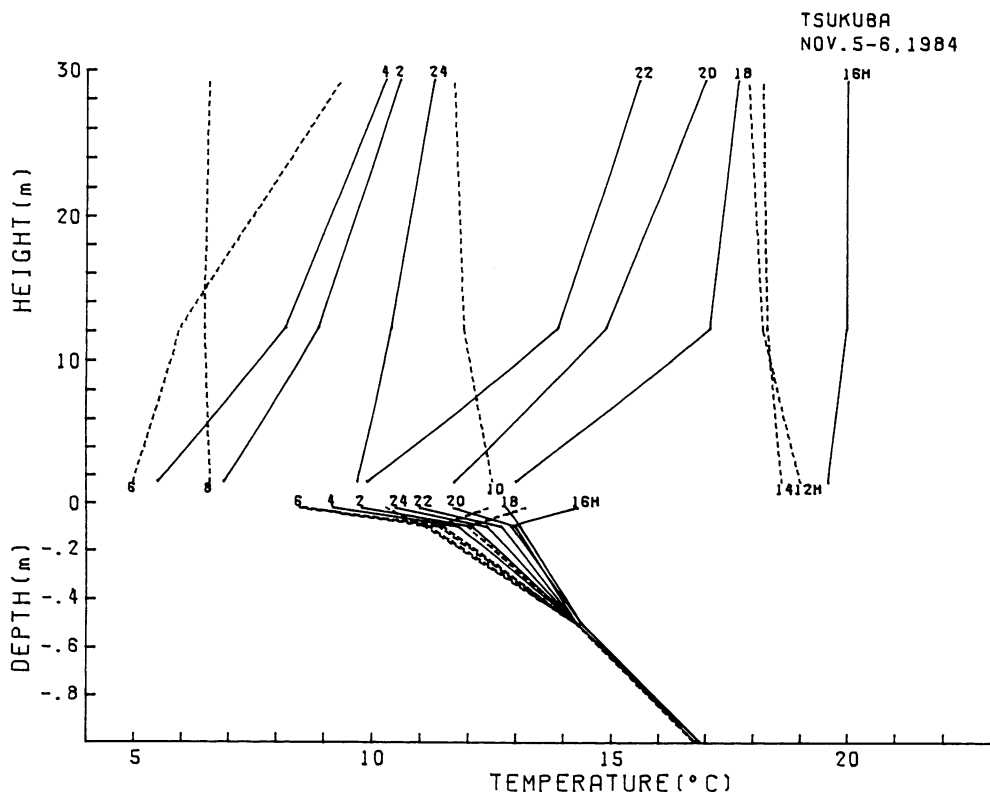
第6図b. 第6図aと同じ
(1984年11月, 湿潤土壌)



第7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間変化
(1984年11月, 乾燥土壌)



第7図b. 第7図aと同じ
(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)

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。

乾燥土壌は湿潤土壌に比べて昇温率が大いだが、乾燥土壌の場合は、もともと逆転が強いので、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。

V 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。これは先に示した数値実験の設定条件とほぼ同一とみられるもので、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14時まで)に、生成過程は実線で、

消滅過程は点線で示す。

気温測定の上段が30m程になっているので、接地逆転層全体の状態は把握できない。低層の冷却率をみると、数値実験でみられたように、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。

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、30mの高度ではまだ冷却が進行している。その後の昇温率は数時間にわたって増大している。

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、乾燥土壌で50cm、湿潤土壌で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。

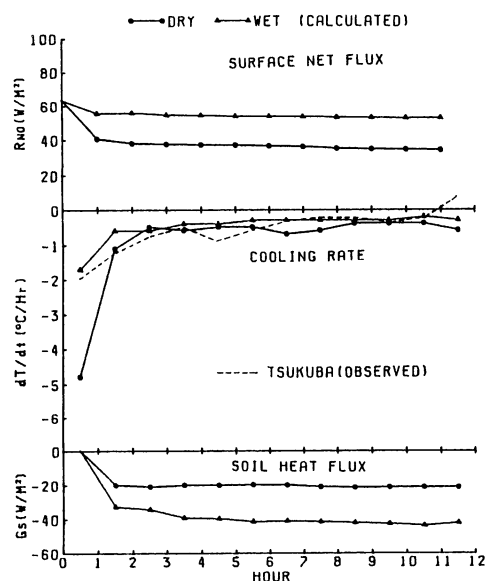
数値実験結果では正味放射量、地中熱流量ともに冷却率の変化に対応しており、冷却開始から数時間後にはいずれも定常的となっている。正味放射量は2月には8月より初期の段階で20%程大きく、この差が冷却率の差となって現れている。しかし、土壌別の冷却率の相違は、この季節変化による放射性的冷却率の変化に比べてはるかに大きい。正味放射量のうち土壌の熱伝導によって伝達される量は、乾燥土壌で約50~60%, 湿潤土壌で約70~75%になり、正味放射量の季節変化より大きくなっている。また、この差異は土壌の温度伝導率の相違によるもので、これが大きくなるほど

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を受けやすいことを示している。しかし、この土壌の熱伝導の相違によって生じた冷却率の差異は、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。

VI ま と め

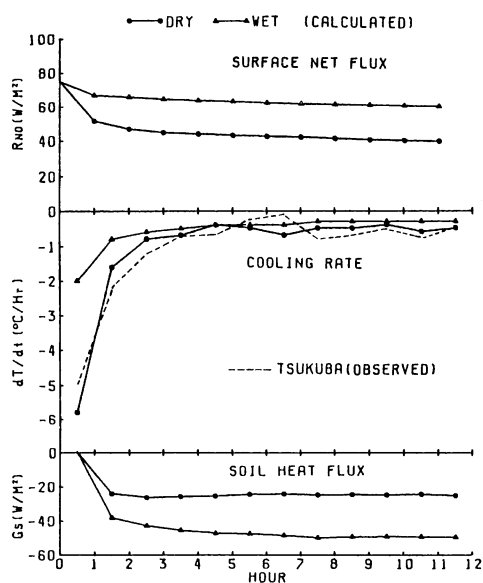
数値モデル式を用いて、接地逆転層の生成過程から消滅過程までの数値実験を行い、その構成因子間の相互関連性を調べた。

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、大気の放射性的冷却・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寒候期の方が暖候



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)

期より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。数値実験値と観測値を比較すると、観測値の

方は、風速の変動によるとみられる不連続な気温の変化がみられるものの、系統的には実験値と観測値とは概ね一致の変化傾向を示した。

謝 辞

本稿は筑波大学大学院環境科学研究科における修士論文の一部をまとめたものである。本研究を進めるにあたって、筑波大学地球科学系の小林守講師には、御援助並びに御意見を頂き感謝致します。

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

付録A. 透過関数算出式の係数 (α_i)

T(K)	i				
	0 ($\times 10^{-2}$)	1 ($\times 10^{-2}$)	2 ($\times 10^{-2}$)	3 ($\times 10^{-2}$)	4 ($\times 10^{-3}$)
<100	0.656128	1.02158	-0.581741	-0.594902	-0.60964
100	5.98936	-3.20034	0.169945	-0.166559	-0.13271
120	9.30481	-4.49467	1.071930	0.077105	0.00897
140	13.9645	-6.54507	1.354980	0.208330	0.09033
160	20.4811	-8.63991	0.912094	0.190306	0.09087
180	26.8796	-10.44650	0.290680	0.126505	0.06533
200	32.3646	-10.99000	0.104523	0.119162	0.06600
210	33.9811	-11.06200	0.067234	0.115395	0.06355
220	35.6975	-11.05000	-0.149727	0.066352	0.03345
230	36.5781	-10.87150	-0.165367	0.059295	0.02863
240					
260	38.2159	-10.85470	-0.312901	0.035763	0.01846
280					
290	38.1738	-10.53980	-0.334549	0.014663	0.00212
300	38.0087	-10.44980	-0.257111	0.036621	0.01955
310	38.0321	-9.89810	-0.575638	-0.074840	-0.05838

付録B. 透過関数補正式の係数 (β_i, γ_i)

	i				
	0	1	2	3	4
$\beta_i (\times 10^{-2})$	5.89628	2.3463	0.054000	-0.055766	0.009453
$\gamma_i (\times 10^{-2})$	47.29230	-17.2876	-0.286484	0.404549	0.035572

付録C. 透過関数補正式の係数 ($\delta_i(\times 10^{-2})$)

T(K)	i			
	0	1	2	3
100	0.002432	0.63178	-6.761720	35.73440
120	0.778961	0.439911	0.669922	3.13867
140	0.183964	0.857788	-0.658203	4.81250
160	0.058010	0.959128	0.0	0.0

文 献

会田 勝 (1982) : 『大気と放射過程』東京堂出版, 280p.

林 正康・横山長之・蒲生 稔 (1974) : 都市域における静夜逆転層の生成消滅過程. 公害, **9**, 208-217.

近藤純正・内藤玄一 (1969) : 地表面近くの地温・気温の日特性. 国立防災科学技術センター研究報告, **2**, 89-105.

近藤純正 (1982) : 『大気境界層の科学』東京堂出版, 219p.

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.

古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治 (1983) : 気象日報作成装置について. 筑波大学水理実験センター報告, **7**, 75-85.

久保時夫 (1963) : 下層大気中の逆転層と汚染について. 気象研究ノート, **14**, 293-304.

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.

Smith, G.D. (1971) : 『電算機による偏微分方程式の解法 (藤川洋一郎訳)』サイエンス社, 191p.

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.

竹内清秀・近藤純正 (1983) : 『地表に近い大気 (大気科学講座 I)』東京大学出版協会, 226p.

当舍万寿夫 (1953) : 気温逆転層の生成と消滅. 研究時報, **5**, 649-654.

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.

Blackadar, A. K. (1962) : The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3095-3102.

Brunt, D. (1934) : *Physical and Dynamical Meteorology*. New York, Macmillan, 6, 125-129.

Estoque, M. A. (1963) : A numerical model of the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **68**, 1103-1113.

Garratt, J. R. and R. A. Brost (1981) : Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2730-2746.

Jephth, K. H. and J. R. Gerhardt (1950) : A preliminary study of the eddy transfer of heat near the earth's surface. *J. Meteor.*, **7**, 343-346.

Kondo, J. (1971) : Effect of radiative heat transfer on profiles of wind, temperature and water vapor in the atmospheric boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 75-94.

Kondo, J. (1985) : Observational study on the transitional boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 437-452.

Oke, T. R. (1978) : *Boundary Layer Climates*. Wiley, New York, 372p.

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

Schneider, P. J. (1955) : *Conduction heat transfer*. Addison-Wesley, Mass., 10,

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

Sutton O. G. (1948) : Convective in the atmosphere near the ground. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **74**, 13-30.

————— (1953) : *Micrometeorology*. McGraw-Hill

New York, 329p.

Yamamoto, G. (1952) : On a radiation chart. Sci. Rep. Tohoku. Univ., Ser. 5 *Geophys.*, **4**, 9—23.

————— (1962) : Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide

molecular oxygen. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 182—188.

Zdunkowski, W. G. And D. C. Trask (1971) : Application of radiative—conductive model to the simulation of nocturnal temperature changes over different soil types. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 937—948.