

土 木 研 究 所 資 料

気温の逆転に関する文献調査

昭和54年12月

建設省土木研究所
道路部交通環境研究室

ま え が き

自動車や船舶のような移動発生源から排出される物質や、家庭、事務所などの小規模な固定発生源から排出される物質は、地表面近くで排出されることにより、それらの拡散は地形や建物などの影響を受けたり、その周辺の気象に左右されて、非常に複雑な現象を呈すると考えられる。局地的な気流の変化としては、道路内の走行による乱れや建築物周辺での乱れなどがある。また、気象の変化としては逆転層や不安定な状態のときがある。

煙突のような高煙源から点源として排出される物質が拡散されにくい様子は時々目にすることがあり、それが逆転層の存在と結びつけて考えられているが、自動車排出ガスの拡散のように地表面近くで排出され、局地的な気流の乱れを受けている現象に対して、逆転層の影響がどの程度認められるか未だ明確に把握されていない。

従来から逆転層といわれる現象は気温の逆転で、上空に行くにつれて気温が高くなる状態を指し、気象学的にはいろいろな調査がなされている。多くの調査はかなり高度が高かったり、温度自体をかなり離れた2つの高度で測定されている。したがって、地表面近くでどのような気温の分布になっているか明確ではない。

しかし、一般に道路建設関係の人々は気温の逆転に関する知識をあまり有していないので、既応の文献を収集して、気象学的にみた逆転層とはどのようなものを調査した。本文はその要約である。文献の収集は(財)日本気象協会東京本部に依頼して行い、とりまとめられたものに手を入れて印刷している。排出物質と気温の逆転に関するものは少なく、気温の逆転を気象学的に検討したものがやはり多い。

逆転層が物質の拡散にどのような影響を及ぼすかについては今後の研究に俟つところが多い。

なお、本資料では図面は原文献よりそのまま採用しており、外国の文献についてはすべてを日本文に翻訳した。また一部には注釈をつけた個所もある。本資料に文献として取り入れさせていただいた原著者の方々には紙上で厚く感謝の意を表する。

昭和54年12月

交通環境研究室 足 立 義 雄
藤 城 泰 行
小 沢 栄 師

目 次

1. 接地逆転層の一般的性状	1
2. 接地逆転層の理論と現象	6
2.1 接地逆転層に関する理論	6
2.2 内陸における状態	10
2.3 山岳地帯における状態	22
2.4 都市における状態	31
2.5 海岸における状態	37
3. 気圧配置との関係	39
4. 大気拡散に及ぼす影響	54

1. 接地逆転層の一般的性状

気温の逆転とは、上空へ行く程温度が高くなるような大気中の気温鉛直分布を指しており、このような気層を逆転層と称し、地表に接した逆転を接地逆転といっている。高さによって気温が変わらない気層は等温層といわれ、気温の逆転を論議する際に逆転と等温とを一つの部類に入れる人も多い。

高さ約10 Km以内の大気は、通常の状態では上空へ行く程温度が低くなる。この温度の低くなる割合を気温逓減率といい、この逓減率には乾燥断熱減率、湿潤断熱減率がある。乾燥断熱減率とは乾燥空気塊が周囲の空気と熱の授受を行うことなく、鉛直変位したときの温度の変化率で、 $9.8^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ である。湿潤断熱減率とは、水蒸気で飽和した空気塊が断熱的に鉛直変位したときの温度の変化率である。この場合は水蒸気の潜熱が関係するので、変化率は前者よりも小さく、地表付近では $4^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ 、中部対流圏では $6\sim 7^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ である。

晴天のとき、地上より数100メートル以内の大気中における気温の鉛直分布は明瞭な日変化を示す。日出後まもなくから日没前約1時間位まで、気温は地表近くでは高さとともに急激に減少するが、高いところではゆるやかな減少を示す。反対に夜間は気温が高さとともに増加し、傾度は地表付近で最も大である。日中に地表近くの12~13 mの位置では、気温の逓減率が最も著しく、断熱減率($1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)よりも大きく、超断熱減率とも称している。曇りのときは、気温の日変化は小さくなり傾度はすべての高さで小さい。

以上のことは、平坦な開豁地の状況を模式的に示したもので、地域により気温の高さによる傾度は当然異なる。また接地逆転の出現率も、大陸内と沿岸地帯や緯度によっても大いに異なっている。

わが国各地のゾンデ観測所のデータを基礎にして調べた吉野の結果によると、¹⁾図-1に示すような気温逓減率の年変化を得ている。これによると接地層

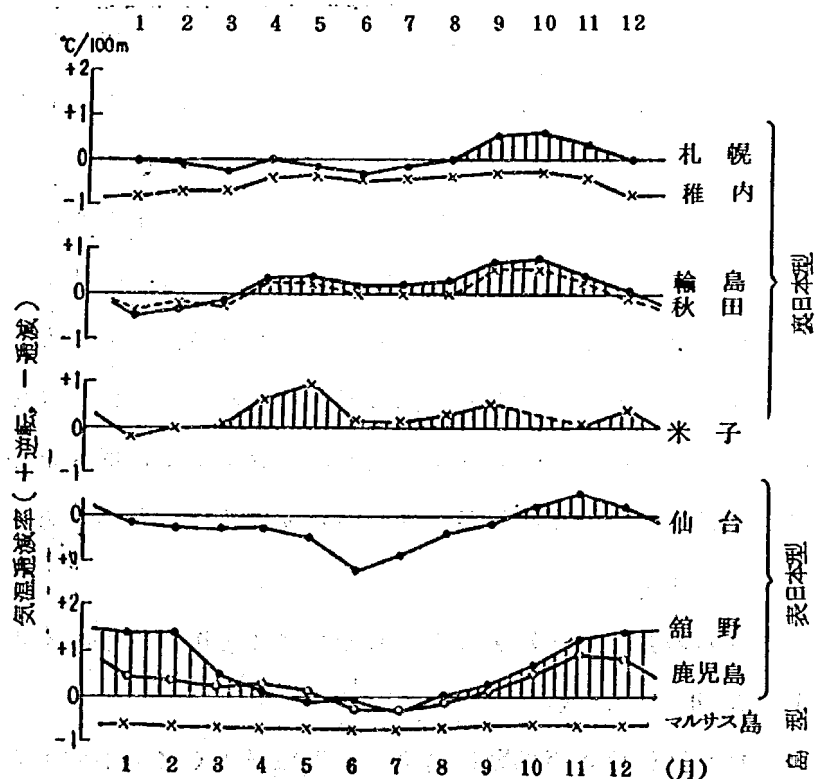


図-1 接地層における夜間(0時)の月平均気温逓減率の年変化

(約100mまで)の気温逆減率の年変化型は、日本海側と太平洋側と二つの型に分かれる。日本海型は4, 5月と, 9, 10月に年2回の極大ができる。一方太平洋型では11月か12月に極大が, 1月と2月がそれに次いで大きい値となり, 6, 7月にはてい減で極大となる。島では年変化が乏しく, 年を通じててい減しており, ほぼ $0.7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の値を保っていると報告されている。ただし, この図においてラジオゾンデ観測は通常00Z(9時日本標準時間)と12Z(21時日本標準時間)の2回行っているのので, 図の時の観測はない。したがって, 00Zの間違いではないかと考えられる。

Sivaramakrishnan は毎日のラジオゾンデのデータを用いて, インドにおける接地逆転の調査を行っている。²⁾ 期間は1965年より1969年の5年間で, 観測所は15箇所である。図-2は00グリニッチ標準時(0530インド標準時)における全国の接地逆転の頻度を示したものである。この図でわかるように, 北緯 18° 以南は発生頻度が, 7月と8月を除いて北方より非常に少ない。1月と2月はインド北部の観測所で早朝の逆転頻度は非常に高く, 80~95%に達する。北部の観測所の9箇所のうち7箇所は, ほとんど毎日逆転を観測している。3月から5月までは, 北部はなお高い出現率を示しているが, 全国的に減少する傾向にある。北緯 18° 以南の半島部では出現率が小さく, 5月では5~15%にすぎない。6月から9月までは一般に非常に小さい。ただニューデリーなどで50~60%になる。10月から12月までは, 著しい増加がみられるが, カルカッタでは35%にすぎない。ニューデリーなどでは, 増加が著しく, 逆転はほとんど連日である(95%)。11月~12月は1月~2月と同様な様相である。

ここでは, 日本とインドにおける接地逆転の出現率を例示したが, 両者とも夏に少なく冬に多い。しかし, 2で述べるように, 中央ヨーロッパや北アメリカ中部では, むしろ逆で夏に多く冬に少ない。また海岸地帯よりも内陸の方が出現率が大であることは, 共通している。

接地逆転の出現しやすい天気のパターンについては, 3で詳しく述べるが, 一般的にいえることは, 高気圧におおわれた地域は, 風速が弱く, 晴天なので, 夜間の放射冷却が盛んで, 地表面の温度がさがり, 気温の逆転が起りやすい。日本付近では移動性高気圧の域内で, 逆転が多く発生する。

これらの気温の逆転を成因から分類すると次の種類のものがある。

(1) 放射逆転

接地逆転はこの部類に属する。天気がよくて風が強くない日には, 日中, 大気は地表近くで超断熱減率の状態にある。これは地面が日射によって暖められ, 地面付近の空気が地面の昇温により熱せられ, さらに熱が渦拡散によって上空に運ばれることによって起る。ところ

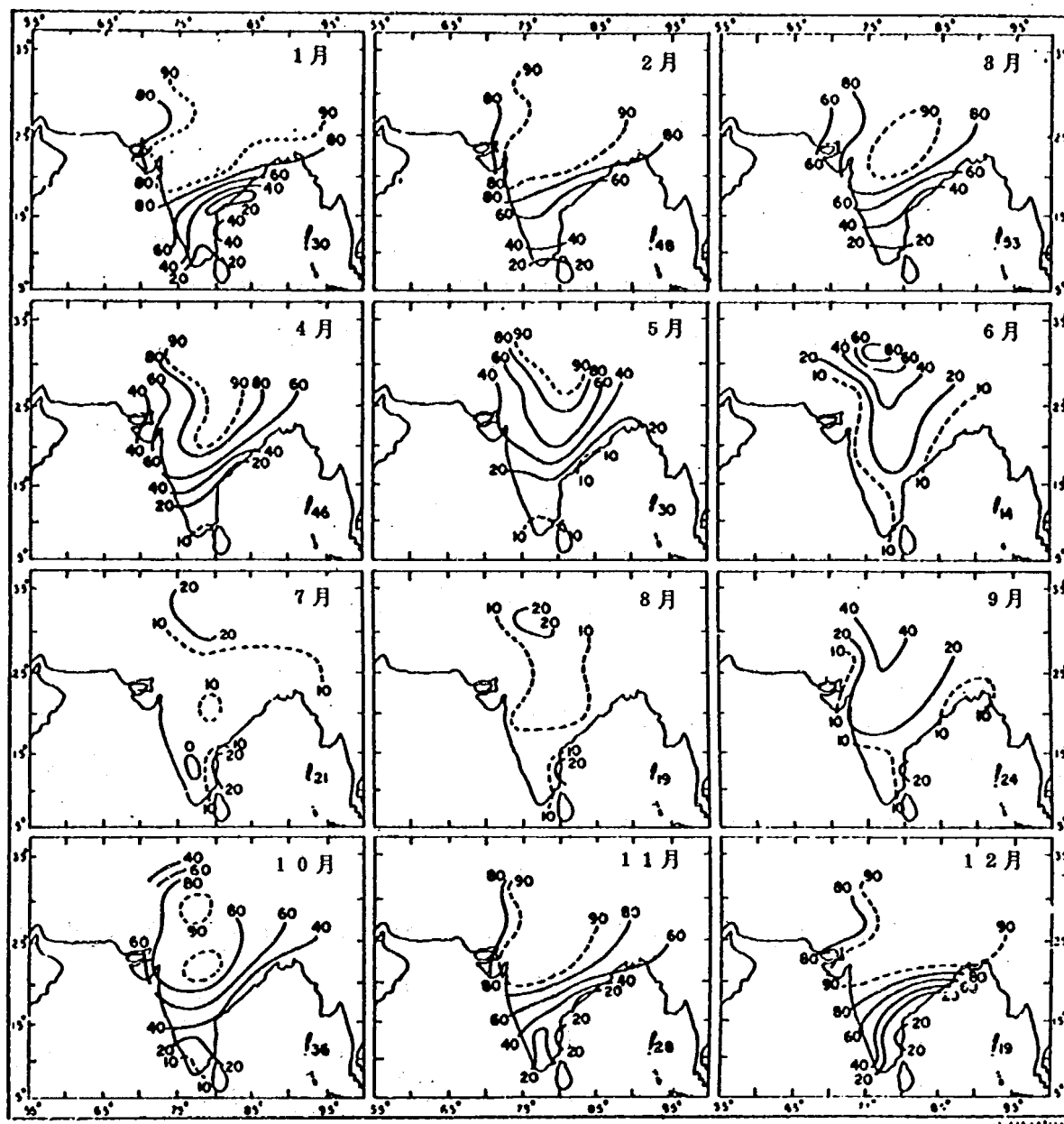


図-2 接地逆転を百分率で表わした頻度(00 GMT(グリニッチ標準時))

が太陽が沈む前に地面は放射のため急速に冷却し、地面付近に逆転が発生する。日没後逆転の強さが急速に大となり、夜半以後は逆転層の厚さが大きくなっていく。日出後は再び地面が加熱されるので下から漸次解消される。

この様子は田園地帯の現象であるが、都会地では人工的加熱が作用して、さらに複雑な様相を呈する。

(2) 沈降性逆転

これは気団の沈降によって生じる逆転である。一般に高気圧の域内では、地表で空気が外側へ吹き出すので上空の空気が沈降する。沈降の速度は $1 \sim 2 \text{ cm/sec}$ より小さいが、断熱

圧縮により気温が上昇し、逆転層が発生しやすい。高気圧領域は通常 1,000 Km のオーダーであるから、この種の逆転は広い範囲にわたって存在する。また沈降は高さが地上約 1,000 m のあたりが強いので、この付近に逆転層が存在することが多い。

(3) 前線性逆転

温暖前線や寒冷前線に伴って、逆転が発生することがある。温暖前線では、暖かい空気が、冷たい空気の上にはい上るので、上空が比較的高温になる。寒冷前線の場合には、暖かい空気の下に冷たい空気が流れてくるので、逆転が生じる。通常、前線は悪天気を伴うから、この種の逆転は悪天候の際発生し、その範囲は前線に沿う細長い区域である。

(4) 乱流性逆転

大気中においては、乱流の強い層とその上の乱流の弱い層との間に起こる気温の逆転である。安定な大気が地形の複雑な所を通して流れると、下層の部分が乱れて混合し、その温度分布が断熱減率に近くなる。しかし上層はそのままであるから、その下部と乱流層の上面との間に、温度の逆転が生じる。

以上の他に対流性逆転、貿易風逆転などがある。

一般に大気拡散との関係では放射性逆転が注目されねばならないであろう。煙の拡散と逆転との関係については伊東の文献³⁾を参考として調べてみる。これによると次のように述べられているので、概略を引用してみる。

われわれの目に見える煙の流れの形は、千変万化という言葉がよく当てはまるほど、多種多様であるが、一般に図-3に示したように5つの型に分類されている。

(1) ループ型または蛇行型：この型に分類される煙の流れは上下左右に大きく、しかも不規則にゆれ動くので、ときには煙突の近くで、なまの煙が地面に舞い降りたりするが、風下の距離によって比較的早く稀釈され、見えなくなってしまう。このような場合、煙突の風下で測定される地上の汚染質濃度は非常に大きい変動を示す。ループ型は強い通減のときに起こるから、よく晴れた日中で太陽光が強いときに最も起りやすく、曇った日や風が特に強い日には起りにくい。

(2) 錐型：煙突から出た煙は、水平に軸を持つ多少凹凸のある円錐のような形になるので、錐型とよばれる。煙はループ型よりも遠くまで見え、煙突のず

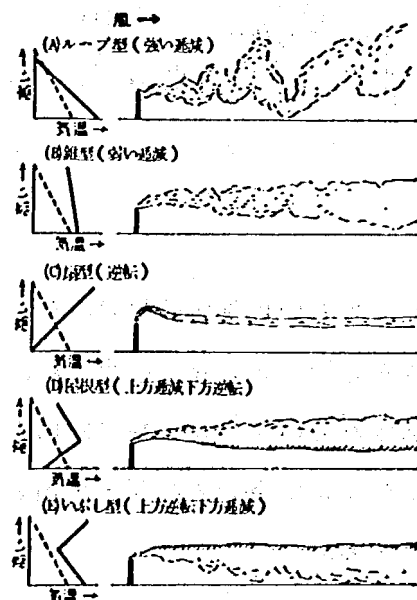


図-3 大気安定度と煙の傾向（左側の実線は大気の気温垂直分布、破線は乾燥断熱線を示す）

つと風下で地面と接する場合が多い。このような場合でも、地面と接する迄にはかなり稀釈されているので、ループ型のようになまの煙が地上に舞降りてくるのに比べれば、地上濃度は低い。

錐型は乾燥断熱と等温との中間にある弱いてい減のときに起るが、天気は層状の雲による曇の日中および夜間に風が強いとよく見られる。

(3)扇型：強い逆転の状態のときは、鉛直方向への拡散がまったく行われなから、煙は薄い層となって、僅かな風向の変化により、左右にゆっくり蛇行しながら拡がり流れて行く。このような煙の型を扇型とよぶが、よく晴れた風のほとんどない早朝、飛行機で上から観察すると、煙は煙突をかなめとして、薄い扇子を開いたように、地上一面に拡がってゆく様子がわかる。扇型の煙は、鉛直方向の拡散がないので、何キロにもわたり、地上ではまったく煙の影響がないことが多いが、丘陵や建物とこの煙の層が接触すると、接触した場所に高濃度となることもある。

(4)屋根型：これは接地逆転が形成され始め、煙突の高さまでおよんだ際に、見られるもので、煙の上の方はループ型ないしは錐型を呈し、下側はなめらかな形をした煙の流れである。すなわち、安定度からいうと、図の左側にも示されているように、煙の流れの上の方は、逆減状態にあり、下の方が逆転層内にある。したがって、このような型の発生時は、主として晴天の日没時、または、せいぜい日没後1時間以内に限られるのが普通である。屋根型の煙は、丘陵や建物と接触しない限り、下方は逆転層のため地面に降りない。

(5)いぶし型：屋根型とは逆に煙の下面が逆減状態にあり、上面が安定層内にある接地逆転の消滅過程に現われる煙の型で、上部は扇型または平滑な錐型に近い形で、下部は乱れている。したがって、夜間発達した接地逆転が、太陽の地面加熱によって、くずれていく過程で最もよく見られる。場所によって朝おそく、また、夕方比較的早い時間に弱い海風によって、この型の煙の流れがよく現われることもある。いぶし型の煙は、その言葉の通りに上方には拡散せず、煙がしばしば地面をいぶすように降りてくるので、地上に高濃度の汚染質をもたらすことになる。

以上が伊東の説明であるが、煙突から出る煙の拡散と接地逆転との関係を、定性的によく表わしていると言えよう。また図-3は非常に著名な図で、いろいろな本に引用されている。

2. 接地逆転層の理論と現象

2.1 接地逆転層に関する理論

熱拡散の理論は最初に Taylor が取り扱った。⁴⁾ 拡散係数 K_H が、高さ、時間に対し一定であると仮定してフーリエ方程式の解を得ている。さらに Köhler は K_H を高さの関数として取り扱っている。Taylor の問題での熱放射的扱いは Brunt が考えた。彼は下層大気の放射熱輸送を放射拡散率とよばれる一定の交換係数 K_R を用いて説明している。すべての輸送項を含むもっと一般的で複雑なモデルは数値解析によって発展した。Rodhe のモデル⁵⁾ は、露点温度 T' が空気の恒存的特性を持っているとして、 T' に対する拡散方程式を作った。さらに Zdunkowsky and Barr⁶⁾ は Rodhe のモデルに改良を加え水滴に対する熱フラックスの弱まりを考慮に入れている。

Anfossi らは晴夜で風が弱く接地逆転ができているとき、 $T(z, t)$ を予測するために、 K_H を一定としたモデルを考えた。この論文は理論式の改良と実測値との比較を行っている。⁷⁾ K_H が一定であることは大気の下層数百メートルの中では少し乱暴な近似であるが、少なくとも地上 40 m から上では実際の観測に合っている。この論文では $T(z, t)$ に対する Sutton の古典的な解を述べ、さらに観測値とよく合う境界条件を導入することによって得られた新しい解を述べている。

地表と大気から放射する長波域 ($\lambda > 4 \mu m$) に含まれる夜間の放射熱の伝達を論ずるために、Brunt and Möhlör は水蒸気の伝導係数 K を時間と空間に対し一定として、放射温度変化を計算するために、次式を導入した。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \dots\dots\dots (1)$$

夜間、風の静かなとき、放射交換以外の熱輸送を無視すると仮定すれば、(1)式は夜間の熱輸送の式と考えられる。

(1)式の代りに、 $f = k (\partial T / \partial z)$ によって定義される任意の z 面を通る熱流束は同じ微分方程式を満足するという関係を利用すると(ただし k は媒体の熱伝導率) ,

$$\frac{\partial f}{\partial t} = K \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \right) \dots\dots\dots (2)$$

Brunt は(2)式を解いて土壌の夜間の最低気温を予想した。地表の放射冷却は地面の熱流束 f_0 を一定とし初期条件 $f(z, 0) = 0$ と半無限体を考えることにより、 $f = f_0 \operatorname{erfc} [z / (4kt)^{1/2}]$ が得られる。ここに K は土壌の熱拡散係数である。これを積分すると、

$$T(z, t) - T(0, 0) = \frac{2 f_0}{k} \left\{ \left(\frac{Kt}{\pi} \right)^{\frac{1}{2}} \exp \left[- \left(\frac{z^2}{4Kt} \right) \right] - \frac{1}{2} z \operatorname{erfc} \left[\frac{z}{(4Kt)^{1/2}} \right] \right\} \dots\dots\dots (3)$$

ここに $T(0, 0)$ は $z = 0$, $t = 0$ のときの温度で, Brunt は 0°C とした。地中から表面への熱の拡散を考える代りに, Brunt の問題を地表から上の空気中の拡散の問題と考えれば, 同一の初期条件と境界条件で, K を土壌でなく空気に関するものとすれば, (2)式の解で, 気温の鉛直分布が与えられる。

(3)式において, f_0 の代りに $T(0, t) - T(0, 0)$ とすれば, 熱流束は式の中からなくなり, 表面温度勾配と K の適当な値から $T(z, t)$ が分る。すなわち,

$$T(z, t) - T(0, 0) = [T(0, t) - T(0, 0)] \left\{ \exp \left[- \left(\frac{z^2}{4Kt} \right) \right] - \frac{1}{2} z \left(\frac{\pi}{Kt} \right)^{\frac{1}{2}} \times \operatorname{erfc} \left[\frac{z}{(4Kt)^{1/2}} \right] \right\} \dots\dots\dots (4)$$

放射逆転の発達に適した条件のもとで測定した値, $K = 3 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{sec}$ を用いて(4)式を計算すると, 40 m の高さの気温が測定値と一致した。ただし $40 \text{ m} < z < 120 \text{ m}$ では一致していない(図-4)。

Anfossi らは(2)式において $K = \text{const}$ として扱ったが, 境界条件を実際の物理的モデルに合う条件に置き換えて夜間の放射熱輸送の問題を考えなおした。その条件は次の通りである。

(a) プロセスの初めの時刻は気温の日変化の最高時をとる。この瞬間に $\partial T / \partial t = K (\partial^2 T / \partial z^2) = 0$ であるから, $\partial T / \partial z = \text{const}$ である。これを積分すれば $T(z, 0) = -\beta z + \text{const}$ となる。ここに β は常数である。この直線分布は気象観測用塔のデータから得られている。

(b) 地表にベースを持っている安定層の上面 z_i の時間的発達は次式で示される。

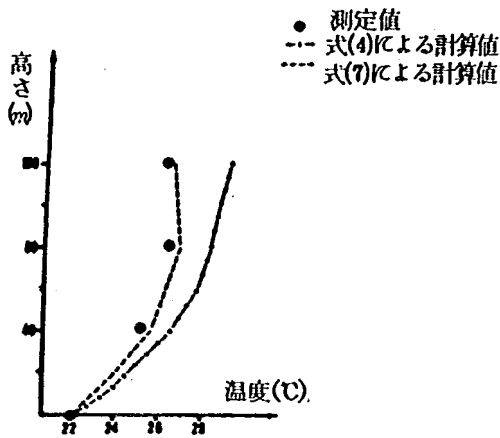
$$z_i = a(t)^{1/2} \dots\dots\dots (5)$$

測定値によると, z_i を m , t を時間で表わすと, $a = 70$ となる。

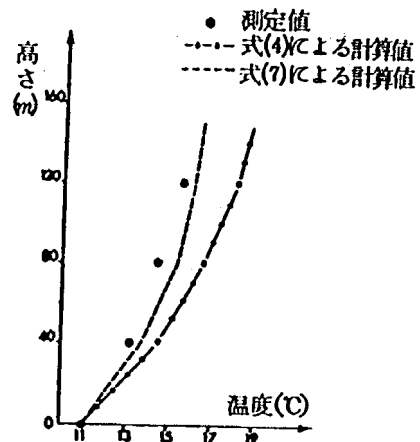
(c) z_i 以上の高さでは, 地表からの放射効果は非常に小さくなり, 乱流のプロセスが優勢となって温度の降下が期待される。したがって, z_i の高さの付近では, $\partial T / \partial z = 0$ のところがあると判断される。実際に観測されているデータから $[f] z_i = 0$ を導入した。

(d) 夜間を通じて, 第1近似として下層では $K = \text{const}$ とすることができる。そして風速には余り関係しない。

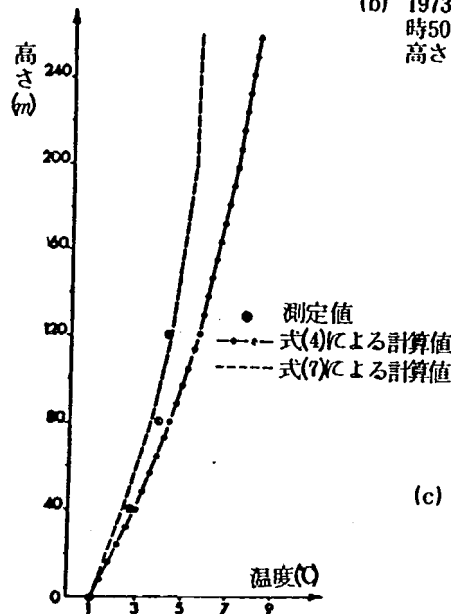
(e) $z = z_i$ と $z = 0$ との間の気温逆転の大きさは, 任意の時刻において, その時刻の地表近くの気温の変化幅の約半分である。



(a) 1973-9-10 現地時間18時
50分測定, 放射性逆転の高
さ80m



(b) 1973-10-10 現地時間20
時50分測定, 放射性逆転の
高さ148 m



(c) 1973-2-14 現地時間6時
45分測定, 放射性逆転の高
さ266 m

図-4 温度分布の理論値と実測値

式(4)および式(7)より計算した値と塔によって測定した値との温度分布の比較を示している。
測定は北イタリアのトリノで行われた。

(f) もしも地表付近で、水蒸気の凝結が起らなければ、日没後から次の日の出まで、温度降下は時間の放物関数として表わされる。

(g) もしも風速が12.0 m の高さで7 m/sを超えず、薄曇の状態ならば、安定な成層は日出まで続く。

(5)式で定義された z_i を $z_i = (4Kt)^{\frac{1}{2}}$ とすることによって、(a)から(d)までの条件は、環境条件が(f)と(g)を満足するならば、(3)式を計算するのに用いれる。これらの条件は、

$$f(0, t) = f_0$$

$$f(z_i, t) = 0$$

$$z_i = (4Kt)^{\frac{1}{2}}$$

..... (6)

(6)の条件を満足する(2)式の解は、

$$f(z, t) = \frac{f_0}{1 - \operatorname{erfc}(1)} \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{z}{z_i}\right) - \operatorname{erfc}(1) \right]$$

これを積分すると、

$$T(z, t) = T(0, 0) - [T(0, 0) - T(0, t)] \left\{ \exp\left[-\left(\frac{z}{z_i}\right)^2\right] - \frac{z}{z_i} (\pi)^{1/2} \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{z_i}\right) + 0.278 \left(\frac{z}{z_i}\right) \right\} \dots\dots\dots (7)$$

(7)式から求めた $T(z, t)$ と(4)式から求めた $T(z, t)$ を K の値 $3 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{sec}$ を用いて計算し、これらと比較するために実測値とともに図-5に示した。

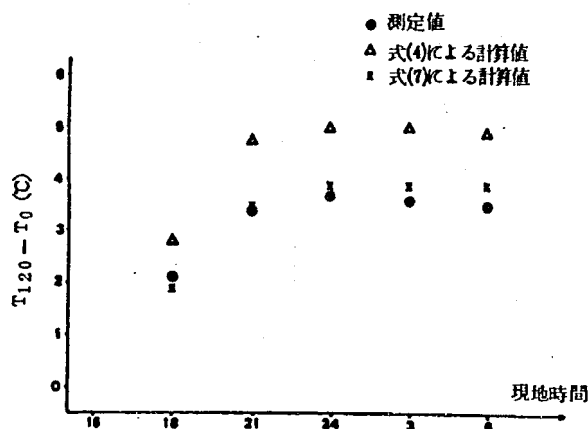


図-5 日没より日の出までの3時間毎に測定した11月と1月の冬期における5年間の平均温度差 ($T_{120} - T_0$) の比較

古典的な理論は空気層を半無限の媒体としているのに対し、この論文では上面が時間と共に変化し、その面における温度の鉛直傾度はないと考えた。そして実測値とよく合うことを示している。

Gutman⁸⁾は二次元の数値計算モデルを用いて、中緯度地方の都市の気候が冬の夜間には、人工的加熱と地表の凹凸によりどれだけ影響を受けるかを調べている。大気の運動方程式と熱力学方程式とをある条件を与えて計算し、人工加熱が都市の温度場を制御するおもなファクターで、地表の凹凸は風場を制御するファクターであることを結論づけている。地表および上空における気温予測はMontrealのデータとよく一致し、現状における加熱の割合は、都市と田園との温度差を $2 \sim 4^\circ\text{K}$ としている。またその割合を2倍にしたときは 5°K 、6倍にしたときは 11°K の差が生ずる。熱源が高いところにも分布されていると、地表近くの気温は上昇しないが、風下の方に気温の上昇がみられ、一つの都市の熱効果は 100 Km オーダーの風下に及ぶとしている。特にエネルギーの消費が大きくなり、かつ都市の範囲が拡

大されるならば、このようなじょう乱は大気の大規模な運動に影響を及ぼす。図-6は温度分布の実測値と計算値の一例である。ただし、図-6における温位 (potential temperature) とは、気塊を断熱的に圧縮または膨脹させて、標準気圧 p_0 (一般に 1000 mb) にしたときに、その気塊が持つに至る温度である。初めの温度 $T^\circ K$ 、圧力 p の気塊の温位は $(p_0/p)^{R/C_p}$ で表わされる。ただし、 C_p は気体の定圧比熱は、 R は気体常数である。

都市の工業地帯を heat island として解析する論文がかなりあるが、この論文もその例である。

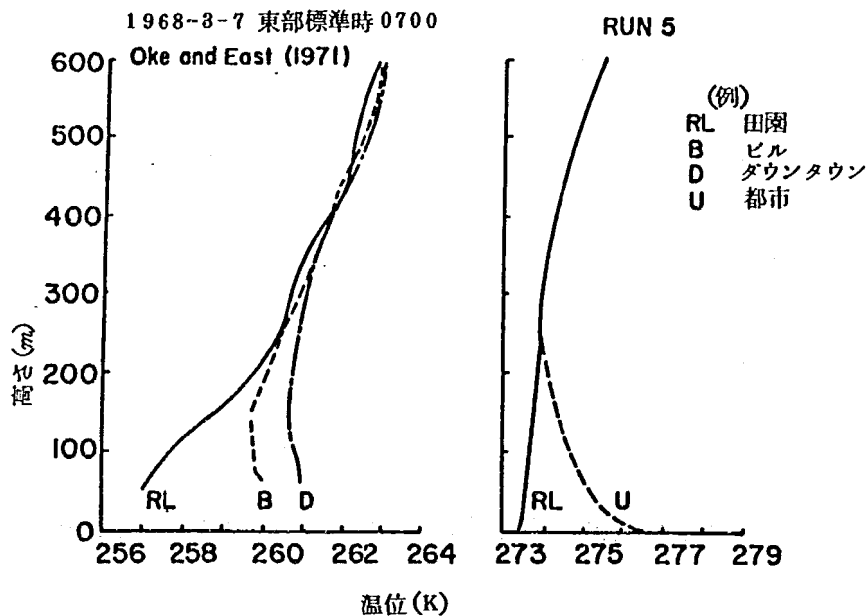


図-6 Montreal [1968-3-7. 0700 (東部標準時)] における温度分布の実測値と予測値 (RUN5) の比較

2.2 内陸における状態

内陸の平坦地における観測例としては館野高層気象台の測定が最も代表的なものである。⁹⁾

館野における夜間の冷え込みが著しいのは秋から冬にかけてである。1974年11月25日より29日の間、係留気球をあげて、気温と風の鉛直分布を観測した。24日は季節風が強かったが、25日にはおさまり、29日までおだやかな晴の日が続いた。30日には季節風が強まり、係留気球の観測ができなくなった。これより次のような特性を得ている。

- (1) 日中、高さ数10メートルまでの気層は不安定であるが、それより上では気層はほとんど中立 (この場合には温度の高さによる遞減率が乾燥断熱減率に等しいものをいう) であり、高さ100~500 m の気温の遞減率は $0.8 \sim 1.1^\circ C / 100 m$ である。
- (2) 地面付近の気層が中立になるのは太陽が松林に隠れる約40分前である。太陽がが

げる頃には逆転層は高さ約 60 m に達する。

- (3) 日中は高さ数メートル以上の風がほぼ一様で地面付近のシャーは大きいが、地面の近くから気層が安定化するに従ってシャーの層が厚くなる。

- (4) 夜間の変化の例を図-7 に示す。1975 年 12 月 13～14 日は風が比較的弱い場合である。この図より日没後、接地逆転の強さが急速に大となり、夜半以後は逆転の上面が時間と共に高くなって行き、内陸平野部の特徴をよく表わしていることがわかる。

- (5) 日の出後に地上の気温は上がり始めるが、高い所の気温は下がり続ける。

- (6) 日の出後逆転層は下がり消滅していく。気温 2℃ の層の高さは 5 時 32 分には 100 m、6 時 22 分には 122 m、8 時 30 分には 75 m、9 時 22 分には 80 m と少しずつ空気層が暖められていく。

- (7) 1974 年 11 月 29 日の館野の 7 時 15 分の気温の鉛直分布と東京都内大手町の同日 6 時 12 分の気温の鉛直分布を比較すると、館野では地面が著しく冷えこんでいるが、大手町では高さ 75 m まで逆転層がなく、それより上では館野よりも気温が低い。この日の最低気温の分布をみると、東京都の海沿いで 10.5℃ を観測している所がある。東京都と神奈川県では 7℃ 以上の所が多い。茨城県南部の最低気温は 3℃ 以下で、館野では 1.9℃ を観測しており、関東地方の平野部では最低である。

- (8) 夏の逆転層は冬程顕著でない。

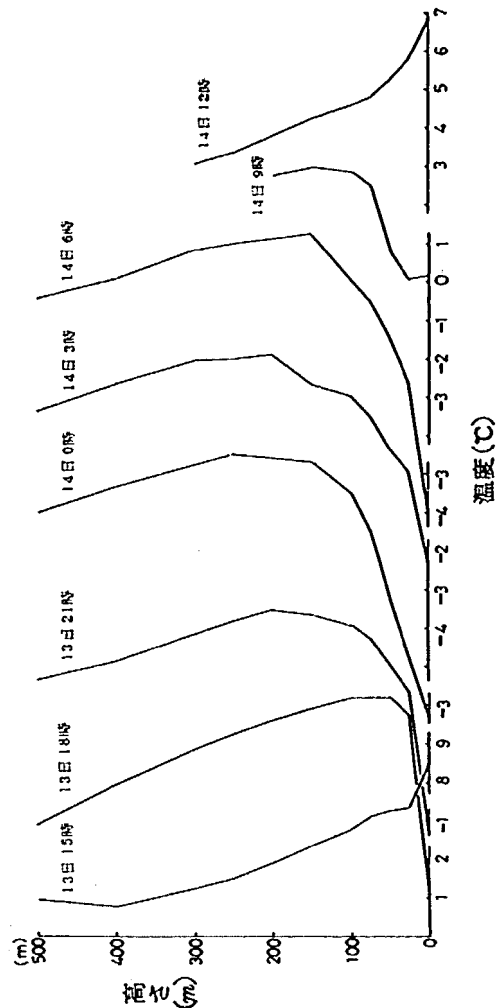


図-7 1975年12月13日～14日に館野で測定された気温の鉛直分布

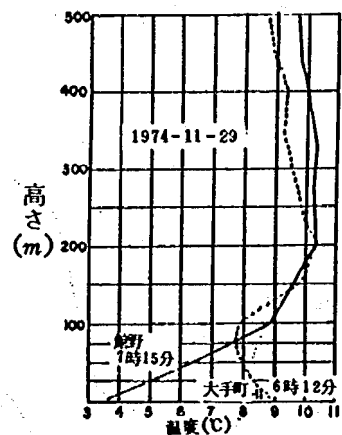


図-8 都会型(大手町, 点線)・田舎型(館野, 実線)の気温の鉛直分布

また、南関東大気環境調査報告によると、¹⁰⁾ 南関東全般にわたる逆転層の調査が報告されている。これによると、昭和48年より50年のラジオゾンデ資料を用いて9時および21時における接地逆転の出現率が調べられている(図-9)。図には秋田、福岡の測定も同時に表示してある。これより分るとおり、館野においては、9時の場合には4~9月にほぼ零に近い値で、寒候期の12、1月などは80%前後にも達している。秋田、福岡と比較すると館野の出現率が圧倒的に大きい値となっている。接地逆転の上面高度の年変化は図-10に示したようになっている。館野の接地逆転の上面高度の平均は9時の場合は318m、21時の場合は272mとなり、9時の方が21時よりやや高いことになる。しかし9時の接地逆転は暖候期にはほとんど出現していない。したがって、この上面高度の値は主として寒候期に出現した値を表わしている。秋田の高度は、9時の場合には4~8月の期間における違いが目につくが、出現回数0~2回によって描かれた図であるから、さほど大きい意味を有しているとは思われない。

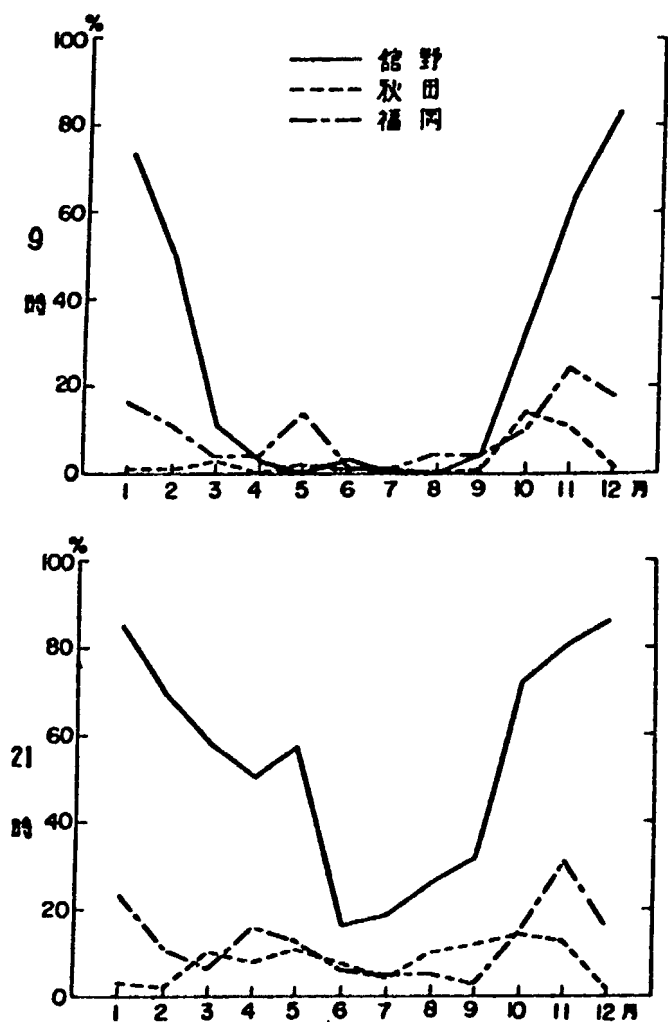


図-9 気温逆転の出現率の年変化(%)

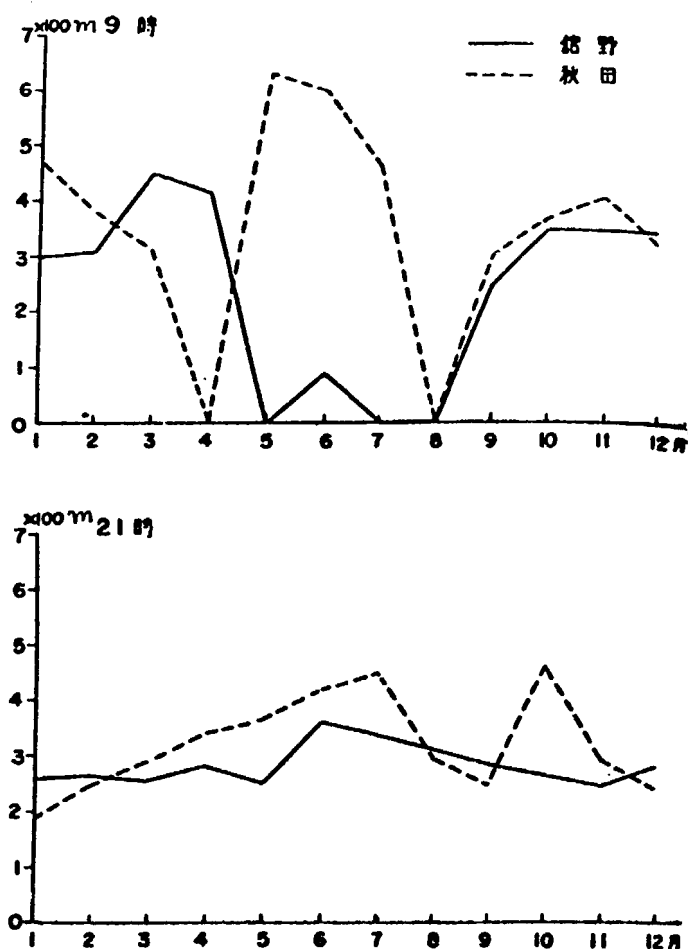


図-10 接地性逆転層の平均上面高度の年変化

この大気環境報告書はさらに南関東各地における気温逆転層の出現率分布を調べている。

図-11は、3、8、11、12月の接地逆転の出現率を示している。これを見ると、8月を除いて北に多く、南に少ない分布型になっている。接地逆転の現われる200m以下の高度では、暖候期よりも寒候期の出現が多い（観測地点：小山、熊谷、野田、上福岡、大手町、小金井、町田、平塚、鹿島）。

接地逆転の高さについて地域全体の通年平均を求めてみると、9時は253m、21時は175m、全平均で214mとなり、南関東地域における接地逆転高度の一つの目安となる。

表-1は、気温逆転の強さを温位差によって表わし、その度数分布を示したものである。ここで仮に温位差0.5～1.9℃を「弱」、2.0～3.9℃を「並」、4℃以上を「強」と想定すれば、春と夏については、全体として「弱」のものが多く、次いで「並」のものの、「強」のものの順になっているが、秋と冬には比較的強い気温逆転の出現が多くなる傾向にある。寒候期には「並」以上の出現が多く、北部内陸では「強」のものが過半数を占めるが、夏期に現われるものは東部沿岸

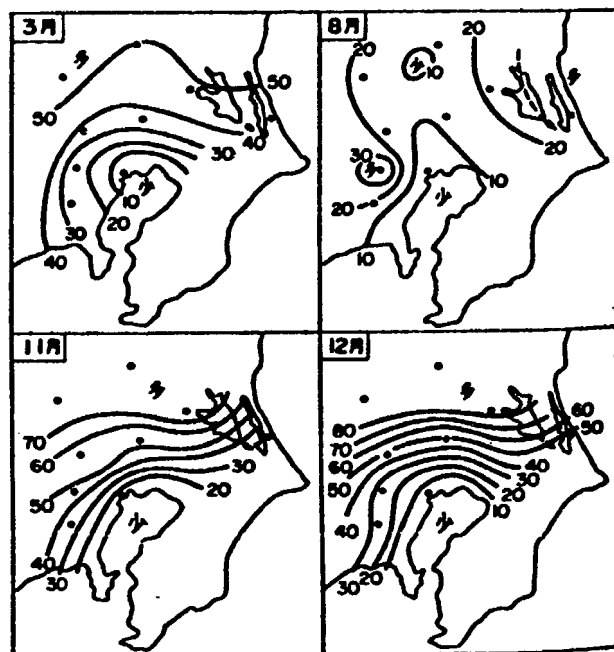


図-11 接地性逆転層出現率

表-1 各地の気温逆転の強さ（上下面の温位差）別出現率（％）

月	3月							8月							11月と12月						
地点	小	上	大	小	町	平	鹿	小	熊	野	大	小	平	鹿	野	上	大	小	町	平	鹿
温位差	山	福岡	手町	金井	田	塚	島	山	谷	田	手町	金井	塚	島	田	福岡	手町	金井	田	塚	島
0.5～1.9℃	33	57	0	100	60	71	25	50	67	50	0	83	100	40	10	24	20	29	31	15	44
2.0～3.9	56	29	0	0	40	29	63	50	33	50	0	17	0	0	35	19	60	36	62	46	38
4.0～5.9	11	14	0	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	60	50	24	20	36	8	31	13
6.0～7.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	33	0	0	0	8	6
8.0～9.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10.0≤	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
観測回数	9	7	0	4	5	7	8	2	3	2	0	6	2	5	20	21	5	14	13	13	16

を除いて「弱」のものが多く、北部では「並」のものもほぼ同じ程度出現している。

気温逆転の厚さについて月別、地点別に出現率を示すと表-2のようになっている。200 mを超える厚さのものが、寒候期には沿岸を除いて20~40%の率で現われる所もあり、暖候期に比べ比較的厚い気温逆転層が現われやすいといえよう。

図-12は各地における接地逆転層の現われ方を知るために、低層ゾンデ(館野だけは係留気球による)による特別観測によって得られた気温資料のうち、接地層における平均的な気温の鉛直分布を示したもので、3時間ごとに分布を描いてある。これより放射冷却の地理的条件の現われ方をみると、大づかみにいえば、寒候期には館野を含む北部内陸地および鹿島付近では18時ごろ、その他の各地では21時ごろには逆転層の生成が始まっており、いずれも朝9時にはほぼ消失している。春3月には北東部地区に気温逆転が現われており、館野付近では9時にも出現している。

表-2 各地の気温逆転層の厚さ(上下面の高度差)別出現率(%)

日	3 月							8 月							11月と12月						
地点 厚さ	小 山	上 福 岡	大 手 町	小 金 井	町 田	平 塚	鹿 島	小 山	熊 谷	野 田	大 手 町	小 金 井	平 塚	鹿 島	野 田	上 福 岡	大 手 町	小 金 井	町 田	平 塚	鹿 島
0~99 ^m	33	29	0	75	20	71	88	50	33	50	0	83	100	10	45	19	20	7	31	38	94
100~199	56	57	0	25	60	29	13	0	67	50	0	17	0	20	40	43	60	57	46	54	0
200~299	11	14	0	0	20	0	0	50	0	0	0	0	0	50	5	19	0	36	23	0	6
300~399	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	5	10	20	0	0	8	0
400~499	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	10	0	0	0	0	0
500 ≤	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
観測回数	9	7	0	4	5	7	8	2	3	2	0	6	2	10	20	21	5	14	13	13	16

外国の例としては、ライン川上流における低地の測定調査結果、ソフィア地区での接地逆転の日変化、中部アラスカにおける逆転の調査などがある。

Mayer は Karlsruhe の接地逆転について調査を行っている。¹¹⁾ Karlsruhe は西ドイツのライン川上流の低地にある工業都市であり、人口は50万以上である。気温の観測は2点で行い、低い方は墓地の中で地上2 m、高い方は高さ35 mの望楼である。両者の標高差は173 m、水平距離は13 kmである。

気温の測定誤差は-3.5℃~4.5℃の範囲で±1.5%、最大誤差は±1.2℃、3時間平均で

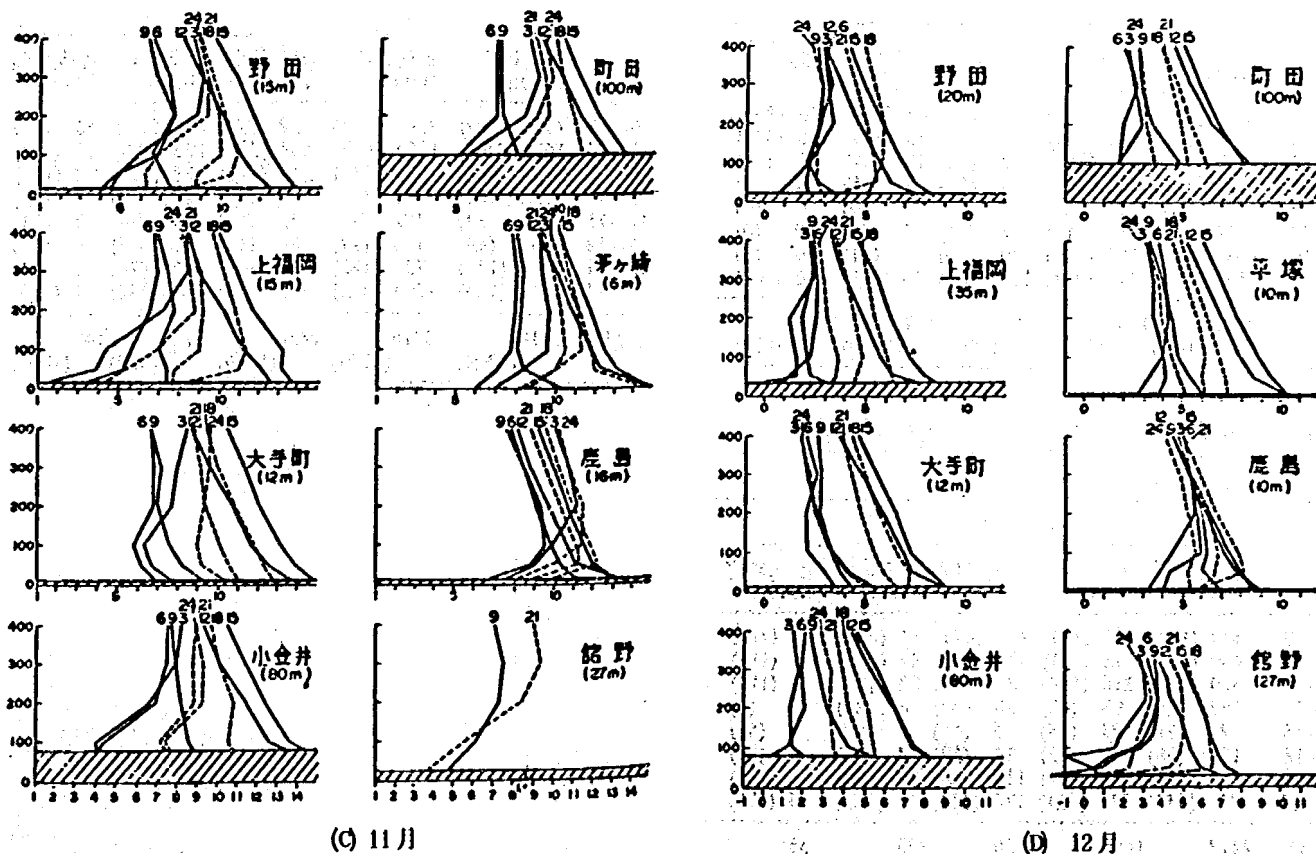
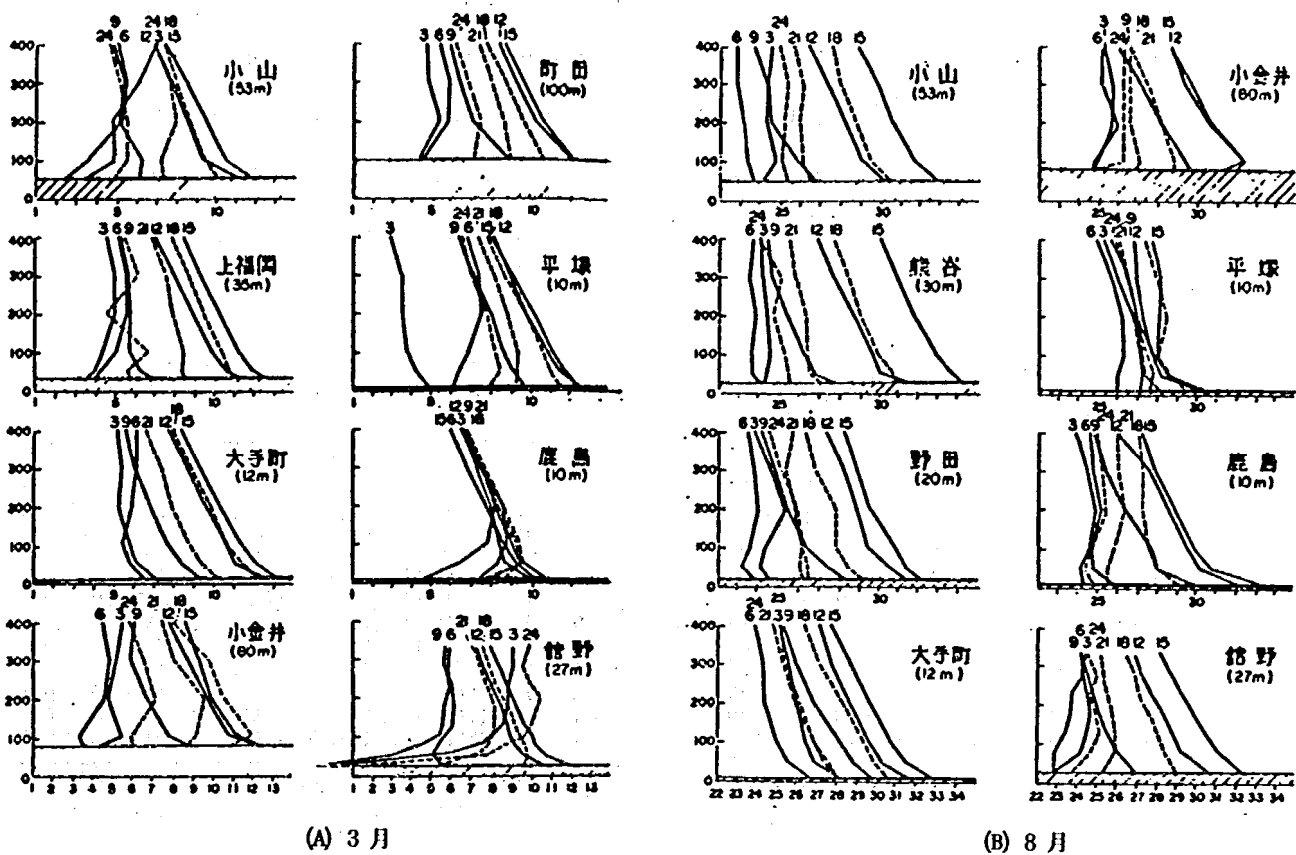


図-12 各地の接地性逆転層の現われ方

は±0.5℃の最大誤差となっている。データは1963～1971年の9年間で日数は3287日となる。表-3から表-7は3時間毎に測った四季と年の逆転の強さと数を示している。逆転は温度を用いて、 $\partial T / \partial z \geq 0.1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$ のときとしている。これらを見ると分るように、逆転の出現回数は夏が最大、冬が最小になっている。時間別にみると春には15～18時が最小、夏、秋、冬と年では12～15時が最小となっている。夏の0～3時が最も多い。

表-3 春季における3時間毎の逆転の強度別発生数
(1963～1971年, () 内は発生数の割合,
全測定数 6624)

時間	温度勾配 $\partial T / \partial z$				
	$\geq 0.1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 0.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 1.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 2.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 3.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$
0—3	428 (204)	314 (233)	162 (274)	71 (311)	19 (345)
3—6	418 (199)	303 (225)	163 (278)	65 (285)	16 (291)
6—9	352 (168)	232 (172)	108 (184)	37 (162)	13 (236)
9—12	184 (88)	95 (70)	24 (41)	9 (39)	1 (18)
12—15	67 (32)	14 (10)	2 (0.3)	0 (0)	0 (0)
15—18	45 (21)	13 (10)	1 (0.2)	0 (0)	0 (0)
18—21	195 (93)	92 (68)	14 (24)	4 (18)	0 (0)
21—24	410 (195)	286 (212)	112 (191)	42 (184)	6 (109)
合計	2099 (1000)	1349 (1000)	586 (1000)	228 (1000)	55 (1000)

表-4 夏季における3時間毎の逆転の強度別発生数
(1963～1971年, () 内は発生数の割合,
全測定数 6624)

時間	温度勾配 $\partial T / \partial z$				
	$\geq 0.1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 0.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 1.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 2.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 3.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$
0—3	556 (211)	427 (244)	211 (303)	65 (330)	16 (400)
3—6	548 (208)	401 (229)	176 (253)	53 (209)	15 (375)
6—9	357 (135)	215 (123)	50 (72)	10 (51)	1 (25)
9—12	151 (57)	60 (34)	10 (14)	1 (0.5)	0 (0)
12—15	59 (22)	21 (12)	1 (0.1)	0 (0)	0 (0)
15—18	79 (30)	23 (13)	1 (0.1)	0 (0)	0 (0)
18—21	335 (127)	195 (111)	49 (70)	8 (41)	0 (0)
21—24	555 (210)	411 (234)	199 (286)	60 (305)	8 (200)
合計	2640 (1000)	1753 (1000)	697 (1000)	197 (1000)	40 (1000)

表-5 秋季における3時間毎の逆転の強度別発生数
(1963～1971年, () 内は発生数の割合,
全測定数 6552)

時間	温度勾配 $\partial T / \partial z$				
	$\geq 0.1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 0.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 1.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 2.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 3.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$
0—3	440 (182)	317 (197)	177 (234)	51 (227)	13 (321)
3—6	409 (169)	275 (171)	135 (179)	44 (196)	4 (114)
6—9	329 (136)	216 (134)	84 (111)	22 (98)	4 (114)
9—12	182 (75)	93 (58)	28 (37)	6 (27)	0 (0)
12—15	71 (29)	25 (16)	6 (0.8)	2 (0.9)	2 (57)
15—18	139 (58)	59 (38)	14 (19)	4 (18)	1 (29)
18—21	396 (164)	293 (182)	136 (180)	38 (169)	5 (143)
21—24	451 (187)	328 (204)	176 (233)	58 (258)	6 (171)
合計	2417 (1000)	1606 (1000)	756 (1000)	225 (1000)	35 (1000)

表-6 冬季における3時間毎の逆転の強度別発生数
(1963～1971年, () 内は発生数の割合,
全測定数 6496)

時間	温度勾配 $\partial T / \partial z$				
	$\geq 0.1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 0.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 1.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 2.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 3.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$
0—3	304 (156)	184 (166)	72 (180)	31 (237)	8 (471)
3—6	299 (153)	181 (163)	80 (204)	33 (252)	0 (0)
6—9	297 (152)	173 (156)	71 (178)	19 (145)	4 (235)
9—12	221 (113)	123 (111)	31 (78)	6 (46)	1 (59)
12—15	113 (58)	45 (41)	6 (15)	1 (0.8)	0 (0)
15—18	139 (71)	63 (57)	13 (33)	1 (0.8)	0 (0)
18—21	285 (146)	156 (141)	52 (130)	11 (84)	0 (0)
21—24	296 (151)	183 (165)	74 (185)	29 (221)	4 (235)
合計	1954 (1000)	1108 (1000)	399 (1000)	131 (1000)	17 (1000)

表-7 年間における3時間毎の逆転の強度別発生数
(1963～1971年, () 内は発生数の割合,
全測定数 26296)

時間	温度勾配 $\partial T / \partial z$				
	$\geq 0.1^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 0.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 1.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 2.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$	$\geq 3.6^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$
0—3	1728 (180)	1242 (214)	622 (255)	218 (279)	56 (381)
3—6	1674 (184)	1160 (199)	554 (227)	195 (250)	35 (238)
6—9	1335 (147)	836 (144)	313 (128)	88 (113)	22 (150)
9—12	738 (81)	371 (64)	93 (38)	22 (28)	2 (14)
12—15	310 (34)	105 (18)	15 (0.6)	3 (0.4)	2 (14)
15—18	402 (44)	158 (27)	29 (12)	5 (0.6)	1 (0.7)
18—21	1211 (133)	736 (127)	251 (103)	61 (78)	5 (34)
21—24	1712 (188)	1208 (208)	561 (230)	189 (242)	24 (163)
合計	9110 (1000)	5816 (1000)	2438 (1000)	781 (1000)	147 (1000)

表-8 3時間毎の、強度別、季節別の逆転の発生日数の頻度(1963~1971年)

時間	溫度勾配 $\partial T/\partial z$																									
	$\geq 0.1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$				$\geq 0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$				$\geq 1.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$				$\geq 2.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$				$\geq 3.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$									
	季節																									
	春	夏	秋	冬	1年	春	夏	秋	冬	1年	春	夏	秋	冬	1年	春	夏	秋	冬	1年						
0—3	517	671	537	374	526	379	516	387	227	378	196	255	245	245	89	129	86	79	62	38	66	23	19	16	10	17
3—6	505	662	489	368	509	366	484	336	223	353	197	213	165	165	89	169	79	64	54	41	59	19	18	05	0	11
6—9	425	431	402	366	406	280	260	264	213	254	130	60	103	103	87	95	45	12	27	23	27	16	01	05	05	07
9—12	222	182	222	272	225	115	72	114	151	113	29	12	34	34	38	28	11	01	07	07	07	07	01	0	01	01
12—15	81	77	87	139	94	17	25	31	55	32	42	47	47	47	47	45	0	0	02	01	01	01	0	0	01	01
15—18	54	95	170	171	122	16	28	72	78	48	67	47	17	17	16	09	0	0	45	01	02	0	0	0	0	01
18—21	236	405	484	351	368	111	236	358	192	224	17	59	166	166	64	76	45	10	45	14	19	0	0	0	0	02
21—24	495	670	551	365	521	345	496	400	225	368	135	240	240	215	91	171	51	72	71	36	57	07	10	07	05	07

1963~1971年間の日数 3287

そのうち春 828

夏 828

秋 819

冬 812

表-8は強度別、四季別、時刻別の発生日数の頻度を百分率で示したものである。3時間平均気温をとり望楼の方が墓地よりも温度が高い日をとっている。すべての強度と季節のうち、頻度の最大は21時と6時の間にある。そして最小は春では15時と18時の間にあり、夏、秋、冬、年では12時と15時の間にある。 $\partial T/\partial z \geq 0.1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ の欄で、夏と冬との著しい差違は、最大が夏では67.1%に対し冬では37.4%、最小が夏では7.1%に対し冬では13.9%ということである。

表-9は中部ヨーロッパ内陸部各地における接地逆転の発生頻度である。

カールスルーエとストラスブルグはラインに沿った都市で、ストットガルトは後に山があり、この三市の頻度はよく似ている。しかし4地点とも、夏に最大、冬に最小であることは著しい特徴である。

接地逆転の強度別、季節別の継続時間を調べると、春、秋および冬は0~3時間に最大頻度があるが、夏に $\partial T/\partial z \geq 0.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ の強さでは9~12時間に最大頻度がある。これは地表近くで夜間の強い放射によるためであると考えられよう。

Sabev はソフィア地区での接地逆転の日変化について調べた。¹²⁾ソフィア(ブルガリア)は87万都市である。ソフィア気象観測所における地上2mの気温と、42mの観測塔の気温を用いている。その期間は1958~1964年の7年間である。図-

13は縦軸に月、横軸に時刻をとり、
2mと42mとの間の逆転の発生率を
等値線で描いたものである。

実線が等頻度線、点線が日出、日没
の線である。

ソフィアにおいては、一年を通じて、
晴れて静穏な夜間に接地逆転がよく起
き、図-13から分るように、5月か
ら12月までの間は、20～21時か
ら4～6時の全時間帯にわたって、40m以上の厚さを持った逆転層の存在する頻度が80%
以上となっている。真冬から晩春の間は夜間の接地逆転の頻度が比較的小さく、65%ないし
80%以下となっている。また日没前にすでに60%以上の頻度で逆転が出現している。朝方
についても、日出の約30分後まで、出現の頻度は60%以上となっている。12月と1月を
除いて、年間を通じ、日出後2時間ないし2時間半のところでは逆転の出現頻度は20%以下
へと低下している。

図-14は晴天時の2mと42mとの間での逆転の傾度(℃/100m)を示したものである。
この図で分ることは冬から初春にかけては春の半ばから晩秋に比較して夜間における温度傾度
が小さくなっていることである。このことは寒候期よりも暖候期の方が地表面の有効放射が大
きいことを意味する。

表-9 4観測所における季節別接地逆転の頻度
($\partial T / \partial z \geq 0.0^\circ\text{C}/100\text{m}$)

観測所	季節				
	春	夏	秋	冬	1年
カールスル-エ	249	291	253	207	1000
ストラスブルグ	268	268	258	206	1000
ウィーン	282	363	257	98	1000
ストットガルト	240	282	266	212	1000

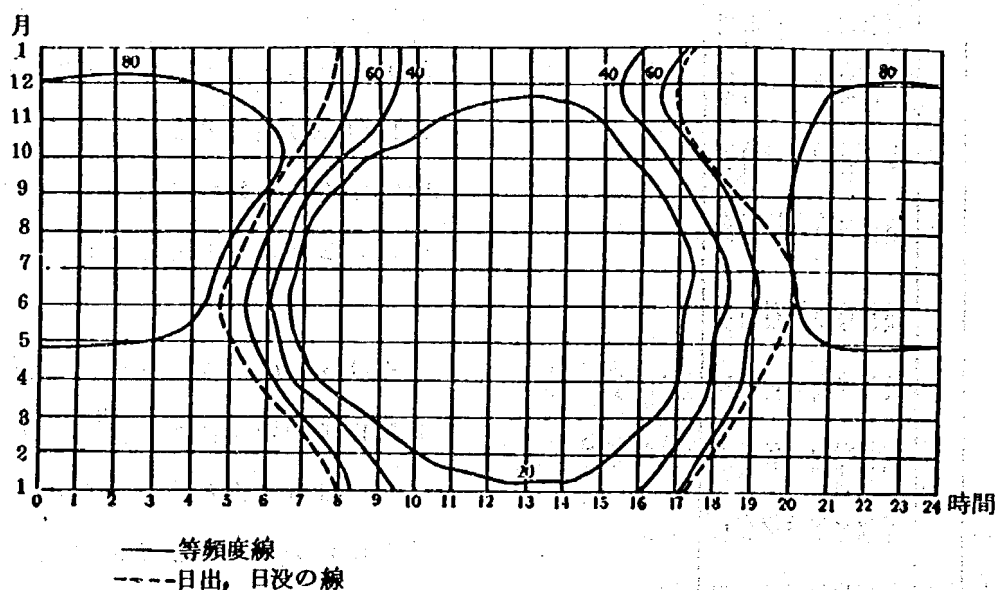


図-13 逆転の発生率(%, ソフィア1958-1964年)

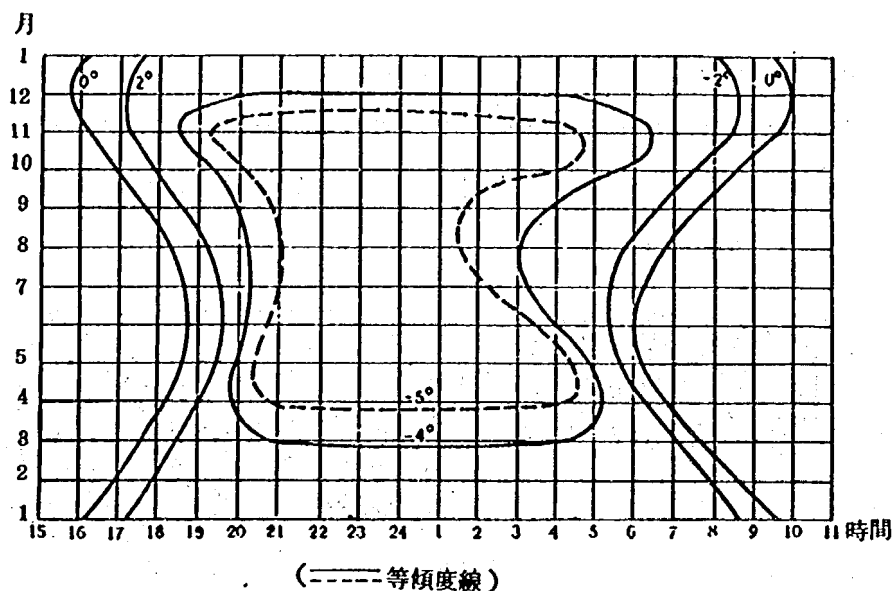


図-14 晴天時の逆転の傾度(℃/100m, ソフィア1958-1964年)

逆転の継続時間の最も高い頻度(40~45%)は1~2時間で、次は10時間継続するものである。これは7~9月の間で最も多く、20~25%の頻度となっている。その他の月は少くなり、10~15%の頻度に留っている。継続時間の長いものは1月で16~17時間、12月で18~19時間に達している。7年間のデータで最も長かったのは、1月、2月中にあり、48時間以上というものも報告されている。

Wendler らはアラスカのファールバンクスにおいて気温逆転を調べた。¹³⁾ファールバンクスはブルック山脈とアラスカ山脈との間にあるアラスカ内陸盆地における最大の部落である(図-15)。

気温は高さ1, 2, 4, 8, 16mで、風速は1, 2, 4, 16mで測った。また毎時の気温測定を観測所の北東5kmの丘, Birch Hill の頂上で行っている。この丘は谷の底から200m高い丘である。

図-16は1mの高さの気温より200mの高さの気温が高いものを逆転とし、毎時の値の月平均値から求めたものである。11月から2月まで接地逆転は約95%観測された。夏期(6月~8月)は出現頻度が非常に低い。

図-17は200mの気温と1mの気温との差の頻度分布である。気温差は2°F(1.1℃)毎にとっている。この頻度分布は季節別と年についてとっている。これらの分布は大気の安定の方に延びており、冬が最も延びている。四季を通じて、逆減または不安定な状態が最も高い百分率を示している。冬には26°F(14.4℃)の逆転の強さのところに第2の最大限がある。

図-18は200mと1mの気温差の平均の日変化図である。平均的にいうと、冬には常にこの二つの高さの間に逆転があり、日中は約1℃だけ下がる。この緯度では太陽が4時間足ら

ずの間しか水平から上がらないためである。秋、冬、および年の曲線は大きな日変化を示している。Birch Hill が低いのは日中5～6時間だけである。夏は負の気温差がずっと多くなる。この時期には太陽が水平線より上に約22時間ある。しかし太陽高度角が部分的に小さいので、夜間に5～6時間逆転が発達する。

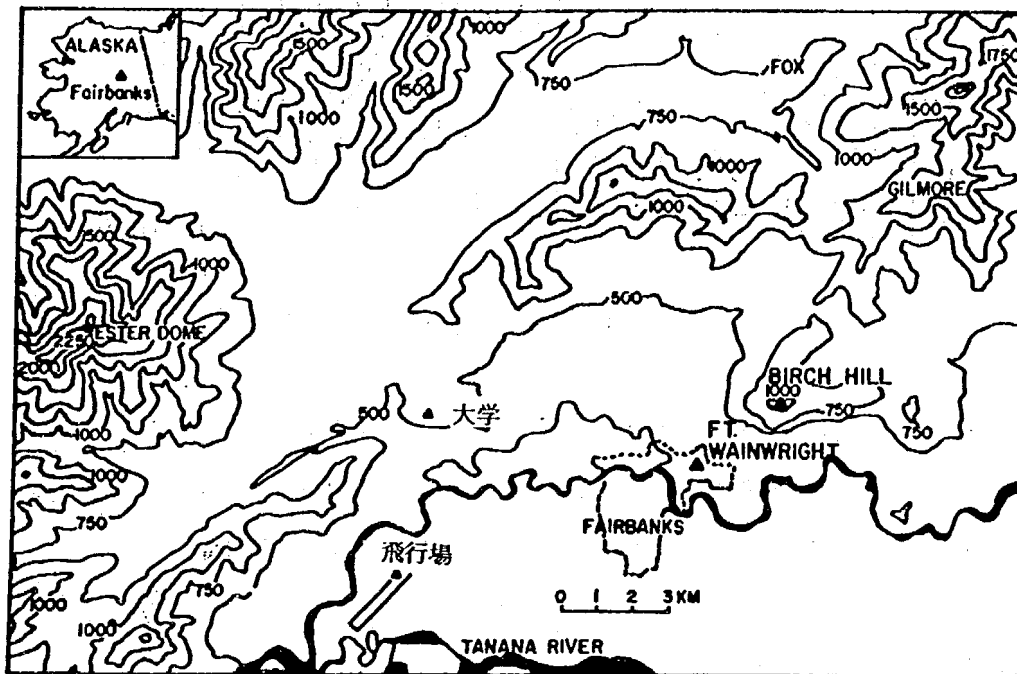


図-15 フェアバンクスの地形図（等高線はフィート単位である）

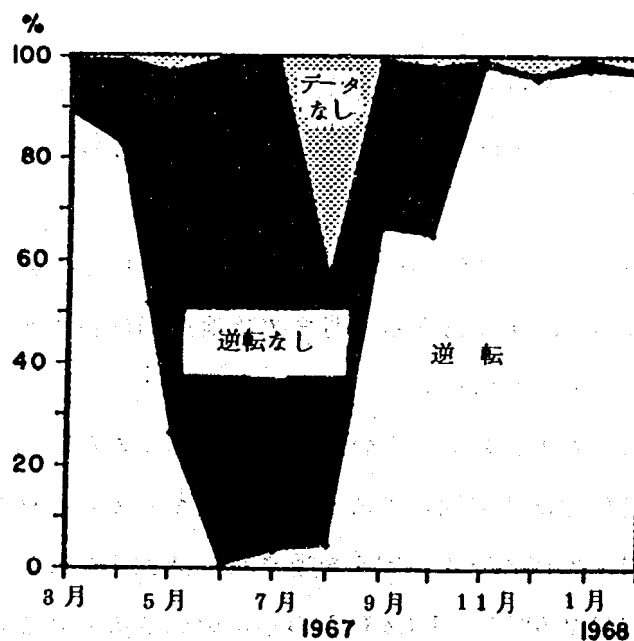


図-16 フェアバンクスにおける毎時間の月平均値から求めた 逆転の 頻度図

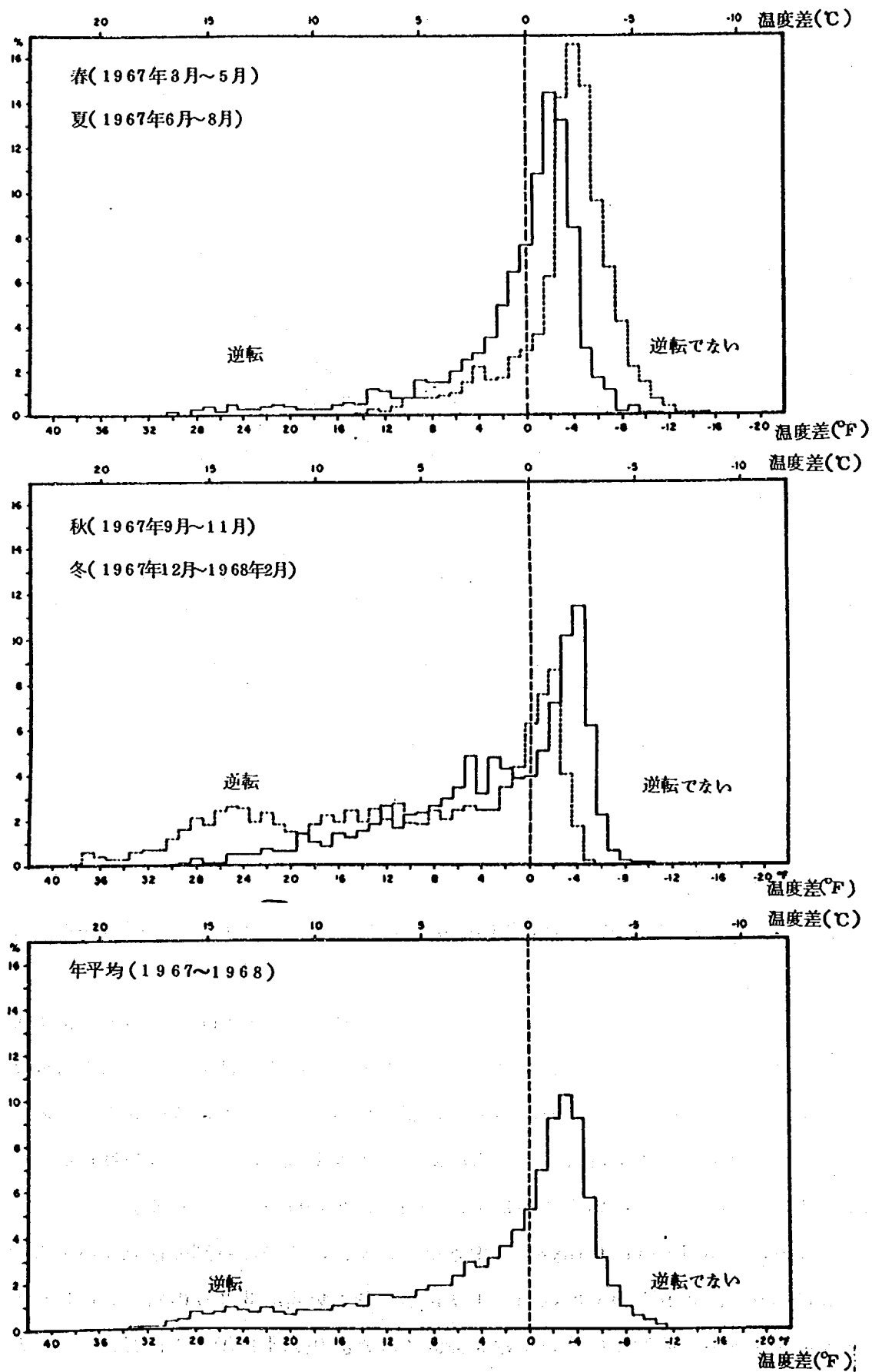


図-17 フェーパックスにおける四季および年別の200mと1mの温度差の頻度分布図(2 $^{\circ}\text{F}$ (1.1 $^{\circ}\text{C}$)毎の時間値による)

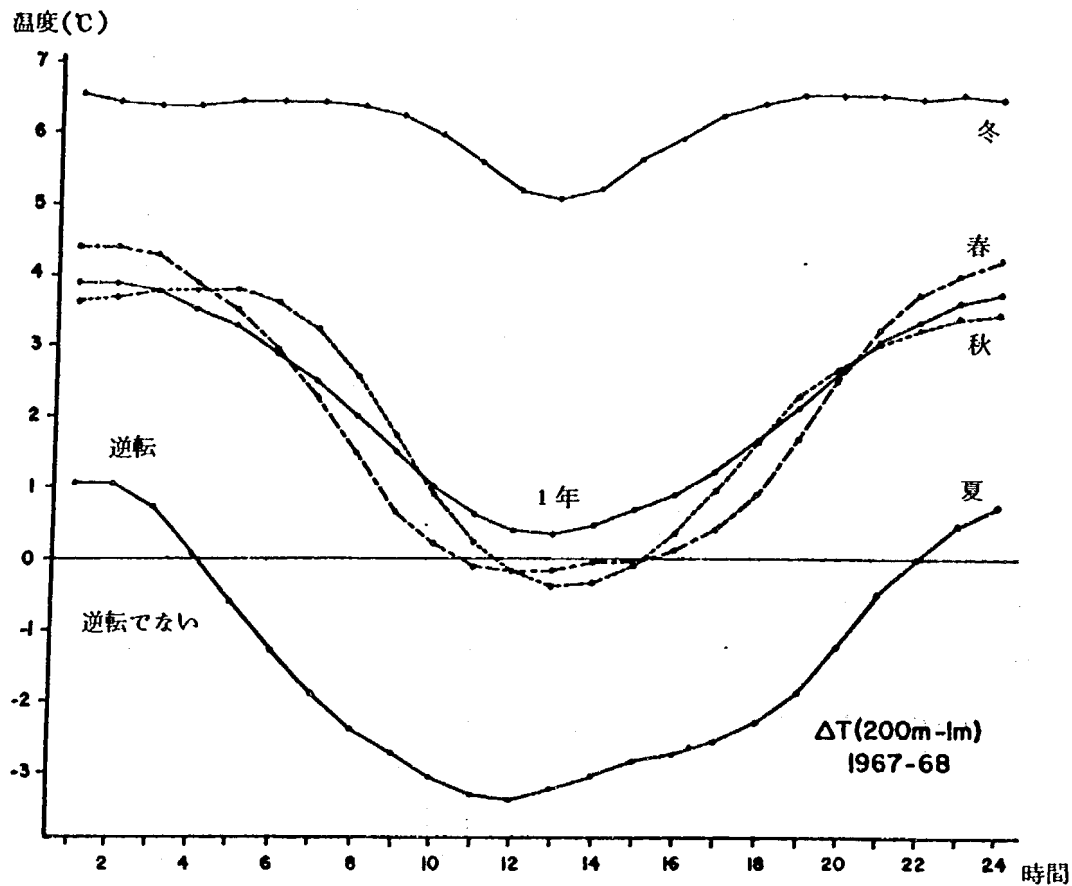


図-18 四季および、1年の気温差の平均日変化図

2.3 山岳地帯における状態

山岳地帯における接地逆転については、Thompson によるアメリカ、ユタ州の峡谷における調査が最も詳細なものである。¹⁴⁾

接地逆転の調査を行った Red Butte Canyon は北ユタ州の Wasatch Range にあり、Salt Lake City の北東の短かい狭い箱型の峡谷である。谷の方向は北東から南西方向で、南西方向が Jordan Valley の大きな湖の段地に開いている。峡谷の長さは 5.5 mile (8.85 Km) で、流域面積は 11 mile² (27.7 Km²) の広さを有し、峡谷の入口は標高 5000 ft (1524 m)、最も高いところは 7900 ft (2408 m) である。

観測網としては、Red Butte Canyon の中とその近くに、4つの特別の観測小屋と5つの観測塔が設けられた。これらの配置は図-19に示されている。32 m の塔は谷の口から 300 m 上流の所にある。観測小屋②のそばに設置された。観測小屋①および③はそれぞれ谷の南東斜面と北西斜面に設置され、それらは観測小屋②よりも 30 m 高く谷の口から 300 m 上流である。16 m の鉄塔が観測小屋①、③に設置された。観測小屋④は③と同じ

高さで、山の斜面上、谷の軸から北西 710 m のところに位置している。谷の口には第 5 番目の塔をたて、高さ 16 m で塔②よりも 10 m 低く、360 m 南西に位置している。温度計の高さは地上 1, 2, 4, 8 および 16 m で塔②には 32 m にも設置した。風速計は塔②の 16 m の高さに設置し、同じ塔の 1 m の高さには放射計も設置した。

北ユタ州の夏の日多くは動きの遅い定常的な高気圧におおわれる。1957 年 9 月 24, 25 日は Wyoming に中心を持つ弱い高気圧に被われ、通常のタイプの接地逆転が現われる日であった。図-20 は②の位置における 9 月 24, 25 日の風向、風速、地上 1 m の正味放射量、2, 16 および 32 m の高さの気温を示したものである。この図からわかるように夜間は北東風が直接谷に沿って流れ下っている。午後はずっと谷風が吹き上げている。平均風向はほぼ西南西であり、風速も変動するが、14 mph (6.3 m/s) 以上にはならなかった。17 時 09 分に西南西に吹いていた風が静穏となり、8 分間続いた。それから突然山風 (down-canyon) が起き、ずっと夜間続いた。その間風向はほとんど変化を示さなかった。9 時 00 分少し前に、ほんの数分間のうちに谷風 (up-canyon) となった。

正味放射量は日中は正の大きな値であったが、日が沈むと入射量はほとんどなくなり、放出量が多くなり、正味放射量は負となった。夜間はほとんど一定で、日出とともに正味放射量は正となった。

図-20 には②の塔における各々の高さの気温変化も 16 時 00 分以後詳細な観測がなされているので、示してある。16 時 30 分には 2 m と 16 m との間に超断熱減率 ($\partial T / \partial z$ が乾燥断熱減率より大きいもの) を示すものと思われる) が存在していた。16 時 50 分頃から初め 2 m、次に 16 m、その次に塔の頂上という順序で気温が急激に下った。この気温降下は日が沈んで観測場所が陰になる 20~40 分前に起きている。各位置で 1.8°F (1.0°C) 下がるのに 40 分しかかからず、降下の割合は 0.5°F (0.3°C)/min である。18 時 00 分には降下率が突然変わり、 0.5°F/hr の一定値となった。

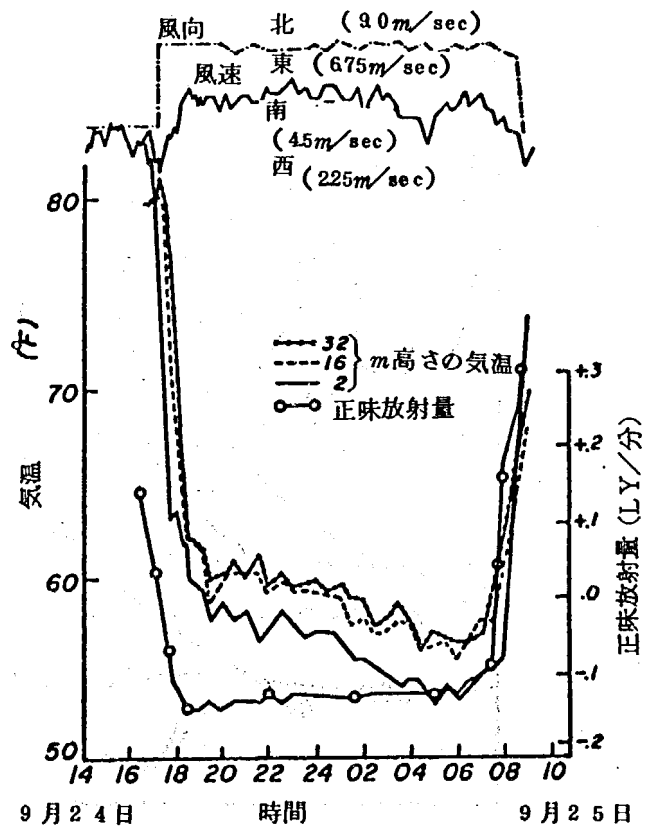


図-20 1957-9-24, 25 における塔②の測定データ

日没前には高さによる気温の逆減は明かであるが、通常の逆減が逆転になるのは塔の最下部の気温が下がり始めると同時である。逆減の大きさは16mよりも下の方がその上よりも大きい。17時05分には2mと16mとの間の差が 8.9°F ($3.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ に相当する)に対し、同じ時刻の16mと32mの差は 0.7°F ($2.4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)にすぎない。それより後の夜間には平均的に、2mと16mでは 2.1°F ($8.3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)、16mと32mでは 0.4°F ($1.4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)であった。

②の位置よりも30m高く、谷の北西斜面にある③の位置も同様な特徴を示した。夕方早く急激な冷却が起こり、この塔の各高さで強い温度降下が同時に起きた。このことは②と違う点である。降下の時刻は②の上の高さと同じであった。

①の位置は谷の南東斜面で②よりも30m高い所にあるが、17時30分以後は②の上の高さと同じような強い温度降下があり、その値も②とほとんど3時間同じ値であった。

⑤の位置では②の風下で谷の口にあるにもかかわらず、③とほとんど同じであった。

④の位置は谷から離れていて、他の状況とは全く違う。最初の気温降下はそれほど急ではなく、谷の中の降下の約半分であった。それ以後は夜半までほとんど一定の温度を示した。夜半後の温度はかなりの変化を示した。

図-19は16時35分の地上2mの気温分布図であるが、3つの断面の位置を示した基本図でもある。谷の軸に直角なものが2本と谷に平行なものが1本ある。

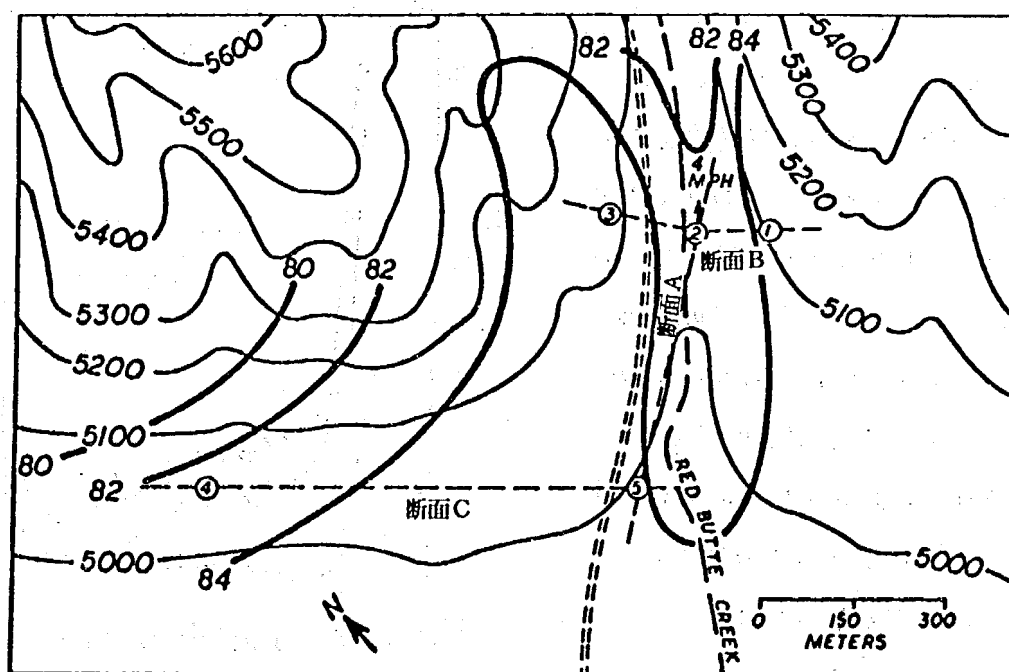


図-19 1957-9-24, 16時35分(中央標準時間)における地上2mの温度分布図

(測定点と測定断面が図示されている
等高線に示された数字はフィート単位である)

図-21は16時35分の温度の断面図である。

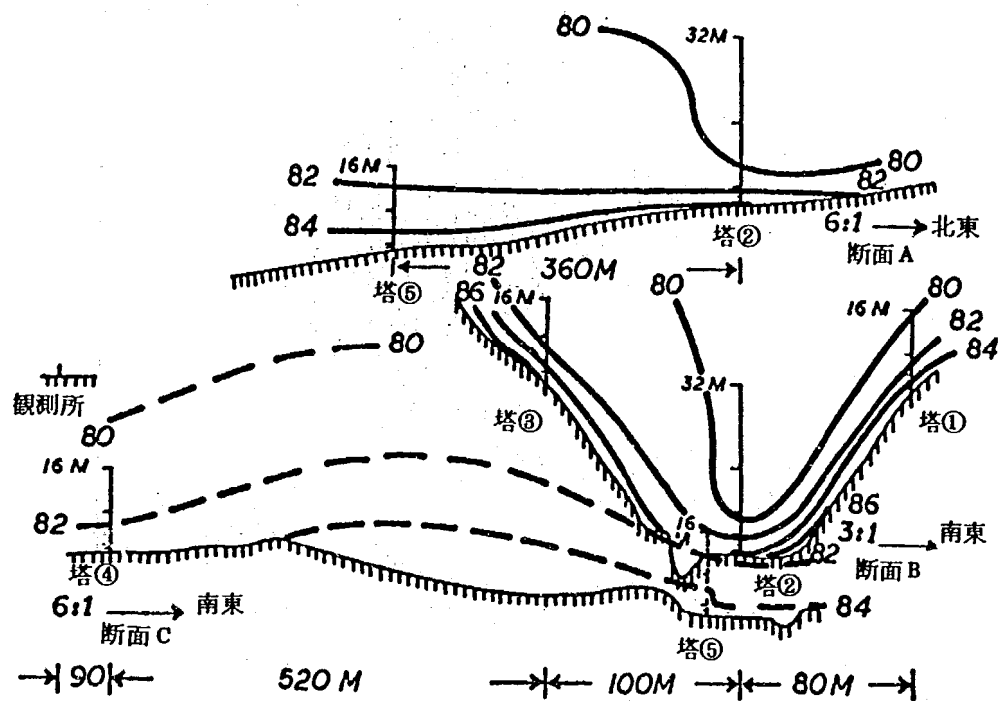


図-21 1957-9-24, 16時35分(中央標準時間)における温度断面図

[注:実線は断面A, Bのもの, 点線は断面Cのものを示し, 断面Cは断面Bより360m前方にある。スケールは図-19とは異っている。]

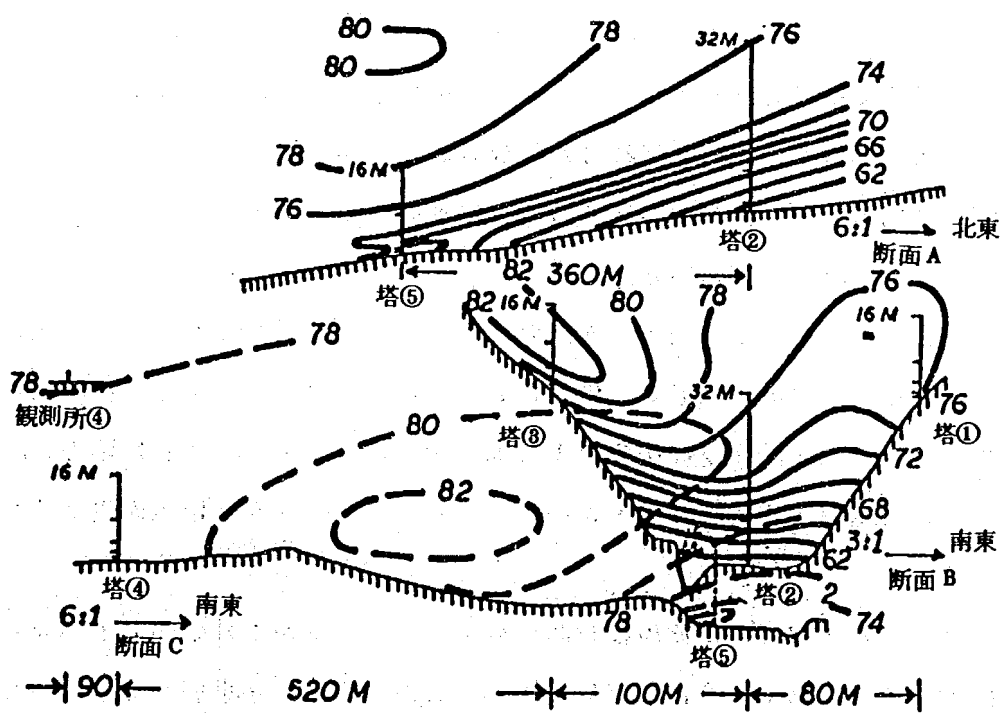


図-22 1957-9-24, 17時40分(中央標準時間)における温度断面図

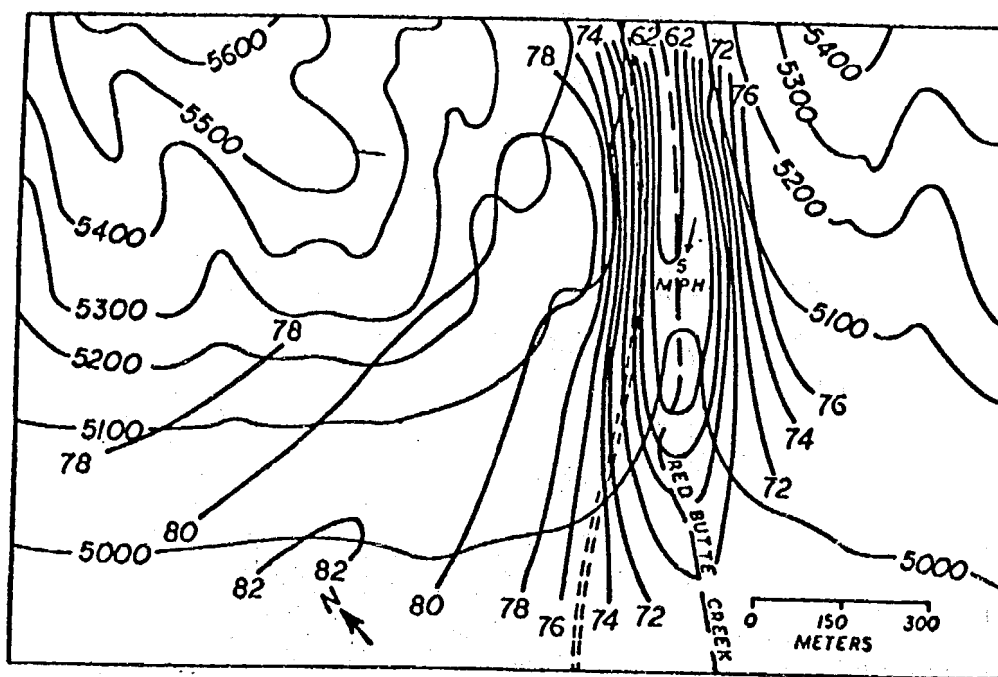


図-23 1957-9-24, 17時40分(中央標準時間)における地上2mの温度分布図

図-19と図-21より、9月24日の午後の状況がわかる。谷の空気はいくらか冷たいほか、地域全体で余り温度の差がない。断面図によると、地表面が暖かく、地表付近の気層は超断熱減率を示し、その層より上には等温か少くとも安定な薄層がある。更にその上では減率が断熱減率に近いであろうと考えられる。

17時40分には(図-22, 23), 谷の中の冷たい空気が少くとも塔⑤に到達しているように見える。塔②では寒気の厚さは約16mであり、谷の南東側が北西側よりも寒気が厚いように見える。断面図も平面図も空気の「流れ」が形成され、谷から流れ出ていることを示している。塔④と塔⑤の断面をみると、谷から遠く離れた斜面の空気はまだ暖かい。この暖かい空気は塔⑤の所で谷の冷氣の上に延びている。

22時15分には(図-24)北西と南東斜面上の気温はほとんど同じである。谷底上の空気は斜面上の同じ高さの空気の温度と同じか、僅かに高い。この状態は夜間ずっと続いた。

7時00分に北西斜面に昇温が始まり、その後1時間、山風が続いたが、速度は落ちた。

8時50分にはほとんど静穏となったが、まだ山風であった。8時55分に風が突然180°変わり、数時間続いた。

9時00分(図-25)にすべての観測所は超断熱減率となり、急速な昇温が始まった。注目すべきことは、断面図でみられるように、寒気の原因が谷の真中で、南東斜面をあがっていることである。縦方向の断面によれば、この寒気は谷の下の方へは延びていない。15分後には寒気の塊は塔の上の方へ上った。

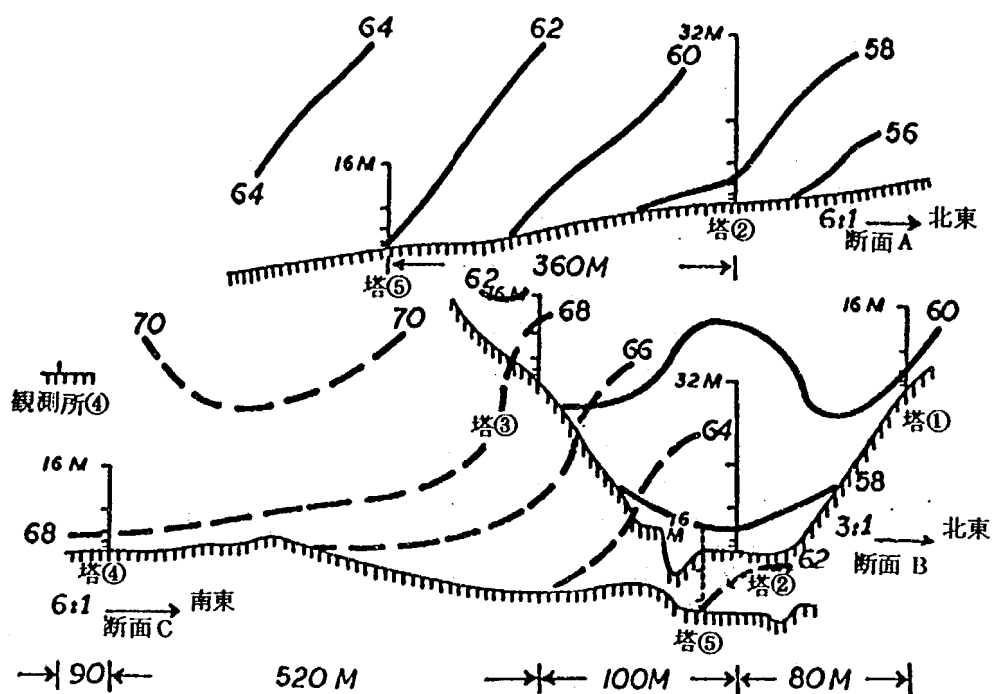


図-24 1957-9-24, 22時15分(中央標準時間)における温度断面図

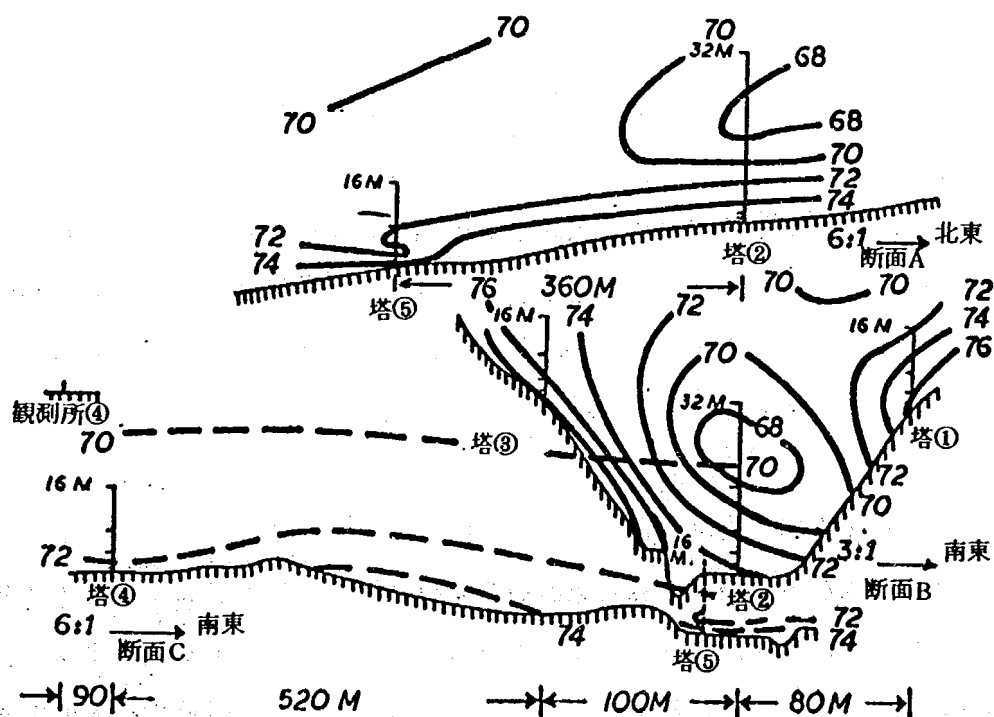


図-25 1957-9-25, 9時00分(中央標準時間)における温度断面図

以上の1957年9月24, 25日の夜間に観測した気温と風の模様を要約すると以下のようになり、夏の夜間は他の日の場合も同様であるとされている。

- 1) 谷底には寒気の薄層ができる。この薄層は谷がかけるよりもずっと早く形成される。

- 2) 谷風から山風への移行は急速に行われる。山風ができる前に風向が著しく変わるが、その後はほとんど変わらない。
- 3) 山風ができてから初めの1時間、谷の中では急速な冷却が行われる。1時間以内に十分発達するようである。谷の外での冷却はもっとゆっくりしている。
- 4) 冷却に伴って風速が急に増加し、それ以後は変化がないが、僅かに減少する。
- 5) 朝の加熱が進行するにつれて、谷の中に寒気の核ができる。
- 6) 朝、山風から谷風への移行は急速に行われる。

尚、図-19~25ではすべて $^{\circ}\text{F}$ の単位で気温が示され、 $^{\circ}\text{C}$ に換算すると $C = \frac{5}{9}(F - 32)$ となる。

Bergenは植林された山の斜面を流れ下る寒気について調べ、運動方程式と熱力学方程式を用いて風と温位との関係などを見出している。¹⁵⁾場所はコロラド州、Fraserの近くで標高3000mの所であり、斜面は約30%の傾斜をしており、長さは約400m、高さ約20mのえぞ松ともみの木で被われている。斜面上数点で風速と気温を測り、次の関係式を見出した。

$$U_m \propto \sqrt{\Delta\theta}, \quad \Delta\theta \propto Ro^{2/3}, \quad U_m / \sqrt{\gamma} \propto x, \quad (8)$$

ここに U_m は平均風速、 $\Delta\theta$ は斜面に沿った温位の降下量、 γ は流線に沿った傾斜角の正弦、 x は流線に沿った仮想原点からの距離、 Ro は平均の正味放射量の減少量である。

Mac Hattieは、Alberta州Calgaryの西40マイル(64.4km)にあるロッキー山脈の東の端のKananaskis谷の夏の気温を調べて逆転を観測した。¹⁶⁾それによると、晴れた夏の夜は谷底と高さ300ft(91.4m)の間に平均して 9°F (5°C)の接地逆転があり、その更に上500ft(152.4m)はほとんど等温である。逆転層と等温層の厚さは大体1000ft(305m)位である。3mph(1.35m/s)の谷底の風は逆転に影響しないが、6mph(2.7m/s)は影響することを見出した。

盆地における観測例として石川らの北海道の冬期における調査がある。¹⁷⁾

北海道天塩郡幌延町の北大演習林内で2点の気温観測を行った。両者の標高差は約230mである。観測期間は昭和43, 44, 45年の冬期である。図-26で ΔT が負、すなわち T_B (麓)が T_A (山頂)より低いときに逆転が発生している。さらに風速と気温逆転との関係を見るために、 ΔT と麓の風速 V_B との関係を図-27に示す。麓で風が弱いとき(3m/s以下)に激しい盆地冷却が発生していることが分かる。

また時間別気温逆転発生頻度を調べてみると、1, 2月の夜半から午前中にかけて50%以上(2日に1回の割合)、気温の逆転が起きている。しかし午後にはほとんど解消されている。

次に昭和46年1月29日～2月11日にかけて中腹2ヶ所において雪面近くの気温の測定を行い、更に放射量の測定も行った。

図-28に観測期間中の天気状況と盆地冷却の発生の有無を示す。晴天の夜間放射冷却の起こる状態のとき盆地冷却が起きていることが分かる。

図-29に各測定点の気温と正味放射量の時間変化を示す。午後になり上空からの放射量が少なくなると気温が下がり始める。正味放射量は日没後すぐに(18時頃)最低値を示す。一方気温はさらに下がり午前6～7時に最低気温となる。午後の気温の下がり始めは山頂の方が幾分早い。中腹において高度35mのC点より高度125mのD点の方が早いとは必ずしもいえない。

下降冷気塊が存在するならば、山頂、中腹、麓の順に気温が下がると考えられるが、観測からは下降冷気塊の存在の有無については、はっきりしたことはいえない。

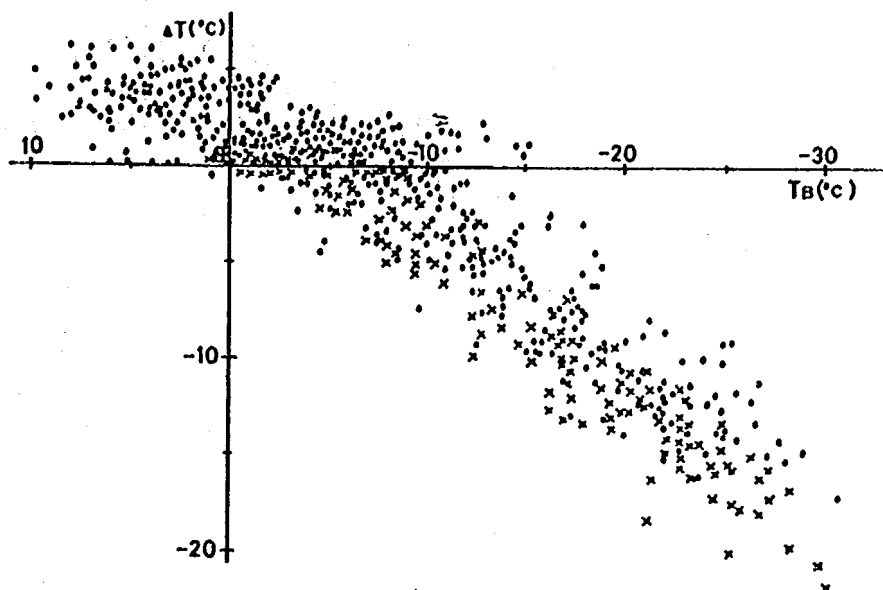


図-26 麓の気温と逆転の強さとの関係
縦軸：麓 (T_B) と山頂 (T_A) の気温の差, ΔT (°C)
横軸：麓の気温, T_B (°C)
● 昭43～45年のデータ × 昭46年のデータ

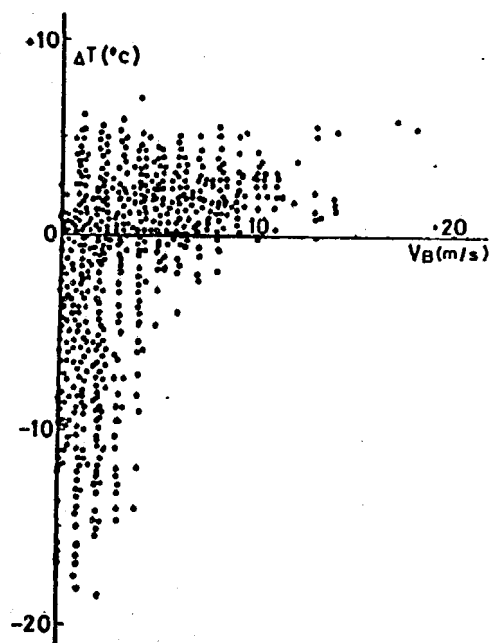


図-27 麓の風速と逆転との関係
縦軸：気温差 ΔT (°C)
横軸：麓の風速 V_B (m/s)

山頂の気温のある領域（-3~-15℃）では、盆地冷却を起している。しかし0℃近くでは盆地冷却は起こりにくい。麓の気温は-30℃以下になることがあるが、山頂では厳冬期においても-15℃以下になることはほとんどない。積雪表面における放射の収支を考えてみると、表面における正味放射量 ΔQ は、

日	1月 28	29	30	31	2月 1
$\Delta T < 0$	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h
W.C.	① ① *	○ ○ ○ ○	○ ① ① ⊕	* * * *	⊕ ⊕ ↑ ↑
日	2	3	4	5	6
$\Delta T < 0$	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h
W.C.	① ① ⊕ ⊕ *	* ↑ ↑ ↑ *	↑ ↑ ↑ ↑ *	⊗ * * *	* ① ① ①
日	7	8	9	10	11
$\Delta T < 0$	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h	0h → 12h
W.C.	○ ○ ○ ○	① ① ① ① *	○ ○ ○ ○ *	① ① ① ①	○ ○

図-28 観測期間中の天気状況と盆地冷却発生時間
 $\Delta T < 0$: 盆地冷却継続時間
W.C.: 天気状況

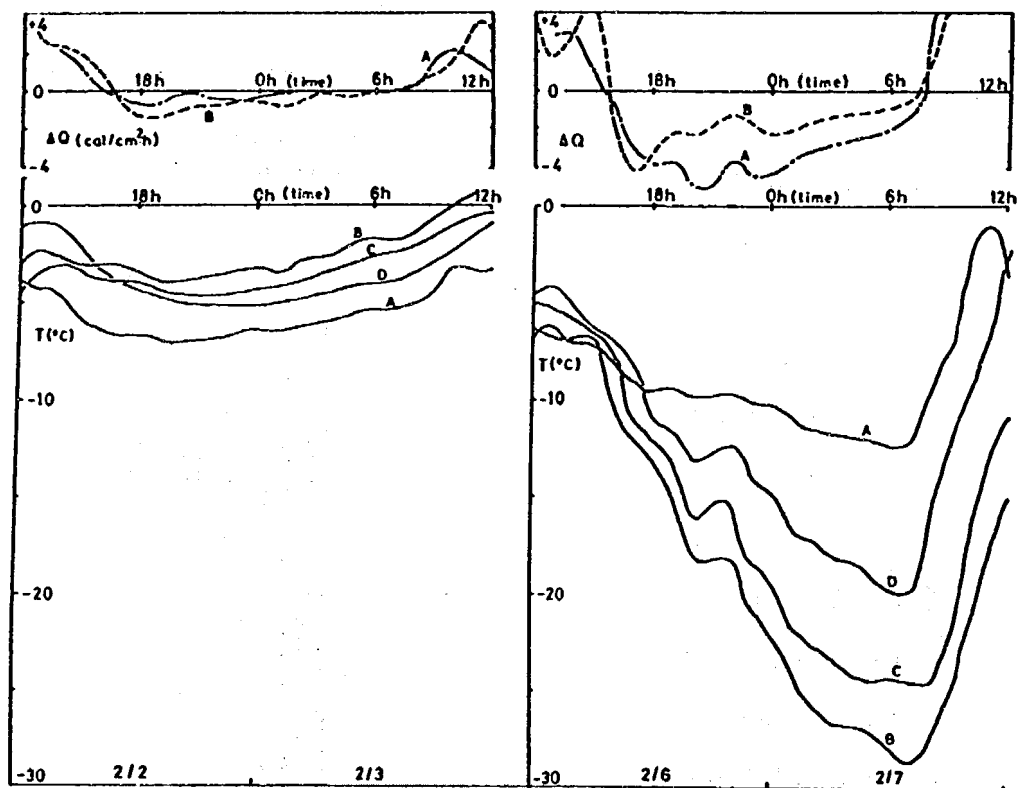


図-29 各測定点の気温、正味放射量の時間変化
縦軸: 各測定点の気温 $T(^{\circ}\text{C})$ 、及び正味放射量 $\Delta Q(\text{cal/cm}^2 \cdot \text{hour})$
横軸: 時間 (12h~0h~12h)
麓(B)の気温、中腹(C)の気温、中腹(D)の気温、山頂(A)の気温
麓(B)の正味放射量、山頂(A)の正味放射量

$$\pm \Delta Q_1 = Q_{L1\downarrow} - Q_{L1\uparrow} + Q_{S\downarrow} - Q_{R\uparrow} \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここに ΔQ_1 : 全波長正味放射量

$Q_{L1} \downarrow$: 表面が受ける上空からの長波長放射量

$Q_{L1} \uparrow$: 表面から放出される長波長放射量

$Q_S \downarrow$: 上空からの短波長放射量

$Q_R \uparrow$: 表面で反射される短波長放射量

符号は表面に向かうとき正、表面から出るとき負とした。

積雪は長波長放射に対して完全黒体とみなせるから、

$$Q_{L1} \uparrow = \sigma T_H^4 \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここに σ はStefan - Boltzmannの常数で $5.6696 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ deg}^{-4}$ である。 T_H は積雪表面温度である。 T_H が夜間変化すると考え、観測データを解析すると(9)式は、

$$\pm \Delta Q_1 = Q_{L1} \downarrow - \sigma T_H^4 \quad \dots\dots\dots (11)$$

となる。 $Q_{L1} \downarrow$ は大気放射が主であるが、大気中の水滴、氷晶、水蒸気の量などで変化する。

T_H は1時間平均値、 ΔQ_1 も1時間平均値を使って(11)式から $Q_{L1} \downarrow$ を求めた。 $Q_{L1} \downarrow$ は夜間において盆地の麓と山頂でほとんど差がなく、その時間変化も小さくほとんど一定であった。

2.4 都市における状態

箕輪は横浜における気温接地逆転の構造について調査している¹⁸⁾。観測場所は横浜市の根岸と鶴見区鳳町の2点で、期間は1964年12月から1966年3月までの寒候期に夕方から翌日昼前まで、カイツーンを用いておおむね350 m以下の気温と風の観測を行っている。接地逆転は日没ごろ形成され、その高さ、大きさは初めは低く小さいが、時間とともに次第に発達し、朝、最も大きくなる。逆転層頂部の高さは根岸より鶴見のほうがやや高い傾向にある。逆転の大きさは夜間は根岸の方が大きく、日の出後は鶴見のほうが大きい。鶴見における観測は臨海工業地帯の中で実施されたのに対して、根岸では住宅地帯に隣接した埋め立て地で観測された。根岸では接地逆転は日の出後地上気温の上昇とともに弱まっていくが、鶴見では日の出後も逆転が維持され、日の出時刻から逆転が解消し終わるまでの平均所要時間は根岸2.9時間、鶴見3.7時間となっている。根岸においては165個の観測のうち接地逆転の認められたものは117個(71%の頻度)あり、田園型(R型)と都市型(U型)はそれぞれ23例、30例で、その中間型または弱い逆転のものが残りであった。図-30はU型、R型の温度の鉛直分布の例である。鶴見においては118個の観測のうち、逆転のあったものは83個(70%の頻度)でU型53、R型9、逆転が弱くてU型ともR型ともつかないもの21となっている。接地逆転層内の風速分布を図-31に示す。この図は鶴見において得られた6例の平均風速を高さに別に描いたものであるが、すべての高さで夜半に風速が強まっている。根岸でも同様な結

果が得られている。

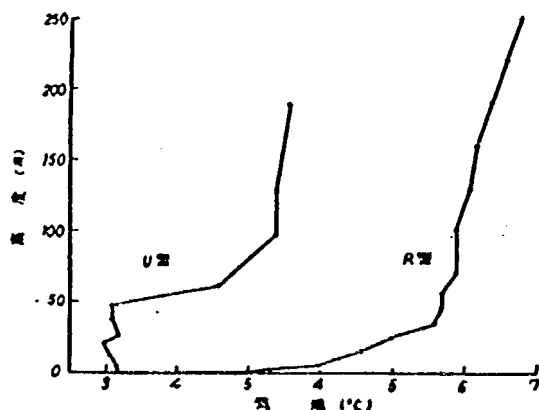


図-80 接地逆転層内の温度こう配の分類
U型: 1965年3月12日 0252~0307 観測
R型: 1964年12月15日 0655~0715 観測

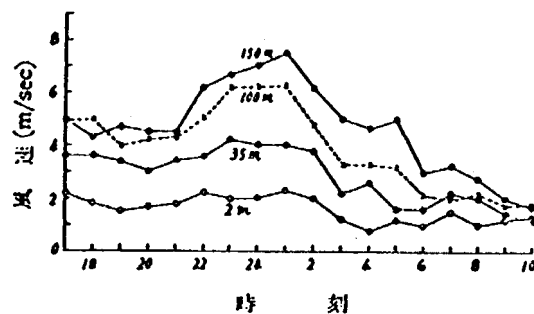


図-81 接地逆転が発達した夜の平均風速日変化(鶴見)

横山らは昭和48年11月29日の午後から30日の午前にかけて東京都浮間にある公害資源研究所で、係留気球による温度分布、レーザーレーダによるスモッグ層などの観測を行っている。¹⁹⁾ 図-32は気温の鉛直分布の時間的变化である。ただし、これは1回の観測であることに注意する必要がある。図中のアルファベットは観測時刻を表わしている(B:16時19分~17時05分, C:17時07分~17時48分, D:19時02分~19時41分, G:21時44分~22時24分, H:22時50分~23時44分, J:3時36分~4時33分, K:4時35分~5時23分, L:5時26分~6時05分, M:6時40分~7時28分, N:7時34分~8時15分, O:8時26分~9時07分, P:9時13分~9時25分, Q:9時46分~10時14分, R:10時35分~10時51分)。日没に至るまで、気温の鉛直分布(B, C)は、乾燥断熱減率に近く、 $-0.85^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であった。しかし、日没と共に、地上付近から次第に気温は低下し始める(D, E, F, G, H)。低下する率は地上に近い程顕著で、上空程ゆるやかである。日没後しばらく(16時~22時)は、高層雲と高積雲が全体を覆い、夜間放射による冷却は緩慢であったが、夜半に至り、雲量0となり、冷却は促進された。そのため、それ以後、気温の鉛直分布は著しい変化を示した(J, K, L, M, N)。すなわち、上空175m以上では、気温の低下がほとんど見られないのに対し、地上から高度150mの層までは、気温の著しい低下が観測された。この層においては、気温はほぼ等温であり、その上層との気温の飛躍は $0.7^{\circ}\text{C}/10\text{m}$ にも及ぶ。これは、地上から150mの層については、大気乱流による混合が十分に行われ、混合層が形成されているのに対し、上空の安定層では、乱れの発達を抑えられて小さく、したがって乱流による混合が弱いためであると考えられる。混合層内の乱れは、主として、地上の建物などにより生じた力学的

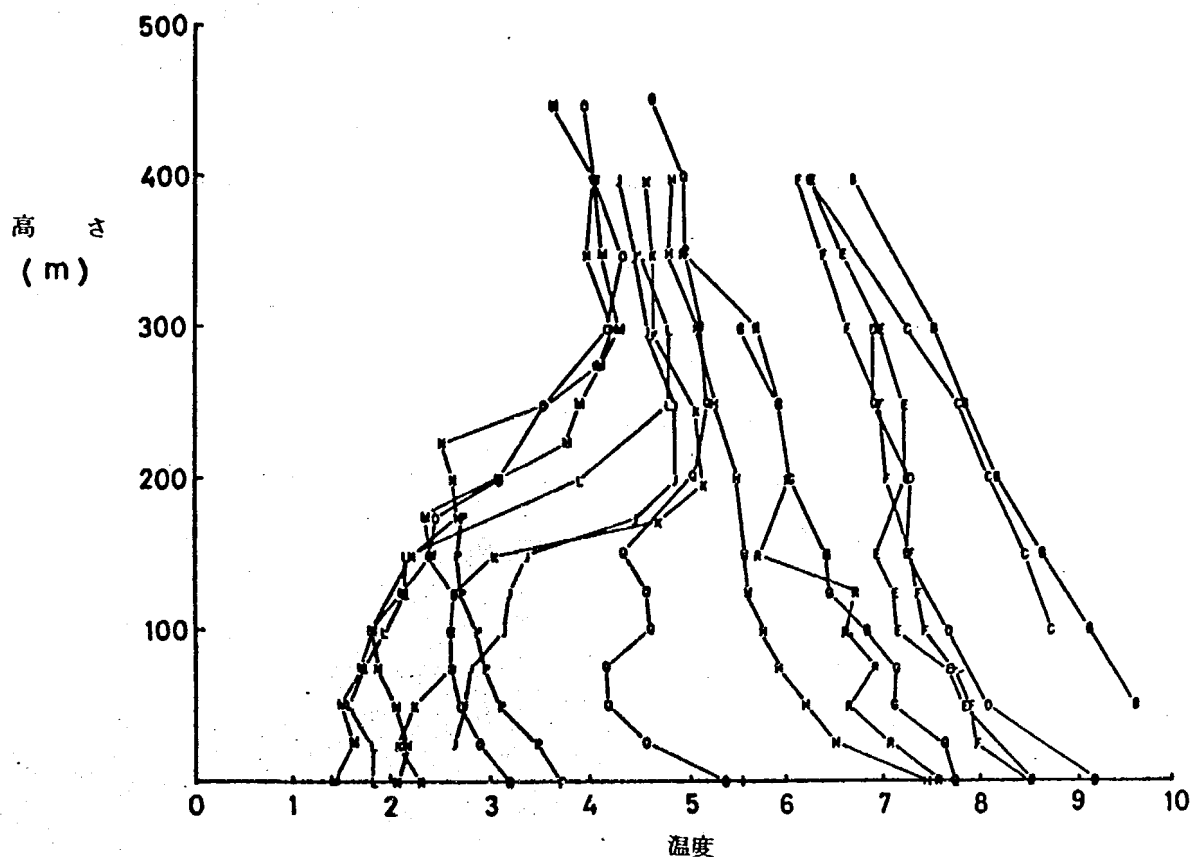


図-32 温度の鉛直分布

な乱れと思われ、田園地帯や、強風下では異なった厚さを与えると予想される。この混合層の厚さは、形成後、ゆっくりと層厚を増していく。しかし、日の出（6時30分）以後の日射の開始に伴う地上の昇温により、温度の低い混合層は急速に解消している（O, P, R）。レーザーレータによるスモッグ層の観測例を図-33に示す。

30日朝方、気温の逆転が進行するにつれてスモッグ層が発生した。図-33はスモッグ層高度の時間変化を示す。気温の逆転層発達につれて、6時40分頃より高度500～700mにスモッグ層が発生し、時間の経過と共に

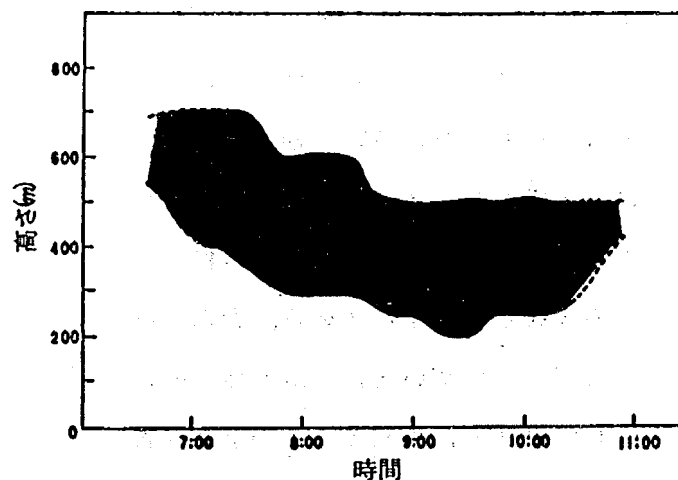


図-33 スモッグ層高度の時間変化（11月30日）

にスモッグ濃度が大きくなり、その高度は低くなっている。10時以後気温の逆転の解消とともにスモッグ層も急速に衰え、10時50分頃には消失した。なおスモッグ層形成の粒子の発生源として煙突からの媒煙が主なものであると考えられる。またスモッグ層の下限の高度と逆転層高度はどちらも200m位であり、ほぼ一致しているが、スモッグ層の上限については気温の測定がないので不明である。

BakerらはSt. Paul - Minneapolisにおける気温の逆転について調べている。²⁰⁾ 期間は1961年6月から1968年7月までの7年間で、両都市の中間にあるテレビ塔の高さ70 ft (21.3 m), 170 ft (51.8 m), 500 ft (152.4 m) に温度計を設置した。図-34に両都市とテレビ塔の位置を示す。

なおミネアポリスの人口は43万強である。70~170 ft間にできる逆転は170~500 ft間のものよりはるかに少ない。年間を通じて、100日につき下層は2.5日、上層は26.3日である。この違いは恐らく、テレビ塔近くの都市における加熱によるものであろう。図-35は月別の逆転の発生頻度である。これによると8月が最も頻度が大で12月と4月が最小である。

年平均は100日につき45.5日である。この図によりさらに分かることは、6月から10月が多い時期で100日につき平均54.8日、少ない時期は12月から4月までで100日につき平均35.4日となっている。逆転の継続時間についていえば、最も多いのは2時間であり、平均すると約23%になる。また期間中最も長く続いた時間は30時間に達した。平均の継続時間を月別に示したのが、表-10である。最大は10月の8.2時間で、最小は5

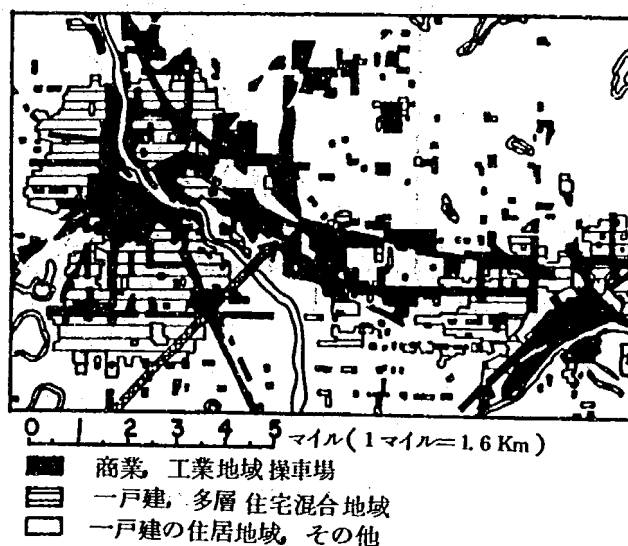


図-34 St. Paul - Minneapolis とテレビ塔の位置図
(上方が北、矢印がテレビ塔の位置)

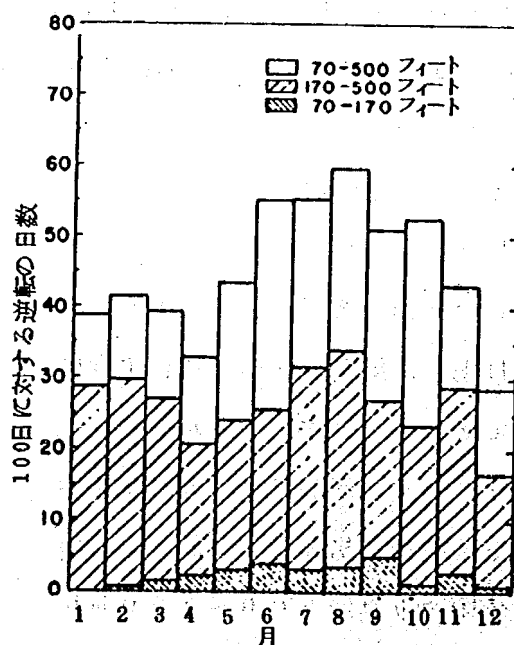


図-35 100日の観測に対する月別の逆転発生頻度
(St. Paul - Minneapolis, 1961.6 ~ 1968.7)

月と7月の5.4時間である。3月から7月までは比較的短い継続時間のものが多く、9月から12月までは長い継続時間のものが多い。逆転の強さについては表-11に月別、継続時間別に表示されている。この表で分かると

より継続時間の長い程逆転の強さも大である。図-36はその関係を図示したもので、継続時間が2時間から12時間の間では 0.5°F/hr の割合で強さが増している。

表-11で示された月平均値によると、図-36は継続時間が10時間までに対して有効な予想を示すにすぎない。

Atwaterは放射モデルを用いて汚染物質、特にエアロゾルと二酸化窒素の存在が、都会の大気の熱構造に与える影響を調べた²¹⁾。地表温度は時間の関数とし、汚染物質の濃度は一定と仮定している。都市環境の中では郊外に比べて地表面温度が暖かいことが知られている。地表のヒートアイランドを支配する要素としては、1)暖房、2)都会のビル、3)表面状態が異なっていることがあげられている。Bornsteinによれば、冬期に中緯度地域の暖房は境界層に、太陽の2倍のエネルギーを与えることに相当していると言っている²²⁾。都会のビルは乱流を増加

表-10 逆転層の平均継続時間

月												
1	2	8	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
7.2	6.9	6.4	6.5	5.4	6.0	5.4	7.0	7.5	8.2	7.4	7.8	6.8
												(hr)

(St. Paul-Minneapolis, 1961.6 ~ 1968.7)

表-11 月別・継続時間別の逆転強度 (単位: $^{\circ}\text{F}$, St-Paul-Minneapolis, 1961.6 ~ 1968.7)

継続時間 (時間)	月												年平均
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
2	1.7	1.5	1.3	1.5	1.1	1.4	1.6	1.0	1.0	1.2	1.1	1.6	1.3
4	2.2	2.1	1.9	1.6	1.9	1.8	2.2	2.1	1.7	2.4	1.8	2.4	2.0
6	3.1	2.7	2.0	2.9	3.0	3.1	3.3	3.1	2.9	4.0	3.0	2.5	3.0
8	5.6	3.6	3.7	3.9	4.9	3.9	4.1	4.4	3.6	4.6	4.3	4.8	4.3
10	4.7	4.6	5.5	5.0	6.3	5.6	6.0	5.7	5.2	4.7	4.4	3.6	5.1
12	7.0	5.4	5.0	2.7	11.0	2.0	5.0	7.0	6.7	5.0	5.3	5.8	5.7
14	7.5	8.0	6.0		9.0	6.0	3.0		5.6	7.1	7.7	5.3	6.5
16	4.0	9.0						21.0	11.0	9.7	9.5	7.5	10.2
18											8.7		8.7
20											10.0	17.0	13.5
22													—
30				1.0									1.0

注) 年平均は逆転の存した月に関する平均で、12ヶ月に対するものではない。

させ、高所の熱源となる。表面状態は都会地の熱容量を高め、地表における蒸発に使われる水蒸気量を小さくする。田園と都会との間のこれらの違いが地表における熱効果を説明するのに用いているが、市街地上空の安定層の形成に直接関係しない。

放射モデルは放射的輸送プロセスを過去に用いられた基本方程式を使用し、温度の時間的変化は次式で与えられるとしている。

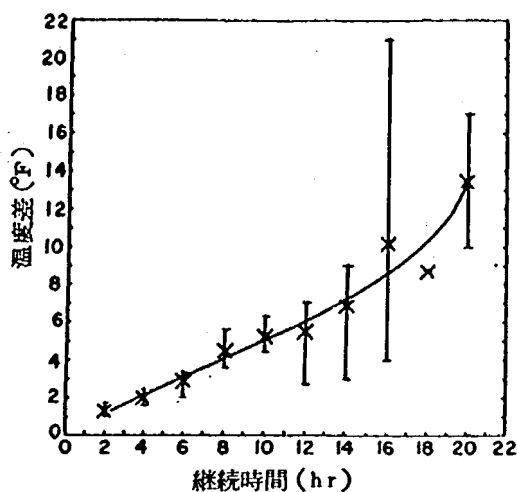


図- 36 継続時間と逆転強度の関係
(St. Paul - Minneapolis, 1961. 6 ~ 1968. 7
×印は平均値を,] 印はレンジを示す)

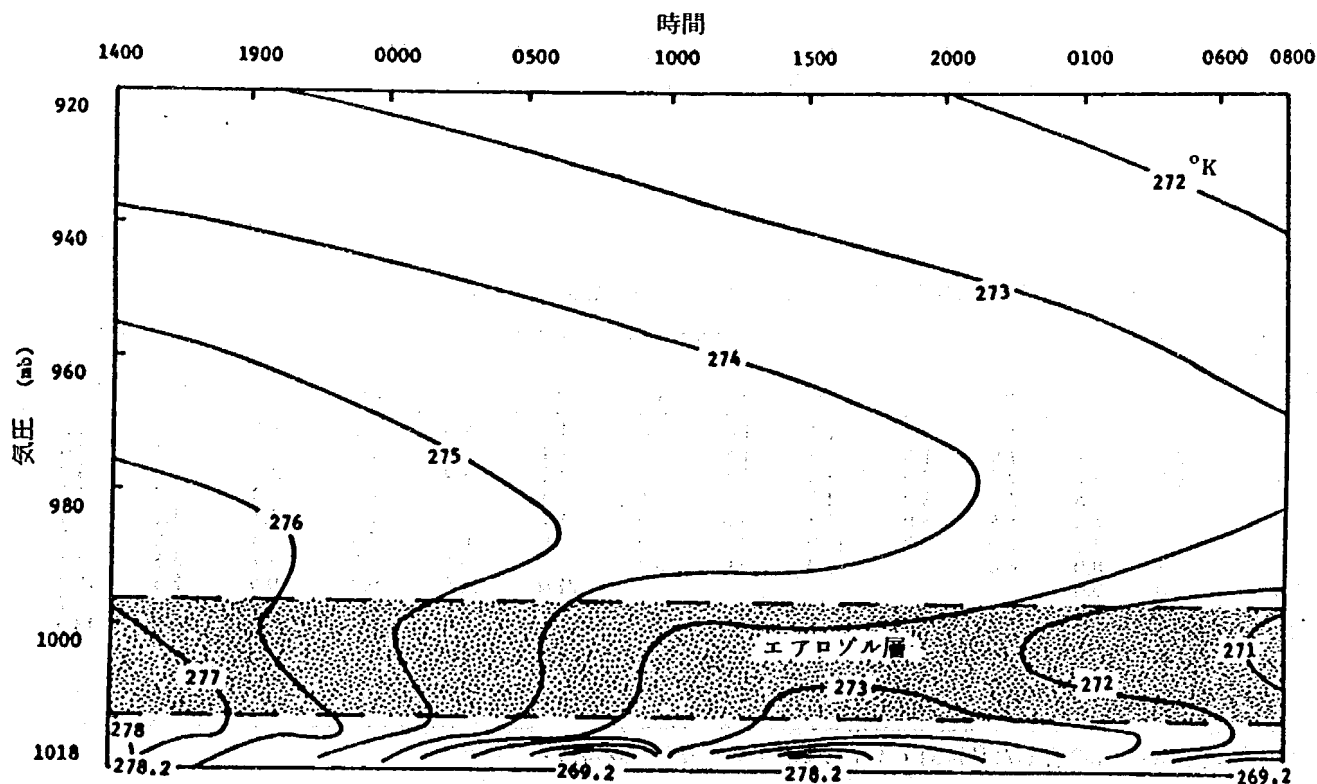


図- 37 42時間における放射性温度変化による鉛直温度分布のシミュレーション結果

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{1}{\rho C_p} \left\{ \left(\frac{\partial F_n}{\partial z} \right)_{sol} + \left(\frac{\partial F_n}{\partial z} \right)_{ir} \right\} \\ &= -\frac{g}{C_p} \left\{ \left(\frac{\partial F_n}{\partial p} \right)_{sol} + \left(\frac{\partial F_n}{\partial p} \right)_{ir} \right\} \end{aligned}$$

ここに ρ は密度, C_p は空気の定圧比熱, g は重力, z は高さ, p は気圧, F_n は日射 (sol) と赤外 (ir) 放射の正味フラックスである。都会地の温度のシミュレーションをする際, 放射が温度変化の唯一の原因であると仮定し, 都会地において, 冬期強い汚染のあるとき, 放射性温度変化によって生ずる温度の鉛直分布を図-37のように示した。シミュレーションのスタートから1時間後に, 弱い接地逆転ができ, 徐々に深まっていく。しかし, 温度傾度の多くは地上25m以内にある。995mbから1010mbの間のエアロゾルの存在によって, 層内の冷却の割合が高まる。この冷却の高まりによってエアロゾル層内から逆転層の上の方へ高層の逆転が形成される。逆転頂部は時間と共に徐々に高くなる。日の出時(0800)には, 接地逆転が高所の逆転と一緒に, 地表から逆転頂部までほとんど等温になる。第2日目には接地逆転が弱いので, 等温層はできない。シミュレートされた温度は, 日中も下がり続け, すべての加熱は地表付近の狭い層に限られる。実際の大気では, 主として混合が, 大気の昇温に役立ち, 放射は第二次的となる。

2.5 海岸における状態

気象庁が所有する約10年間の文献を調べた結果では, 海岸における接地逆転を取り扱ったものは存在しなかった。ただ, 気象資料として, 東海村と袖ヶ浦における資料が海岸におけるものなので, これについての概要を調べてみた。

東海村においては1年間係留気球によって気温と風の測定を行っている。その結果, 次の諸点が特徴としてあげられる。

- (1) 海岸も内陸と同様, 出現頻度は冬大で夏小である。逆転の強度も冬が大きい。
- (2) 逆転層内の風速は弱く, 多くの場合, 2m/s以下である。
- (3) 逆転の厚さは100m程度が多い。
- (4) 日中に地表付近には逆転がないが, 数10メートルの高さ以上に逆転が生ずる。その典型的な例を図-38に示すが, この図は九十九里浜における8月の観測例である。東海村ではこれ

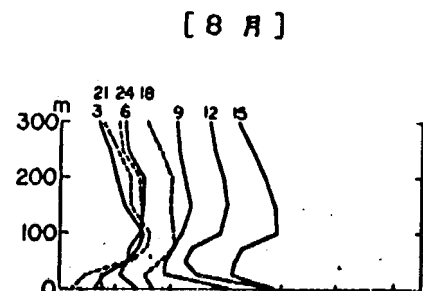


図-38 九十九里浜における接地逆転の観測例

程著しくないが、同様な観測が得られた。これは日中に出現するので、海上を吹いてくる海風が陸上よりも低温なので、このような現象が生ずるのであろう。

- (5) 接地逆転の強さは、日中では $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 以下が多いが、朝は $5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 以上に達するものもある。

袖ヶ浦で春、夏、冬の季節に各一週間、係留気球で観測した結果、次のことが分かった。

- (1) 接地逆転の厚さは、観測の期間中 100 m 以内であった。
- (2) 逆転の強さは、冬期が最大で、 $2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 程度である。
- (3) 日中の海風による下層の逆転は明らかでない。

3. 気圧配置との関係

日本付近の気圧配置と接地逆転との関係については、根山らの山陽地方におけるもの²³⁾、船津らの東海地方におけるもの²⁴⁾、横田の神戸におけるもの²⁵⁾、川本らの極東におけるもの²⁶⁾がある。

根山らは呉における冬期の接地逆転と天気図型の特性を調べ、この結果と下松（山口県）および姫路（兵庫県）に発生した接地逆転と比較検討している。呉における接地逆転の検出は呉市北方の灰ヶ峯山腹（標高150m）と測候所（標高28m）の午前6時の気温により判定し、資料は1973年11、12月、1974年1、2、11、12月および1975年1、2月の冬期間である。呉市の地形は南に向って海に面し、西方から北方、東方にかけて平均400m前後の山地に取り囲まれて、半摺鉢状の特殊な地形をしており、測候所は海岸近くに位置している。

逆転のあった日を天気図型に分類すると、図-39に示しているような4つの型に分けることができた。すなわちA型は冬型気圧配置がゆるんだ状態、B型は西日本が移動性高気圧の前面に入っている場合、C型は西日本が移動性高気圧におおわれている場合、D型は移動性高気圧の後面に入っている場合である。4つの型毎に鉛直温度差（測候所と150m観測点との差）により分類して表わした出現回数を表-12に示す。全逆転日数（73日）のうち、A型の場合は19日で全体の26%の出現率を示すが、温度差は2℃未満が大半を占めている。B型では出現日数も多く25日で34%の出現率を示し、温度差2～3℃の回数が最も多い。C型はA型について出現日数が多く、温度差2℃以上が3/4以上を占めている。つぎにD型の場合は回数も他の型に比べ少なく、温度差1℃未満が多く、A型と同様3℃以上の場合はない。次に接地逆転のうち、2℃以上の温度差のあった日について、各型毎に当日午前6時の測候所の平均風向・風速および850mb面（約1400mの高さ）において推測した一般流を示したのが表-13である。これによれば、A、B、C型での風向は北東ないし東北東、風速2m/s前後である。D型では他の型に

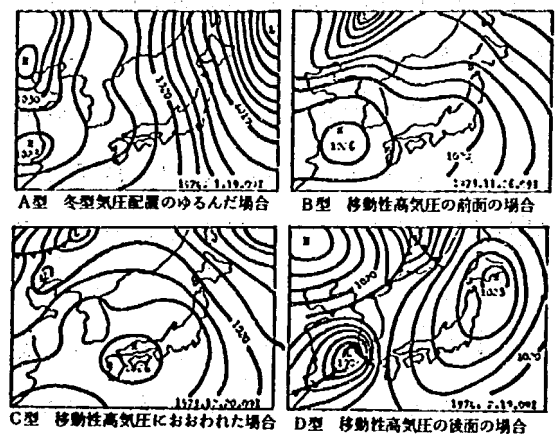


図-39 天気図型

表-12 型別垂直温度差の出現回数

	$R < 1$	$1 \leq R < 2$	$2 \leq R < 3$	$R \geq 3$	合計	出現率 (%)
A型	8	7	4	0	19	26
B型	6	6	10	3	25	34
C型	3	0	8	5	16	23
D型	9	0	4	0	13	18
回数計	26	13	26	8	73	
出現率 (%)	36	18	35	11		

Rは温度差(℃)

比べて、いくぶん南分を持っており、風速はさらに弱くなっている。天気はほとんどの日が快晴または晴であった。

A, B, C型のときの北東～東北東の風向は、呉市では地勢上後背地の冷気が谷間に沿って流出する形になると考えられる。したがってこれらの場合には、放射冷却による逆転現象に移流性の逆転が加わっているようである。

表-13 型別逆転当日6時の平均風向、風速および850mb一般流

型	具 測 候 所		850 mb 一般流
	風 向	風 速 (m/s)	
A	ENE	2.3	NW
B	NE	2.0	WNW
C	ENE	1.9	NW
D	ESE	1.6	WSW

呉での逆転出現が瀬戸内山陽側沿岸でどのようになっているかを天気図型毎に調べたのが表-14である。この表には呉、下松、姫路のどこか1個所以上で接地逆転が起きた日全部をとりあげてある。下松では135m、呉、姫路ではともに150m高度と地上との温度差をとってある。これによれば、A型で呉での出現と同時に姫路で起きた逆転の一致率は94%、B、C型はともに88%、D型は93%となっている。しかし姫路では出現しても、呉ではなかった場合はA型で3回、B型で2回、D型で1回であった。この理由としては高気圧前面にあるような場合に、呉では曇りか風が強かったのに反し、東方の姫路では風が弱く、晴れであったことがあげられ、局地的相違がきいているようである。

次に下松についてみると、呉での出現に対し、A型90%、B型92%、C型94%とかなりよく一致しているが、D型では76%とあまりよくない。D型のときに、呉、姫路ではまだ晴れていたが、下松ではすでに高気圧後面の谷の影響で曇って逆転が起きなかった例が大部分である。

次に横田が調査した神戸における逆転層と気圧配置との関係をみると、神戸市の背後の六甲山の斜面を利用して、高度59, 104, 130, 150, 170, 240, 270mの位置で、1967年12月から1968年4月まで気温の測定を27回実施している。

観測した結果を気圧配置にしたがって分類すると、同じ気圧配置でよく似た分布をしている。この場合に必ずしも接地逆転だけに着目していないが、それらの代表例を図-40から図-45に示す。各図で(a)は観測された気温の分布図、(b)は観測当日の0600時における天気図である。図中、dry adiabatは大気の乾燥断熱減率の意味で、9.8 deg/km, moist adiabatは湿潤断熱減率を意味し、地表付近では約4 deg/kmである。

気圧型は風速が5 m/s 以上のときを季節風型、風速が4.9 m/s 以下のときを大陸高気圧型、移動性高気圧が日本海を東進する場合を日本海高気圧型、本州上を高気圧が東進するときを本州高気圧型、本州の南海上を東進する場合を南偏高気圧型、および気圧の谷型の6種類に分類した。各型における温度分布の特徴はつぎの通りである。

表-14 天気図型別各地の逆転状況

	年月日	1973												1974												1974																		
		11月												12月												1月						2月						11月						
		2	8	9	12	13	14	15	16	23	24	26	29	30	2	6	11	12	13	14	15	18	20	21	27	31	2	3	4	5	8	19	20	1	4	16	17	18	19	20	2	6	7	8
A	下松				○											×						○									○		×								○			
	呉				○											○						○									○		○								○			
	姫路				○											○						○									×		○								×			○
B	下松	○				○					○	○	○											×		○	○	○	○					×	○	○	○	×			○			
	呉	○				○					○	○	○										×		○	○	○	○					×	○	○	○				○			○	
	姫路	○				×					○	○	×									○		○		○	○	○	×					○	○	○				○			?	
C	下松		○				○	○		○					○	○	○		○		○		○	○			○				○		×											
	呉		○				○	○		○					○	○	○		○		○		○	○			○				○		×											
	姫路		○				○	○		×					○	○	○		○		○		○	○			○				×		○											
D	下松			○				○					×					○		○																○					○	○		
	呉			○				○					○					○		○																○					○	○		
	姫路			○				○					○					○		○																	○					○	○	

	年月日	1974												1975												平均 気温差	呉の出現 率に対する 一致率																
		11月												12月														1月						2月									
		11	14	15	16	19	20	25	26	27	28	29	9	13	17	20	23	24	27	30	31	3	6	7	14			15	21	23	24	25	26	1	10	12	14	19	25	27	28		
A	下松	×	○										○		×		○	○	○		×								○	○		○		×	○	○	○	○	○			1.1℃	90%
	呉	○	○										○		○		○	○	○		×								○	○		○		欠	○	○	○	×	○		0.7	94	
	姫路	○	×										○		○		○	○	○		○								○	○		○		○	○	○	○	×					
B	下松			○		○		○	○	○	○					○							○	○		○							×									1.8	92
	呉			○		○		○	○	○	○					○							○	○		○							○								1.2	88	
	姫路			○		○		○	○	○	○					○							○	○		○							×										
C	下松										○					×			○										○													2.5	94
	呉										○					○			○										○													1.2	88
	姫路										○					○			○										○														
D	下松				×	○							×										×	○	○																	0.9	76
	呉				○	○							○										○	○	×																	1.2	93
	姫路				○	○							○										○	○	○																		

○：逆転あり。×：逆転なし。欠：欠測。

1) 季節風型

図-40に示されているように接地逆転はない。高度150 m付近に厚さ20ないし30 mの等温層を伴っている。

2) 大陸高気圧型

図-41に示されているように条件付き不安定(気温鉛直分布の傾度が湿潤断熱減率よりも大で、乾燥断熱減率よりも小)であるが、170 m以上は不安定である。接地逆転はない。

3) 日本海高気圧型

図-42で示されるように、高度170 mまでだいたい等温層ないし逆転層があり、その上は断熱的に変化している。

4) 本州高気圧型

図-43では高度150 m付近に逆転層上面があり、それより上に不安定層を伴う場合である。

5) 南偏高気圧型

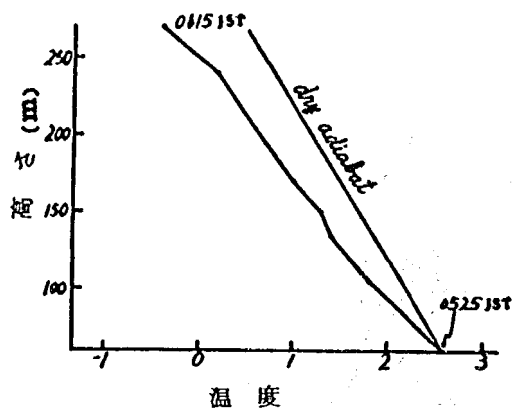
図-44に示すように、気圧の谷型に似た分布をするものと本州高気圧型の様に逆転層上面が150 m付近にあるものとに区別される。

6) 気圧の谷型

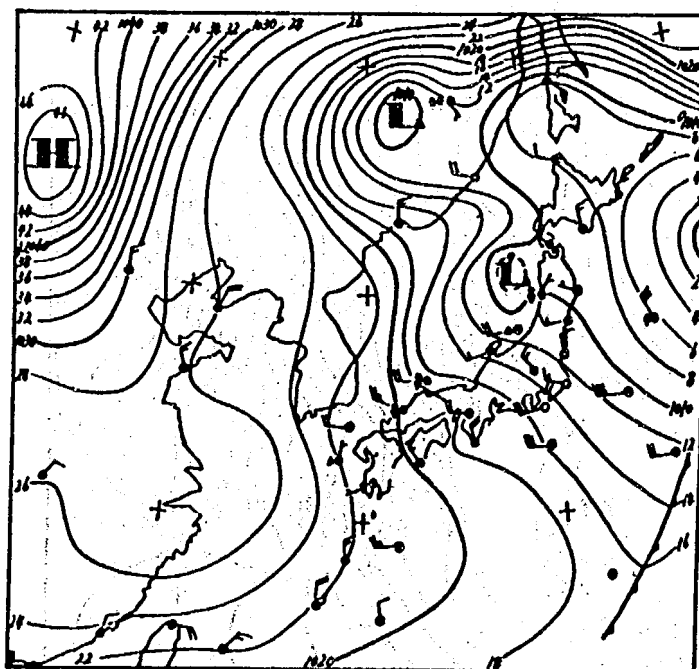
図-45に示されるように二層になるのが特徴である。

川本らは極東における冬季の逆転について調査している。極東といっても、日本はほとんど含まれず、主としてシベリア、中国北部方面の寒気の流入による逆転の調査である。1962～1966年の天気図を用い、1月中の500 mb (約5500 m)の高度分布型を北極の低圧部と偏西風の流れを基にして四つの型に分類し、極東各地のゾンデ資料から各型別の各層の平均気温を算出して、気温分布と状態曲線の特徴を調べた。図-46は各型のモデルである。

- (a) I型：北極全体が低圧部で分離した寒冷うずが朝鮮から日本海にまで下っているもの。
- (b) II型：北極はI型と同じく低圧部であるが、分離した寒冷うずがオホーツク海方面に延びたもの。
- (c) III型：I, II型と同様低圧部であるが、寒冷うずの分離がなく、本邦は一樣な偏西風帯になっているもの。
- (d) IV型：北極は他の型とは逆に高圧部になり、低圧部はシベリア北部に移るが、本邦はIII型と同じく一樣な偏西風帯になっているもの。

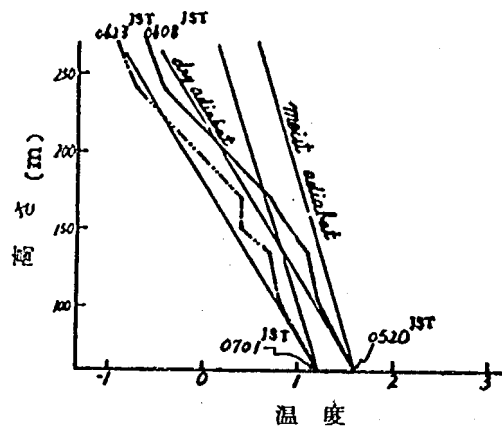


(a) 気温分布図 (1967-12-22, 5時25分に測定開始, 6時15分測定終了)

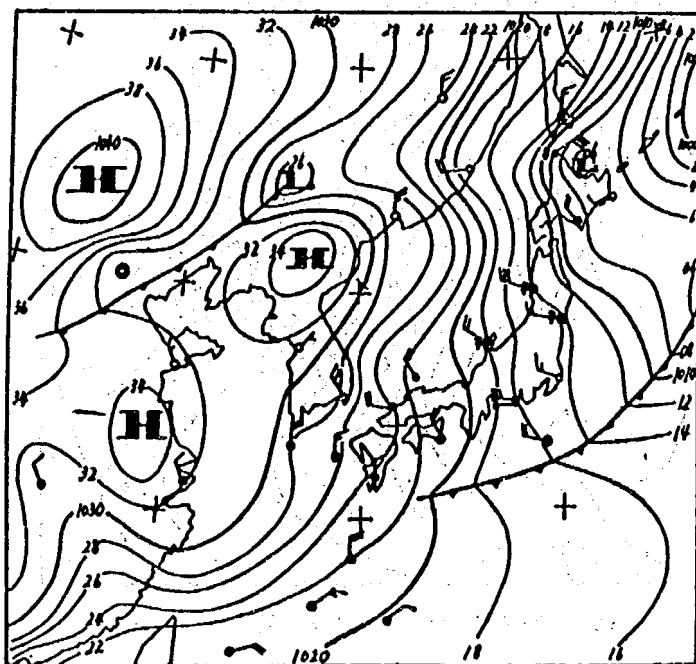


(b) 1967-12-22 6時の天気図

図-40 季節風の気温分布図と気圧配置

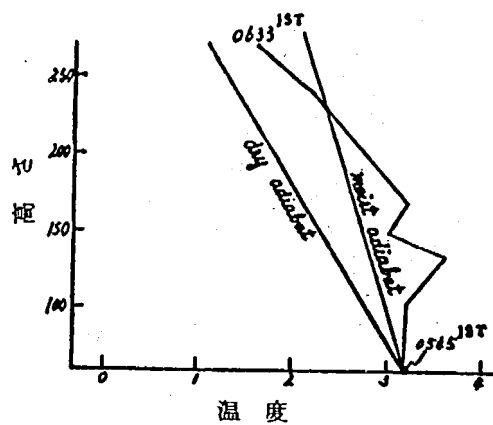


(a) 気温分布図(1967-12-24)

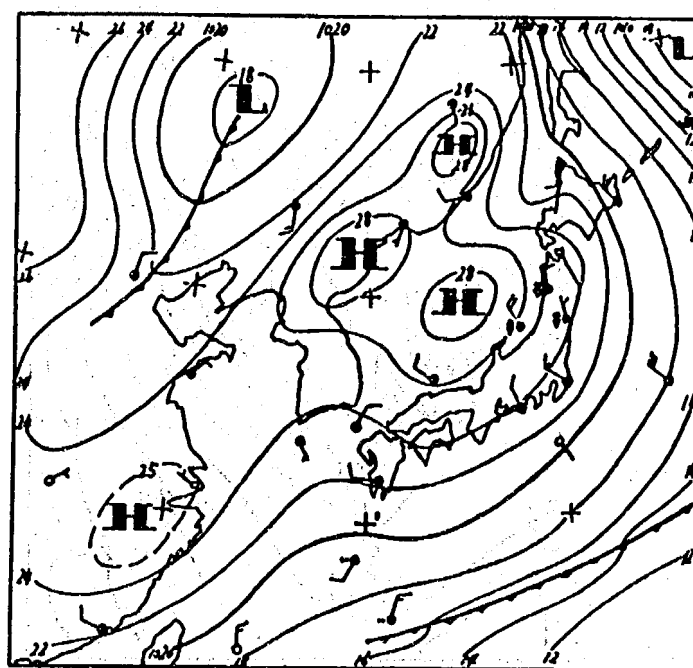


(b) 1967-12-24 6時の天気図

図-41 大陸高気圧型の気温分布図と気圧配置

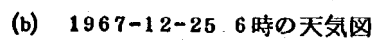
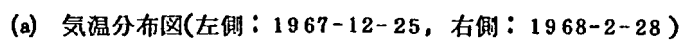


(a) 気温分布図(1967-12-18)

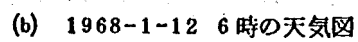
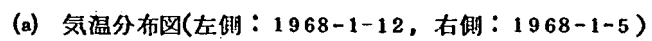


(b) 1967-12-18 6時の天気図

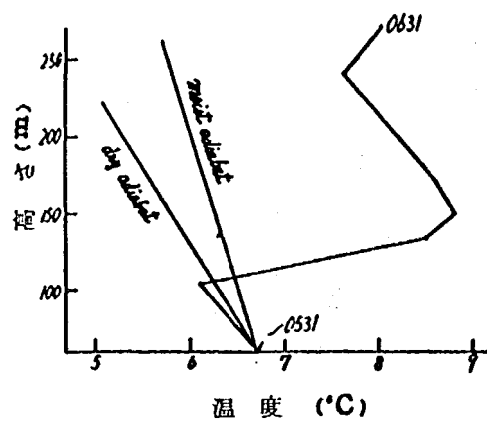
図-42 日本海高気圧型の気温分布図と気圧配置



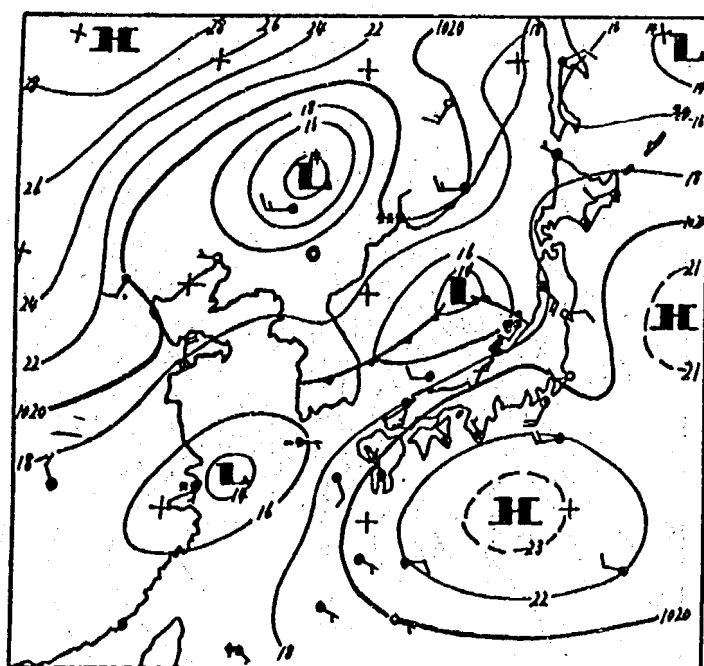
— 46 —



図一 44 南偏高気圧型の気温分布図と気圧配置



(a) 気温分布図(1968-1-6)



(b) 1968-1-6 6時の天気図

図-45 気圧の谷型の気温分布図と気圧配置

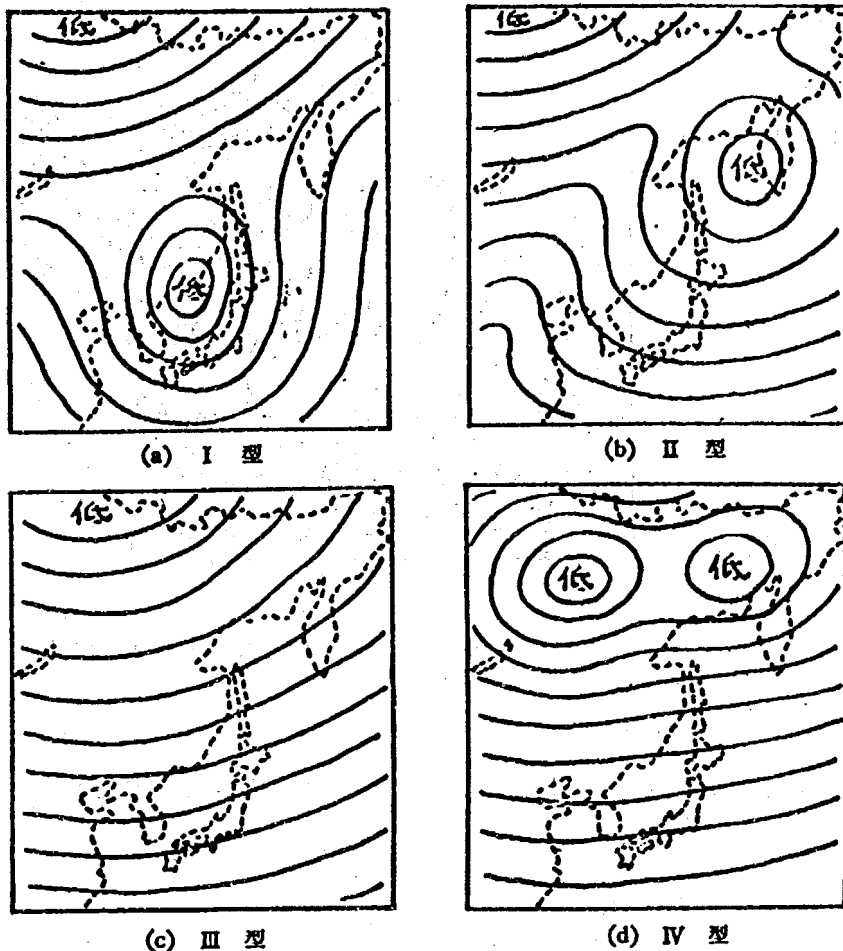


図-46 500 mb 天気図の分類モデル

各型別の気温分布の特徴は、I型では850～500 mb にかけて寒気の南下流入が顕著に現われ、II型でもやや東にかたよって、その傾向がみられるが、III、IV型では寒気の南下流入が認められない。

1962～1966年1月中におけるチタ、ハバロフスク、ウラジオストク、仁川、輪島の全状態曲線から接地逆転上面の高度を読み取り、各型別の平均高度を算出したものを表-15に示す。

接地逆転が高くなっているのは、I型とIV型であるが、I型では逆転の強さも強いが、IV型では等温層的なものがかなり含まれ、逆転の強さは最も弱くなっている。

表-15 接地逆転面の平均高度

地点	チタ	ハバロフスク	ウラジオストク	仁川	輪島
型	mb				
I 型	820	860	760	900	900
II 型	860	860	900	920	1000
III 型	860	860	900	860	1000
IV 型	810	810	910	950	970

註：標準大気の気温面高度

1963年1月15～24日（この期間は本州に大寒気が流入し、北陸大豪雪を起とした期間である）の地表の平均等温線と逆転面の高さの分布

mb	1000	900	800	700	600
1000	1000	1000	1000	1000	1000
850	1400	800	1900	3000	3600
750	2500	700	3000		
650	3600				

図を描くと、寒気はヤクーツク盆地から中国東北地方に、さらにウラジオストク方面から日本海にはいりこんでおり、逆転面の分布もこれに付随している（図-47）。また1000~850mb間では大陸のほとんど全般にわたり逆転層が存在している。

船津らは東海地方の下層の逆転層について、ラジオゾンデ資料を用いて調査を行ない、接地逆転の出現しやすい気圧配置にふれている。それによると、気圧配置型は次の通りである。

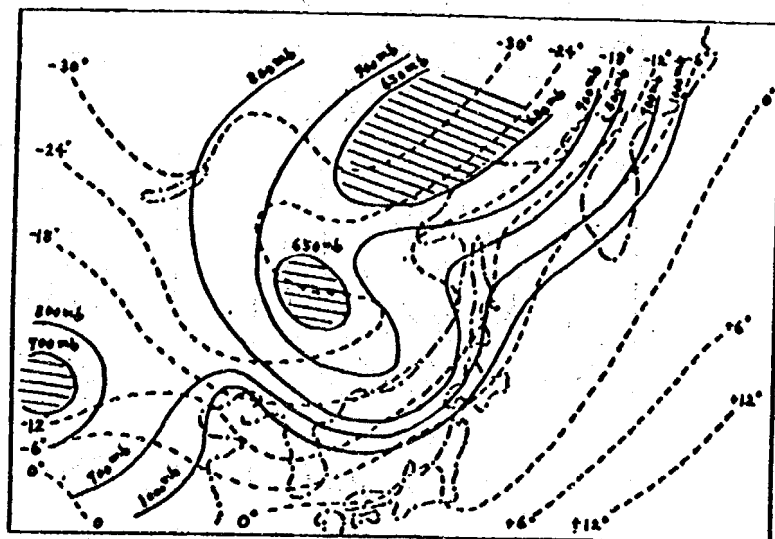


図-47 平均接地逆転高度の分布
実線は逆転高度 (mb), 破線は等温線

- a. 本州が移動性高気圧におおわれているが、東進あるいは南下する気圧の谷が接近中で、翌日あたりから当地方の天気が曇または雨となることが多い。
- b. 北高型で南方洋上に前線がある場合。
- c. 気圧の谷が南北に本州にある場合。
- d. 前線が南沿岸あるいは南海上に停滞し、前線上に低気圧がある場合。
- e. 寒冷前線が当地方を通過中の場合。

外国の例としては、オーストリアの **Wakonigg** が東アルプスの盆地における接地逆転と天気の型との関係を調べたものがある。²⁷⁾ 彼は12年間にわたって盆地ゾルトヴェーグ（標高669m）と山の観測点ザパン小屋（標高1620m）との間4点で気温測定がなされた資料を用いている。図-48に地形と観測点を示す。

図-48~51は天気の型と接地逆転との関係を示す等気温線図である。図-49は冬の早朝（7時）、図-50は日中（14時）、図-51は日平均である。縦軸に標高、横軸に天気の型をとり、曲線は等気温線を示している。天気型の記号は下記に示す通りである。日数は1956/57-1967/68年の12年間における東アルプスの天気の出現日数で、全日数は1083である。また、図-49~51の横軸には天気型の出現日数に応じて幅を取ってある。SとTSW、TSとVbは一緒にした。図で明らかなように、最も強い逆転は、S、SW、TSWのときに起こる。このとき、ゼックカウ（標高854m）は平均3.0°だけツェルトヴェーグよりも暖かい。高気圧のときも同様で、平均2.8°暖かい。明らかな接地逆転は西方に低気圧が

T = タムスヴェーク Z = ツェルトヴェーク
 St = ストールツァルベ Sc = セックカウ
 U = ウンツェークト P = プレーグ
 Sa = ザパシー小屋
 K = クラウパス



図-48 地形の状況

天 気 の 型	記 号	日 数
高 気 圧	H	136
二つの高気圧の中間，弱い高気圧	h	153
帯状高気圧	H _z	38
フィンランド上空に高気圧	HF	39
東方およびバルカン半島上に高気圧	HE	93
北からの気流	N	21
北西気流	NW	103
西からの気流	W	149
南西気流	SW	42
南からの気流	S	8
イギリス諸島に低気圧	TB	57
南西方向に低気圧	TSW	41
地中海西部に低気圧	TwM	30
南（アルプス）に低気圧	TS	67
アドリヤ，ポーランド間に低気圧	Vb	11
大陸（中央ヨーロッパ）に低気圧	TK	74
子午線方向に低圧部	TR	25
		1083

あるときにも現われる (TB, TwM)。このとき平均 2.5° 暖かい。最も弱い逆転は老化した極気団のときに現われ (NW, TS, Vb, TK, TR) 南方に低気圧があり、雲の多い天気状態である。

南西移流の天気状態 (S, SW, TSW) のとき、ゼックカウにおける朝方の気温の 91% がツェルトヴェーグよりも暖かい。これに対し安定した高気圧のときは 76%, 極気流のときは単調な気温変化で逆転が少なく、3.1% の発生率を示すにすぎない。一般に高気圧が長く滞在するとき強い逆転が生ずるようである。

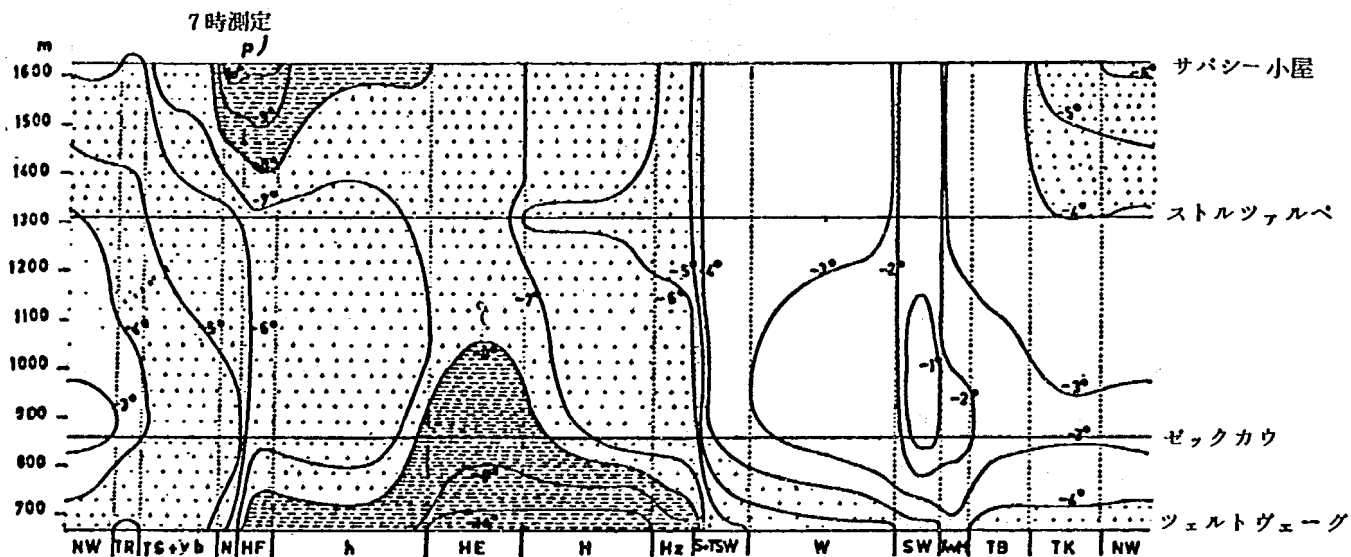


図-49 早朝の平均気温に関する等気温線

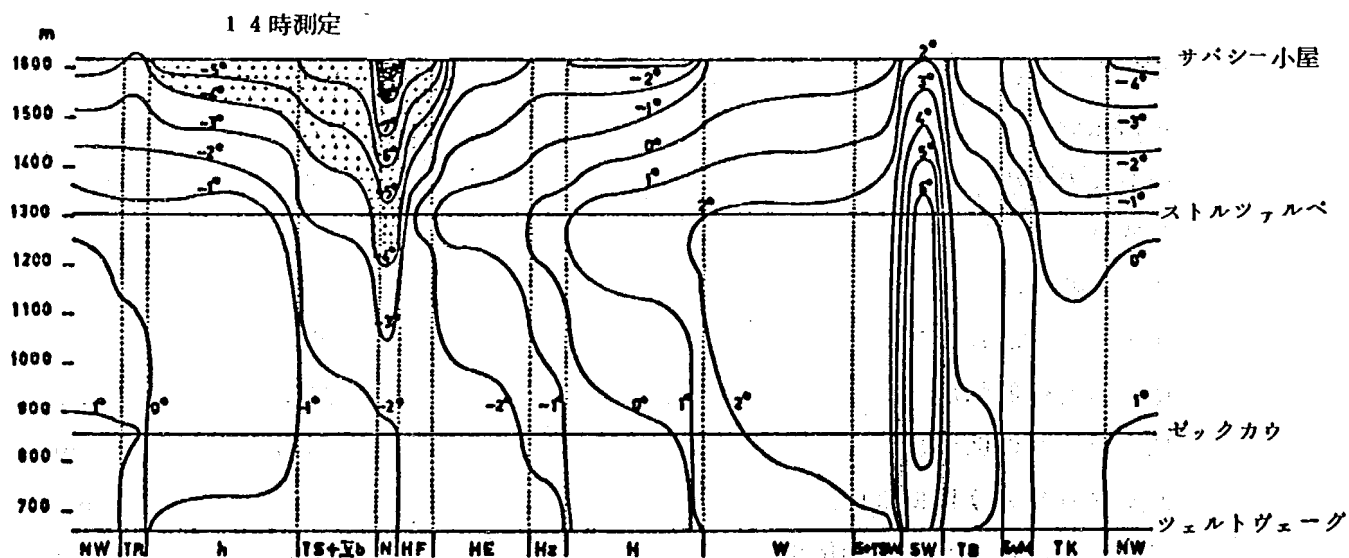


図-50 日中の平均気温に関する等気温線

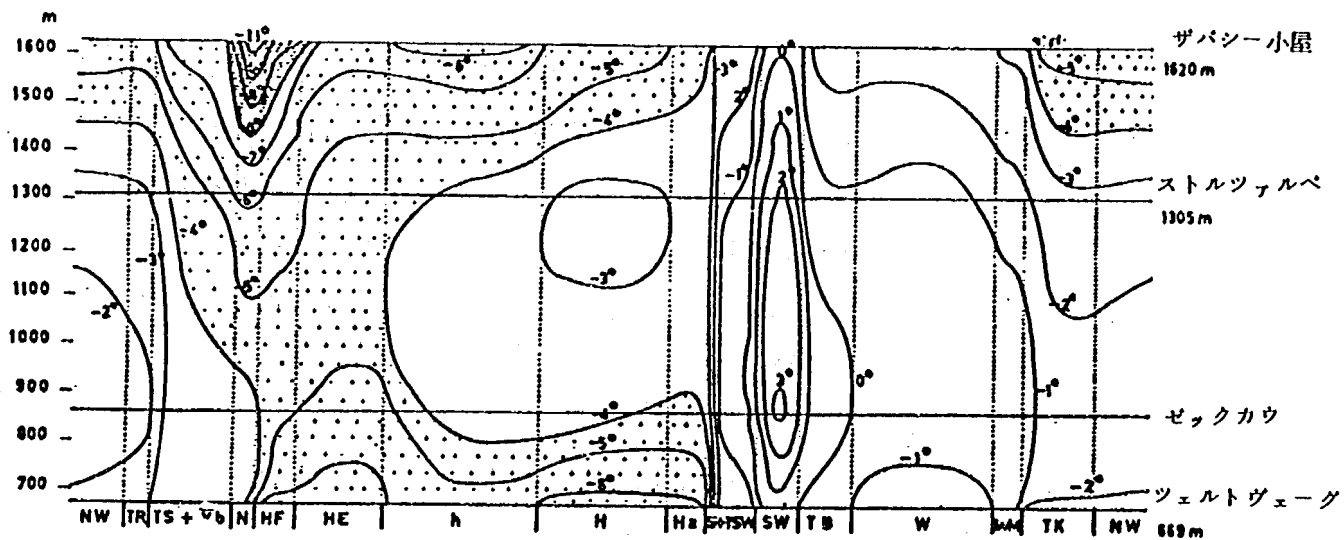


図- 51 日平均の等気温線図

4. 大気拡散に及ぼす影響

Lawrence は下層に気温の逆転があるときの大気汚染について、(i)日平均濃度と逆転の高さとの関係、(ii)逆転の継続しているときの日平均濃度を調査している。²⁸⁾用いたデータは1960年10月から1965年3月までの5年間における冬の半年間で、大気汚染(煙と亜硫酸ガス)のデータはKew 観測所の毎日の観測値より求めている。夜間(00h)と日中(12h)の気温の鉛直分布のデータはCrawley, Sussex(51°05'N, 0°13'W, 海拔471ft)におけるラジオゾンデ観測から求めた。

この調査より、次のことが判明したとしている。

- (1) 逆転は真冬には日中でもかなり出現している。
- (2) Kew 観測所における亜硫酸ガスの日平均濃度は逆転の高さが低くなるにつれて、増大する傾向がある。
- (3) Kewの東北東がLondonの汚染の中心であるから、東風の方が西風よりも、汚染を多くもたらす傾向がある。
- (4) 亜硫酸ガスの日平均濃度は、逆転の継続時間の長さに比例する。

Start らは山岳地帯の峡谷の中で、実験を行い、拡散の状況を調べた。²⁹⁾地形の影響による気流の乱れを詳細に調べているが、その中に逆転の場合も調査している。

実験の場所にはHuntington Canyon, Utah が選ばれ、二つの調査項目が決められた。第1は背の高い地形に物質がぶつかったときの変化、第2は峡谷中のガストレーサー濃度の測定である。測定とサンプリングは次の方法で行った。まず風の測定は峡谷の中はすべて3mの塔で行ない、また気温は183mの煙突の三つの高度で測定した。(図-52)

トレーサーガスを目で見えるようにするため、非常に濃い白い霧を出す油を用いた。ヘリコプターにより物質拡散の写真撮影も行った。トレーサーガスのサンプリングはヘリコプターと地上の両方で行った。トレーサーガ

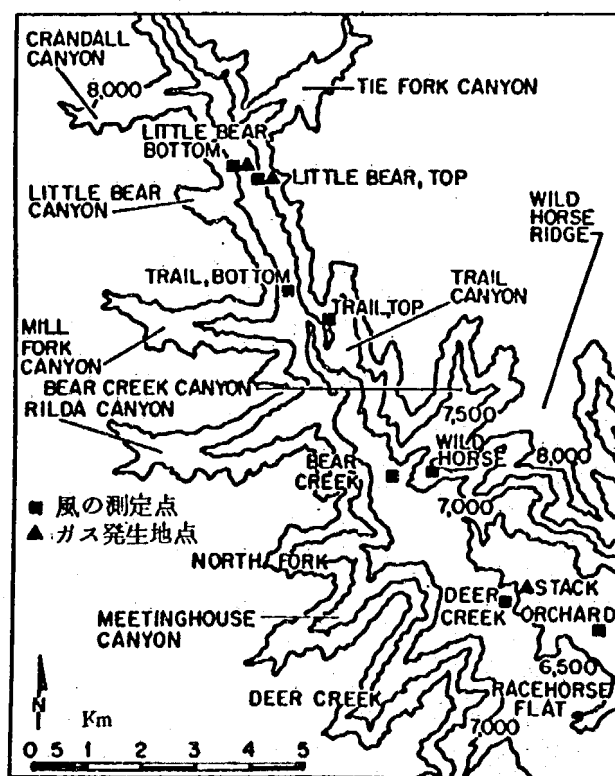


図-52 風の測定点とSF₆によるトレーサー実験位置
(Huntington Canyon)

スには 6 弗化硫黄 (SF_6) を用いた。

ガストレーサーの測定は大気が逆減率を持っている状態ないし中立状態のときに 183 m 煙突の頂上から放出する場合と強い逆転のとき峡谷の壁または床から放出する場合について行っている。実験は SF_6 を 12 回放出した。図-52 で三角印はブルームを放出した地点で、四角印は風を測定した地点である。

表-16 拡散の中心における濃度の計算値と測定値

試験番号	日付	時刻		大気安定度	風速 m/sec	平均比
		始まり	終わり			
1	1973-3-16	1051	1142	B	4.3	1.4
2	1973-3-19	1541	1624	D	4.5	4.4
3	1973-3-20	0914	1003	D	2.4	3.7
5	1973-3-21	1026	1110	D	5.3	5.6
6	1973-3-22	0944	1040	D	3.8	7.5
7	1973-4-4	0725	0810	F	2.9	29.3
8	1973-4-4	1745	1833	F	1.8	14.8
10	1973-4-5	1750	1823	F	3.2	18.9
11	1973-4-6	0628	0703	F	3.0	11.8

大気安定度毎の集計

分類	比
B	1.4
D	5.3
F	18.7 (すべてのケース)
	29.3 (上に上ったケース)
	15.2 (峡谷の中のケース)

* 平均比はターナーを用いた、パスキバギフォードの計算値 x_T と観測値の比 x_T/x_{observed} を表わす。

** 風速は霧の動きより求められている。

表-16 は、同じような気象条件のとき、平坦地における拡散物質の中心の濃度の計算値と測定値の結果である。中立状態のときの計算値と測定値との比は 5 であった。安定度の分類が F のとき、比は約 15 であった。テスト 7 は例外的である。

次は背の高い壁への拡散物質の衝突の問題である。Huntington 峡谷のような切り立った壁の深い谷の中では、一本の細い筋のようなブルームにはならない。高所からでてくるブルームの一部は、横に広がり、水平に輪を描くようになる。そして高い壁に近づくと、一時的に流出するときの濃度になることが期待される。逆転時に峡谷の低い層内で一様な混合が行われているときは、ヘリコプターで集めた中心線の濃度と地上のサンプル濃度との間には、ほとんど差がない。しかしながら、計算値と観測値との比は逆転のような安定のときの方が、不安定や中立の状態のときよりも大きい。

峡谷の中の風は、簡単な密度流のようなものではなく、非常に乱れた状態にある。乱流は山—峡谷というごつごつした地形によって発生し、平坦地では発生しない。この乱れが大きくなる理由は、三つあると考えられる。

第一は、山の頂上が非常にゴツゴツしているので、これによって著しい乱れが起きて、その一部が峡谷の中に入ってくる。図-53 がこの例である。

第二は、図-54に示した。斜面を下る密度流が側谷から主谷へ入って行くのが、煙の実験からわかる。主谷が狭いと、側谷からの流れは、運動量の過剰によって、反対側の谷の斜面をはい上る。この流れは、斜面を流れ下る密度流と一緒にあって、主谷の壁に沿って流れる。これが、らせん状循環を起こすと考えられる。この効果は、強い気温の逆転があって、山の上から風がごく静かに流れ下るとき、明瞭に観測される。このことは油霧によって確かめられた。

第三は、wake 乱流である。wake 乱流は三つの機構のうち、最も小さいスケールである。空気が谷の中を流れるとき、突き出た崖や、突出部の上のまわりを流れる。峡谷の壁のまわりの流れの模様と、乱流のwake 効果を模式的に図-55に示した。wake の区域は障害物の風下に広がり、風速の弱い区域を持ち、この高められた乱れはしばしば、穴のところで止む。

林は横山らの測定した接地逆転のデータを用いて解析し、接地逆転層の消滅過程における拡散を調べている³⁰⁾。その中の解析の一例を図-56に示す。黒い点の部分は観測されたスモッグ層で、時間的な層の厚さの変化が示されており、図中の実線は等風速線である。また破線は dT/dz の等値線である。これを見るとわかるように、スモッグ層の上面は風速 10 m/s の線とほぼ一致している。またスモッグ層が下降する高さは、リッドの上面と一致している。スモッグ層が上昇し始める

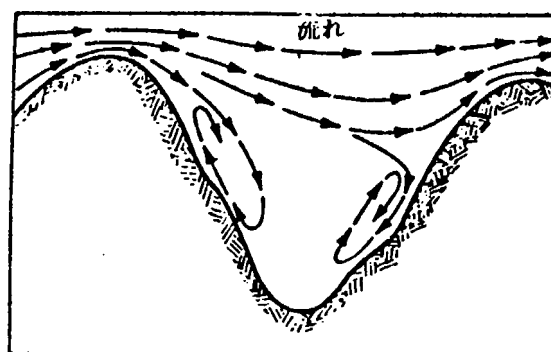


図-53 山頂の影響に関する模式図

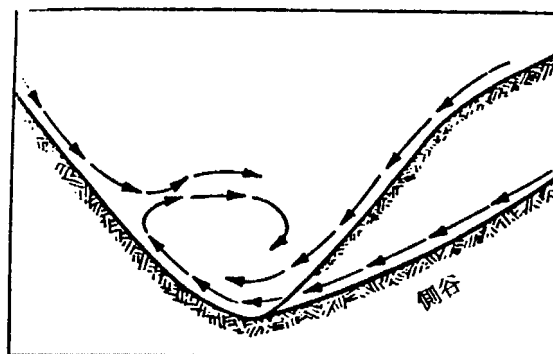


図-54 斜面を下る密度流と側谷からの空気の供給による回転の模式図

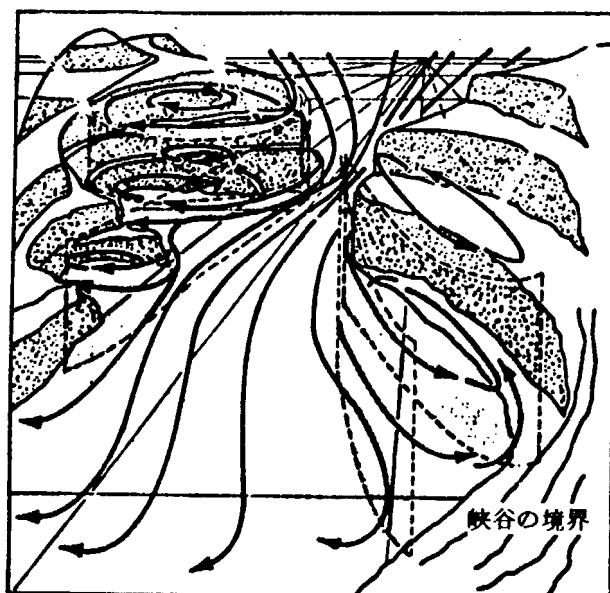


図-55 wake 乱流の模式図

のは、リッドの下での混合層が発達し、リッドが消滅する時刻とほぼ一致している。

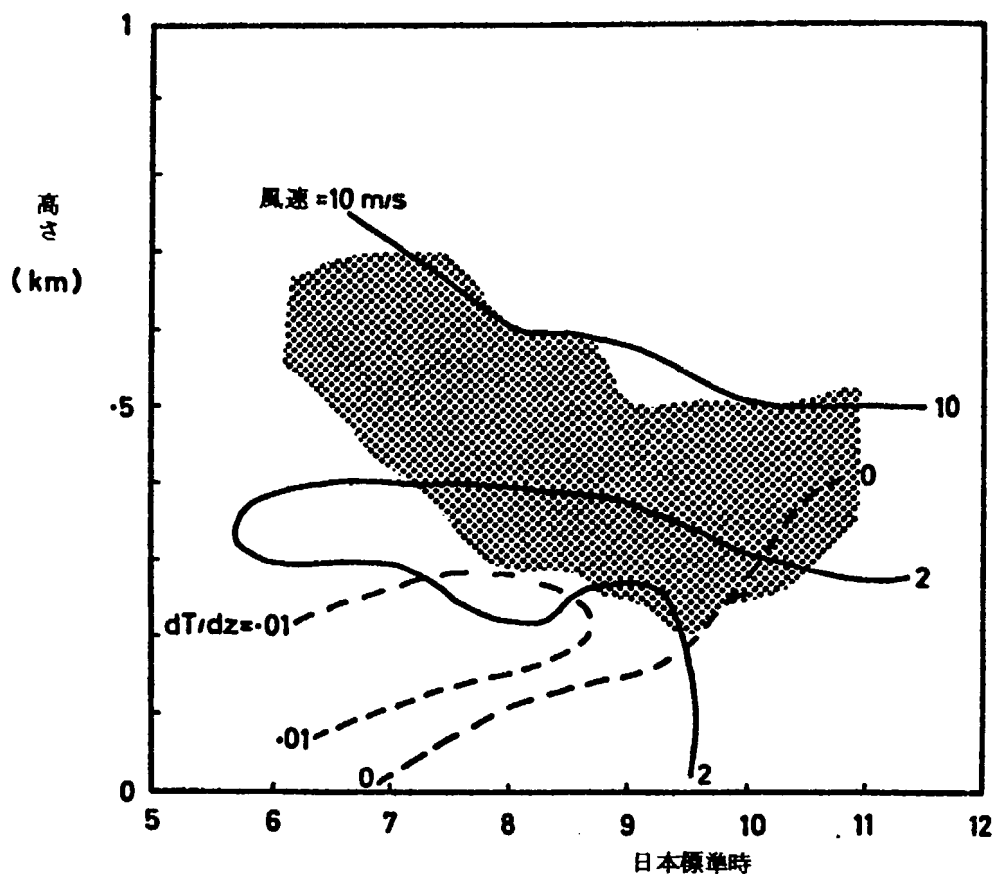
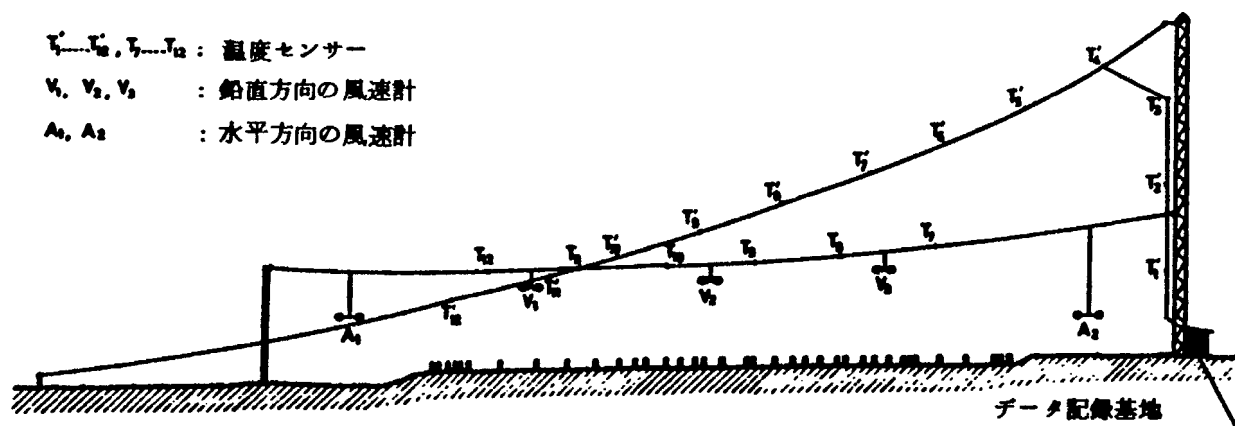


図-56 スモッグ層と風速、気温の関係

Benech は非常に強い人工熱源から生ずる物質が、大気の境界層の中へ入って行く現象を調べている。³¹⁾ この報告は大気下層の対流と拡散との関係を実験によって見出したものであるが、接地逆転ではない。



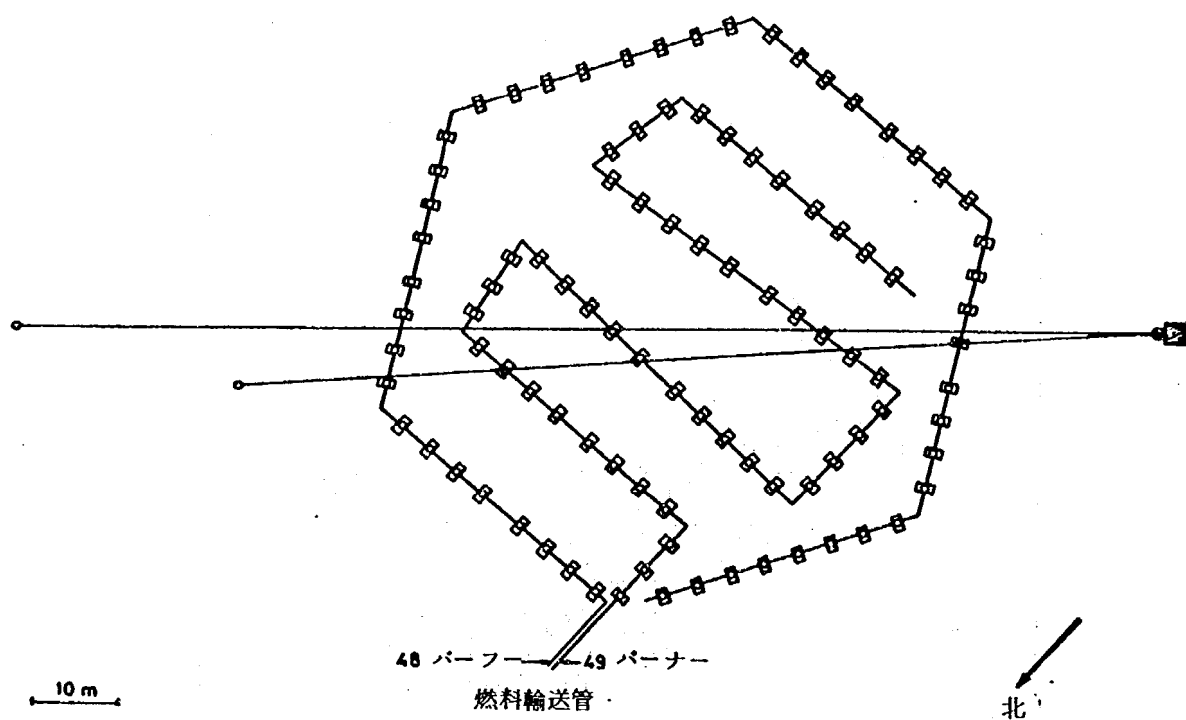


図-57 燃料バーナーの配置図と風、温度センサーの位置

実験の場所は、中央ビレネーの北約20 Kmにある標高600 mのLannemezan 高原である。熱源は約4000 m^2 (半径36 m)の六角形の区域である。図-57に97個のバーナーを燃料パイプでつないだ模様を示す。各バーナーは毎分10リットルの燃料の供給を受ける。熱エネルギーは約600 MW、作動時間は5～10分である。図-57にはまた種々のセンサーの配置も示した。センサーは、温度計、水平および鉛直方向の風速計である。

地上10 mの平均値では、拡散物質の内と外との温度差が50℃を超え、物質の鉛直速度は3 m/sで、最大温度は100℃以上、鉛直速度の最大値は7～8 m/sであった。実験の前後にラジオゾンデ観測を2回行っている。その間隔は2時間であった。地上でブルームの周囲からの流入を知るために、熱源から東西南北にそれぞれ50 m離れた所で、4個の発煙器をおいて測定した。上層では、気温、湿度および風の鉛直速度を測るため、飛行機による観測が行われた。

1971～1973年の間、12回の実験が行われた。よい視程、煙霧がないこと、雲量が少いことから日を選んだ。表-17は実験データの一例である。ブルームの鉛直速度成分は写真撮影のデータからとった。鉛直速度は地上150 mの高さで最大となっている。10 mの高さでブルームのふちでは、時々負の鉛直速度(～1 m/s)となる。

表-17 測定結果

凡例

Δt パーナー燃焼時間
 h 地上よりの高さ
 γ 温度減減率
 U 風速
 d 排出源よりブルーム軸の水平投影距離
 R 任意の平面におけるブルームの半径
 w ブルーム速度の鉛直成分
 ΔT_0 地上より10mの位置におけるブルーム内外の温度差
 w_0 地上10mにおけるブルームの鉛直速度

時間 (グリニック標準時)	大気					ブルーム			
	Δt (s)	h (m)	γ ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)	U (m/s)	d (m)	R (m)	w (m/s)	ΔT_0 ($^{\circ}\text{C}$)	w_0 (m/s)
1971-6-2* 1445	330	10	-0.8	4	0	23		平均 50	
		100	-0.9	4	119	56	5.1	最大 110	
		200	-0.8	4	310	104	3.9		
		300	-0.8	5	528	129	3.9		
		400	-0.6	5	828	180	3.5		
		500	-1.1	5	1075	220	3.2		
		600	-0.7	5			2.5		
		700	-0.7	5					
		800	-1.1	4					
		900	-1.1	4					
		1000	-1.1	4					
		1100	-0.8	4					
		1200	-0.7	3					
1971-10-1 1430	300	10	-1	4	0	36	3	平均 50	
		100	-1	4	97	47	4	最大 120	
		200	-0.9	4	203	81	4.2		
		300	-0.9	3	316	125	4.2		
		400	-0.9	3	418	153	3.7		
		500	+1.1	4	542	160	3.5		
		600	-0.2	4	772	188	3.3		
		700	-0.1	3					
		800	-0.4	4					
		900	-0.5	4					
		1000	-0.7	4					
		1100	-0.6	4					
		1200	-0.3	3					
		1300		2					
1972-8-4 1617	300	10	-1.2	1	0	35	3.5	平均 45	
		100	-1	2	46	38	5.7	最大 105	
		200	-0.8	2	106	65	6.4		
		300	-0.8	2	168	89	6.4		
		400	-0.5	3	223	114	6.2		
		500	-0.9	3	259	127	5.9		
		600	-1.1	2	328	128	5.5		
		700	-1.1	1	329		5		
		800	-1	1	341		5		
		900	-0.8	1	410		4.4		
		1000	-0.8	1	448		4.4		
		1100	-0.8	2	688		4.4		
		1200		5	1158		4.1		
		1300		6			3.2		
1972-11-27* 1500	300	10	-2	4	0	23	3.5	平均 45	
		100	-0.5	4	138	50	4.1	最大 70	
		200	-0.7	4	266	88	3.6		
		300	-0.9	4	368	113	3.4		
		400	-1	3	468		2.6		
		500	-0.3	3	504		2.0		
		600	+0.2	5			1.2		
		700	-0.1	5					

		800	-0.4	5					
		900	0	6					
		1000	-0.3	6					
		1100	-0.4	6					
1972-11-27	300	10	-2	4	0	36	3.5	平均 45	
1530		100	-0.5	4	137	51	4.7	最大 125	
		200	-0.7	4	267	75	4.6		
		300	-0.9	4	317		4.3		
		400	-1	3			4.1		
		500	-0.3	3			3.6		
		600	+0.2	5					
		700	-0.1	5					
		800	-0.4	5					
		900	0	6					
		1000	-0.3	6					
		1100	-0.4	6					
1978-2-5	300	10	-2.1	2	0	36	4	平均 65	
1430		100	-1	2	113	48	5	最大 200	
		200	-1	2	195	76	6.7		
		300	-1	2	322	118	6.7		
		400	-1.1	2	397	139	6.2		
		500	-0.3	2	470	161	5.5		
		600	+0.4	2	573	202	5		
		700	-0.6	2	669		4.2		
		800	-0.8	2	742		3.8		
		900	-0.6	2	738		3.5		
		1000	-0.6	2	810		3.1		
		1100	-0.9	2	890		2.8		
		1200	-0.6	2	920		2.4		
		1300			960		2		
1973-4-5	300	10	-1.6	2	0	36	3.9	平均 62	平均 3.9
1430		100	-1.1	2	13	38	6.2	最大 130	最大 7.4
		200	-1	2	21	45	6.7		
		300	-1.1	2	46	61	6.7		
		400	-1.1	2	51	75	5.4		
		500	-1	4	53	89	5.8		
		600	-0.6	4	55	104	5.3		
		700	+1.5	5	90		5.1		
		800	-0.4	5	165		4.8		
		900	-0.9	5	519		4.2		
		1000	-0.7	5			3.5		
		1100	-0.7	5			2.5		
		1200	-0.1	5					
1978-7-4	330	10	-1.6	2	0	36	2.6	平均 30	平均 2.6
1430		100	-0.9	2	105	59	5.5	最大 80	最大 7.3
		200	-1	3	241	90	5.8		
		300	-0.9	3	338	121	5.6		
		400	-0.7	3	395	135	5.3		
		500	-0.9	3	431	158	5		
		600	-0.2	3	443	170	4.8		
		700	-0.1	2	460		4.3		
		800	-0.6	2	510		4.2		
		900	0	2	578		4.2		
		1000	+0.5	2	588		4		
		1100	-0.8	2	700		3.7		
		1200	-0.8	2	770		3		
		1300			909		2		

1978-9-4 1100	360	10	-1.3	2	0	36	2.9	平均 50 最大 115	平均 2.9 最大 8.6
		100	-1.2	2	48	49	5		
		200	-1.0	2	109	83	5.3		
		300	-0.6	1	166	104	5		
		400	-0.4	2	204	122	4.9		
		500	-0.2	2	234	141	4.7		
		600	-0.6	2	289	150	4.5		
		700	-0.6	3	341		4.3		
		800	-0.6	4	407		4		
		900	-0.3	4	543		3.5		
		1000	-0.6	3	615		2.6		
		1100	-0.6	3					
		1200	-0.6	3					
1978-10-28 1440	600	10	-1.3	2	0	36	3	平均 50 最大 150	平均 3 最大 6.5
		100	-1	3	23	55	5.5		
		200	-1	3	62	83	5.9		
		300	-1	3	103	110	5.7		
		400	-1	4	151	123	5.6		
		500	-1	2	183	132	5.5		
		600	-0.8	1	205	170	5.2		
		700	+0.3	1	233		4.8		
		800	+1.0	1	291		4.3		
		900	+0.1	3	586		4		
		1000	+0.2	3	1050				
		1100	+0.3	3					
		1200	+0.1	2					
1978-11-18 1315	360	10	-3.2	3	0	36	2.4	平均 45 最大 110	平均 2.4 最大 5.2
		100	-1.6	4	88	59	4.8		
		200	-0.4	4	181	85	5.8		
		300	-0.6	4	262	107	5		
		400	-1.7	3	340	115	5		
		500	-1.1	4	439	122	5		
		600	-0.8	3	559	143	5		
		700	-0.2	3	668				
		800	+0.2	5	828				
		900	+2	5	1093				
		1000	+2.2	4	1460				
		1100	+0.6	4					
		1200	+0.2	4					

* この実験は49のバーナーのみによっている。

周囲の大気についていえば、地表付近のまわりの速度場は実験により次のように乱されている。

- (1) バーナーから50 mの所では、バーナーの風上のものを除き、すべての煙トレーサーに熱源により、見掛上影響されない。風上の場合、煙トレーサーが最初風下に動き、次にブルームに入っていく。
- (2) ブルームから15 mの距離で、5 mの高さの所では、水平の風速は、風上では増加しないが、ブルームの横では、3 m/s から6 m/s に増加する。風下では水平速度の増加とともに、鉛直の輪がしばしば観測される。
- (3) バーナーの高さ(地上1 m)では、ブルームの横で、水平速度は7~8 m/s で、5 mの高さよりも速い。

上層では、飛行機観測を100 mの高さで、ブルームの端から、30, 70, 150 mの距離で水平飛行を行って測定した。また、300 mの高さで、ブルームの端から、80と160 mの距離で行った。その結果、まわりの空気に対するブルームの影響は小さいことが分かった。

気温の上昇は、ブルームのふちから30 mの距離で、高度100 mにつき0.5℃である。鉛直速度の変化はブルームの近くでも、遠方と同様である。

12回の観測のうち、8回は気温の逆転が存在しているときに行われた。逆転の高度より下では、大気は一般に中立で、風はいつも5 m/s 以下であった。

表-18は各実験に対する逆転の高さと温度差の表である。またブルームの最高高度とブルーム軸の最高高度も示した。1971年6月2日の実験はほとんど中立の大気の中で行われた。このときは、ブルームの半径が高さとともに増加した。しかし、定常状態には達しなかった。ブルームは速やかに見えなくなり、バーナーが消えてから20~30分継続した。

表-18 逆転の高さと温度差

	逆転の 最大高さ (m)	逆転の 厚さ (m)	逆転の 温度 (°C)	ブルームの 最大高さ (m)	ブルーム軸の 最大高さ (m)	観測
1971-6-2*	逆転なし			1100**	測定できず	
1971-10-1	570	50	1.8	950	650	逆転の中へ入る
1972-8-4	1200mまで 逆転なし			1450**	測定できず	
1972-11-27*	730	200	0.2	700	500	逆転の中へ入らず
1972-11-27	730	200	0.2	850	600	逆転の高さに達する
1973-2-5	640	100	0.6	1400	1300	逆転の中へ入る
1973-4-5	900	180	2.8	1200	900	逆転の高さに達する
1973-7-4	1030	130	1	1600	1300	逆転の中へ入る
1973-9-9	安定			1160	1000	逆転の中へ入る
1973-10-23	1180	400	1.8	1260	1050	逆転の高さに達する
1973-11-13	1300	400	7	1120	1000	逆転の中へ入らず

* この実験は49のバーナーのみによっている。

** 煙ブルームの可視限界の大きさ

1971-10-1, 1973-2-5, 1973-7-4 の3つの実験では、ブルームと軸の最高高度が、逆転の高さよりも高い。すなわち、ブルームは逆転層の中へ入って行った。この場合に風は1500 mまで4 m/s 以下で、逆転層の高さは500 mと1000 mとの間であった。そして逆転層の厚さは150 m 以下であった。

1972-11-27のときは、実験が2回行われた。最初は熱源が半分のパワー、二番目は全パワーであった。530 mと730 mの間にうすい逆転層があり、その上は安定な大気であった。地上付近では風速が4 m/sで、逆転層の上では6~7 m/s であった。二つの実験で違うところは、二番目の方がブルームの高さが150 m高いが、両方とも、逆転層の中へは入っていない。全パワーの実験では、ブルームの最高高度が初め、逆転層の高さより高かったが、その後、ブルームの最高高度が下がり、ブルームは逆転層の高さに留まった。

一般に、ブルームが逆転層の中に入るのは、逆転層が500 mと1000 m との間にあり、厚さが150 m 以下のときに限る。他の場合には、単にブルームが逆転層の高さに達するか、またはそれを引上げる。

以上の文献調査で用いた参考文献を以下に示す。文献検索は気象庁図書室を利用したので、必ずしも、すべて土木研究所に存する訳ではない。

- 1) 吉野正敏：わが国における大気汚染危険度の気候学的推定，天気，15・1，1968・1・
- 2) M.V. Sivaramakrishnan, R.Y. Mokashi, N.V. Parameswaran : Temperature inversions and stable layers near ground over India, Indian J. Met. Geophys., 23, 1972.
- 3) 伊東彊自：大気汚染と制御，1961・
- 4) O. G. Sutton, : Micrometeorology, 1953・
- 5) B. Rodhe: The effect of turbulence on fog formation, Tellus, XIV, 1962・
- 6) W. G. Zdunkowsky, and A. E. Barr : A Radiative - Conductive Model for the Prediction of Radiation Fog, Boundary - Layer Met., 3, 1972・
- 7) D. Anffossi, P. Bacci and A. Longhetto : Forecasting of Vertical temperature profiles in the atmosphere during nocturnal radiation inversions from air temperature trend at screen height. Quart. J. Roy. Met. Soc., 102, 1976
- 8) D. P. Gutman, and K. E. Torrance : Response of the Urban Boundary Layer to Heat Addition and Surface Roughness. Boundary - Layer Met., 9, 1975・
- 9) 鈴木弥幸：館野の接地逆転，研究時報，29, 1977・
- 10) 気象庁：南関東大気環境調査報告(1)，1977・
- 11) H. Mayer, : Inversionen in der Bodennahen Atmosphäre über Karlsruhe, Met. Rdsch., 25, 1972・
- 12) L. Sabev, : On the Diurnal Regime of Surface Temperature Inversions in Sofia District, Hidrol. and Met., 22, No. 3, 1973(ロシア語)・
- 13) G. Wendler, and P. Nicpon : Low - Level Temperature Inversions in Fairbanks, Central Alaska, Monthly Weather Review, 103, 1975・
- 14) A. H. Thompson, : Surface Temperature Inversions in a Canyon, J. Appl. Met., 6, 1967・
- 15) J. D. Bergen, : Cold Air Drainage on a Forested Mountain Slope, J. Appl. Met., 8, 1969・
- 16) L. B. Mac Hattie, : Kananaskis Valley Temperatures in Summer, J. Appl. Met., 9, 1970・

- 17) 石川信敬, 石田 完: 冬期における盆地冷却の観測, 低温科学 物理篇, 第29輯, 1971.
- 18) 箕輪年雄: 横浜における気温接地逆転層の構造について, 研究時報, 21, 1969.
- 19) 横山長之, 林正康, 北林興二, 下形茂雄, 蒲生稔, 山本晋,
吉門洋, 菅原清: 大気境界層中の温度と風向風速の鉛直分布, 公害, 9, 1974.
- 20) D. G. Baker, J. W. Enz and H. J. Paulus : Frequency, Duration, Commencement
Time and Intensity of Temperature Inversions at St.
Paul - Minneapolis, J. Appl. Met., 8, 1969.
- 21) M. A. Atwater, : The Radiation Budget for Polluted Layers of the Urban
Environment, J. Appl. Met., 10, 1971.
- 22) R. D. Bornstein, : Observations of the Urban Heat Island Effect in New
York City, J. Appl. Met., 7, 1968.
- 23) 根山芳晴, 山本和三, 大奈健: 呉における接地逆転の特性と山陽沿岸での普遍性について,
天気, 23, 1976.
- 24) 船津康二, 山田俊一, 野村祐守: 東海地方における下層の逆転層について, 研究時報, 27,
1975.
- 25) 横田直造: 神戸における逆転層と気圧配置との関係,
研究時報, 22, 1970.
- 26) 川本敏夫, 石坂重次: 極東における冬季の逆転について, 研究時報, 19, 1967.
- 27) H. Wakonigg, : Wintertemperaturen und Inversionen in einem ostalpinen
Talbecken, Met. Rdsch., 23, 1970.
- 28) E. N. Lawrence, : Atmospheric Pollution during Spells of Low-Level Air
Temperature Inversion, Atmospheric Environment, 1, 1967.
- 29) G. E. Start, C. R. Dickson and L. L. Wendell: Diffusion in a Canyon
Within Rough Mountainous Terrain, J. Appl. Met., 14, 1975.
- 30) 林 正康: 接地逆転層の消滅過程における拡散, 公害10, 1975.
- 31) B. Benech, : Experimental Study of an Artificial Con- vective Plume
Initiated from the Ground, J. Appl. Met., 15, 1976.

キーワード 大気汚染, 逆転層

要 旨 本報告は自動車排出ガスの大気拡散におよぼす影響が大きい可能性のある気温の接地逆転に関する文献を収集整理し土木研究所資料としてとりまとめたものである。



郵便はがき

3 0 5 - □ □

20円切手
をはって
下さい。

茨城県筑波郡豊里町大字旭一番地
建設省土木研究所
交通環境研究室 行

No. 8

No. 8

配布先氏名

配布先住所





土木研究所資料第1548号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

