

# 盆地内に形成される夜間冷気層 (冷気湖) の厚さと地形との関係\*

近藤 純正\*\*・桑形 恒男\*\*

## 要 旨

地上観測所の気圧と気温の観測データを用いて夜間冷気層の厚さを推定する2の方法を考案した。1つは平地と山の頂上の観測データを用いる方法、他は冷気層が発達する場所としない場所のデータを用いる方法である。それぞれのデータを用いて盛岡と会津盆地における冷気層の厚さを推定した。この方法の利点は、従来の方法に比べて手軽にできる点にあり、冷気層が厚く発達する深い盆地や谷地形に応用できる。

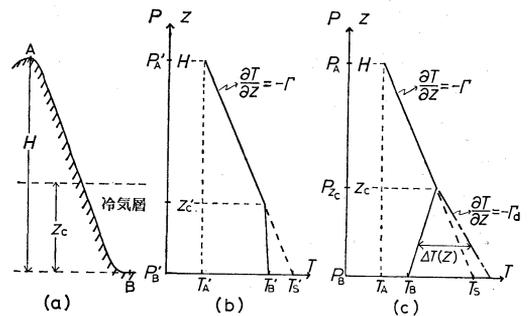
これらの結果および他の盆地における観測資料を解析した結果、冷気層の厚さはほぼ盆地の深さに比例していることがわかった。

## 1. はしがき

一般に、よく晴れた夜間には、地上付近に冷気層が発達するが、特に盆地においては、周りの山々からの冷気流入も手伝って、その発達を促進される。

1983年4月27日の東北地方大規模山林火災の大きな原因となった強風は、夜間に発達した冷気層が日の出後の日射によって破壊された直後に、突風的に起こったものである(近藤, 1983)。このような突風を予知するためには冷気層が地形や気象条件によってどの程度の厚さになるかを知っておく必要がある。さらに、内陸で発生する局地高気圧の強度、それによる局地風循環、等々を考慮してみればわかる通り、冷気層の厚さを推定することは、気象学・災害科学・環境科学上、重要な問題である。

冷気層の厚さを求める従来の方法としては、ラジオゾンデや係留気球を使う方法や、近くの山の斜面上に温度計をいくつも設置し、温度分布を測定する方法、などが知られているが、両者とも手軽にはできない。ここでは新たに、簡単な2つの方法を考案する。まず第1の方法は、平地と、近くの山の頂上との2点で気温と気圧を測定して求める方法、第2は、隣接した、冷気層がよく発



第1図 冷気層の厚さの推定(その1)における、(a)観測点周辺の断面図、(b)日没前の気温プロファイル、(c)日出前の気温プロファイル。但し、縦軸は高度に対してリニア。

達する場所と、発達しにくい場所との気圧差より求める方法である。

この論文の前半では、これら2つの方法を用いて盆地の冷気層の厚さを推定し、後半では、いくつかの盆地を選んで、冷気層の厚さと地形との関係を調べる。

## 2. 冷気層の厚さの推定(その1)

### 2.1. 方法

第1図(a)に観測点周辺の概略図を示す。ここで、Bは平地の観測点、Aは山頂の観測点を示している。但し、観測点Aは冷気層の外に位置していなければいけない。観測点として山頂を選んだのは、山頂の様な突出地では、冷気流出によって夜間冷却量は非常に小さいと考

\* A relation between the depth of nocturnal stable layer (cold-air-pool) and the topographical depth of the basin.

\*\* Junsei. Kondo and Tsuneo. Kuwagata, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1984年8月2日受領—

—1984年10月8日受理—

えられるからである(森・近藤, 1984). 今, 求めようとしているのは, 地上の観測点 B 上での冷気層の厚さである.

夕方の気温プロファイルを第 1 図 (b) の様に仮定する. ここで,  $T_A'$ ,  $P_A'$ : 観測点 A における気温, 気圧.  $T_B'$ ,  $P_B'$ : 観測点 B における気温, 気圧.  $H$ : A, B 間の高度差.  $Z_c'$ : 夕方の冷気層の厚さ.  $\Gamma$ :  $Z_c' \leq Z \leq H$  の気温減率.  $Z$ : B 地点からの高度. 気温プロファイルは,

$$T(Z) = \begin{cases} \frac{Z}{H}(T_A' - T_S') + T_S', & Z_c' < Z \leq H \\ \frac{Z}{H}(T_A' - T_S' + \frac{H}{Z_c'}(T_S' - T_B')) \\ + T_B', & 0 \leq Z \leq Z_c' \end{cases} \quad (1)$$

但し

$$T_S' \equiv T_A' + \Gamma H \quad (2)$$

静力学の式と気体の状態方程式より,

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = -\frac{gP}{RT} \quad (3)$$

$$\text{但し, } R = R_d(1 + 0.608q) \quad (4)$$

$R_d$ : 乾燥空気の気体定数.  $q$ : 比湿.  $g$ : 重力加速度.  $P$ : 気圧.

これを今考えている区間で積分すると,

$$\int_{P_B}^{P_A} \frac{dP}{P} = -\int_0^H \frac{g}{RT} dZ \quad (5)$$

式 (5) に式 (1) を代入すれば,

$$\begin{aligned} & \left\{ \left(1 - \frac{Z_c'}{H}\right) T_S' + \frac{Z_c'}{H} T_A' \right\}^{\frac{gZ_c'}{R \left( \left(1 - \frac{Z_c'}{H}\right) T_S' + \frac{Z_c'}{H} T_A' - T_B' \right)}} \\ & \times \left\{ \left(1 - \frac{Z_c'}{H}\right) T_S' + \frac{Z_c'}{H} T_A' \right\}^{\frac{gH}{R(T_S' - T_A')}} \\ & - \frac{P_B'}{P_A'} = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

但し, ここで  $q$  は一定と仮定した.

式 (6) は未知量  $Z_c'$ ,  $T_S'$  を含む方程式である. ここでは  $Z_c'$  を適当な値に仮定することによって  $T_S'$  を求める.  $T_S'$  が求まれば式 (2) によって  $\Gamma$  を求めることができる. ところで式 (6) は  $T_S'$  に対して解析的には解けないので, Newton 法を用いて解く.

盆地における観測によれば, 冷気層が強く形成される明け方の気温鉛直分布は近似的に高度に対して直線的である(森ほか, 1983; 近藤ほか, 1983; 真木ほか, 1984; 鳥谷, 1984). この事を考慮して, 明け方の冷気層が強く

形成された時の気温分布を第 1 図 (c) のように仮定する. ここで,  $T_A$ ,  $P_A$ : 観測点 A における気温, 気圧.  $T_B$ ,  $P_B$ : 観測点 B における気温, 気圧.  $Z_c$ : 冷気層の厚さ.

ここで,  $Z_c \leq Z \leq H$  における気温減率は, 先ほど求めた  $\Gamma$  と等しいと仮定する. つまり逆転層の上では気温減率は夕方と変わらないという仮定である.

前回と同様にして, 式 (5) に気温プロファイルを代入すると,

$$\left\{ \left(1 - \frac{Z_c}{H}\right) T_S + \frac{Z_c}{H} T_A \right\}^{\frac{gZ_c}{R \left( \left(1 - \frac{Z_c}{H}\right) T_S + \frac{Z_c}{H} T_A - T_B \right)}}$$

$$\times \left\{ \left(1 - \frac{Z_c}{H}\right) T_S + \frac{Z_c}{H} T_A \right\}^{\frac{gH}{R(T_S - T_A)}}$$

$$- \frac{P_B}{P_A} = 0 \quad (7)$$

$$T_S \equiv T_A + \Gamma H \quad (8)$$

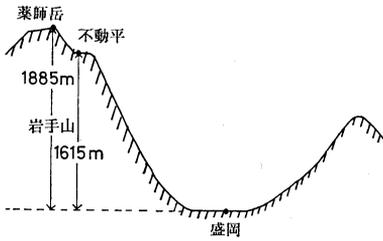
式 (7), (8) は, 本質的に式 (2), (6) と同一の式である. これは未知量  $Z_c$  のみを含む方程式なので, 前回と同様, Newton 法によって解くことができる. 以上をまとめると, 結局, 式 (2), (6), (7), (8) の 4 つの式を  $T_S'$ ,  $\Gamma$ ,  $T_S$ ,  $Z_c$  の 4 つの変数について解くのである. このようにして, 冷気層の厚さ  $Z_c$  を求めることができる. ここで問題となるのは, 仮定すべき夕方の冷気層の厚さ  $Z_c'$  の値であるが, これについては後述する. なお, 比湿  $q$  の値であるが, これは明け方の地上の気温と湿度から求める (後述).

この方法の原理は, 一冷気層の形成によって冷気層内の空気が重くなり, 地上気圧が増加するので, 地上の気圧の増加量と地上の冷却量より冷気層の厚さを計算するわけである.

## 2.2. データ

岩手県盛岡について解析を行う. 解析期間は, 岩手山の 8 合目 (不動平) に岩手山測候所があった当時, 岩手山の頂上「薬師岳」でも気温が観測された, 1936 年と 1938 年の 4~11 月の間で, 冷気層形成に好条件と思われる晴天日の盛岡地方気象台および岩手山測候所の, 35 日分のデータである.

第 2 図に地形の概略を示す. 盛岡は南北に長い 2 次元的な盆地状地形で, その断面図を示した. ここで, 観測点 B としては盛岡, 観測点 A としては岩手山測候所 (=不動平) をとった. 盛岡, 不動平間の高度差  $H$  は



第2図 盛岡の地形の概略図。

1,615m である。不動平は山頂ではなくて、斜面上の狭い窪地で、多少夜間冷却量がある（森・近藤，1984）。そのため、山頂の薬師岳（気温のみ測定）の冷却量による補正を行った。具体的には、明け方の気温  $T_A$  に不動平での観測値は直接使わないで、

$$T_A \equiv T_{A'} - \Delta T_Y \quad (9)$$

とした値を使用した。但し、 $\Delta T_Y$  は薬師岳の冷却量である。不動平の冷却による気圧の変化は、冷却層自体が薄いと考えられるので、無視してもさしつかえない。夕方の気温と気圧データとしては日没前30分を、明け方の気温と気圧データとしてはそれから10時間後のデータを用いた。計算に用いたパラメータとしては、まず盛岡の重力加速度の観測値に合うように、式(6)、(7)において、 $g/R_d = 0.034145^\circ\text{C}/\text{m}$  とした。また比湿について、

明け方の盛岡の比湿の値の0.9倍を用いた。これは仙台、館野における冷気層生成時の地上～850 mbの平均比湿を調べたところ、地上の約0.9倍であったので、その値を用いた。雲海時のデータは、湿度100%として計算した。

### 2.3. 解析結果

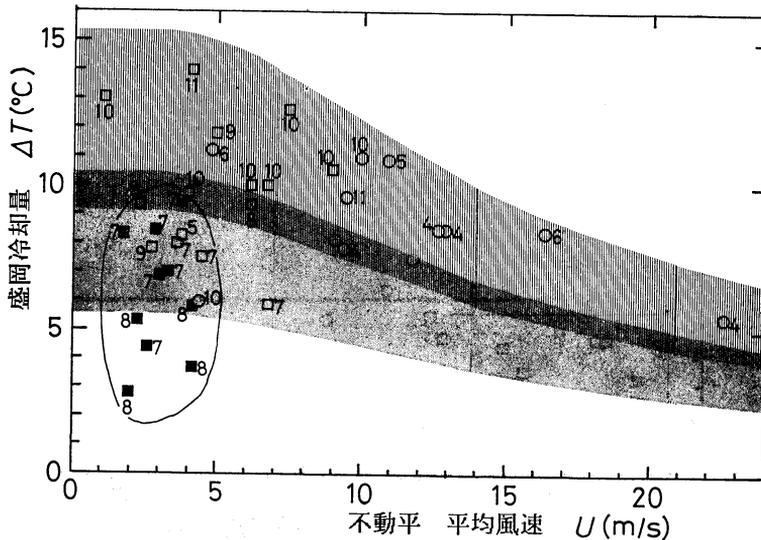
第3図は、盛岡における夕方から明け方まで10時間の冷却量と、夕方18時から翌朝6時までの不動平における平均風速  $U$  の関係である。図中の四角印は不動平で夜間に気温が下降したデータ、そのうち黒く塗りつぶしたのは雲海時のデータ、丸印は不動平で夜間に昇温したデータをそれぞれ表す。印の横の数字は月を示している。

近藤（1982）によれば、地表面付近の大気の夜間冷却量  $\Delta T$  の近似式は、

$$\Delta T = \Delta T_{S, \max} b \cdot \tanh\left(\frac{a}{U_h}\right) \quad (10)$$

ここで、 $\Delta T_{S, \max}$  は最大可能冷却量、 $U_h$  は一般風の風速、 $a$  と  $b$  は観測によって決められるパラメータで、特に  $a$  は地形に特有な量である。

$U_h$  として一般風を代表すると思われる不動平平均風速  $U$  をとり、図中に、その理論的に予想される関係も示した。但し、 $\Delta T_{S, \max} b$  は大気や地表面の状態などによって変化するパラメータなので、1本の線では表せないため範囲で示した。一般的に  $\Delta T_{S, \max} b$  が大きい春季



第3図 盛岡における夜間冷却量  $\Delta T$  と不動平における平均風速  $U$  との関係。詳細は本文参照。

(4~6月)と秋季(10~11月)を縦線を施した領域で、また  $\Delta T_{S, \max} b$  が小さい夏季(7~9月)を点々を施した領域で示してある。なお、 $a$  の値は観測値に合うように  $a=11\text{ms}^{-1}$  とした。雲海時のデータはそれらの分布に従わなく実線で囲んだが、これは雲海が地上の放射冷却を弱めるためだと考えられる。この様と同じ季節に限ってみれば、冷却量は風速増加に対して減少する傾向がある。

つぎに冷気層の厚さの推定を行う。まず、データを雲海が生じた日とそうでない日に分けて、それぞれの平均状態に対して計算する。なお、雲海が生じなかった日のデータに対しては、さらに不動平で夜間に気温が下降した場合と昇温した場合とに分けた。ここで問題となる夕方の冷気層の厚さ  $Z_c'$  は、簡単に 500m とした。これは、後述する盆地における冷気層の厚さと地形との間の関係から予想される冷気層の厚さの概略値である。夕方の冷却量(第1図(b)に示した  $T_{S'} - T_{B'}$ ) はもともと小さいので、夕方の冷気層の厚さの仮定値は結果に大きな誤差を生じさせない。ちなみに、 $Z_c'$  を 400m から 700m まで変えても、 $Z_c'$  の推定値には高々 5~6% の差しか生じさせない。これは後述する様に、気圧と気温の測定精度による誤差より小さい。

ここで冷気層の強さを次式で定義する(第1図(c))

参照)。

$$IE \equiv \int_0^{Z_c} c_p \rho \Delta T(Z) dZ = -\frac{c_p}{g} \int_{P_{Z_c}}^{P_B} \Delta T(P) dP$$

$$\approx \frac{1}{2} \frac{c_p}{g} (P_B - P_{Z_c}) \cdot \Delta T(P_B)$$

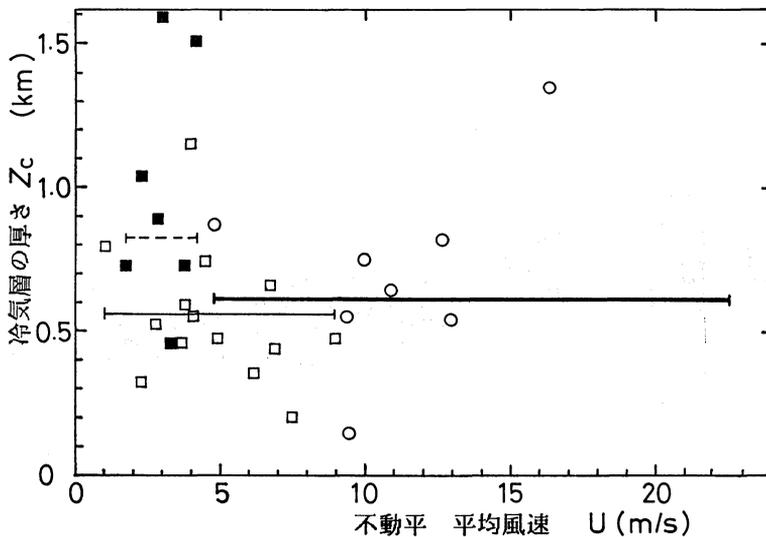
$$\approx 5.13 \times 10^3 (P_B - P_{Z_c}) \cdot \Delta T(P_B) (\text{Jm}^{-2}) \quad (11)$$

但し、 $P_{Z_c}$  は式(3)より、

$$P_{Z_c} = P_A' \left( \frac{(H - Z_c) \Gamma}{T_A'} + 1 \right) \frac{g}{R \Gamma} \quad (12)$$

$\Gamma_d = 9.76^\circ\text{Ckm}^{-1}$ 、気圧は mb 単位である。

この様にして求めた冷気層の厚さと強さの推定値を第1表にまとめた。但しここで、 $Z_c$  の推定誤差幅とは、後に述べる方法で推定した  $Z_c$  の最大誤差の範囲である。結果をまとめれば、(1) 不動平から平地の盛岡方面を見おろしたとき雲海が発生しなかった朝は、盛岡の上空にできる冷気層の厚さは 560m である。一方、雲海が発生した朝は 820m である。後者は前者に比べて約 50% 大きい。(2) 冷気層の強さは、雲海なしの日が  $4.2 \text{ MJ/m}^2$ 、雲海ありの日が  $5.1 \text{ MJ/m}^2$  で、それほど差はない。これは次の様な理由によるものであろう。雲海は湿度が高い時、冷気層の発達と共に生じる。一旦雲海が発生すると、その上面は放射冷却で増々冷却されるので冷気層は厚くなる。一方、地上付近は雲海により冷却が妨



第4図 盛岡における冷気層の厚さの推定値  $Z_c$  と不動平における平均風速  $U$  との関係。詳細は本文参照。

げられるので、冷気層は厚くなくてもその強さはあまり変わらない。ただし、計算で冷気層の温度プロファイル（温度の鉛直分布）を雲海日と雲海なしの日で同一な形に仮定したことは、多少の問題が残る。

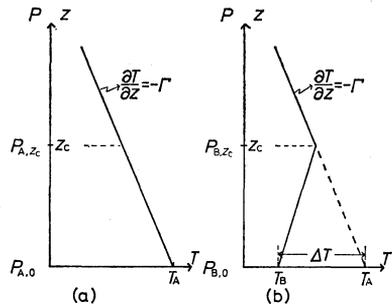
冷気層の強さは、盆地でない仙台に比べてかなり大きい（近藤・桑形，1984参照）。これは、盆地では周りの山々からの冷気流入が卓越していることを示している。

以上は各グループごとに平均した気温と気圧データを用いて求めた冷気層の厚さである。後述するように、1日ごとのデータから毎日の冷気層の厚さを求めようとすると、気温や気圧などの観測精度の関係や、平地B点と山頂A点間の実際の気温鉛直分布が第1図(c)のように単純な形でない可能性から生ずる誤差が大きくなる。そのため、この研究では数日間の平均データから冷気層の厚さを求めたわけであり、これがこのモデルの適用限界と考える。

しかし、冷気層の厚さが上空一般風の強さによってどう変化するかの傾向を知るのには興味ある事なので、参考のために、1日ごとのデータから冷気層の厚さを求め、その結果を第4図に示した。記号区分は第3図と同じである。但し、この図には、仮定した夕方の冷気層の厚さ  $Z_c'$  の値のとり方で  $Z_c$  が大きく変化する6日分のデータは除いてある。このように、数日間の平均データの解析とはちがって、1日ごとの解析では  $Z_c'$  の仮定値によって  $Z_c$  が大きく変わる場合が出てくる。予想されたとおり1日ごとのデータからではばらつきが大きいけれども、冷気層の厚さは風速によって大きく変化しない傾向にあると言える。これは、盛岡における冷気層の厚さが、地形的な条件によって決まっているのではないか、という事を示唆している。なお、図中の細い実線、太い実線および破線の棒はそれぞれ雲海なしで夜間の不動平の気温が下降、昇温、および雲海時の平均状態に対する推定値で、棒の長さはそのデータが存在する範囲を示している。

2.4. 誤差の評価

気圧と気温の測定精度から生ずる、 $Z_c$  推定の誤差を見積る。気圧と気温の精度はそれぞれ 0.1 mb, 0.5°C 位だと考えられるので、これから1日ごとの冷気層の厚さの最大推定誤差を見積ると、およそ70%と大きい。これが1日ごとのデータに対して推定ができない大きな理由の1つである。平均データに対しては、測定精度はデータ数の平方根に反比例して小さくなる。これより平均的な状態における冷気層の厚さの最大推定誤差を見積る



第5図 冷気層の厚さの推定（その2）における、(a)冷気層が発達しないA地点の気温プロファイル、(b)冷気層が発達するB地点の気温プロファイル。但し、縦軸は高度に対してリニア。

と、およそ20%である。第1表の  $Z_c$  推定誤差幅はこの様にして求めた。なお、比湿に関しては値を1/2または2倍にしても誤差は数%である。

この方法を他の場所に適用するに当たっては、次の事柄に注意する必要がある。

(1) 推定誤差の関係上、この方法が適用できる場所は、冷気層が厚く発達する深い盆地や谷地形などである。具体的には、地面付近の夜間冷却量  $\geq 10^\circ\text{C}$ 、冷気層の厚さ  $\geq 500\text{m}$ 、程度の場所。

(2) 高度の高い観測点Aには冷気層の外の地点を選ぶこと。

(3) 数日間の平均状態に対して解析を行うこと。

(4) 測定精度に関する誤差、および仮定したパラメータによる誤差の評価を行うこと。

3. 冷気層の厚さの推定（その2）

3.1. 方法

冷気層が発達すると地上気圧が上昇することは前章でも述べたが、ここでは山の頂上ではなく、近くの冷気層が発達しない場所（海に囲まれた場所など）との気圧差を比較して、冷気層の厚さを推定する。なお、この方法でも数日分の平均データに対して解析を行う。

冷気層が発達しない場所（A地点）、および発達する場所（B地点）での明け方の気温プロファイルをそれぞれ、第5図(a)、(b)の様に仮定する。冷気層上における大気状態が、2地点で同じである必要性から、A、B両地点はなるべく近くにとる必要がある。

前回と同様、A、B地点で仮定した気温プロファイル

を、それぞれ式(5)に代入して整理すると、

$$P_{A,0} = P_{A,Z_c} \left( \frac{T_A}{T_A - \Gamma \cdot Z_c} \right) \frac{g}{R\Gamma} \quad (13)$$

$$P_{B,0} = P_{B,Z_c} \left( \frac{T_A}{T_A - \Gamma \cdot Z_c - \Delta T} \right) \frac{g}{R(\Gamma + \Delta T/Z_c)} \quad (14)$$

$P_{A,Z_c} = P_{B,Z_c}$  を仮定する。 $P_{A,Z_c}$ ,  $P_{B,Z_c}$  は観測されない値なので、式(13), (14)より消去すると、

$$\ln \frac{P_{B,0}}{P_{A,0}} = -\frac{g}{R\Gamma} \ln \left( \frac{1}{1 - \frac{\Gamma \cdot Z_c}{T_A}} \right) + \frac{gZ_c}{R(\Gamma Z_c + \Delta T)} \ln \left( \frac{1}{1 - \frac{\Gamma \cdot Z_c + \Delta T}{T_A}} \right) \quad (15)$$

ここで、両地点の気圧差を  $\Delta P = P_{B,0} - P_{A,0}$  とする。 $\Delta P \ll P_{A,0}$ ,  $\Gamma Z_c/T_A \leq 0.1$ ,  $(\Gamma Z_c + \Delta T)/T_A \leq 0.1$ , が一般の場合に成り立つので、式(15)の対数関数を  $\Delta P/P_{A,0}$ ,  $\Gamma Z_c/T_A$ ,  $(\Gamma Z_c + \Delta T)/T_A$  について展開して整理すれば、

$$\Delta P = \frac{gP_{A,0}Z_c}{2RT_A^2} \left( 1 + \frac{2}{3} \frac{\Delta T}{T_A} \right) \Delta T + \frac{2gP_{A,0}\Gamma Z_c^2}{3RT_A^3} \Delta T \quad (16a)$$

$$\approx \frac{gP_{A,0}Z_c}{2RT_A^2} \Delta T \quad (16b)$$

但し、 $\Delta P/P_{A,0}$  については1次の項までとり、 $\Gamma Z_c/T_A$ ,  $(\Gamma Z_c + \Delta T)/T_A$  については式(16a)は3次の項、式(16b)は2次の項までとった。式(16b)によれば、近似的に気圧増加量  $\Delta P$  は、冷却量  $\Delta T$  と冷気層の厚さ  $Z_c$  に比例することがわかる。これを第1近似と呼ぶ。実際に  $Z_c$  を推定するのは式(16a)を用いて行う。この式は  $Z_c$  に関する2次方程式なので、容易に  $Z_c$  を求めることができる。これを第2近似と呼ぶ。

今までは  $P_{A,Z_c} = P_{B,Z_c}$  を仮定していたが、この仮定が成り立たない場合を考える。具体的には、冷却が始まる夕方に、地点A, Bで気温プロファイルはほぼ同じだが、気圧が異なる様な場合である。この場合は、夕方におけるA地点の気圧からB地点の気圧を引いた値を  $\Delta P_{AB}$  とし、式(16a)で  $\Delta P$  の代わりに  $\Delta P - \Delta P_{AB}$  を用いればよい(詳細省略)。

### 3.2. データおよび解析

大きな盆地である福島県会津盆地について解析を行う。解析期間は、1980年1~12月の間で、気圧傾度が小さく、よく晴れた計17日分のデータのうち、雲海が発生しなかった1月27日、3月28日、4月11日と26日、5月

12日、6月6日、10月5日、12月2日の計8日分である。A地点としては佐渡の相川測候所、B地点としては盆地内の若松測候所を選んだ。相川は海岸沿いで夜間の冷却量が非常に小さく、両地点の水平距離は約160km。気圧傾度が小さい日を選んだので、前述の条件をほぼ満足する。解析は8日間の平均データに対して行う。

相川は海拔35m、若松は212mあるので、データは海面に更正する。気温は、夕方(18時)に対しては  $6.5^\circ\text{C km}^{-1}$  で、明け方(6時)は  $0^\circ\text{C km}^{-1}$  で海面更正した。前者の数値は標準大気気温減率で、仙台、館野のゾンデデータよりその妥当性を確かめた。後者の数値は会津盆地のような深い盆地の朝の気温プロファイルが近似的に等温になる事を考慮したものである。もう少し浅い盆地で、気温の逆転が予想される場合は、それに応じた値を用いるべきである。気圧はそれぞれ仮定した気温プロファイルを用いて更正した。この海面更正が妥当であるかどうかは観測によるしかないが、今回の解析の場合、その違いは  $Z_c$  の推定値にあまり影響を及ぼさない。海面更正のやり方の違いで  $Z_c$  の値が大きく変化する場合は、もともとこの解析には適さないのである。

また冷却量  $\Delta T$  は18時の気温と翌朝の最低気温の差をとった。両地点の夕方における(海面更正された)気温と気圧の差はそれぞれ0.1mb,  $0.1^\circ\text{C}$  しかなく、このデータは解析に適していると考えられることができる。したがって、ここでは  $P_{A,Z_c} = P_{B,Z_c}$  の仮定が成り立つとして計算を行った。相川では地面付近の冷却量は平均  $2^\circ\text{C}$  であるが、冷却を受ける大気層は盆地に形成される冷気層に比べて非常に薄いと考えられるので、この影響は無視した。さらに計算においては、 $g/R = 0.0341^\circ\text{C/m}$  を使い、 $\Gamma = 6.5^\circ\text{C/km}$  を仮定した。なお式(16a)から分かるように、 $\Gamma$  の仮定値を2倍にしても  $Z$  は数%しか変わらない。ここで求められる  $Z_c$  の値は海面からの値なので、これより若松の海拔を引いた値が、冷気層の厚さとなる。

このようにして推定した若松における冷気層の厚さは1,160mとなった。また参考のため、17日分のデータのうちで、残り雲海が発生した9日分の平均状態に対し、同様な方法で冷気層の厚さを推定したところ、1,090mとなった。両者における差は、冷気層内の気温プロファイルの相違や、後に述べる誤差のことなどを考えると、有意な差がどうか判らない。

### 3.3. 誤差の評価

第1近似式(16b)より、 $Z_c$  の誤差は、

$$\left| \frac{\delta Z_c}{Z_c} \right| \leq \left| \delta \left( \frac{\Delta P}{\Delta T} \right) / \frac{\Delta P}{\Delta T} \right| \quad (17)$$

ここで、 $\delta(\dots)$  は誤差を示し、 $T_A, P_{A,0}$  による誤差は小さいので無視した。実際の計算には第2近似を用いたのであるが、大まかな誤差の評価としては式(17)で十分である。そこで、

(1) 解析に用いた各日ごとのデータより、 $\Delta P/\Delta T$  を求める。その際、各日ごとのデータに対しては  $P_{A,Z_c} = P_{B,Z_c}$  の仮定が成り立たないので、 $\Delta P_{AB}$  の補正をする。

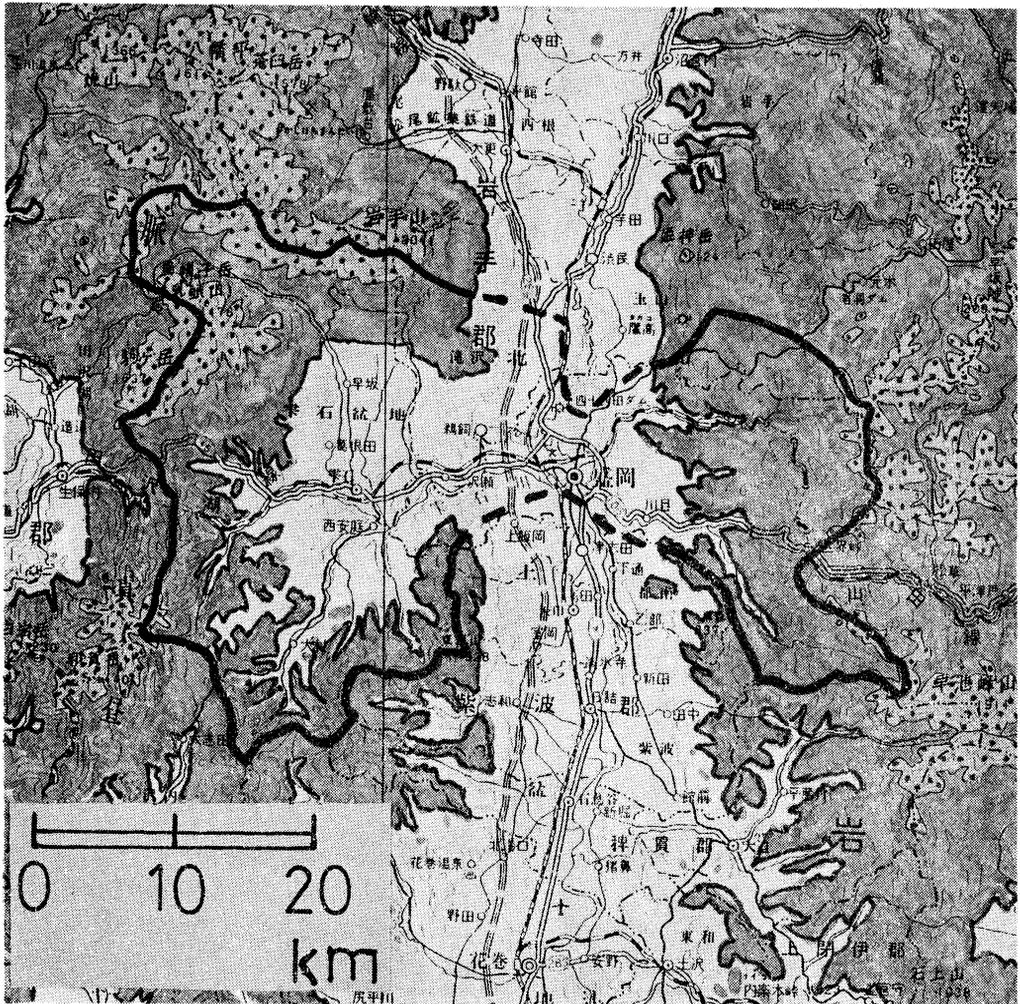
(2) このようにして求めた  $\Delta P/\Delta T$  より、標準偏差、平均を求め、それぞれの値を式(17)の右辺の分子、分母に代入し、 $|\delta Z_c/Z_c|$  を求める。

以上の結果、 $Z_c$  の推定誤差はおよそ 30%、値に直すと、 $810\text{m} \leq Z_c \leq 1510\text{m}$  となる。なお、相川での夜間冷却による誤差は、相川での冷気層の厚さを 200m としても、高々 2~3% である。

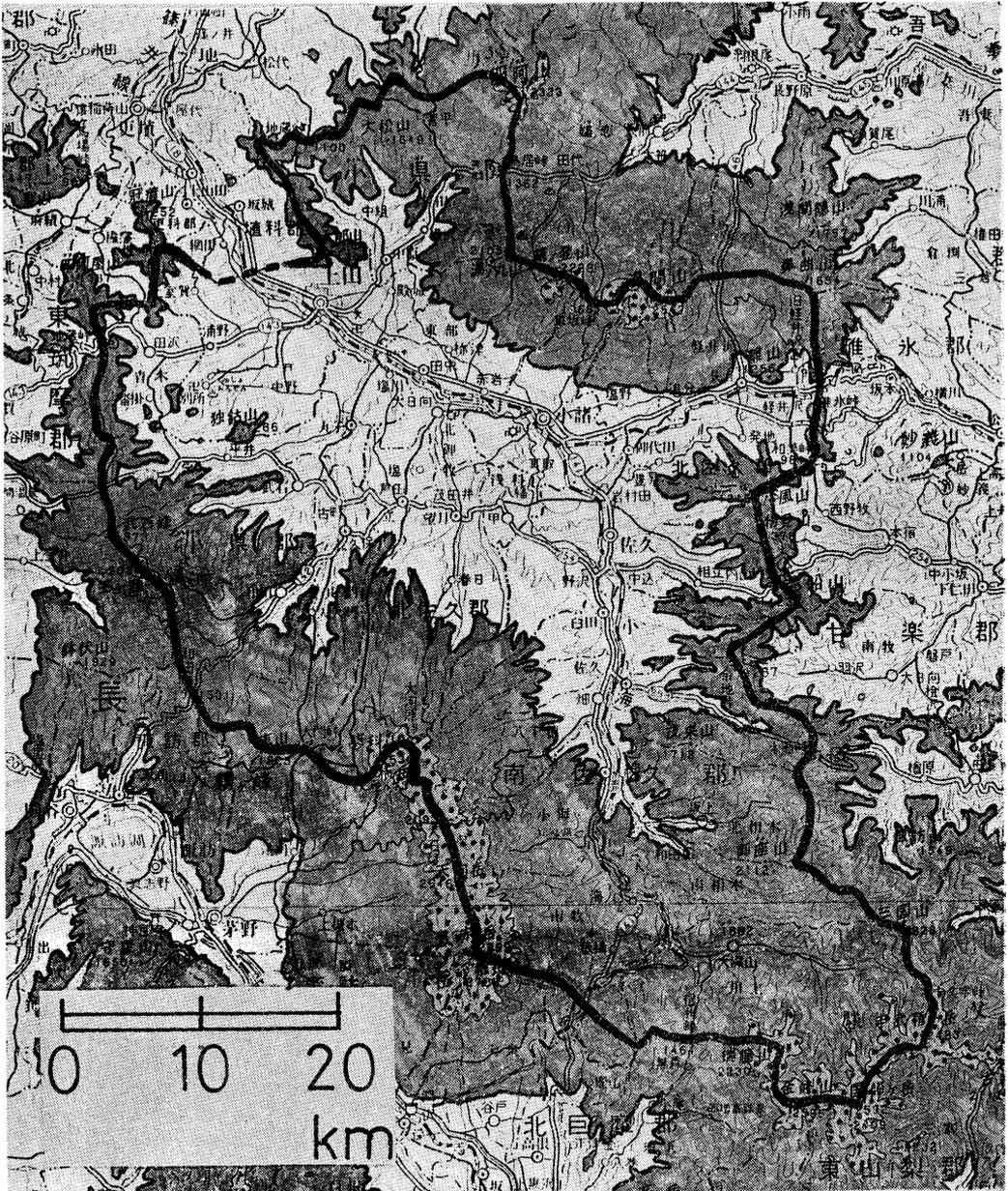
この方法を他の場所に適用するに当たっては、「その1」の方法と同様な事柄に注意する必要がある。

#### 4. 盆地における冷気層の厚さと地形との関係

いろいろなスケールの盆地状地形について、そこに形成される冷気層と地形との関係を調べる。解析には、本研究で得た盛岡と会津の冷気層の厚さの推定値のほか、他の研究者による吾妻小富士、菅平、母子里、赤井川、川渡、佐久における冷気層の厚さの実測値を用いる。



第6図 (a) 盛岡の地形図。分水嶺を太線で示し、谷を横切る場所は点線で示した。



第6図 (b) 佐久の地形図。分水嶺を太線で示し、谷を横切る場所は点線で示した。

盆地の地形を特徴づけるパラメータとして、次の3つを考える。

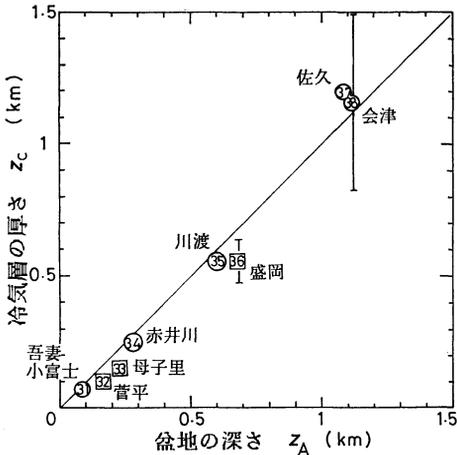
(1) 盆地の深さ： $Z_A$

これは、盆地を囲む分水嶺の平均標高と盆地の標高の差。但し、分水嶺は地形によっては盆地を横ぎる閉じた曲線として定義する。盆地が傾斜しているような場合

は、観測地点を盆地と見なす。さらに2次元的な盆地（谷の様な所）では、両側にある山の分水嶺を考える。第6図に、例として盛岡と佐久を示した。

(2) 開放度： $\gamma$

分水嶺において、 $Z_A/3$  より低い部分の占める割合で定義する。これは盆地が閉じているか、開いているかの



第7図 冷気層の厚さ  $Z_c$  と盆地の深さ  $Z_A$  との関係。印内の数字は第2表の番号と同じ。開放度  $\gamma$  が0.1以上の場所を四角印、0.1未満の場所を丸印で表した。

目安になる。

(3) 面積 : S

分水嶺で囲まれた部分の面積。

第7図に、各盆地における冷気層の厚さ  $Z_c$  と盆地の深さ  $Z_A$  との関係を示した。第2表(I)はそれらのまとめである。但し、盛岡と会津については雲海なしの平均状態に対する推定値である。

この結果によれば、冷気層の厚さは盆地の深さにほぼ比例している。さらにくわしく見ると、 $Z_c/Z_A$  は0.60~1.14の範囲をとるが、開放度  $\gamma$  が大きな盆地で  $Z_c/Z_A$  が小さい。これは開いた盆地ほど冷気が流出しやすいためであろう。

一般に、斜面がない理想化された様な地表面では、一般風が強くなるほど、大気から地面に与えられる顕熱が増加するので、冷気層はより厚くなる。ところが第2章の結果によれば盆地では冷気層の厚さが一般風に依存しない。その理由を以下のように考える。赤井川盆地における観測によれば、微風時における冷却の76%が周りの斜面からの冷気流入および堆積によるものである(真木ほか, 1983)。これは他の盆地にもおそらく当てはまることで、つまり微風時はこの効果で冷気層が厚くなる。一方、強風時には、前に述べた大気から地面に与えられる顕熱の増えることによって冷気層が層くなる効果と、盆地上部の自由大気層からの乱流混合によって冷気層を薄くする効果とが互いに逆方向に作用するため、冷気層

の厚さが風速によってあまり変化しないのではないだろうか。

但し、上で述べたのはあくまで深い盆地内の冷気層に当てはまることで、小さくて浅い盆地では、盆地内に形成する冷気層は強風時には消失する(近藤ほか, 1983)。今までは盆地についてのみ考えてきたが、最後にそれ以外の場所の冷気層について検討する。

まず、奥羽山脈を背にした斜面の一部と考えられる仙台における冷気層の厚さを求める。1977~1979年10~12月の21時の気象台のゾンデデータで、冷気層(ここでは接地逆転層として定義)が形成された晴天日、計29日分を解析した結果、冷気層の厚さとして  $280 \pm 120\text{m}$  を得た。この厚さの一般風に対する依存性は見られない。

斜面上において、

$$u = \left( \frac{\theta_s}{1 + F_s} \cdot \frac{C_H}{C_M} \cdot \frac{g}{T_0} \cdot \delta Z \right)^{1/2} \quad (18)$$

$$h = C_H l \quad (19)$$

但し、 $u$  は斜面滑降流速(山風)、 $h$  は滑降冷気層の厚さ、 $F_s = 1$ 、 $C_H$ 、 $C_M$  は斜面の熱および運動量パルク係数、 $\delta Z$  は斜面上端からの落差、 $l$  は斜面距離、 $T_0$  は平均的な気温、 $\theta_s$  は地面と冷気層上端の温位差の1/2である。この式は  $l = 100\text{m} \sim \text{数 } 100\text{ km}$  のスケールにまで、適用できる(近藤, 1984)。

前記29日分の内、一般風が弱い10日分に山風(下層での風速の極大値)が観測され、平均値は約  $4\text{ m/s}$  であった。第2表中段にそれらをまとめた。式(18)で  $C_H/C_M = 0.3$ 、 $\theta_s = 3.5^\circ\text{C}$  と仮定し、観測値を代入すると、 $u = 4.4\text{ m/s}$  となり、これは観測値に近い。また式(19)に観測値を代入すると、 $C_H \approx 0.008$  をうる。仙台の西方は主として森林からなる山地斜面とみなされるので、この  $C_H$  は森林地の値として妥当と思われる(近藤, 1984参照)。

次に、平地である館野について、仙台と同様な方法で1979年10~12月の計21日分のデータを解析したところ、冷気層の厚さは  $240 \pm 90\text{m}$  で、ここでも一般風に対する依存性はなかった。平地と考えられていた館野で風速依存性を示さないのは、遠くの山々が影響しているためであると考えられる。

ここでは21時のデータを解析したが、9時のデータでも同じであり、冷気層の厚さは21時と9時で明瞭な差がみられない。

以上の結果からすると、日本のように山地が多い国では一様な平地と見なされる所はどこにも存在せず、すべてが複雑な地形の一部であると考えられそうである。

第1表 盛岡における冷気層の厚さ，その他のデータ。

条 件	データ数	冷気層の厚さ	$Z_C$ の推定誤差幅		冷気層の強さ	不動平均風速	
		$Z_C$ (m)	最小値 (m)	最大値 (m)	$IE$ ( $MJ/m^2$ )	$U$ (m/s)	
雲海ナン	不動平冷却	15	560	440	670	4.5	4.9
	不動平昇温	10	610	460	740	4.2	11.3
	全資料	25	560	440	640	4.2	7.5
雲海アリ	10	820	670	960	5.1	3.0	

第2表 各種地形における冷気層の厚さ，その他のデータ。番号31は近藤ほか（1983），32は鳥谷（1984），33は真木ほか（1984），34は真木ほか（1983），35は森ほか（1983），37は田中ら（1984）の観測から求めた冷気層の厚さ，番号36，38，11，41は本研究による。なお，番号は筆者らの一連の研究（近藤，1984，ほか続報）に用いているデータ番号である。

## I. 盆地

番号	地点名	冷気層の厚さ $Z_C$ (m)	地形因子				$Z_C/Z_A$
			盆地の深さ $Z_A$ (m)	開放度 $r$	面積 $S(m^2)$	形状	
31	吾妻小富士	70	95	0	$1.56 \times 10^9$	3次元	0.74
32	菅平	100	165	0.13	$1.00 \times 10^7$	〃	0.60
33	母子里	150	230	0.17	$3.80 \times 10^8$	〃	0.64
34	赤井川	250	285	0.06	$4.55 \times 10^7$	〃	0.88
35	川渡	560	620	0.05	$3.32 \times 10^8$	〃	0.91
36	盛岡	560	680	0.16	$1.15 \times 10^9$	2次元	0.82
37	佐久	1200	1090	0.07	$2.46 \times 10^9$	3次元	1.09
38	会津	1160	1120	0.03	$7.00 \times 10^9$	〃	1.14

## II. 斜面

## III. 平地

番号	地点名	冷気層の厚さ (m)	山風風速 ( $ms^{-1}$ )	地形因子		番号	地点名	冷気層の厚さ (m)
				斜面距離 $l(km)$	落差 $\delta Z(m)$			
11	仙台	280	4	34	1070	41	館野	240

## 5. あとがき

本論文で提案した冷気層の厚さを推定する2つの方法は，手軽で，十分に利用価値があると思われる。

盆地における冷気層の厚さと地形との間の関係は，さらに他の多くの盆地について調べてみる必要がある。いずれにせよ，冷気層の厚さを地形因子だけから推定できる可能性が示された訳である。それゆえ，地上での冷却

量が予想できれば，式(16b)を用いて，気圧の増加量，つまり内陸高気圧の強度をも予想することが可能になる。

## 謝辞

資料の提供にご便宜をはかっていただいた盛岡地方気象台，仙台管区気象台に感謝の意を表します。

## 文 献

- 近藤純正, 1982: 複雑地形における夜間冷却—研究の指針—, 天気, 29, 935-956.
- , 1983: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風(1), 天気, 30, 545-552.
- , 1984: 地形と地表面性質が夜間の斜面風・山風・盆地大気の冷却に及ぼす効果(1), 天気, 31, 625-632.
- ・桑形恒男, 1984: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風(3), 天気, 31, 127-136.
- ・森 洋介, 1982: アメダス(地域気象観測所)データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(1), 天気, 29, 1221-1233.
- ・安田延寿・佐藤 威・萩野谷成徳・三浦 章・山沢弘実・川中敦子・庄司邦彦, 1983: 盆地内に形成される夜間の安定気層(冷気湖), 天気, 30, 327-334.
- 真木雅之・播磨屋敏生・菊地勝弘, 1983: 盆地における冷却過程(IV), 日本気象学会1983年春季大会講演予稿集, 239.
- ・———・———・谷口 恭・堀江成人, 1984: 盆地における夜間冷却過程, 北海道大学地球物理学研究報告, 43, 17-29.
- 森 洋介・近藤純正, 1984: 冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却, 天気, 31, 45-52.
- ・———・庄司邦彦・佐藤 威・安田延寿・萩野谷成徳・三浦 章・山沢弘実・川中敦子・高平 進・阿部愛美, 1983: 山地の夜間冷却と熱収支, 天気, 30, 259-267.
- 田中正昭・枝川尚資, 1984: 佐久盆地の局地風, 日本気象学会1984年春季大会講演予稿集, 105.
- 鳥谷 均, 1984: 長野県菅平で観測した斜面下降風の周期性について, 日本気象学会1984年春季大会講演予稿集, 219.

## 出 版 情 報

## 気候変動研究集会 報告集

気候変動の実態とそのメカニズムを解明し, 気候変動の予測可能性を検討することを中心課題とした気候変動国際協同研究計画(WCRP)が動き始めた。我が国の研究者もこの国際協同研究に参加するよう学術会議から政府へ勧告が出されたところである。

山元龍三郎氏を代表とする文部省科研費による総合研究班が中心となって, WCRPに参加を予定している研究者全員に呼びかけ, 各自の研究課題について現状をレビューし研究計画を発表する集会が1984年8月に開かれた。その時の発表の要約(各4ページほど)を集めたものが, この報告書である。発表総数は約90, 報告集は350ページ余りであり, 次のセクションから成っている。

I. 偏西風帯のグロスベッターラージ形成と変動, II. 亜熱帯高気圧・モンスーンとその変動, III. 熱帯大循環の年々変動と ENSO, IV. 長期変動・古気候, V. モデリング, VI. 気候システムの物理過程(1). 微量気体,

VII. 同(2). エアロゾル, VIII. 同(3). 地表面, 海洋, 海氷, 南極, IX. 同(4). 雲の分布, X. 同(5). 雲の構造と放射特性, 付. ワークショップ「気候変動研究のための衛星データの利用と保存」。

本報告書によって, 我が国の気候変動研究の現状を概観することができる(松野太郎)。

上記出版物を日本気象学会にて斡旋いたします。

価 格: 郵送希望 1,500円

事務局で直接購入 1,200円。

申し込み先: 〒100 千代田区大手町 1-3-4

気象庁内 日本気象学会事務局。

送金方法: 現金書留, 郵便為替もしくは振替貯金(口座番号; 東京 3-5958, 加入者名; 日本気象学会)のいずれか。

問い合わせ先: 日本気象学会事務局

Tel. 03-212-8341 (内線 469)