



日本気象学会

北海道支部だより

第29・30合併号

目 次

I 支部長挨拶	1
II 解説 「波動の伝播とテレコネクション」 隈 健 一	2
(札幌管区气象台・高層課)	
III 昭和58年度第1回支部研究発表要旨	11
IV 昭和58年度第2回支部研究発表要旨	35
V 昭和59年度第1回支部研究発表要旨	57
VI 昭和58年度地方講演会(帯広)実施状況	72
VII 第1回夏季講座「新しい気象」実施状況	75
VIII 昭和58年度支部事業報告・役員会報告・会計報告	76
IX 第14期支部役員選挙結果報告	79
X 昭和59年度支部総会報告	80
XI 第2回夏季講座「新しい気象」のお知らせ	82
XII 昭和59年度地方講演会のお知らせ	84
XIII 支部通常会員名簿(昭和59年4月1日現在)	85
XIV 会 員 動 静	91
XV 事務局より	94

昭和59年6月

日本気象学会 北海道支部

社団法人 日本気象学会 北海道支部規約

(3 2. 7. 1 1	制定)
4 0 -8. 7	一部改正
4 5. 6. 2 4	一部改正
5 3. 5. 3 0	一部改正

- 第 一 条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第 二 条 本支部は事務所を札幌市中央区北 2 条西 1 8 丁目札幌管区気象台内におく。
- 第 三 条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第 四 条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうか、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第 五 条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第 六 条 本支部の事業年度は毎年 4 月 1 日にはじまり翌年 3 月 3 1 日に終る。
- 第 七 条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第 八 条 本支部に次の役員をおく。
理事 7 名（内支部長 1 名、常任理事 3 名）
監事 4 名
- 第 九 条 理事は支部会員の互選によって定める。
- 第 十 条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第 十 一 条 幹事は支部長の指名による。
- 第 十 二 条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第 十 三 条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。
- 第 十 四 条 役員の任期は 2 年とする。但し重任は妨げない。理事は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第 十 五 条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

- 第 一 条 理事選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第 二 条 支部長は投票締切日の 2 0 日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第 三 条 投票は無記名、文書投票とし理事定数内の連記とする。
- 第 四 条 有効投票により得票の多い順に理事を決定する。得票数が同じものが 2 名以上出た場合は年長順とする。
- 第 五 条 理事に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第 六 条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第 七 条 開票の結果は理事会に報告し、「支部だより」または「天気」に掲載する。

I 支 部 長 挨拶

日本気象学会北海道支部の支部長をお引き受けするにあたり、一言ご挨拶申し上げます。本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成されており、本支部の創設は昭和32年6月1日、選挙によって初代の支部理事が決定したのは同年7月11日でした。

初代の役員構成は次の通りでした。支部長：中谷宇吉郎（北大理）、常任理事：山岡 保（札幌気台）、八鍬利助（北大農）、孫野長治（北大理）、理事：山田国親（札幌気台）、安井善一（函館海気台）、吉田順五（北大低研）、幹事：小林禎作（北大低研）、清水良作（札幌気台）。当初の支部会員数は、129名でした。

支部の活動は、研究発表会、シンポジウム、講演会、談話会、見学会、夏季講座など準ルーチン的なものから、昭和40年5月31日－6月3日の国際雲物理会議札幌大会（ゼミナール）の開催、日本気象学会の春季あるいは秋季大会を5年ごと、最近では6年ごとに当番支部の役目をするなど、ビッグ・イベントに及んでいます。

昭和59年4月1日の会員数は当初の倍近く237名に達し、その勤務先の内訳は、気象台116名（49％）、大学62名（26％）、気象協会28名（12％）、上記以外の官公庁6名（3％）、高校6名（3％）、会社3名（1％）、中学1名（0.5％）、退職者など個人15名（6％）となっております。

支部創設以来27年間の会員のみなさまの絶えまないご努力によって、今日の支部の隆盛を見たことは、たいへん喜ばしいことです。また、初代支部長をなさった故中谷宇吉郎先生はじめ先輩理事、歴代幹事の方々のご尽力のたまものと心から感謝の念を表したいと思います。

私が過去の記録を調べた限りでは、今までに北海道支部の総会が正式に開催されたことはなく、先日の総会が初めての支部総会として記録されるものとなりましょう。

支部会員数が当初の倍近くに達したことを受けて、この際、支部運営の形式を若干整えることにしたいと、理事会で考えたもので、今後毎年開く予定です。

なお、理事会としては、決して支部活動を形式的なものにするつもりはありません。従来通り、北海道支部の良さを発揮し、伸び伸びした自由な雰囲気集団として発展することを願っております。

支部会員のみなさまの一人一人のいっそうのご発展と北海道支部の発展を祈念して、支部長挨拶といたします。

昭和59年 6 月

日本気象学会北海道支部支部長 駒 林 誠
(札幌管区気象台長)

Ⅱ 解 説

波動の伝播とテレコネクション

札幌管区気象台 隈 健 一
高 層 課

グローバル時代の世相を反映しているのか、テレコネクション (Teleconnection) という現象が注目されてきている。かつて、ペルー沖のエル・ニーニョのため、家畜の飼料になるアンチョビーがとれなくなり、そのあおりで大豆相場が暴騰して、日本人の大好きな豆腐が倍以上値上りしたことがあり、国際化した社会の象徴のように思えたことがあった。地球の裏側の現象が日本人の生活に大きな影響を与えた、というわけだ。ところが、自然現象はもっと昔から国際的であったらしい。エル・ニーニョは北半球全体の天候に大きな影響を及ぼしているようなのである。このように互いに離れた場所との間で気象要素が相関を持つことをテレコネクションと呼んでいる。この現象の一般的な解説については、多くの人が書かれているので、少々立場を変えて気象力学の発展と関連してこの現象がどう位置づけられるかを述べていこうと思う。

物理的な見地からテレコネクションを二つの種類に分けることができる。その一つは南方振動 (Southern oscillation) で代表されるような東西間の相関である。その代表的な例が、南太平洋東部で気圧が高いとき、オーストラリア北部からインドネシアにかけて気圧が低くなる、という古くから知られているシーソー現象である。細かい議論はあるが、大雑把には、片方で上昇流があればもう一方では下降流という大規模な東西対流と言えよう。図1はBerlage (1957) による南方振動の図で、インドネシアのジャカルタに対する年ごとの気圧偏差の相関を示してある。気象でこれほどきれいな相関を示す例はほとんどないであろう。このような東西間の相関は夏期の北太平洋でもチベットで上昇、太平洋東部で下降というパターンでみられる。(岸保と工藤1983)

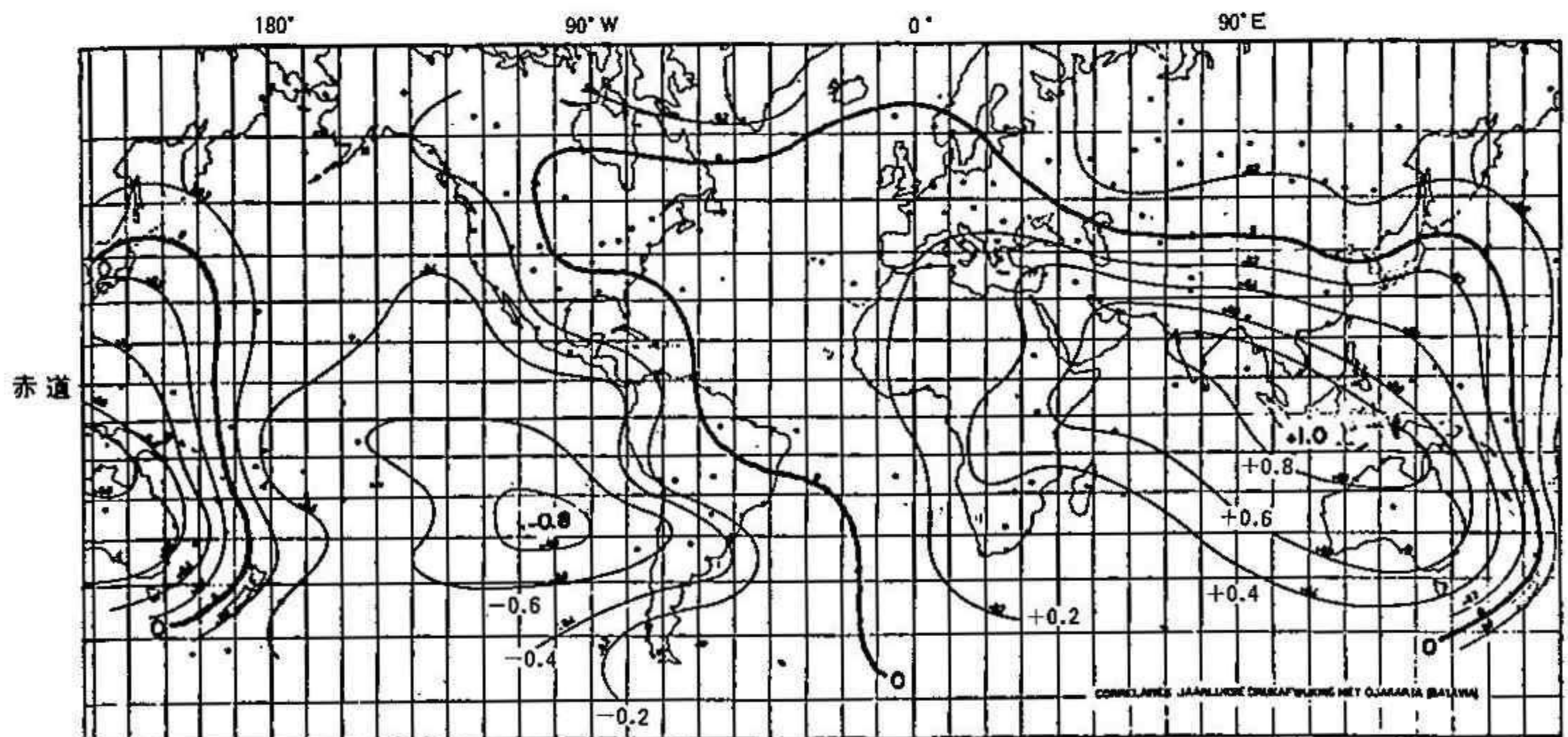


図1 インドネシアのジャカルタに対する年ごとの気圧偏差相関 Berlage (1957)

さて、これら東西間の相関にくらべて現象的にも理論的にもまだはっきりしていないのが、南北間の相関である。エル・ニーニョと北海道の気候との関係を考える場合にも大切な相関である。図2はエル・ニーニョの起きた翌年の毎月の平均気温を道内4点をとって示してある。6月と7月が低温になっており、昨年(1983年)の夏がまさにそのパターンであった。北半球の冬については古くはJ、ビヤークネスがエル・ニーニョによりリハドレー循環が強化され、ジェット南下を導き、アリューシャン低気圧とカナダの高気圧を強め、アメリカ東部に寒冬をもたらす点と現在のテレコネクションの考えに近い説

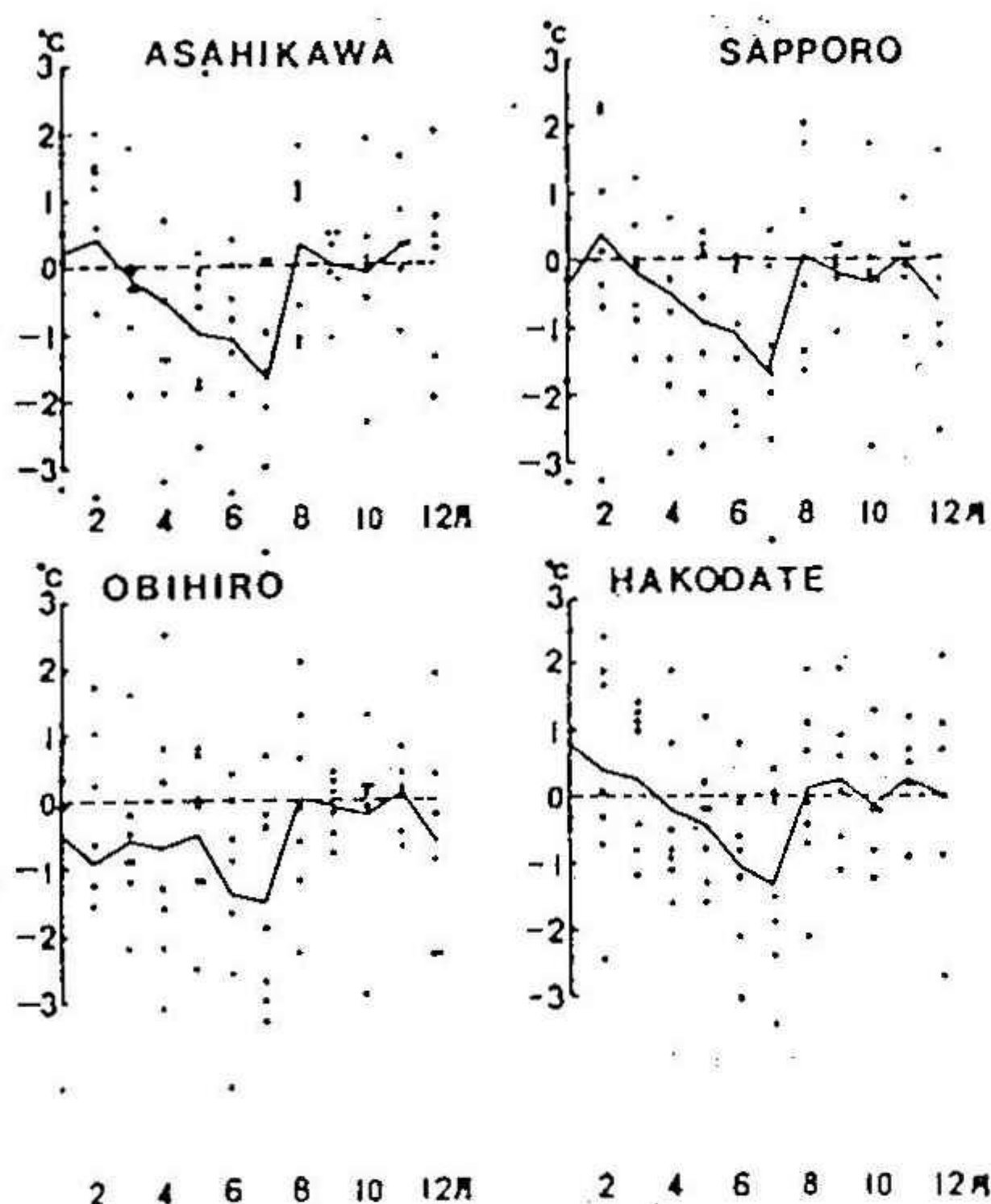


図2 エルニーニョ翌年の道内4地点の月平均気温
(昭和58年度 長期予報技術指導資料) 札幌管区気象台

を発表している。(J、ビヤークネス1966)その後、ホスキンスとカロリー(1981)らによって定常ロスビー波の水平伝播という理論に発展してきている。ここではこの第2のタイプのテレコネクションについて、その背景を考察してみることにしよう。

さて、このロスビー波の水平伝播、という問題にとりくむためには、「基本流中の波動の伝播」が基礎知識として必要である。また、この問題は、ここ数十年間の気象力学におけるメインテーマであったといっても過言ではない。ここで土台となる仕事をしたのは、エリアッセンとパーム(1960)及びチャーニとドレイジン(1961)である。前者は、内部重力波の伝播を、後者はプラネタリー

波の伝播をとりあげ、どちらも媒質中の電磁波の伝播にならって波動の伝播を取り扱っている。さらに定常な波動は、後で述べるクリティカルレベルの存在しない、そして加熱、散逸のない流体中では平均流を変化させないという「非加速定理」を証明している。電磁波の伝播の方向を決めるのは屈折率であるが、大気中の波動の伝播を決める屈折率は平均東西流によって決まり、その値を計算で求めている。この伝播が、成層圏大気中の二大イベントである突然昇温と準2年振動において主役を演じるわけであるが、そこに立ち入る前に、この屈折率の導入をもう少し詳しく説明しよう。

logP座標を用いたプリミティブ方程式系は次のようになる。logP座標を用いる意義については、大気科学講座3巻P148～P149を参照するとよい。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla + w^* \frac{\partial}{\partial z^*}\right) \mathbf{V}_h + f \mathbf{k} \times \mathbf{V}_h = -\nabla \phi$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z^*} = \frac{RT}{H}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{w^*}{H} = 0$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla\right) \frac{\partial \phi}{\partial z^*} + w^* N^2 = \frac{R}{C_p H} Q \quad \dots\dots\dots (1)$$

ただし $N^2 = \frac{R}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial z^*} + \frac{RT}{C_p H}\right)$

$$z^* \equiv -H \ln(P/P_0)$$

$$H \equiv RT_0/g$$

$$w^* \equiv \frac{dz^*}{dt} = -H \frac{d}{dt} \ln P$$

ここで中緯度の大規模運動ということで、いくつかの近似を用い、熱源 $\dot{Q}$ はないとすると

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla\right) q = 0$$

$$\text{ここで } q \equiv \nabla^2 \phi + f + e^{z^*/H} \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial}{\partial z^*} \left(e^{-z^*/H} \frac{\partial \phi}{\partial z^*}\right) \quad \dots\dots\dots (2)$$

というポテンシャル渦度の保存式が得られる。さらに一般東西流 $\bar{u}$ に擾乱が重なる考えると、すなわち、 $\phi = -\bar{u}y + \phi'$ として線型化し、 β 面近似を用いると、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) q' + \beta \frac{\partial \phi'}{\partial x} = 0$$

$$q' \equiv \nabla^2 \phi' + e^{z/H} \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(e^{-z/H} \frac{\partial \phi'}{\partial z}\right) \quad \dots\dots\dots (3)$$

となる。鉛直伝播を考慮するので、水平方向と鉛直方向と変数分離して

$$\phi' = \Phi(z) \exp \{i(kx + \ell y - kct) + \frac{z}{2H}\} \text{ とおくと}$$

$$\frac{d^2 \Phi}{dz^2} + m^2 \Phi = 0$$

$$\text{ただし } m^2 \equiv \frac{N^2}{f_0^2} \left\{ \frac{\beta}{\bar{u}-c} - (k^2 + \ell^2) \right\} - \frac{1}{4H^2} \dots\dots\dots (4)$$

大分長くなってしまったが、この最後の形 $\frac{d^2\Phi}{dz^2} + m^2\Phi = 0$ が鉛直方向の伝播を決め、 m が屈折率に相当する。(4)式で $m^2 > 0$ ならば、 $\Phi \sim Ae^{imz}$ の形の解を持ち、波形の解なので伝播可能だが、 $m^2 < 0$ ならば、 $\Phi \sim Ae^{-|m|z}$ の形で下層にトラップされた解になり、伝播しない。(4)式で、定常波($c=0$)の場合を考えて $m^2 > 0$ として $\bar{u}$ について不等式を解くと

$$0 < \bar{u} < \beta \left\{ (k^2 + \ell^2) + f_0^2 / (4N^2H^2) \right\}^{-1} \equiv U_c \dots\dots\dots (5)$$

となり、鉛直伝播するための平均東西流 $\bar{u}$ の条件が求まる。(5)式から二つのことが言えよう。まず、西風でないと伝播しない、その西風も強過ぎてはいけな。また、小さなスケールの波、すなわち、波数が大きいと $k^2 + \ell^2$ が大きくなり、 U_c が小さくなって同じ $\bar{u}$ でも伝播できなくなる。

今までの議論では平均流が緯度、高度によらないものとしたが、松野(1970)では緯度、高度によって平均流が変化するものとして同様の議論をした。ただ、変数分離は東西方向のみについて行ない、南北-鉛直断面において、 $\nabla^2\psi + m^2\psi = 0$ の形の式を導き、 m^2 の分布を求めている。この m はまさに光学上の屈折率と数学的にも同等であり、プラネタリー波がどの方向へ伝わっていくかが定性的に議論でき、水平方向の伝播も求められるのでテレコネクションの理解にも役に立つことになる。

成層圏の天気図を眺めてみると、高気圧や低気圧のうようよしている対流圏に比べてスッキリしていることに気がつく。スケールの大きな波(東西波数1~2)が卓越しているのだ。これは前にも述べたようにスケールの小さい波は成層圏まで伝播しにくく、海陸分布やヒマラヤ、ロッキー山系などによって生じたスケールの大きなプラネタリー波のみが上方に伝わるためである。そして強い成層圏突然昇温は、この対流圏のプラネタリー波が著しく強くなりブロッキング現象を引き起こす程になった時、実感的には強烈な寒波が北米や日本をおそうような時、起こるのである。例えば38豪雪の年も記録的な突然昇温が起きている。

この突然昇温や準2年振動のメカニズムでは、平均流中の波動の伝播の他に、波動が平均流を加速するという問題も重要である。非加速定理のところで述べたが、クリティカルレベルで有効にこの加速が働く。クリティカルレベルとは、平均流の風速 $\bar{u}$ と波動の位相速度 c が一致する層のことで、プラネタリー波の場合は、山岳や海陸分布にはりついて発生しているので(寒波はいつも日本や北米東部に向けて降りていく、/)位相速度 $c=0$ となり、クリティカルレベルは $\bar{u}=0$ となるところ、すなわち東風と西風の境界となるところにある。

プラネタリー波は上方伝播していく際、西向きの運動量を平均流に与え、東風加速していく。平常の冬の成層圏では、極ほど冷えているので、温度風の関係から上空程西風が強くなっている。そこへ下から東風加速をするプラネタリー波が伝播してくるわけだが、その際運動量 $\rho u'$ を保存しながらやってくる。ところが上空程密度 ρ が小さいので振幅は上に行くに従って大きくなり有効に東風加速をしてついには東風を生み出す。前にも述べたように東風になるとそこではそれ以上伝播せず、東風と西風との境界でつぶれて強く東風加速するため、この境界はどんどん下方に降りてくる。上空程、西風が弱くなり東風に転じている状態を温度風の関係で考えれば、極側が暖かい状態になっている。これを高緯度の成層圏でみていけば、もともと冷たかったところが、周りより暖かくなった、すなわち昇温したと観測

されることになる。余談ではあるが、この現象に初めて気づいたのはベルリン大学及び気象台に勤務していたシェルハークという女性だった。

以上、一面的な見方ではあるが、突然昇温のメカニズムである。南半球に大きな突然昇温が無いのは高い山脈や大きな大陸が存在しないため、プラネタリー波がそれほど強まらないからである。

このような平均流と波動との相互作用がもっと顕著で面白いのは、熱帯成層圏の準2年振動である。まず、どのような変化を示しているのか、カントン島（3°S）での東西風の時間-高度断面図を見てみよう（3図）。面白いことは、上空から西風も東風も始まって下へ降りてくることである。突然昇温の状況に似ている。

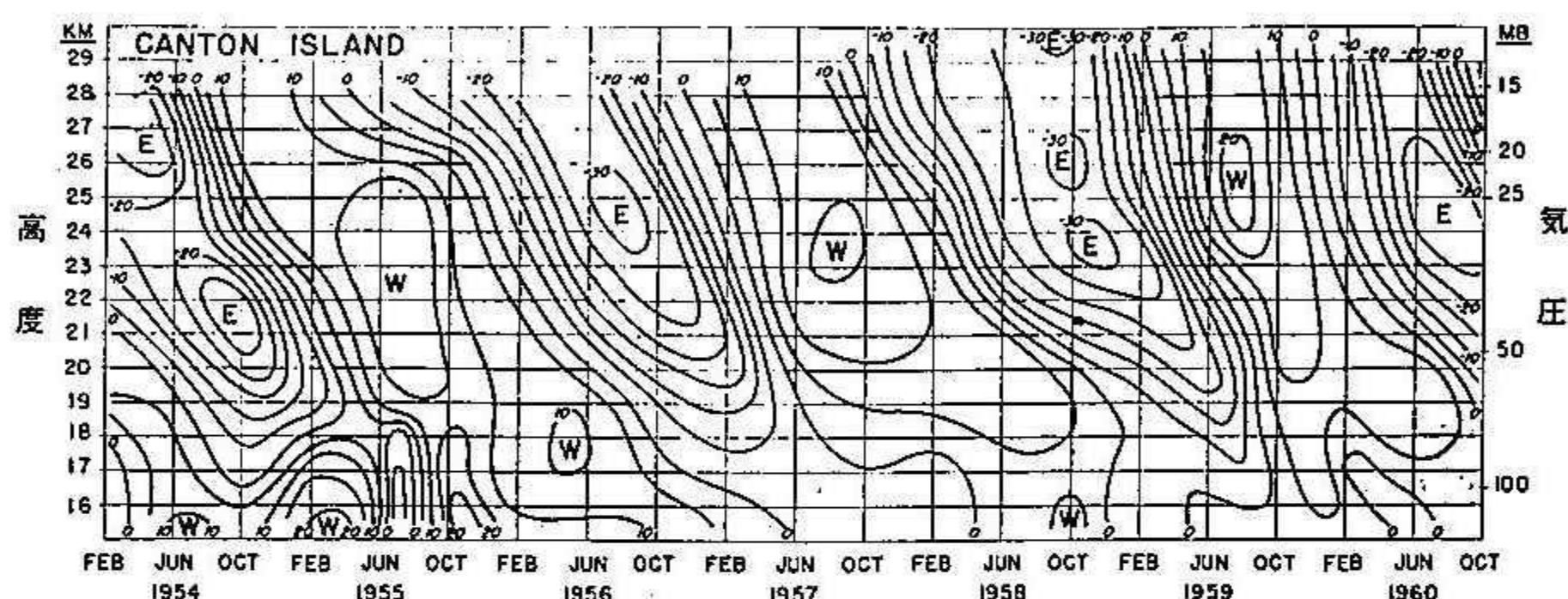


図3 カントン島（2°46'S 171°43'W）における月平均東西風の時間と高度による変化
(Reed and Rogers, 1962)

突然昇温では波数1～2のプラネタリー波がヒーローであったが、今回は東風、西風の二つのテーマが織りなすメロディーであるから、ヒーローとヒロインの登場が予想される。ヒーローは柳井、丸山によって発見され、松野によって理論づけされた「混合ロスビー重力波」であり、ヒロインはウォレスとカウスキーによって発見された「ケルビン波」であろう。赤道を岸と思って平行に東向きに動くケルビン波は、海洋学でも重要で、例のエル・ニーニョも赤道付近を東向きに動いていく海洋のケルビン波と関係があると言われる。

ところで今回の2人の主役はじっとせず、東西に動くことが、前のプラネタリー波と違う。混合ロスビー重力波は西向き、ケルビン波は東向きの位相速度をもつ。したがって $\bar{u} = c$ となる高さは2人にとって異なる。たとえば常に下から2人が上へ登ろうとしていることを仮定しよう。図3で1957年2月の状態を考えてみる。25 kmから下では東風が吹いているので、そこでクリティカルレベルにぶつかるのは西向きのヒーローでそこで彼は吸収されてしまう。一方、東向きのヒロインはさらに天上高く登っていくが、ついには西風領域に侵入し、そこでクリティカルレベルに達し、あわれ波は砕け流れに身をまかせることになる。その時に東向きの運動量を流れに与えるので、付近の西風はさらに強くなり、 $\bar{u} = c$ になる高さが下がってくる。次に来たヒロインはそこで身をまかせ、その西風を強くする。という具合に西風領域がだんだん下へ降りていく。ついには下まで西風になってしまう（1957年10月）。こうなるとヒロインは下の方で吸収されてしまい、天上高く舞い上がることはなくなる。今こそ我が天下なり、と大いばりで上がっていくのはヒーローの西向きの波である。彼にとっては、 $\bar{u} = c$ となるのは、はるか天上である。そこでやはり自分は砕け散るが、西向きの流れ（東風）は強まる。彼の

運命も結局、彼女と同じであり、しだいに東風領域が下がってくる（1959年2月）。以上が二つのテーマによるエンドレステープミュージックの一周期である。一つ一つの波は消え去っていきながら全体の流れを変えていく様子は、社会現象にも良くありそうな話である。関ヶ原で消えていった人々が、西の流れを東の流れに変えたなんていうのもその一例だろうか。

さて話をテレコネクションに戻そう。今までの例で、平均流の違いで波の伝播コースも決まってくるのが、わかっていただけたことと思う。これからは鉛直伝播についてはいったん忘れて、水平伝播のみを取り上げてみよう。エル・ニーニョに伴うような熱源は、10日ぐらいのタイムスケールでは、ほぼ変動しないと考えてよかろう。こうした定常な熱源が生む定常ロスビー波が、地球表面、すなわち球面上をどう伝播していくかを理論的にそして数値的にも解いたのが、ホスキンスとカロリー（1981）である。非発散順圧大気の準地衡風渦度方程式を線型化すると（要するにもっとも単純なモデル）

$$\frac{d}{dt}(f + \zeta) = 0 \text{ から } \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) \nabla^2 \phi + \beta \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$\text{ここで } \phi = \phi_0 \exp\{i(kx + \ell y - \omega t)\} \text{ の形を仮定すると } \dots\dots\dots (7)$$

$$\omega = \bar{u}k - \beta\ell / (k^2 + \ell^2) \quad \dots\dots\dots (8)$$

という分散関係が得られる。これから位相速度 $\mathbf{C} = (C_x, C_y)$ 群速度 $\mathbf{C}_g = (C_{gx}, C_{gy})$ は、次のようになる。

$$\begin{aligned} C_x &= \frac{\omega}{k} = \bar{u} - \frac{\beta}{k^2 + \ell^2} & C_y &= \frac{\omega}{\ell} = \frac{k}{\ell} \bar{u} - \frac{\beta k}{(k^2 + \ell^2)\ell} \\ C_{gx} &= \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{\omega}{k} + \frac{2\beta k^2}{(k^2 + \ell^2)^2} & C_{gy} &= \frac{\partial \omega}{\partial \ell} = \frac{2\beta k \ell}{(k^2 + \ell^2)^2} \quad \dots\dots\dots (9) \end{aligned}$$

ここで定常（ $\omega=0$ ）を仮定すれば、位相速度は0であるが、群速度は0にならず、エネルギーは高緯度に伝わる。それで、定常ロスビー波の水平伝播という話になるわけである。分散関係は $\bar{u} - \beta/(k^2 + \ell^2) = 0$ となり、これを、 $k^2 + \ell^2 = \beta/\bar{u} = K_s^2$ と書き換える。(7)式の形から、南北方向に波形の解（伝播する解）を持つためには、 ℓ が実数でないとならないから $\ell^2 > 0$ 、すなわち $K_s^2 - k^2 > 0$ という条件が求まる。東西波数 k は、平均流 $\bar{u}$ と β で決定される臨界波数 K_s より小さくなくてはならない。

次に群速度について議論してみよう。(9)式で $\omega=0$ とすると $|\mathbf{C}_g| = 2 \frac{k}{K_s} \bar{u}$ となるので、 $\bar{u} \sim 40 \text{ m/s}$ 、 $k \sim \frac{1}{2} K_s$ とすると10日程度で地球を一周するぐらいの速さになり、10日ぐらいの定常性を持つ熱源に対しては充分意味を持つことになる。また群速度の方向は、北向きを y 、東向きを x として、 $\frac{dy}{dx} = \frac{\ell}{k}$ となる。 K_s は $\bar{u}$ と β の関数であり、緯度依存性をもつ。中緯度以南では、北へいくほど β は小さく、また一般に $\bar{u}$ は大きくなるので、 K_s は小さくなっていくのが普通である。例えば、4図のような緯度依存性を持つとしよう。東西波数 $k=2$ の波を考えてみると、 $\ell^2 = K_s^2 - k^2$ であるから、北へ行くほど、 ℓ は小さくなっていく。従って $\frac{dy}{dx}$ は小さく、進む方向がしだいに東西方向に寝るようになり、 $k=K_s$ となる緯度、この例では、 45°N 付近では完全に東向きになってしまう。(9)式で

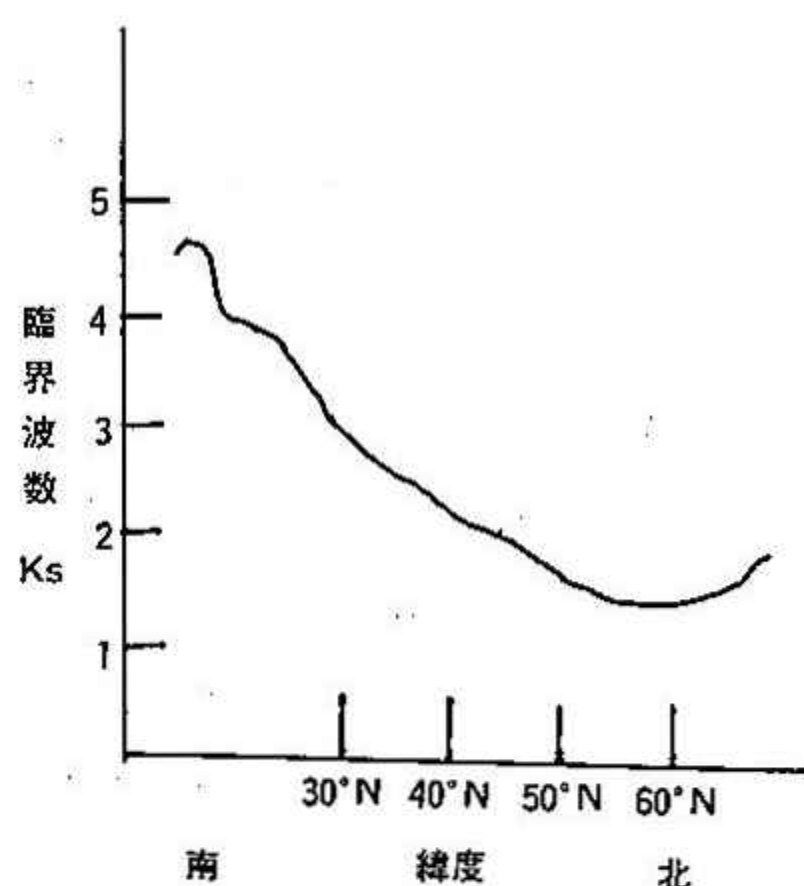


図 4

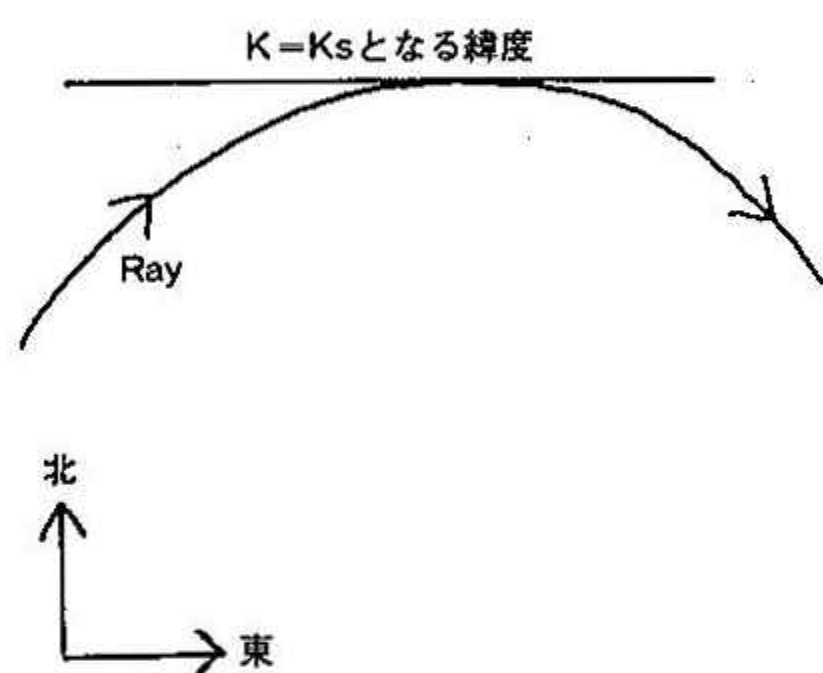


図 5

$C_{gx} > 0$ となっている) この伝播経路を模式的に表わすと図5のようになる。非均質媒質中の光の伝播と似ていることから、Ray-theoryと呼ぶこともある。大気中の音波も、図5で南北が上下に変わるが、似た経路をたどる。中央気象台長でお天気博士と云われた藤原咲平の学位論文は、この音響の異常伝播をとりあつかっている。音の伝播の様子から成層圏の温度を推定するという今の地震学のような手法も当時はあったようである。また筆者の偏見かも知れないが、音の伝播に始まって、水爆実験や火山爆発に伴うラム波の伝播、山岳波の伝播といった思想が、ロスビー波のRay-theoryにつながったような気がする。ここで述べた説明は β 平面近似を用いたが、ホスキンスらは、球面での式をメルカトル座標で表わし、数式上はここで述べたものと同じ形で議論している。

ここでは、順圧大気を考えたが、鉛直構造も考えるともう少し問題は複雑になる。というのは、前にも述べたように、ロスビー波は、鉛直方向にも伝わるからである。一層大気で考えれば、南北伝播するような場合でも、多層大気では上方へ逃げてしまって、水平方向には伝わらない、ということもあり得るわけである。この上方への伝播も水平方向の伝播と同じように扱えることは、前にも述べた。突然昇温のメカニズムを数値計算でうらづけした松野(1970)のモデルは、最近の

テレコネクションの数値モデルと本質的に同じものである。対流圏で定常擾乱を与え、それに対応して成層圏でどのような定常擾乱がみられるかを求めたもので、鉛直伝播に重きを置いただけのちがいである。

今まで、伝播の方向は平均流によって決まる、という議論を進めてきたが、もう一つ大切なことは、最初にどの方向へ向けて波が発射されるか、という問題である。この問題には、深く立ち入らないが、例えば、海水温が平年より高くなった時、その上の大気はどう変化するか、がわかれば、波の発射方向は推定できる。しかし、この問題は、もっともわかっていない分野かも知れない。

まだまだわからないことも多く、エルニーニョと北半球の天候との関係は一筋なわでいかない。ただ、「エルニーニョがあるからこうなった」とCM流の議論では、解決できるはずがないことをこの小文で強調したかった。海水温、という境界条件だけでなく、大気自身の流れにも大きく依存しているのだ。

同じ海水温異常に対して、違った影響が現れ得る、ということである。

最後に、図2で示したエルニーニョと北海道の夏との相関の問題を私見をまじえて考えてみることにしよう。6月頃の赤道付近は東風が吹いており、ここから高緯度へ直接伝播しないことは今まで述べてきた通りである。しかし、東西相関は、一般流に関係なく存在し、赤道東部太平洋で水温の高い時には、西太平洋の海水温が低く、台風の発生数も少ない(1983年夏もそうだった)。さらに西へ行って、インドモンスーンの活動も弱いことが知られている。チベット高気圧も影響を受けるはずである。チベットまでくると西風領域に入り、ここから北東方向へ、定常ロスビー波は伝播することができ、北海道の気象にも影響を及ぼすであろう。チベットを媒介にした、間接的影響が考えられるのである。初夏が冷夏で、真夏が平年並というのもチベット付近の平均流が、真夏には弱くなってしまうからかも知れない。1983年の6~7月の低温が本道においてきわめて顕著であり、1982年秋からのエルニーニョも今世紀最大級とあって、何らかの関係を、今後追求していく必要がある。この次の大エルニーニョの際、道知事が自信を持って冷害対策を打てるように——。

参 考 文 献

- 松野太郎 島崎達夫著
大気科学講座 3巻
「成層圏と中間圏の大気」 東京大学出版会
- Holton 著
「An Introduction to Dynamic Meteorology」
Academic Press
- Bjerknes, J., 1969
「Atmospheric Teleconnections From the Equatorial Pacific」
Monthly Weather Review
Vol. 97, P163 ~ P172
- Charney, J. G. and P. G. Drazin, 1961
「Propagation of Planetary-scale disturbances from the lower into
the upper atmosphere」
J. Geophys. Res., Vol. 66, P83 ~ P109
- Eliassen, A. and E. Palm, 1961
「On the transfer of energy in stationary mountain waves」
Geophys. Pub., 22, No.3, 22pp

- Matsuno, T., 1970
 [Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter
 northern hemisphere]
 J. Atmos. Sci., Vol. 27, p871~p883

- Hoskins, B. J. and D. Karoly, 1981
 [The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal
 and orographic forcing]
 J. Atmos. Sci., Vol. 38, p1179~p1196

- Reed, R. J. and D. G. Rogers, 1962
 [The circulation of the tropical stratosphere in the year 1954-1960]
 J. Atmos. Sci.,
 Vol. 32, p1457~p1462

- K. Gambo and Kei Kudo, 1983
 [Teleconnections in the Zonally Asymmetric Height Field During the
 Northern Hemisphere Summer]
 J. Met. Soc. Japan, Vol. 61, p829~p838

Ⅲ 昭和58年度第1回支部研究発表要旨

日時 : 昭和58年11月25日(金) 13時～17時

場所 : 札幌管区气象台 大会議室(2F)

- | | | |
|---------------------------------------|-------------|---|
| 1. 北海道の冬季路面状況と気象条件 | 北海道開発局土木試験所 | 石 本 敬 志……12 |
| 2. 林や網による防霧効果及び視程と霧粒径の関係 | 北海道開発局土木試験所 | 竹 内 政 夫……14
◦石 本 敬 志
野 原 他喜男
福 沢 義 文 |
| 3. 釧路湿原の植物群落構造と微気象環境 | 北大・環境研 | ◦高 橋 秀……16
石 田 寛 人
中 山 守 人
高 橋 英 紀 |
| 4. 盆地における冷却過程(赤井川村を例として) | 北大・理学部 | ◦真 木 雅 之……18
播磨屋 敏 生
谷 口 恭
菊 地 勝 弘 |
| 5. 北半球夏季テレコネクションの理論的研究 | 札幌管区气象台 | 隈 健 一……20 |
| 6. 北方海域の海洋構造
—我が国の気候に及ぼす親潮の影響の見直し— | 北大・水産学部 | ◦福 岡 二 郎……22
秋 葉 芳 雄 |
| 7. 北日本の海況と気象 | 函館海洋气象台 | ◦西 山 勝 暢……24
岩 尾 尊 徳 |
| 8. 台風8112号に伴う対流性バンドの解析 | 札幌管区气象台 | 菊 池 正……26 |
| 9. 降雪雲のゾンデとレーダーによる同時観測 | 北大・低温研 | ◦遠 藤 辰 雄……28
若 浜 五 郎
藤 吉 康 志
入 川 真 理
小 西 啓 之
山 田 知 充 |
| 10. 札幌市内の短時間降積雪予測実験 | 北大・理学部 | ◦遊 馬 芳 雄……30
菊 地 勝 弘
谷 口 恭 |
| 11. 北海道の豪雪—特に石狩低地帯に着目して— | 北大・低温研 | ◦山 田 知 充……32
秋田谷 英 次
成 瀬 廉 二
遠 藤 八 十 一
若 浜 五 郎 |

1 北海道の冬期路面状況と気象条件

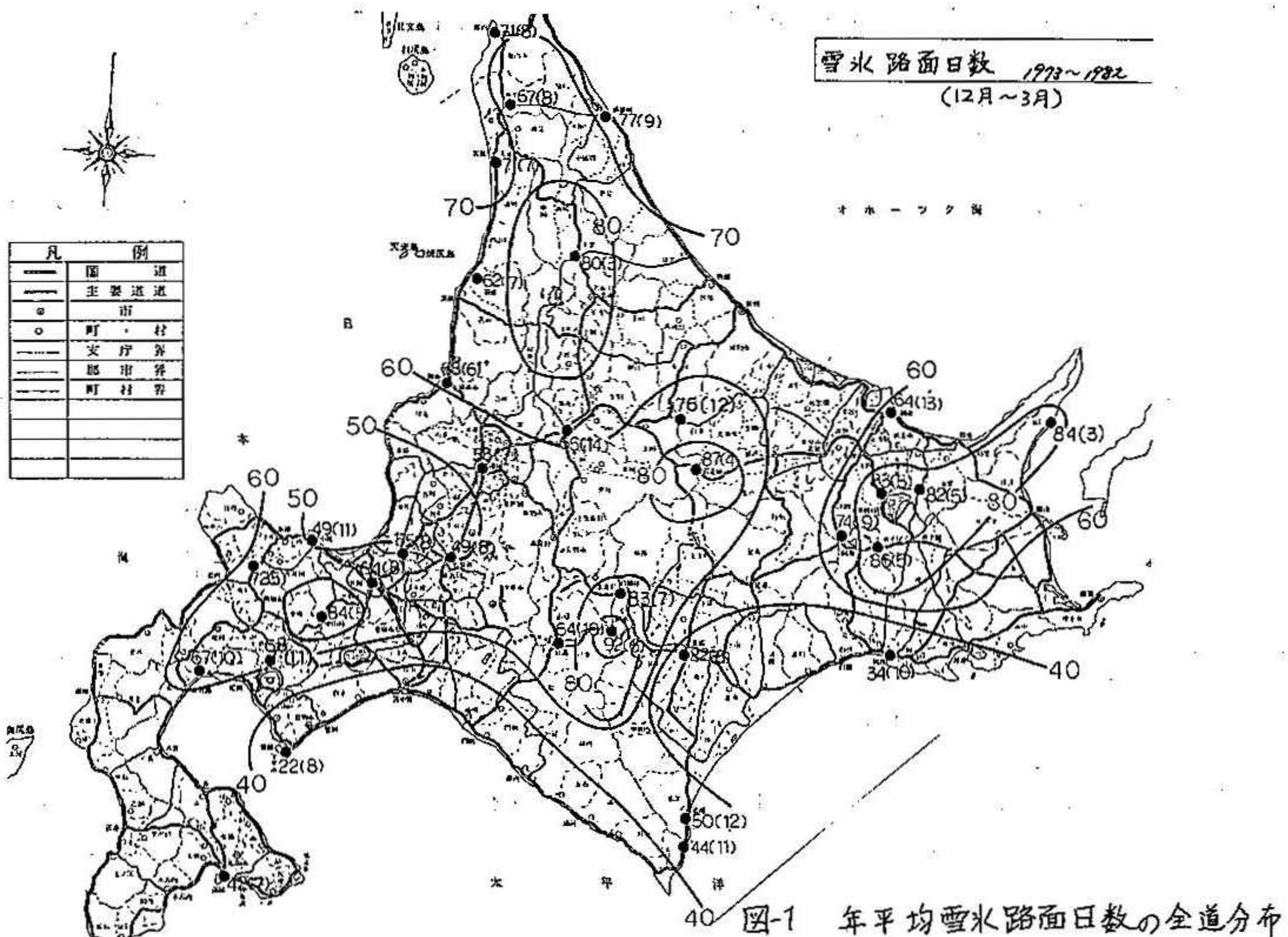
北海道開発局土木試験所 石本敬志

1. まえがき

特定地点での限られた期間の路面状況と気象条件について、調査例はあるが^{1,2)} 広範囲長期間の資料をもとにした、路面実態と気象条件についての調査例はない。地形など各地点の特殊事情や交通量などは考慮の対象外としたため、厳密さには欠けるが、全道の概況を把握するため、峠山間部を含む北海道内の主要道路34ヶ所、10年間の資料をもとに雪氷路面の実態と気象条件の関係を調べた。これをもとに、路面実態のわからない期間や場所について、路面状況を気象条件から推定する判別式をつくり、その信頼性についても検討した。

2. 雪氷路面日数の全道分布

1974年～1982年の12月から3月までの間、全道34ヶ所の路面状況とともに、路面が圧雪又はアイスバーンの状態と雪氷路面とし、雪氷路面となる年平均日数と標準偏差を図-1に示した。図中の黒丸が各観測点を示し、側に日曜、祝祭日を省く平均雪氷路面日数、かこ内に標準偏差を示した。80日を越える地域が全道に5つあり、主に峠山間部に分散している。また、80日を越える地域の標準偏差は他地域よりも小さく、ひとたび雪氷路面の季節になると、その期間中はどの地域でも雪氷路面日数の年による変動は小さいものと思われる。標準偏差が大きくなるのは、雪氷路面となる初日や終日が遅くなったり早くなったりすることによる。峠山間部について、12月から3月末日という観測期間内では、雪氷路面の初日や終日をカバーし切れないため標準偏差が小さくなっていると考えられる。



3. 雪氷路面の判別式

雪氷路面日数の多少や標準偏差を考える際、雪氷路面となる初日や終日を調べることの重要性が新ためてわかった。また、スパイクタイヤの規制を行う際には、条件を厳しくするほど、雪氷路面の初日や終日が更に重要な意味をもつ。路面状況は特別観測が行なわれた57年度を省くと、12月から3月までの資料しかない。そこで、12月上旬(12/1~12/10)と3月下旬(3/20~3/31)の気象資料と路面状況から秋と春各々の路面状況が雪氷路面であるかを判別する判別式をつかった。使った気象要素は当日朝の最低気温(x_1)、前日9時から当日9時までの積雪の差と降雪深(x_2)とし、前日の日照時間(x_3)も使った。使用した道路情報は1974年~1982年の9ヶ年であり、気象資料も入手できる以下の19地点である³⁾。

資料を雪氷路面と雪氷路面以外に分けることの有為性をF検定により検定したところ、有為水準1%で2群に分けることは有為であった。秋用の判別式として(1)式が得られ、誤判別の確率は27%であった。春用の判別式としては(2)式が得られ、誤判別の確率は秋よりも10%少なく18%となった。

$$\begin{aligned} \text{秋用判別式} \quad Z &= -0.745 - 0.245x_1 + 0.156x_2 - 0.186x_3 \quad \text{--- (1)} \\ \text{春用判別式} \quad Z &= -0.602 - 0.168x_1 + 0.663x_2 - 0.098x_3 \quad \text{--- (2)} \end{aligned}$$

x_1 : 当日の最低気温, x_2 : 前日9時から当日9時までの積雪深の差による降雪深
 x_3 : 前日の日照時間, Z : 当日朝9時の路面状況, $Z \geq 0$ ならば雪氷路面
 $Z < 0$ で雪氷路面以外と判別する

秋と春の路面判別について(1), (2)により3つの気象要素のうち1つをゼロに固定し、残り2つの気象要素がどのような条件のとき雪氷路面となるかを以下に図で示す。図-2は最低気温を0とした場合で日照時間ゼロのとき春であれば1cmの降雪でも雪氷路面となる。一方、秋には5cm近くの雪が降らなければ雪氷路面とならない。日照時間について、春先では雪氷路面の形成にあまり影響を与えないが、秋の場合は前日の日照時間が1時間長いと、雪氷路面となるのに要する降雪深は1cm増える。

次に日照時間をゼロとしたとき、雪氷路面となる日最低気温と降雪深の関係を図-3に示した。春よりも秋に日最低気温への依存度が大きく秋には最低気温が1と上がると降雪深が1.6cm増えなければ雪氷路面とならない。春には4と日最低気温が上がって始めて1cmの降雪深増加が必要になっている。判別式推定には使わなかった、特別観測による1982年11月の全道20地点600ケースのデータで判別式を評価すると、雪氷路面を見逃したのは30%、雪氷路面であると誤判定したのは1%であった。これは、判別式をつくる時に求めた、マハラノビス距離による誤判別確率27%とはほぼ同じと見なせ、判別式を求めた過程の妥当性と適用

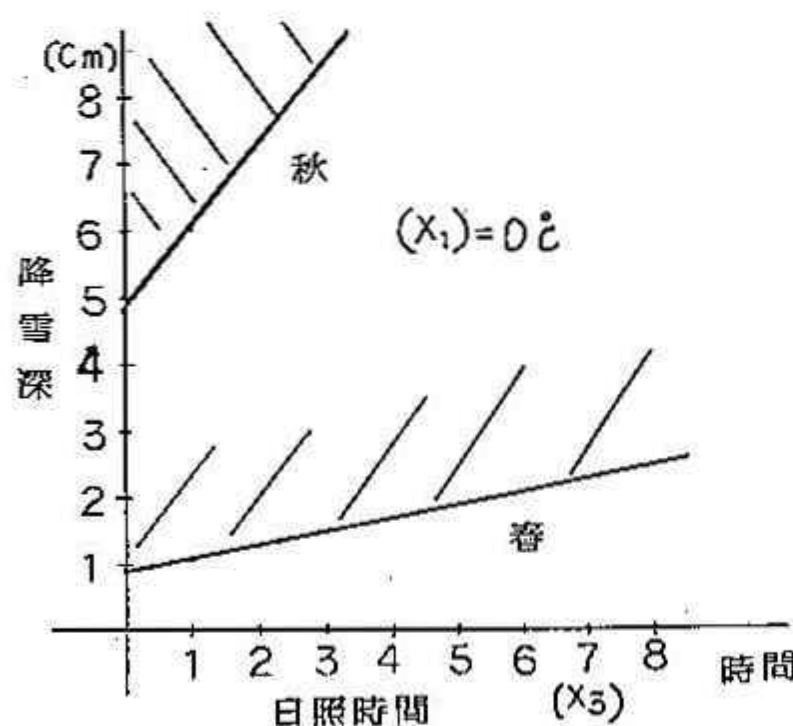


図-2, 日最低気温0°Cのとき雪氷路面(斜線部)となるのに要する日照時間と降雪深

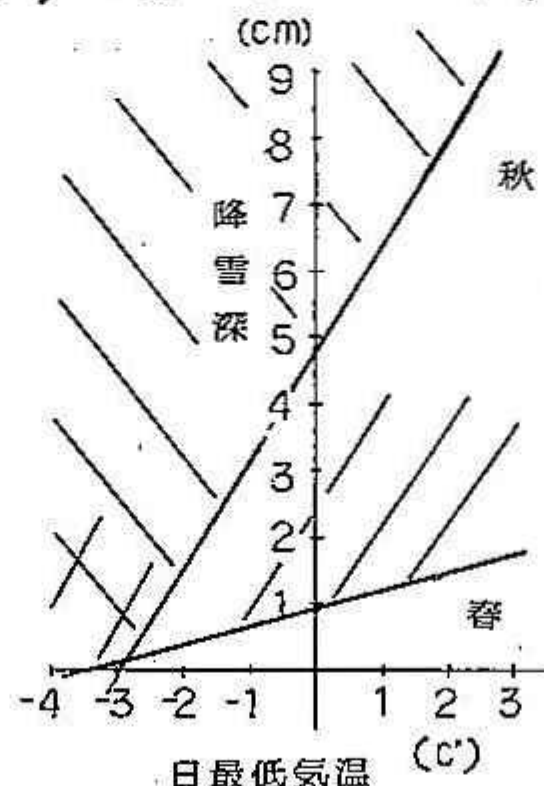


図-3, 日照時間ゼロのとき雪氷路面(斜線部)となるのに要する日最低気温と降雪深

参考文献

- 1) 下村忠一・他, 1977: 凍結・圧雪路面の検知に関する一手法, 土木技術資料 19-3, 115-119
- 2) 阿部幸康・他, 1980: 積雪寒冷地における地方部交通に関する研究, 土木試験所月報 NO.322
- 3) 札幌, 岩見沢, 滝川, 当別, 小樽, 函館, 室蘭, 日高, 加川, 留萌, 羽幌, 天塩, 稚内, 豊富, 浜頓別, 網走, 帯広, 釧路, 羅臼

2 林や網による防霧効果および視程と霧粒径の関係

北海道開発局土木試験所 竹内政夫

○石本敬志

野原他喜男

福沢義文

1. まえがき

北海道の太平洋沿岸地方では、毎年5月から8月にかけて、海上沖合で発生した海霧の侵入がみられる。北海道における海霧については、基礎的研究をもとに飛行場の消霧を目的とした千島・北海道の霧の研究¹⁾(1945)や、防霧林の研究²⁾(1953)など大規模に行なわれた研究の歴史がある。ここでは、一重の網や一列の樹列林による視程障害の緩和効果、視程と霧の粒径について調査した結果を報告する。なお、この研究は科学技術庁振興調査費による。

2. 網と林による防霧効果

網の繊維や編み方による防霧効果を調べるため、 $35\text{cm} \times 22\text{cm}$ の網と必種類、釧路港湾事務所構内に設置し、捕捉される霧水量を測定した。その結果水膜ができない程度まで網目が大きく、縦糸が数本のより糸になっていて、水が流下しやすい構造の網で霧水量の捕捉が多かった。捕捉率の良かった網を使い、幅 2.6m 長さ約 50m の防霧ネットを設置した。防霧ネット前後の視程は網の風上、風下各 5m 離れた位置に投受光間隔 30m の透過率型視程計を設置して観測した。ネット前後の視程観測例を図-1に示す。ネット風下の視程は細かな変動を伴うが、風上と比べて平均視程は1.5倍～2倍ほど良くなることからわかる。図-2は図-1のデータをもとに網前後の視程を比較したものである。また、防霧林の研究第3輯(1953)によ

ると、林の前縁部で霧の捕捉量が最も多いことが確かめられているので、一列の街路樹でどの程度の防霧効果が期待できるかを調べるため、樹高約 3m のトト松間伐材を用いて林前後の視程を比較した結果、図-3に示したように1.5倍ほど風下の視程が良くなった。

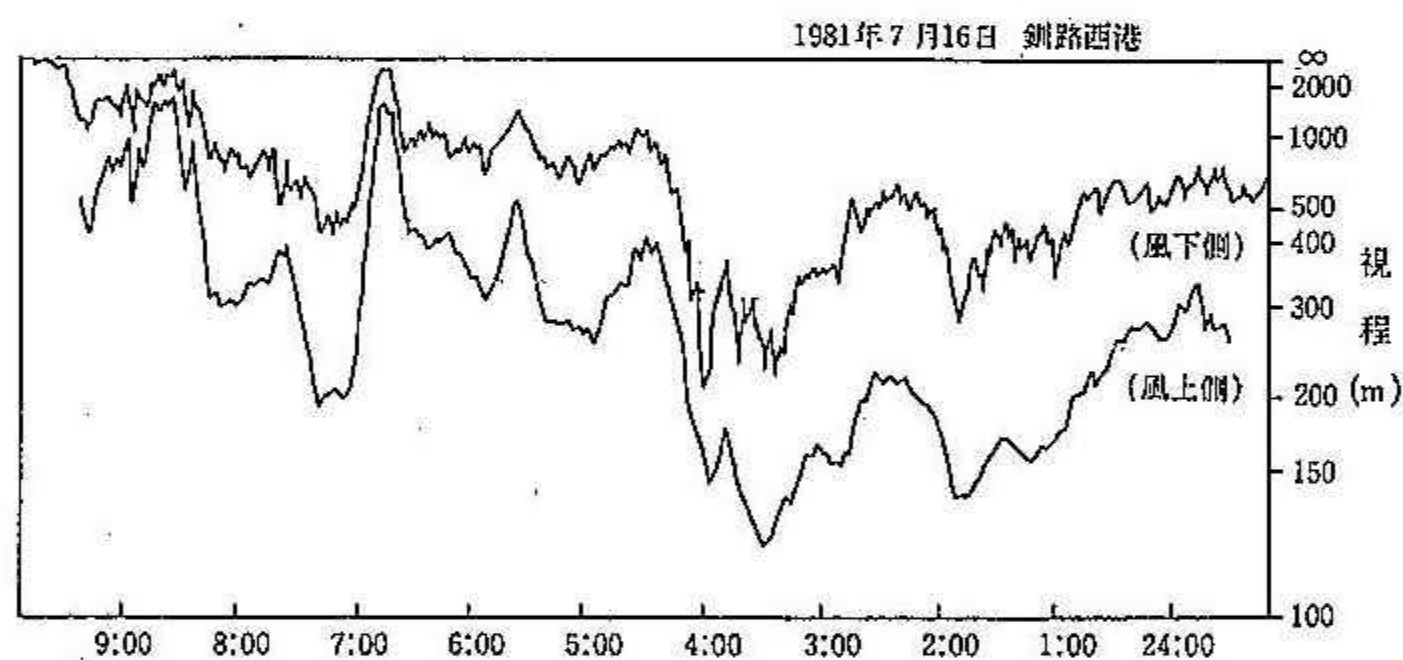


図-1 網前後の視程変動

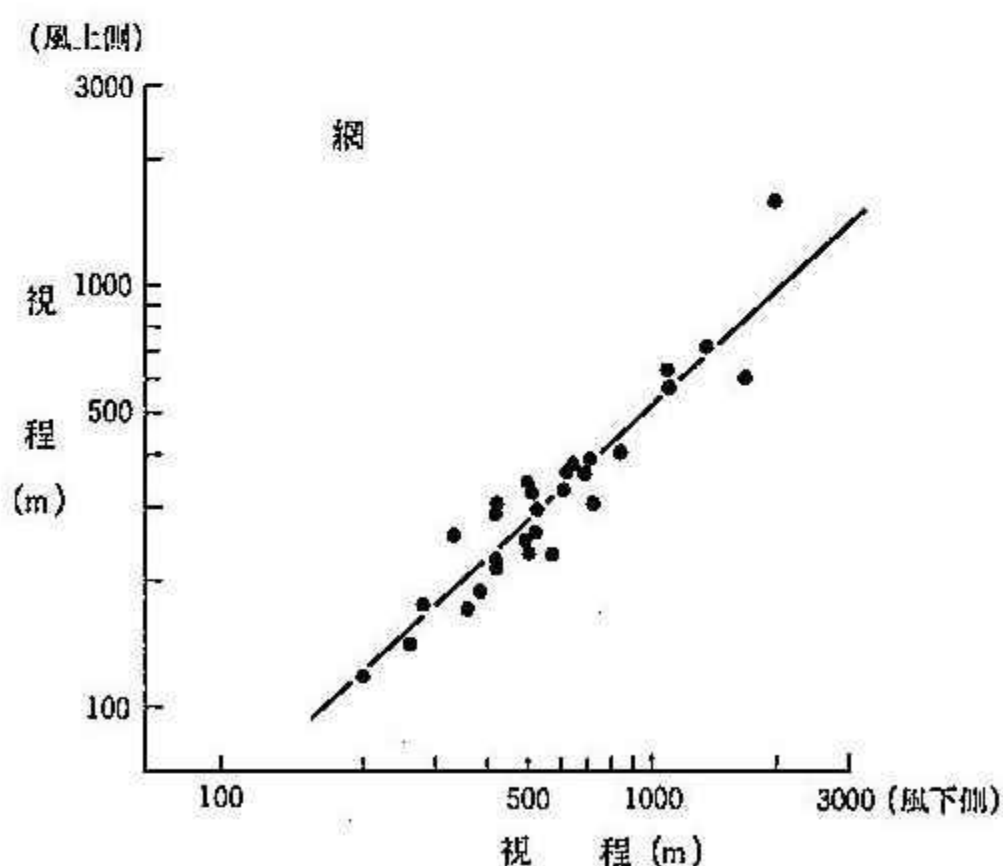


図-2 網前後の視程比較

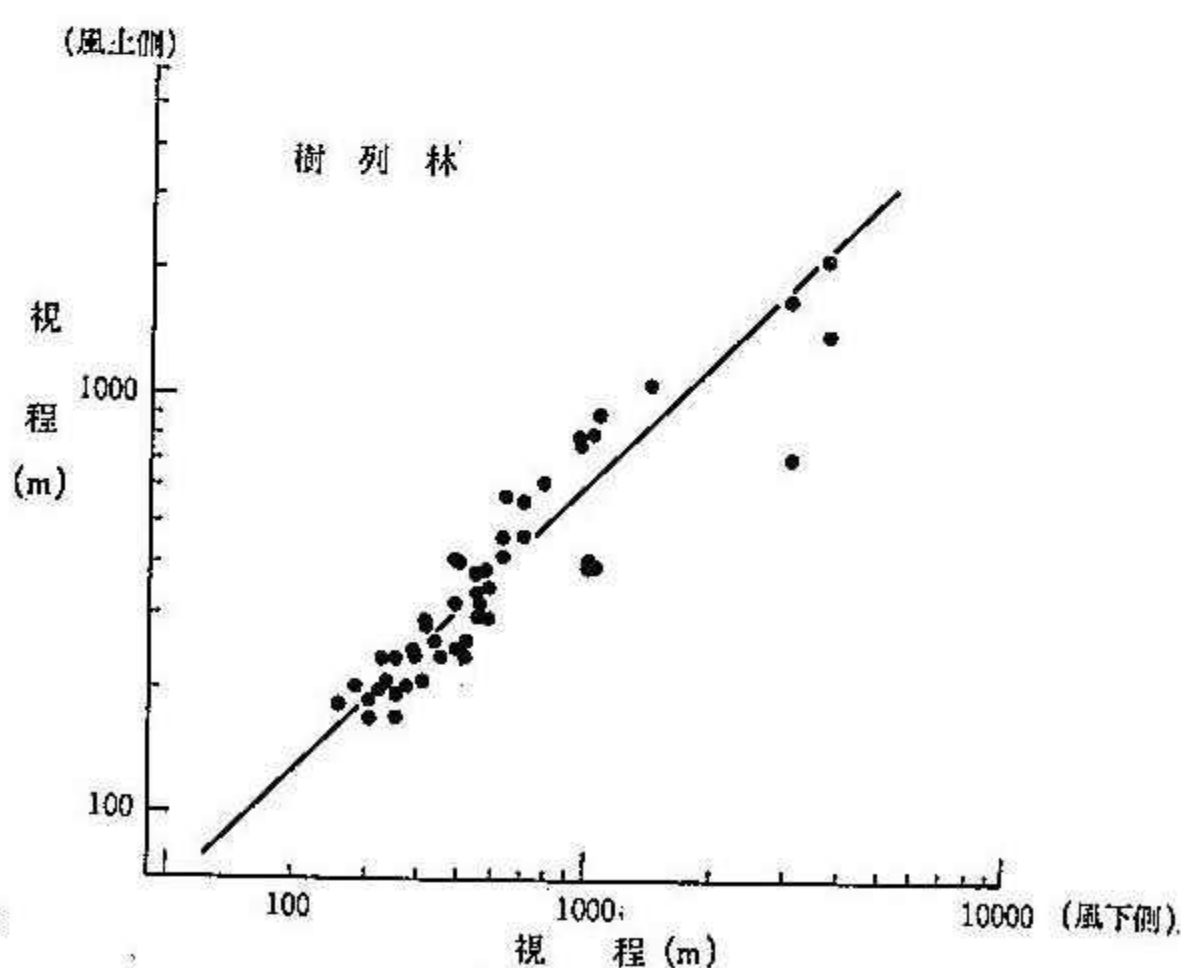


図-3 樹列林前後の視程比較

3. 視程と霧の粒径について

透過率型視程計は、投光部からの平行光線が受光部に達するまでに、霧などにより減衰される光の量から視程を求めるものである。光は空間浮遊物により散乱、反射、吸収され減衰する。光の波長 λ と同程度 ($0.1\lambda \sim 10\lambda$) の大きさをもつ粒子については Mie 散乱として扱える (Middletton 1952)。視程計の波長は $0.9\mu\text{m}$ であり、霧の場合ほぼ Mie 散乱領域に入る。Mie 散乱では光の減衰は粒子の断面積に比例し、光の消散係数 α は次式で表わされる。

$$\alpha = \sum N_i K_i \pi r_i^2 \quad \text{--- (1)} \quad N_i: \text{半径} r_i \text{の粒子数}, K_i: \text{粒子の散乱面積係数}$$

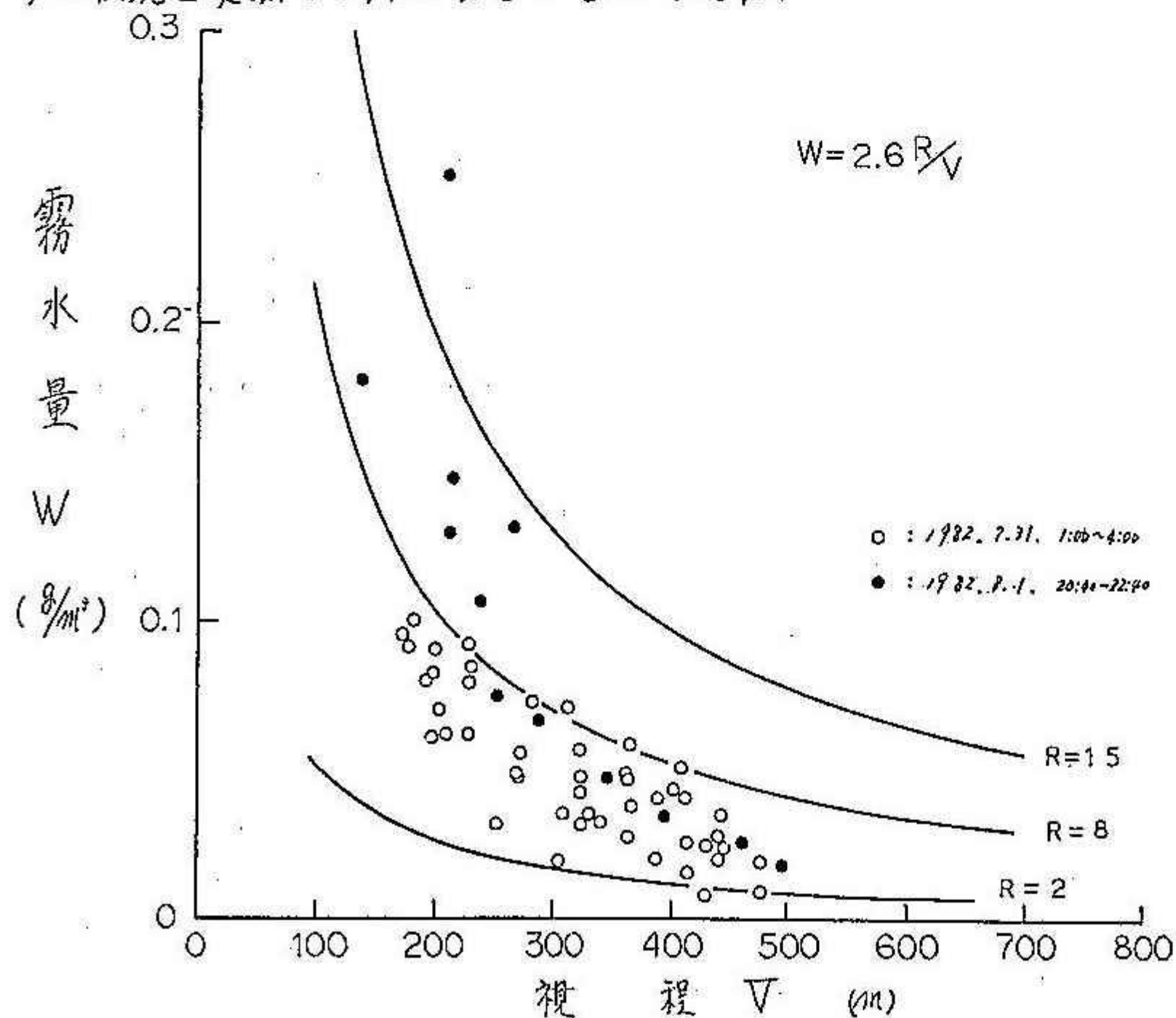
粒子の散乱面積係数 K_i は粒子の半径 r 、光の波長 λ により表わされるパラメータ $\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda}$ が 10 以下では大きく変化する。しかし、 α が大きくなると α に近づく (Houghton & Chalper 1949)。霧の半径が $1.5\mu\text{m} \sim 15\mu\text{m}$ では $\alpha = 10 \sim 100$ 程度となり、 $K \approx 2$ の定数とおけて、海霧もこの範囲に入るため、視程と霧の空間密度、霧の半径の関係が以下のように求められる。

$$W = (4\pi/3) \rho \sum N_i r_i^3 \quad \text{--- (2)} \quad \rho: \text{水の密度 } 10^3 \text{ g/m}^3$$

(1), (2) から $\alpha = 3W/2\rho\bar{r}$ ($\bar{r}$ は平均半径) となる。また $V = 3.9/\alpha$ (Koschmieder 1924) であり、霧水量 W (g/m³) は霧粒の半径 $\bar{r}$ (μm) と視程 V (m) により, Trabert の式といわれる (3) 式で表わされる。

$$W = 2.6 \bar{r} / V \quad \text{--- (3)}$$

釧路で実測した視程と霧水量が、霧粒の粒径との関係で変化するようすを示したのが、図-4 である。霧の粒径は北大理学部と低温科学研究所のグループがインパクターにより測定した値である。それによると 7 月 31 日には半径 $2 \sim 8\mu\text{m}$ の粒径の小さな霧が大半を占め、8 月 1 日には数十 μ の大粒の霧も混じっていた。図からわかるように、同じ霧水量でも粒径が小さいほど視程が悪くなり、霧による視程障害が霧水量だけでなく、霧の粒径に依存する状況を実測でも確かめることができた。



参考文献

- 1) 技術院研究動員会議 (1945): 千島、北海道の霧の研究
- 2) 北海道林務部 (1950): 防霧林に関する研究
- 3) W.E. Knowles Middleton (1952): Vision through the Atmosphere

図-4. 霧粒の粒径による視程と霧水量の関係

3 釧路湿原の植物群落構造と微気象環境

高橋 秀 (北大環境科学研究科)
 石田寛人 (同上)
 中山守人 (同上)
 高橋英紀 (同上)

1 はじめに

釧路湿原は、面積21440ヘクタール、ヨシ、スゲが優先する低層湿原を中心とする、我国最大の湿原であり、その中央部は、天然記念物指定地域であるとともに、国際湿原保護条約(ラムサール条約)に正式登録されている。しかし、近年、河川改修、農業開発、都市化など、周辺地域の人為的諸活動による、動植物の生態系の変化が懸念されはじめた。本研究は、湿原周辺の環境条件の変化が、湿原内の気象環境に及ぼす影響を知るための、基礎資料を得ることを目的とするものである。今回は、ヨシ、スゲ群落とヤチイノキ群落で、気温、地温、風速の垂直分布の観測を行ない、また、植物群落構造を知るために、葉面積指数を求めたので、結果を報告する。

2 観測方法

1) 観測地点 (図1参照)

A ヤチイノキ群落 B、ヨシ、スゲ群落

2) 観測期間

昭和58年8月26-28日 9月16-20日、10月10-12日

3) 観測項目

a) 気温、地温: C-C熱電対 b) 風速: 小型ロビンソン風速計 c) 総放射 d) 葉面積指数(単位土地面積に対する葉(片面)の総面積の比: LAI)

3 結果及び考察

1) 植物群落構造

A地点は、平均樹高5.1m(樹冠部3.0-5.1m)のヤチイノキと、ヨシ、スゲが優先する下草からなる。B地点は、平均草丈1.2mのヨシと、地面からの高さ0.4m以下に、スゲとヒメミドリガサが繁茂する植物群落である。また、両地点には、イヌスギサ、ヤナギトラノウ、アニスミレ、カヤツリグサ、さらに地表面付近にはミズゴケが見られる。

表1は、葉面積指数の季節変化を示す。この期間中A地点の葉面積は、B地点のそれの2~2.5倍であったことがわかる。

図2は、高度別、種類別の葉面積指数(8月28日採取)を示した。A地点の下草、B地点ともに0-40cmにおいて葉面積指数は最大で、全体の葉面積指数に対する割合は、A、Bそれぞれ、62%、68%であった。また、9月18日、10月10日採取時も、0-40cmの葉面積指数が最大となった。

2) 群落内の地温、気温の垂直分布

図3は、A・B両地点の群落内の、地温、気温の垂直分布を示している。(9月17日)A地点では、夜間は、地面上0.5mから7.4mまで、気温差は小さい。日中は、ヤチイノキの樹冠部の下層付近(3.0m-4.0m)と地面上0.5m付近が高温となっている。B地点では、日中、葉面積指数が最大である0.2m付近が高温となる。

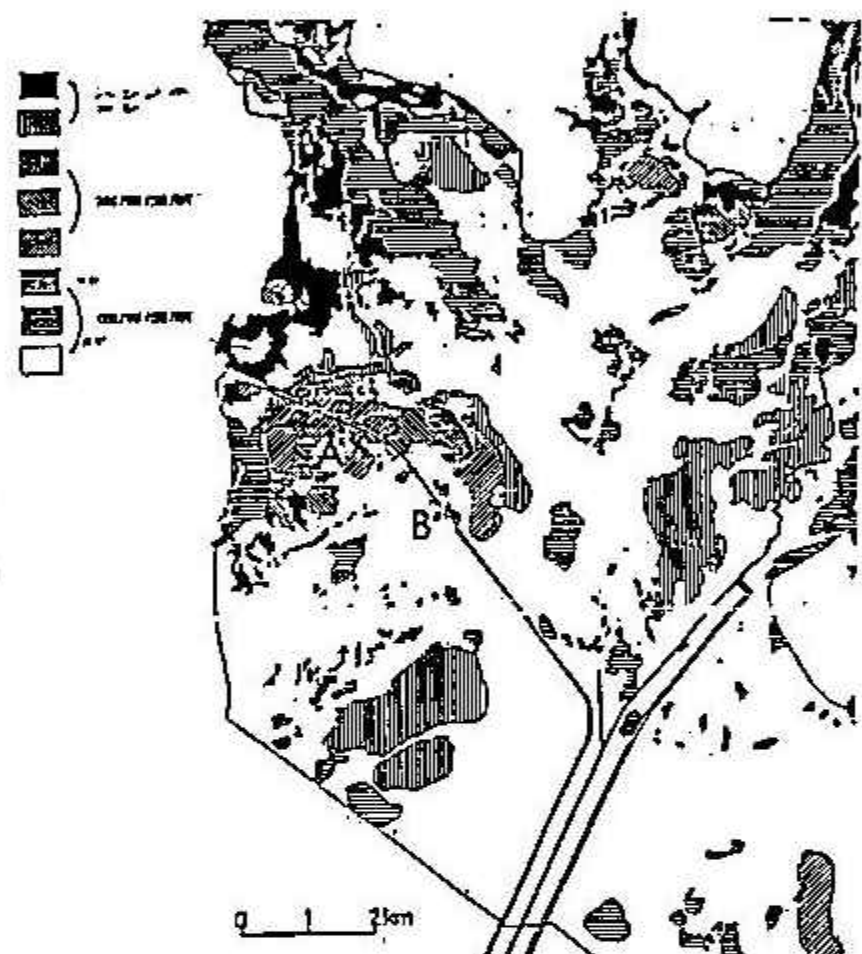


図1 釧路湿原内の植生
表1 葉面積指数の季節変化

	AUG 28	SEP 18	OCT 10
A ヤチイノキ	2.60	1.91	1.58
A 下草	3.93	2.26	0.96
B	2.75	2.00	1.03

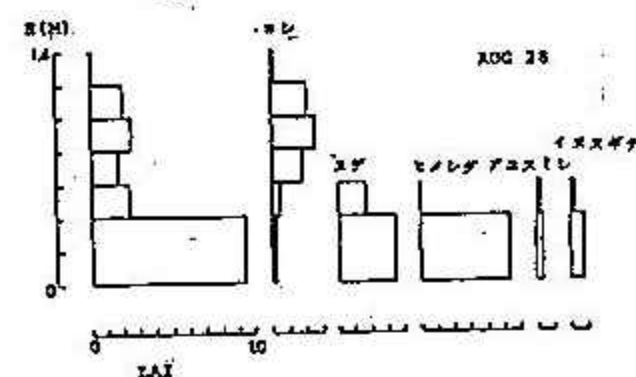
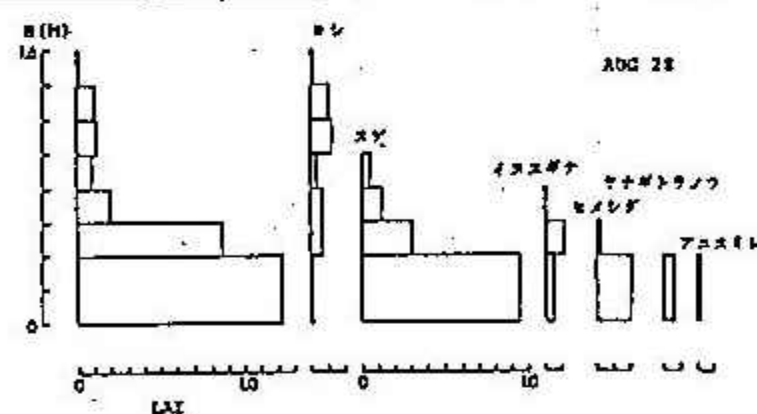


図2 葉面積指数の垂直分布

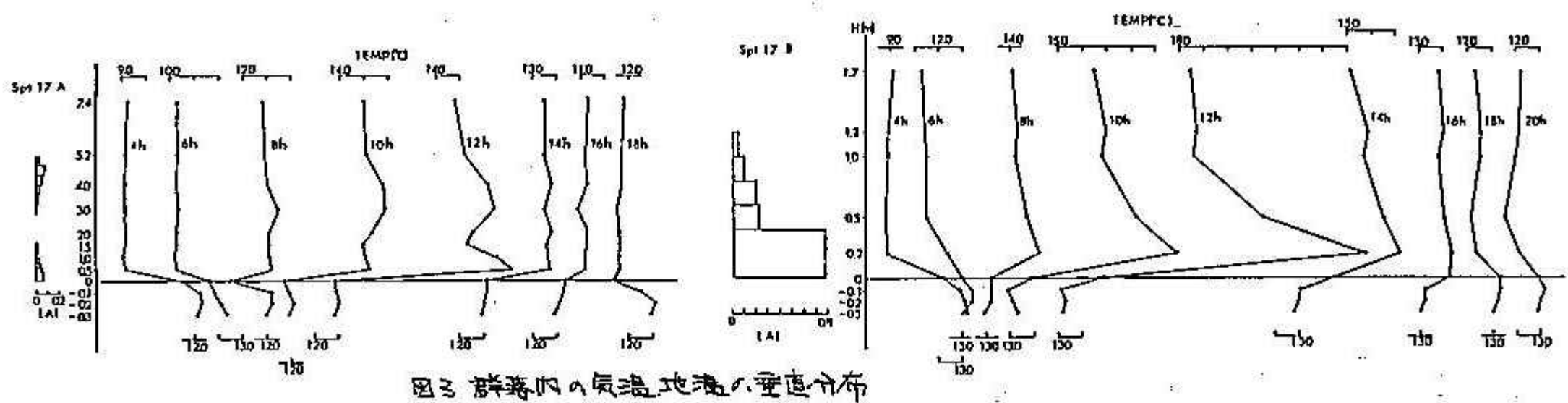


図3 群落内の気温・地温の垂直分布

表2 空気力学的特徴量

	$\bar{z}_0$ (cm)	$\bar{d}$ (cm)	$\bar{u}_*$ (cm/sec)	$\bar{zD}$ (m/cm)
A	32.6	292.3	44.5	0.073
B	5.9	54.0	27.8	0.135

しかし、観測期間中葉面積指数が最大で、地表面付近が、雨水で十分満たされた8月26-28日では、地面上0.5mに最高気温が出現した。

3) 植物群落の示す空気力学的特徴量

植被上での風速の対数法則に従い、以下の式を用いて、粗度 $\bar{z}_0$ 、地面修正量 $\bar{d}$ を求めた。

$$U(z) = \frac{U_*}{k} \ln\left(\frac{z-d}{\bar{z}_0}\right) \quad U: \text{風速} \quad U_*: \text{摩擦速度} \quad z: \text{粗度長} \quad d: \text{地面修正量}$$

$$zD(z_1, z_2) = \frac{U(z_1) - U(z_2)}{U_*^2} \quad zD: \text{乱流抵抗(運動量)} \quad z: \text{地面からの高さ} \quad k: \text{カルマン定数}$$

その結果を示したのが表2である。ヤチイノキ群落(A)は、ヨシ、スゲ群落と比較して、粗度が大きく、群落上で、活発な混合が行なわれていることが予想される。

4) 群落上の気温と風速分布

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad Ri: \text{リチャードソン数} \quad g: \text{重力加速度} \quad T: \text{温度}$$

図4は、A、B両地点のリチャードソン数の日変化を示す。A地点では、その日変化は小さく、 $Ri=0$ すなわち中立状態に近い状態であることがわかる。これは混合作用が、B点に比べて活発であることを反映している。

5) 植物群落上からの顕熱伝達量

傾度法により、顕熱伝達量を求めた。図5は、顕熱伝達量と放射量の日変化を示す。8月27日は、地表面が、雨水で満たされて湿った状態で、10月12日は、やや乾いた状態である。A地点ヤチイノキ群落からの顕熱伝達量は、両日で大きな変化は認められないが、B地点ヨシ、スゲ群落では、乾燥状態での顕熱伝達量が、非常に大きな値を示すことがわかる。

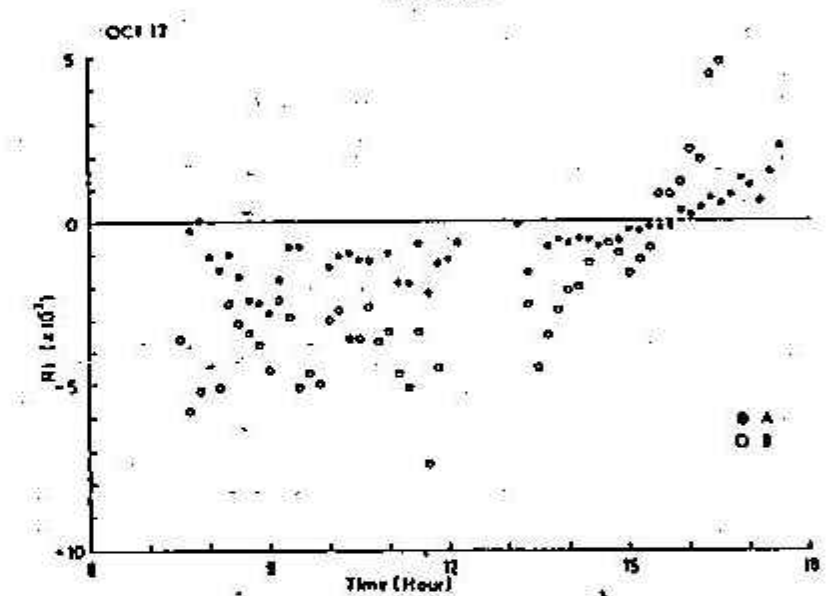
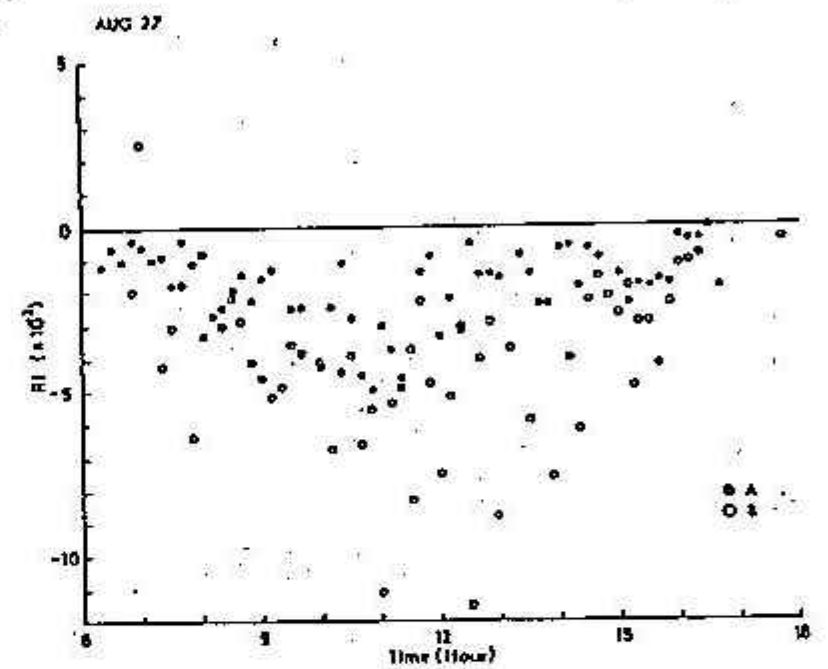


図4 リチャードソン数の日変化

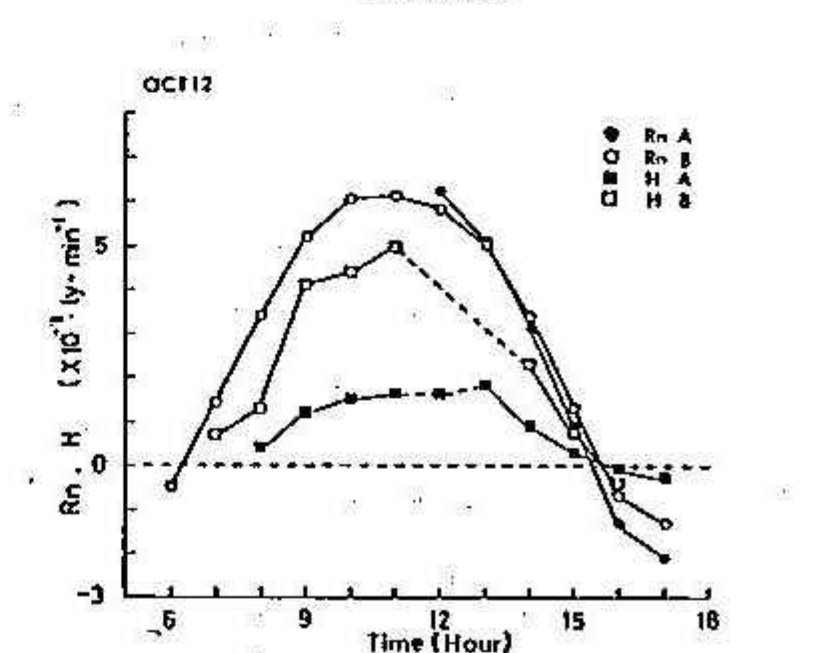
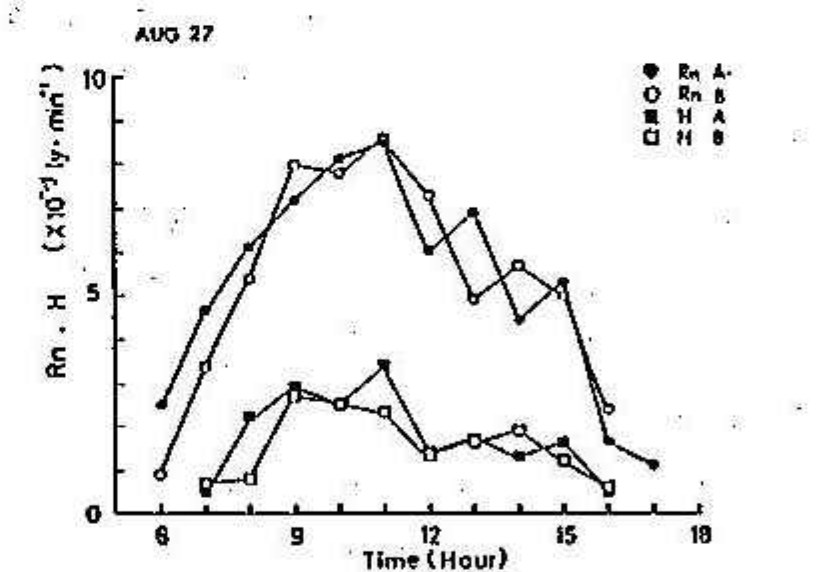


図5 放射量・顕熱伝達量の日変化

4 盆地における冷却過程(赤井川村を例として)

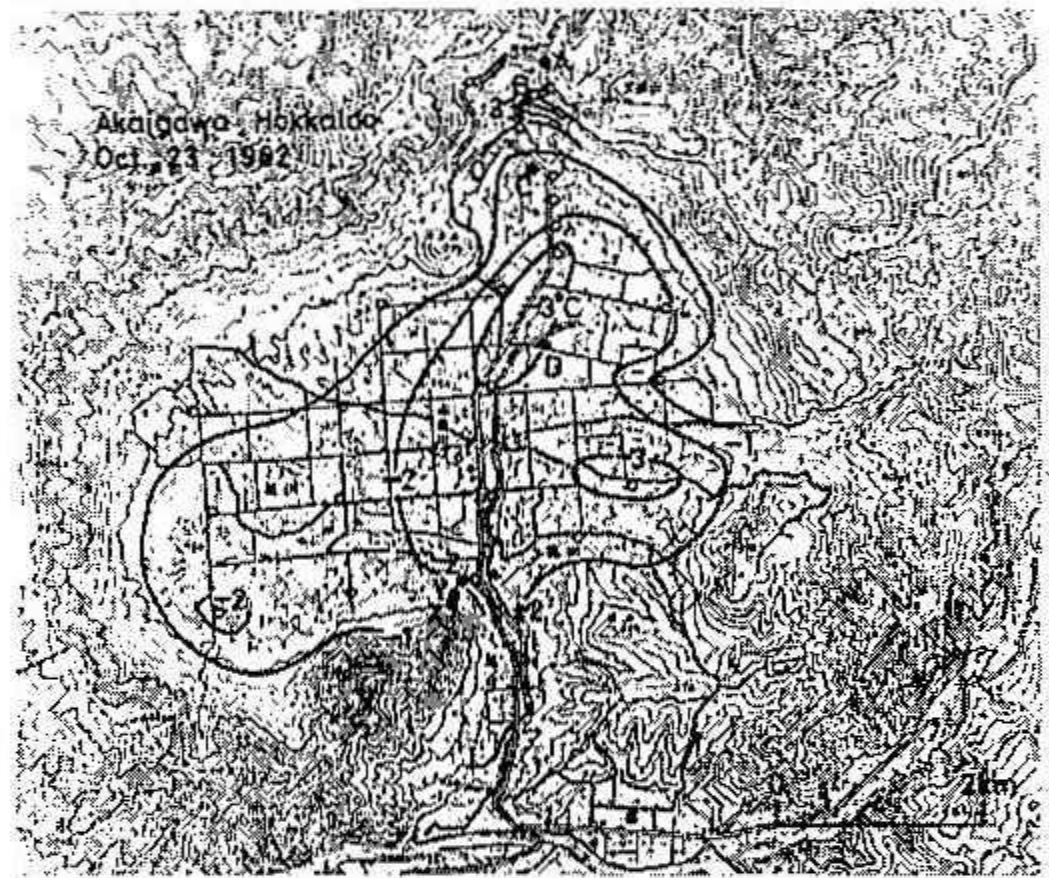
真 木 雅 之 (北大・理学部)
 橋 本 敏 生 (同 上)
 谷 口 恭 (同 上)
 菊 地 勝 弘 (同 上)

1. はじめに

母子里における観測から、盆地のようにまわりの山地斜面で形成された冷気が直接盆地底まで下りてきて冷却を及ぼすのは日没前後のわずかな期間であり、その後は盆地中央部上空へ移流・堆積することがわかった。堆積した冷気層は下向き大気放射量を減少させる。Brunt の式から明らかなように、風の弱い快晴夜間、地表面の冷却量は近似的に地表面が失う正味放射量に比例すると見なせる。下向き大気放射量の減少は地表面が失う正味放射量を増加させその結果、地表面の冷却量は大きくなると考えられる。このような、冷気の移流・堆積の効果も定量的に評価するために、1982年10月下旬に後志管内赤井川村において熱収支観測を行った。

2. 観測の概要

第1図に赤井川の地形、観測の概要および10月23日の最低気温の分布を示す。斜面、盆地底での気温測定のために、A, B, C, D点には自記温湿度計を、白丸印のところには最高・最低温度計を設置した。また、盆地内の3次元的气温場構造を知る目的で、C, D点で係留気球による気温の測定を行った。測定高度はC点では150mまで、D点では500mまでである。さらにD点では音波レーダーにより接地逆転層の形成過程を連続観測した。また、X, Y, Z点は斜面下降流の観測点である。以上の観測に加えて盆地底のD点で熱収支解析のために、放射計による上向き・下向き・正味放射量の測定、および6mボールによる気温・風の垂直プロファイルの測定を行った。



第1図

3. 解析方法

地表面における熱収支は次式で表わされる。

$$R_n = H + A \quad (A = LE + G_0) \quad (1)$$

ここで、 R_n は地表面が失う正味放射flux, H , LE , G_0 はそれぞれ顕熱, 潜熱, 地中伝導熱fluxである。 R_n は実測から、 H は傾度法により Thornthwaite-Holzman の式から求めた。また、 LE , G_0 は熱収支式の残差項 A として求めた。

盆地内の大気についての熱収支は次式で表わされる(第2図参照)。

$$Q_{act.} = Q_{turb.} + Q_{rad.} + Q_{adv.} \quad (2)$$

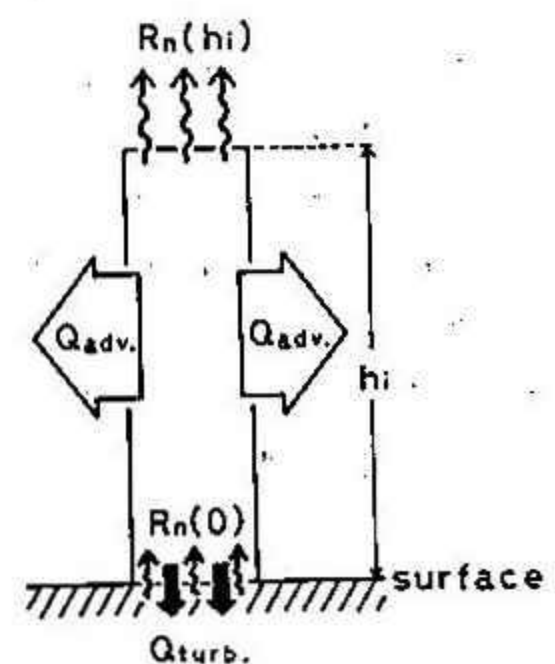
ここで、 $Q_{act.}$, $Q_{turb.}$, $Q_{rad.}$, $Q_{adv.}$ はそれぞれ気柱から実際に奪われた熱flux, 顕熱flux, 放射熱flux, 冷気の移流による熱fluxである。大気の冷却は次式による。

$$(\partial\theta/\partial t)_{act.} = (\partial\theta/\partial t)_{turb.} + (\partial\theta/\partial t)_{rad.} + (\partial\theta/\partial t)_{adv.} \quad (3)$$

ここで、上式の左辺は実際に観測される冷却率であり、右辺の第1項, 第2項, 第3項はそれぞれ、顕熱fluxの発散による冷却率, 大気自身の放射冷却率, 冷気の移流による冷却率である。(2), (3)より

$$Q_{act.} = \int_0^h (\frac{\partial\theta}{\partial t})_{act.} dz, \quad Q_{turb.} = \int_0^h (\frac{\partial\theta}{\partial t})_{turb.} dz \approx (\bar{\theta w})_{z=0}, \quad Q_{rad.} = \int_0^h (\frac{\partial\theta}{\partial t})_{rad.} dz$$

と表わせる。したがって、 $Q_{act.}$ は係留気球による気温プロファイ



第2図

ルの時間変化から, $Q_{turb.}$ は地表面熱収支から求められる, $Q_{rad.}$ は, $(\partial\theta/\partial t)_{rad.} = -(L^{\uparrow}(z) - L^{\downarrow}(z))/pC_p$ であるから, 上向き・下向き放射量 $L^{\uparrow}(z), L^{\downarrow}(z)$ を計算することによって求められる. $L^{\uparrow}(z), L^{\downarrow}(z)$ は気温, 湿度の垂直プロファイルから, Sasamori (1968) の式を用いて計算した. $Q_{adv.}$ は(2)式における残差として求められる.

4. 地表面および気柱の熱収支

第1表に地表面の熱収支をよく冷えた日, 4例について示す. (a)は夜間を通じてのもの, (b)は日没直後の冷却の盛んな時期についてのものである. 表から明らかなように, 盆地底では大気から地表面へ輸送される顕熱 flux は夜間を通じては平均値で12%, また日没直後の冷却の最盛期には15%と小さくなっている. このことは盆地底では風が弱く冷却量が大きくなることを示すものである.

第2表に盆地中央部の厚さ250 mの気柱についての熱収支を示す. 平均値をみると, 気柱の実際の冷却に対して顕熱の発散によるものが10%, 大気自身の放射冷却によるものが14%と小さく, 大部分の76%が冷気の移流・堆積によるものであることがわかる.

5. 冷気の移流・堆積の効果

熱収支解析の結果から, 日没直後の冷却最盛期における盆地中央部の大気の $(\partial\theta/\partial t)_{adv.}$ を求めた.

$(\partial\theta/\partial t)_{adv.}$ の高度分布パターンは不明であるが,

第3図に示したような4つのパターンについて, 下向き大気放射量の減少量を計算した.

①は冷気の移流・堆積がない場合, ②は下層

ほど移流が大きい場合, ③は中層(例えば

100 m)で移流が大きい場合, ④は一様に移

流する場合を意味するが, 実際には冷気の移

流パターンは時間とともに変化することが,

温位断面図解析あるいは斜面での冷気流の観

測から推定される. 求められた下向き大気放

射量の減少量は移流がないときと比べ1~3 ($W/m^2 \cdot h$) であった. 第3

表に夜間を10時間としたときの下向き大気放射量の減少量 $(\Delta L^{\downarrow})_a$ に対

する地表面の冷却量を示す. 夕方の気温が15℃のとき(初秋と考えら

れる)には, 移流があったときはないときと比べ約2~6℃冷却が大

きくなると見積られる. 表によれば, 冷気の移流・堆積の効果は冬期

に大きくなることがわかる.

謝辞 観測にあたって測器の便宜をはかっていただいた北海道開発局土木試験場, 北海道大学農学部農業物理学講座に深く感謝の意を表します.

参考文献

Sasamori, T., 1968: The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments. J. Appl. meteor. 7, 721-729.

第1表

(a) (W/m^2)			
Date	Rn	H	A
Oct. 22-23 (16h-07h)	-82.1	5.8	76.2
Oct. 28-29 (16h-03h)	-65.1	8.0	57.1
Oct. 29-30 (16h-07h)	-55.0	7.9	47.1
Oct. 30-31 (16h-07h)	-72.9	11.0	61.9
Mean	-68.8 (100%)	8.2 (12%)	60.6 (88%)

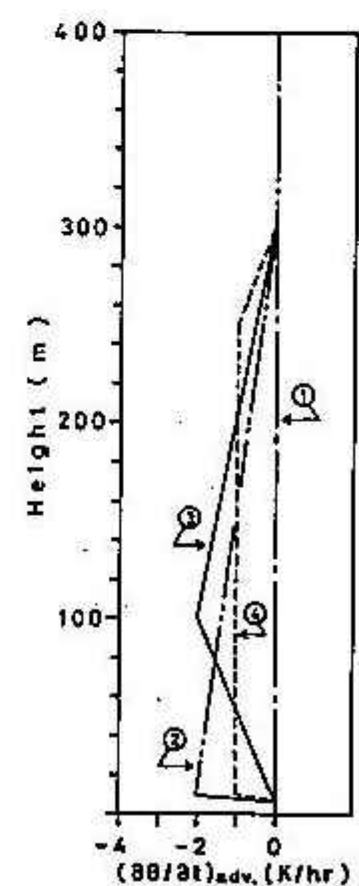
(b) (W/m^2)			
Date	Rn	H	A
Oct. 22 (16h-19h)	-93.5	12.1	81.4
Oct. 28 (16h-21h)	-72.5	11.8	60.7
Oct. 29 (16h-21h)	-54.2	10.4	43.8
Oct. 30 (16h-18h)	-78.0	10.9	67.1
Mean	-74.6 (100%)	11.3 (15%)	63.3 (85%)

第2表

$\times 10^{-2} (K \cdot m/s)$				
Date	$Q_{adv.}$	$Q_{turb.}$	$Q_{rad.}$	$Q_{adv.}$
Oct. 22 (16h-19h)	-11.5 (100%)	-1.0 (9%)	-0.94 (8%)	-9.6 (83%)
Oct. 28 (16h-21h)	-9.4 (100%)	-1.0 (11%)	-1.2 (13%)	-7.2 (76%)
Oct. 29 (16h-21h)	-6.4 (100%)	-0.86 (13%)	-1.2 (19%)	-4.3 (68%)
Oct. 30 (16h-18h)	-9.5 (100%)	-0.90 (9%)	-1.7 (18%)	-6.9 (73%)
Mean	-9.2 (100%)	-0.94 (10%)	-1.3 (14%)	-7.0 (76%)

第3表

$T_a (^\circ C)$	$(\Delta L^{\downarrow})_a (W/m^2)$		
	10	20	30
-10	2.4	4.8	7.2
-5	2.3	4.6	6.9
0	2.2	4.4	6.6
5	2.0	4.0	6.0
10	1.9	3.8	5.7
15	1.8	3.6	5.4



第3図

5 夏期北半球におけるテレコネクションの研究

隈 健一 (札幌管区気象台)

1983年夏、北海道は記録的な冷夏に見舞われた。第一表で、850mb、500mbにおける6月の札幌の月平均温度を1951年から1980年まで示してあるが、1983年の冷夏がいかに著しかったか、また、地表付近のみの現象ではなく、大気全層にわたるもので、大規模な流れが、平年に比べておおきく変化していたことを示唆している。また、今回の冷夏が、観測史上最大ともいわれるエル・ニーニョに続いて起こったことで、低緯度の熱源の高緯度に対する影響が夏に関しても問題にされてきている。ここでは、ロスビー波の高緯度伝播の立場から、とりあげる。

熱帯での応答をうまく表現するため、次のようなprimitive方程式系を用いる。

$$\begin{aligned} \frac{dV_H}{dt} + f \times V_H &= -\nabla\phi + \epsilon(V_H - \bar{V}) & \epsilon: \text{レーリー摩擦} \\ \frac{\partial\phi}{\partial z} &= \frac{RT}{H_0} & H_0: \text{スケールハイト} \\ \nabla \cdot V_H + \frac{1}{p} \frac{\partial(pw)}{\partial z} &= 0 & Q: \text{非断熱加熱率} \\ \frac{dT}{dt} + \frac{g}{T_0} w &= Q + \delta(T - T_0) & \delta: \text{ニュートン冷却係数} \\ z &= -H_0 \ln \frac{p}{p_s} \end{aligned}$$

これらの方程式を球面座標に適用し、定常 ($\frac{\partial}{\partial t} = 0$) を仮定する。さらに各変数を $T = \bar{T} + T'$ のように帯状平均と擾乱成分にわけ、線型性を仮定し、 $T'V'$ のような二次の成分を消去し、平均場に関しては、静水圧平衡と温度風の関係を仮定する。各擾乱を波数分解し、 $(u' = \sum U_k e^{ik\lambda})$ 各波数成分 $U_k, V_k, W_k, \phi_k, (Q_k)$ についての微分方程式が得られる。境界条件としては、北極と南極で $v = 0$ 、大気の下端と上端で $w = 0$ とする。

第1表

この方程式を鉛直に38層、南北40グリッドで差分化し、連立代数方程式に帰着させる。方程式のパラメータとして、平均場の $\bar{u}, \bar{v}$ が必要であるが、これらは、FGGEの3Bデータ(ヨーロッパアンセンター作成)を用い、1979年の6月上旬と7月下旬についてそれぞれ計算を行ない、異なる平均場に対するレスポンスのちがいも明らかにする。このような計算は、冬についてはいくつかなされているが、夏についてはほとんどなされていない。解を図示するまえに、定性的に波の伝播の様子を知るために、光の伝播にならって大気の大規模波動(波数1)に対する屈折率 Q の二乗を2つの時期の平均東西流に対して計算したのが図1である。 $Q^2 < 0$ の領域では波は伝播せず、 $Q^2 > 0$ でも Q の小さいところへは伝播しにくい。図の斜線部が Q が大きい領域で、7月では60°N付近に伝わりやすい領域がみられる。また東風領域である低緯度では伝播不可能であり、高緯度の成層圏へも伝わりにくいことがわかり、冬期とは様相を異にしている。

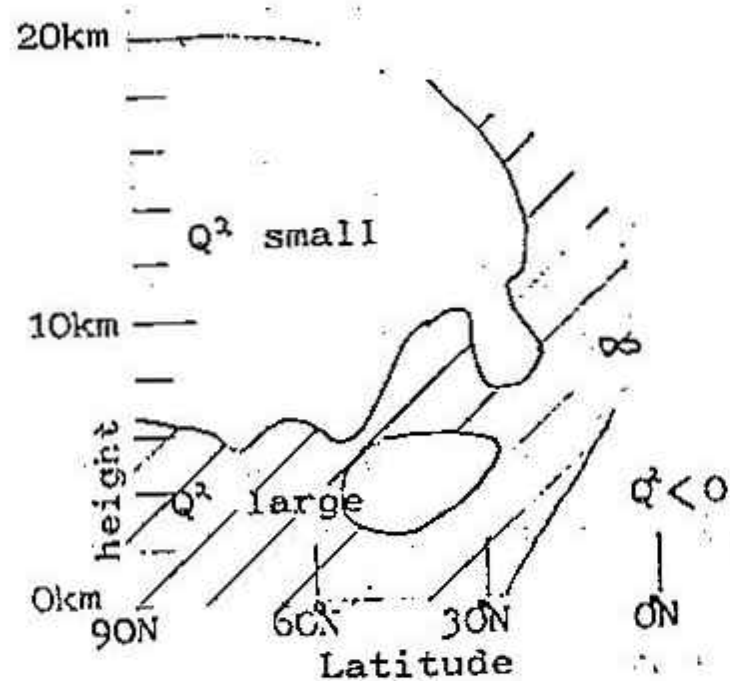
図2は、実際に方程式を解いて得られた波数1の高度の振幅であり、斜線部の30°N付近に熱源を置いたときのレスポンスである。6月に比べて7月の方が、高緯度に強く伝播しており、屈折率による議論と合

year	June			
	850mb	09h 500mb	21h 850mb	500mb
1951	9.0	-13.5	8.7	-14.0
52	10.9	-13.4	10.0	-14.4
53	9.9	-12.0	9.4	-13.0
54	7.7	-13.7	7.1	-15.0
55	11.1	-12.9	10.5	-13.8
56	9.4	-12.7	8.7	-13.9
57	7.3	-15.8	7.3	-16.6
58	10.0	-13.4	9.9	-13.9
59	9.2	-15.0	9.3	-14.9
60	9.2	-14.3	9.5	-14.8
61	11.3	-13.6	11.5	-13.8
62	9.5	-12.9	9.2	-13.8
63	10.6	-11.4	10.8	-11.9
64	9.6	-13.6	9.7	-14.0
65	10.6	-14.0	10.3	-14.6
66	9.2	-13.7	9.4	-13.7
67	8.9	-14.3	8.8	-14.5
68	9.5	-14.1	9.5	-14.5
69	9.4	-13.6	9.6	-13.5
70	9.8	-14.1	9.6	-14.6
71	9.3	-13.0	9.7	-13.4
72	9.9	-14.0	10.2	-14.3
73	9.7	-13.8	10.0	-14.1
74	10.0	-13.2	9.5	-13.6
75	10.1	-13.2	9.9	-13.3
76	9.7	-14.1	9.2	-15.0
77	10.0	-13.6	9.7	-13.8
78	12.3	-11.6	12.0	-12.0
79	10.9	-12.3	11.1	-12.4
80	12.0	-11.6	11.9	-12.1
* 1983	6.8	-17.1	6.4	-16.7

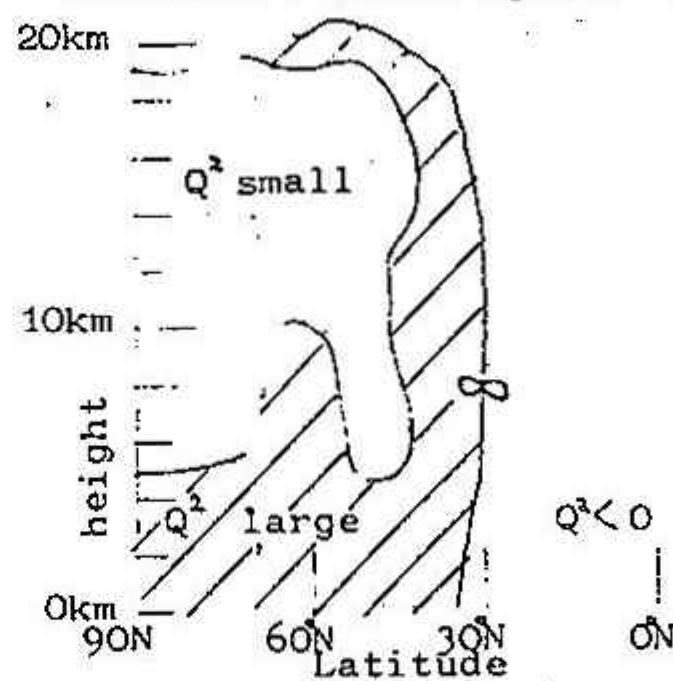
っている。図3は、波数1と5について、それぞれ6月の基本場に対して、 10°N 付近の熱源のレスポンスを計算したものである。熱源付近の振幅と、高緯度での振幅の比は波数1では、6対1であるのに対し、波数5では1対1になっていることが認められる。これは、波数5の波の構造の方が、水平伝播しやすいためとみられる。また、波数5の波は 45°N 付近に極大をもち、 60°N 付近までは伝っていないことも、注目される。これも球面上のロスビー波伝播の理論 (Hoskins and Karoly) から説明される。

④

Refractive index square (June)

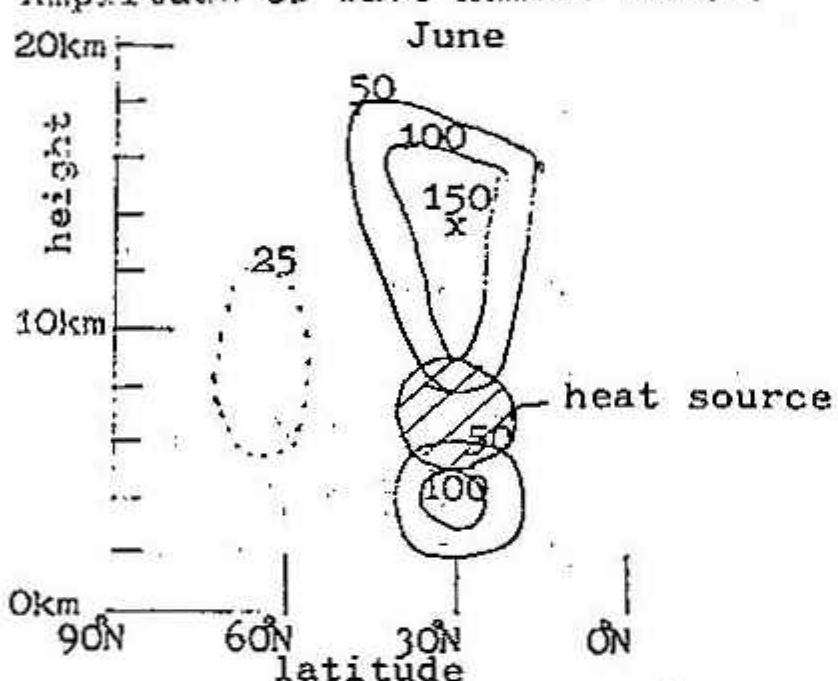


Refractive index square (July)

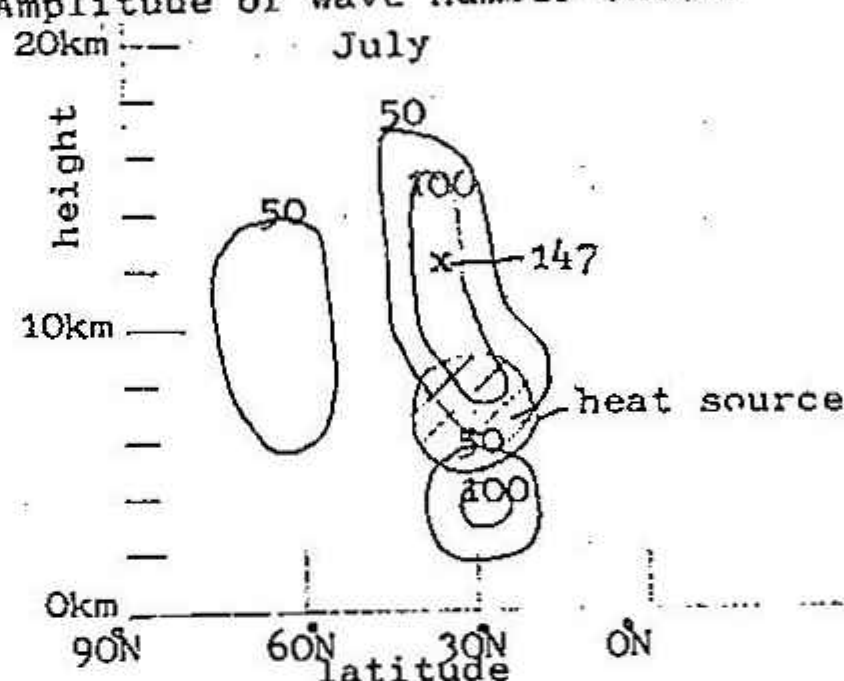


④ 2

Amplitude of wave number one(m)

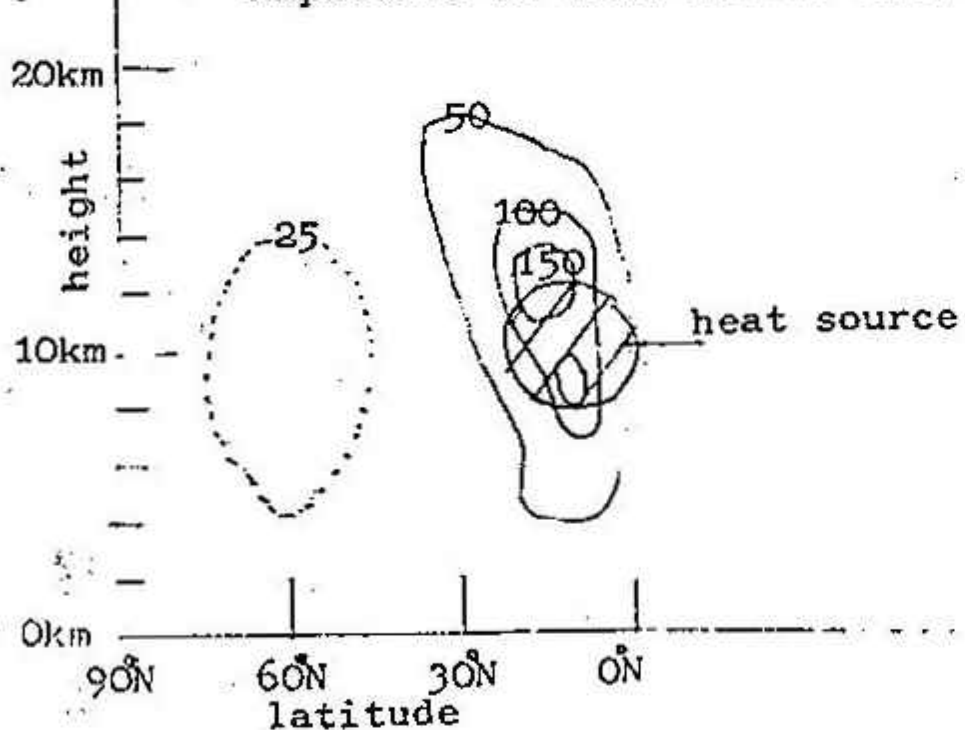


Amplitude of wave number one(m)

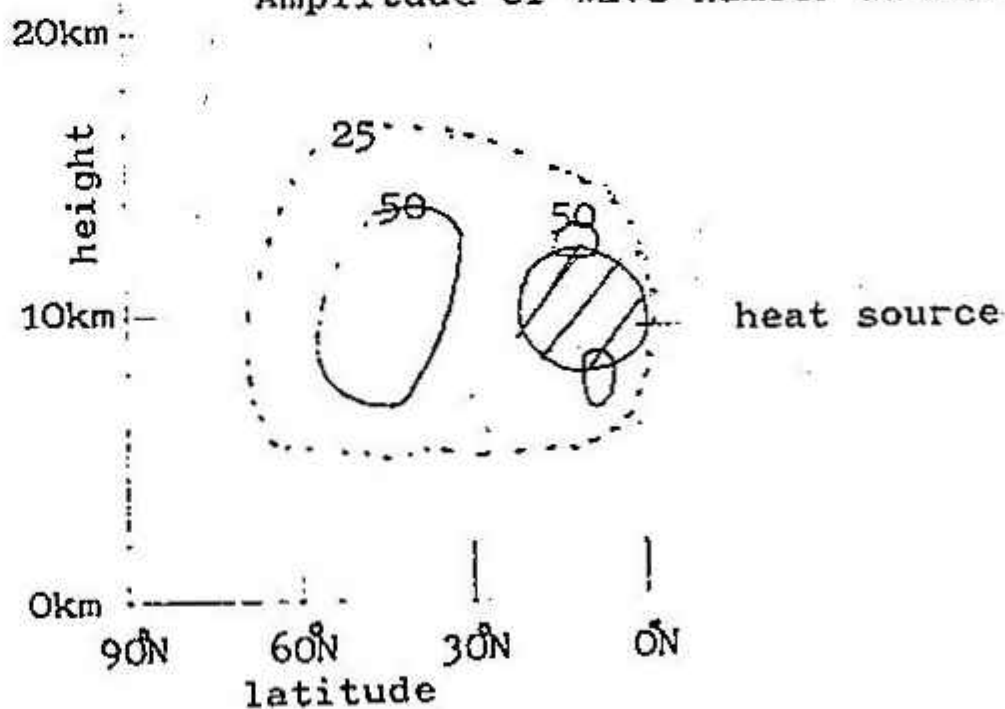


④ 3

Amplitude of wave number one(m)



Amplitude of wave number five(m)



6. 北方海域の海洋構造

—わが国の気候に及ぼす親潮の影響の見直し—

福岡 二郎・秋葉 芳雄(北大水産)

1: 1981年以来文部省の科学研究費の特定研究「海洋の動的構造に関する基礎的研究」にかかわってきた。われわれは黒潮流域における海洋循環の維持機構の解明に努めてきた。そこで房総半島沖合に係留系を設置し1年以上の測流観測を続けてきたがこの作業から生じた一つの結論について述べておきたい。

2: 特定研究が行われる前から北太平洋の20°Nより以北の表面水温は北大西洋のそれよりも低いことは判っていた。表面水温だけでなく中層の水温でも北太平洋の方が著しく低い。又別の観点では黒潮流域の位置は湾流のそれよりも南に位置している。

北太平洋北部でこのような低温はT-S図をつくとある程度特徴が判る。この海域では水温極小値が認められ北太平洋の中央部迄追跡出来る。しかし北大西洋の44°Nから50°N位の所ではこのような水温極小値は認められなくて60°N近くで始めて観測される。このような水温極小値の生成については北太平洋北部の冬季の密度の鉛直傾度は100mから200mにかけて著しく急なことに原因を求めることが出来る。(これは西洋の塩分の鉛直分布の差に起因する所が多い。) 一方水温の低い点は西洋の冬季の気温分布に差があることも考えなければならない。

黒潮流域が湾流のそれよりも南にあることは風系分布の差から考えてみる。風成海洋循環論によれば亜寒帯循環と亜熱帯循環の境界は風のストレスの東西成分での回転、curlで=0の所と一致する。これが黒潮流域の位置とするには問題があるがとにかく西風の最も強い位置は北太平洋の方が北大西洋よりも南にあることは事実である。

3: 北太平洋の中層水は北大西洋のそれよりも低温であると述べた。Reid(1965)は北太平洋中層水として1250g/cm³の水の南への拡がり述べている。こうした水の挙動は低温水のうごきと何等かの関連を与えるであろう。北大西洋では中層水として地中海からの流出水を見捨てるわけにはいかない。Worthington(1976)は比較的高温高塩分の地中海水が1000m内外の中層水として大西洋北西及び西の海域に拡っていることを示している。現実にはSchmitz(1980)らが測流した結果が55°W沿いで28°Nから38°N迄の中層及び深層の流は南向きの成分が殆どないことを報告している。このことは北大西洋では中層水がどちらかといえば北への拡がり著しいといえる。

これに対して北太平洋ではどうであろうか。われわれが房総沖で得た結果の一部を示すと、南向きの流れが著しく卓越している。しかも1000m深のみならず5000mでも同様の傾向といえる。このことは北太平洋の中緯度から北では、中層以深に南向きの流が卓越している可能性を示すものとして注目してよい。

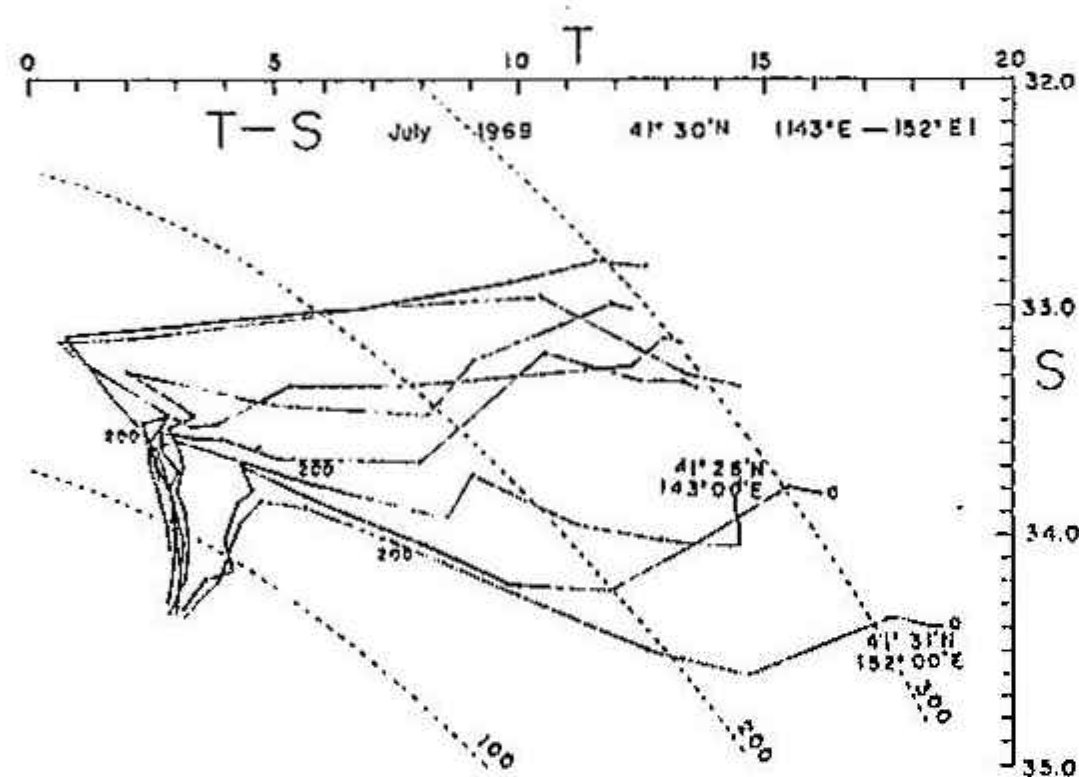
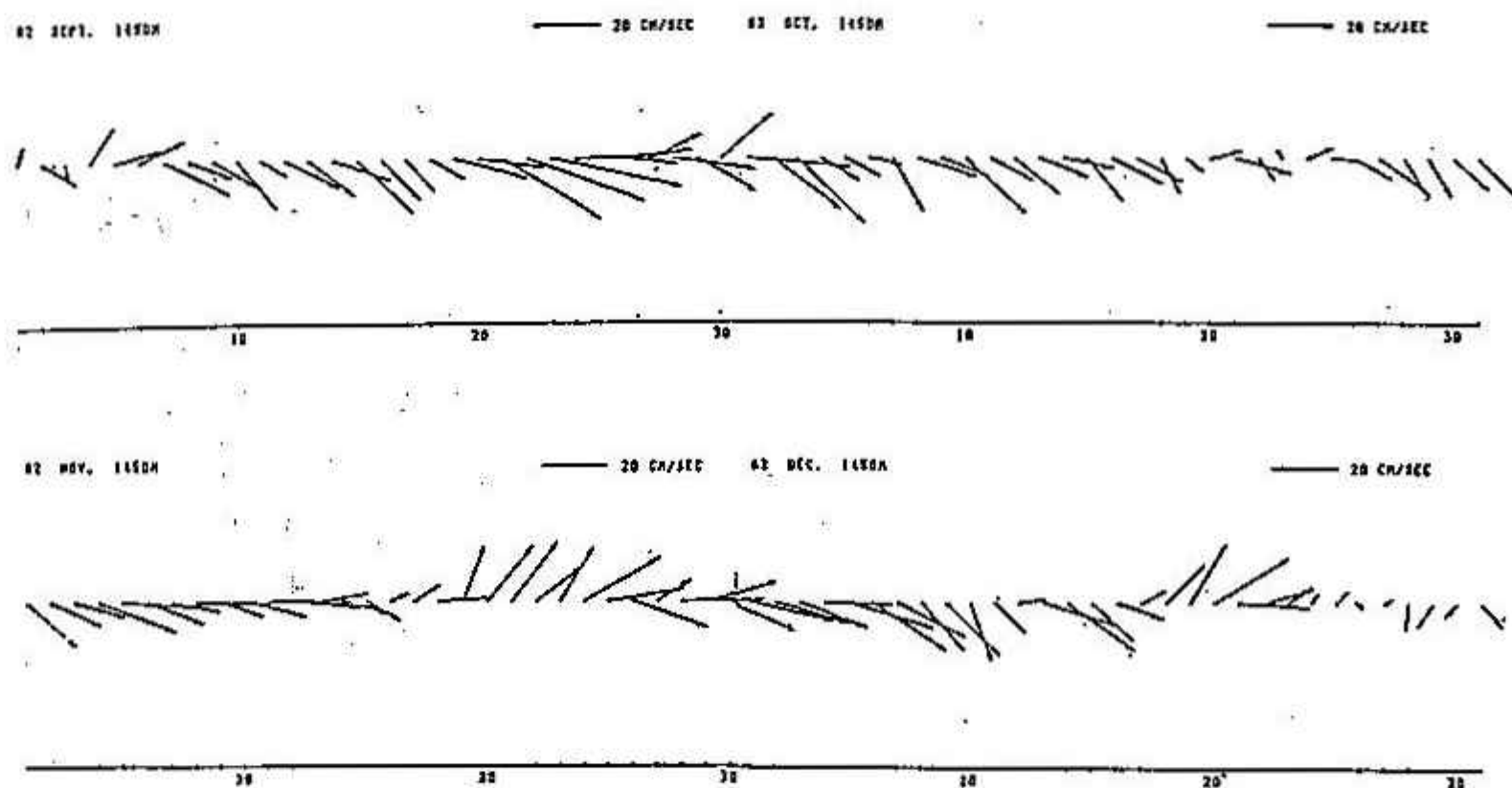
4: 北太平洋に面するわが国各地の気温と北大西洋に臨むアメリカ各地の気温をほぼ同緯度で比較してみると、わが国の値がアメリカの値よりも低いという事実がある。しかもこの気温の変動を示す目安として分散を求めてみるとわが国では夏季にその値が大きくなっている。アメリカではこうした値は認められない。わが国の気温が低い事実は北太平洋の水温の低いこととは矛盾はしない。しかし特に中層での水温が著しく低いことが気温の低下にどう結びつくかはこれからもっと調べる必要がある。

又わが国の気温の変動が夏にかなり著しいことは、海洋前線の南北移動と無縁でなからうと考えられ、これ又今後精力的に調べなければならないと考えている。

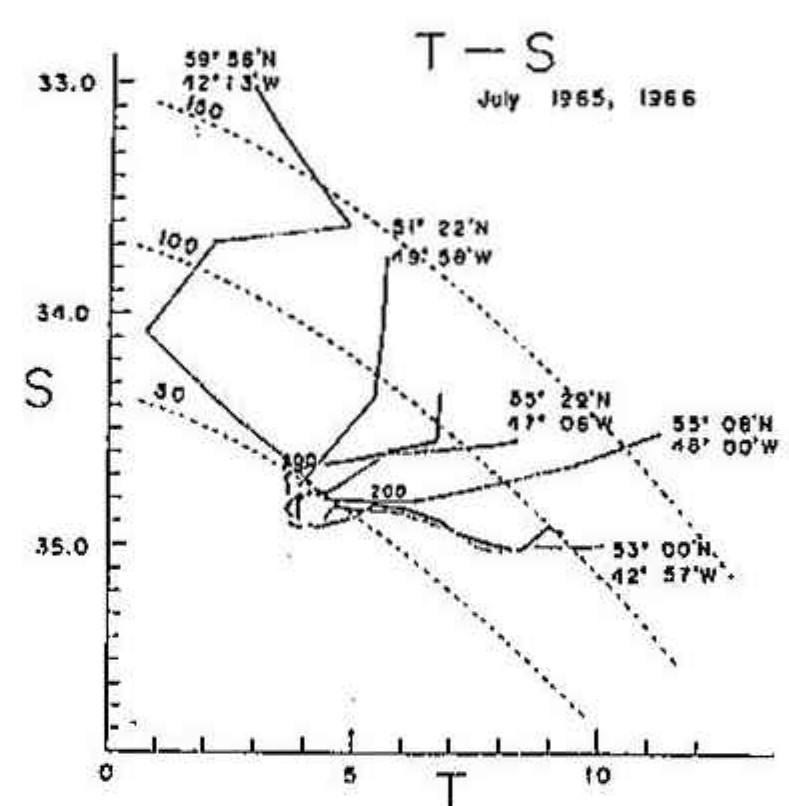
わが国近海の海洋現象に対して、太平洋全体をふくむTeleconnection的考慮も非常に大切な問題であるが、北部海域にみられる低温水の挙動を把握することも身近な問題として忘れてはならないと思う。

キャッチフレーズのいえば北太平洋は北大西洋と異なり低温の中層水というものがあり、リーザーの役割をする海だということ念頭に置いてほしいというのがわれわれの考え方である。

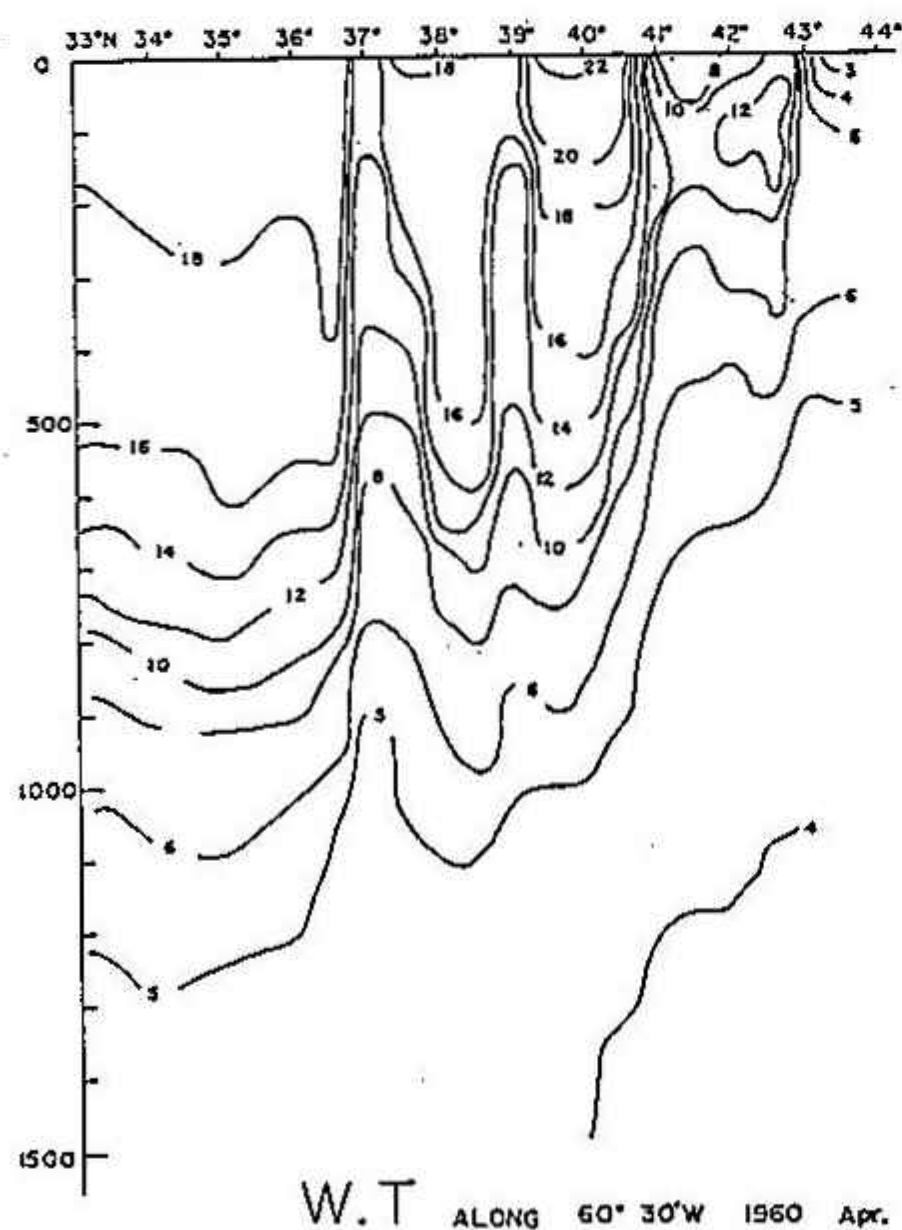
房総沖1000m
深の海流変動
の例



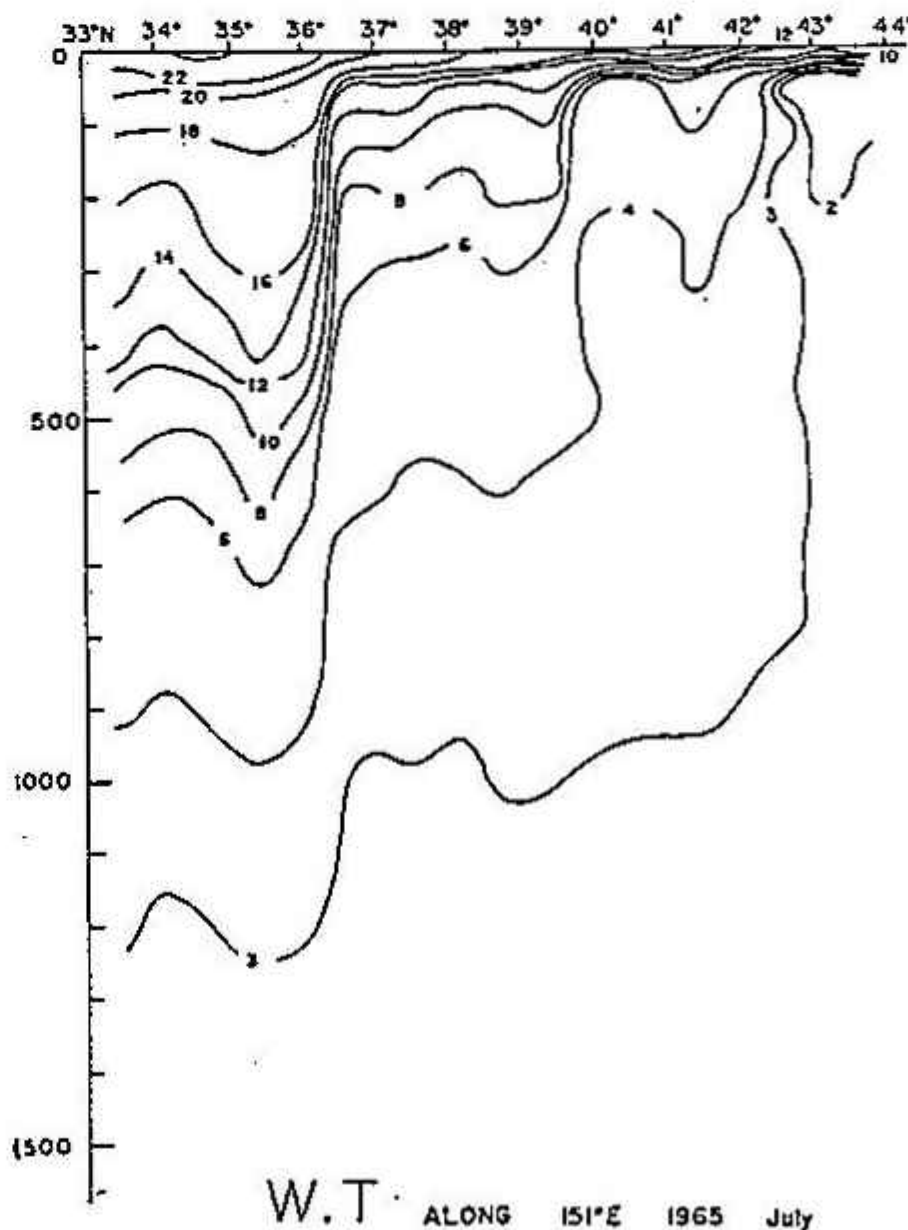
北大西洋の T-S 図



北大西洋の T-S 図



W.T. ALONG 60° 30' W 1960 Apr.
湾流域の水溫



W.T. ALONG 151° E 1965 July
黒潮域の水溫

7 北日本の海況と気象(オ3報)

函館海洋気象台 西山勝暢・岩尾尊徳

海況と気象との関わりあいについては、1982年にエル・ニーニョの発生により、その影響が日本の天候まで及んでいることから、太平洋規模の問題として大きく注目されている。函館海洋気象台では三陸沖などの海況予報をする立場から、これまで親潮の変動、オホーツク海の海水やオホーツク海高気圧の発達などを関連おけて考えて来た。そして親潮の変動には、三陸近海を南偏する現象がみられ、4月に最も大きく秋には小さい季節変化がはっきりしていること、厳冬のときは特に著しく南偏することなど報告した。オホーツク海の海水の発達については赤川(1980)の、またオホーツク海高気圧の発達については大川(1973)の報告を紹介し、これらの変動にはオホーツク海の海水に含まれる塩分の量に関係があることを示唆した。今回はまずオホーツク海の海水と塩分の関係を示し、次に海水に含まれる塩分の比較的小さい親潮などの亜寒帯水が、何故栄養塩を多く含んでいるのか考えながら、北太平洋西部の海水の動きと気象との関連について考えてみる。

オ1図にはオホーツク海における各年の最大海水面積と0~50m層の塩分量を示した。1970年から1976年までは1973年を除けば海水面積は小さく、1977年以降は大きい傾向にある。これに対応して塩分は1973年を除いて1970年から1976年までは大きく、1977年以降は小さいようである。

一般に親潮の根源はオホーツク海水や西部北洋中央水といわれている(科技庁,1973)。これらを含む北太平洋の海水は、大西洋の海水と違って海水中に含まれる塩分は小さく、特にオホーツク海やベーリング海は著しく小さい。この海域や親潮など北太平洋北西部の海水層の鉛直構造には、表層の100~150m付近に水温極小をもつ、いわゆる中冷構造がみられる。この中冷構造のため表層に栄養塩の多い水が貯えられ、生産力が著しく大きいといわれている(大谷,1977)。中冷構造の出来る原因は、表層の海水中に含まれる塩分量が小さいためで、冬に海面で著しい冷却が起きても、海水の密度はあまり大きくならず、対流が深くまで及ばないため、表層混合層が深くまで発達しないと考えられる。やがて春になると表面より昇温して中冷構造が出来る。

海水中の栄養塩の量は古い海水ほど多く含まれる。海水の動きを深層大循環に目を向けてみると、北大西洋のグリーンランド付近で、塩分を多く含んでいる海水が冷えて沈降する。この水は深層大循環としてめぐりめぐって数千年かけて太平洋に入り、最後にアリューシャン列島に近づくようである。アリューシャン列島沿いには湧昇が起こり、表層の栄養塩を多く含む水が表層に達し、中冷構造をもつ海域の表層に流れ込み、この栄養塩の多い水が親潮となって日本近海に流れて来るものと考えられる。Favoriteら(1976)によると、アリューシャン列島付近の冬の風の場より求めたエフマン輸送をオ3図に示した。このため風により表層の海水が運び去られ、ここでは深い海嶺も存在し、海水の複雑な鉛直混合もみられると同時に湧昇が起っていると考えられるようである。アリューシャン列島の南沿いに流れるアラスカ海流は、各海峡を通過してベーリング海に入り、ベーリング海では陸水の流入も多く、従ってベーリング海の海水は世界で最も栄養塩が多いようである(オ3図)。

今後は北太平洋における風の場の経年変化を調べるとともに、親潮の変動と結びつけて考えていきたい。

参考文献

赤川正臣(1980):オホーツク海の流氷と北海道・東北地方沖合海況との関連.「海と空」55, 169-182.

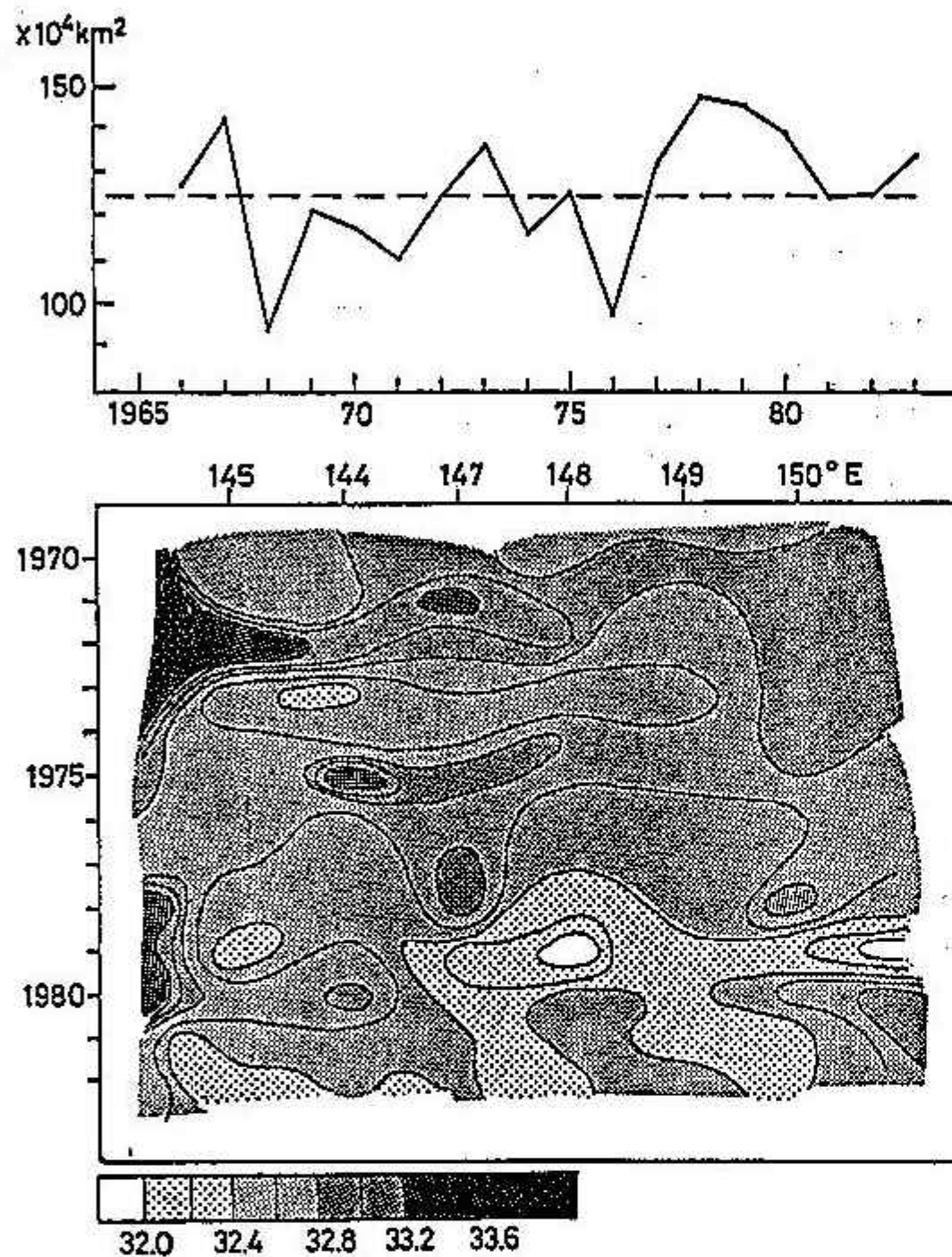
大川 隆(1973):オホーツク海高気圧の成長機構.研究時報, 25, 65-77.

科学技術庁研究調整局(1973):北方亜寒帯海域に関する総合研究報告書.

大谷清隆(1977):北太平洋の海洋構造と変動.水産海洋研究会報, 才31号, 66-71.

Favorite, H., A.J. Dodimead and K. Nasu (1976): Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960-71. International North Pacific Fisheries Commission, 才33号.

福岡二郎(1981):オホーツク海の海況解析.オホーツク海に関する総合研究報告, 241-248. 科技庁

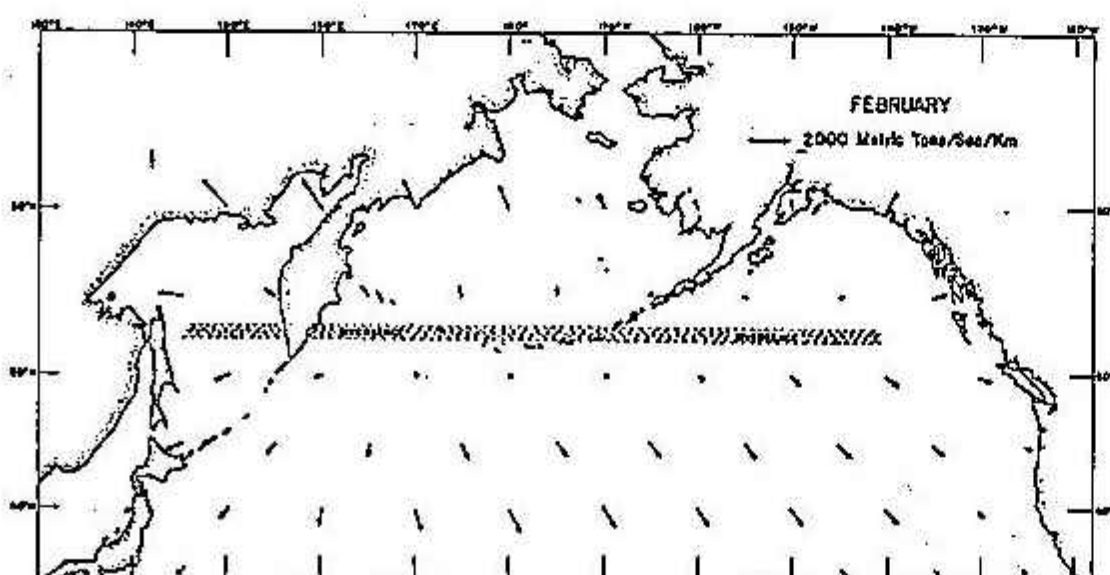


才1図

オホーツク海における海氷最盛期の占有面積と網走北東沖における0~50m層の平均塩分量

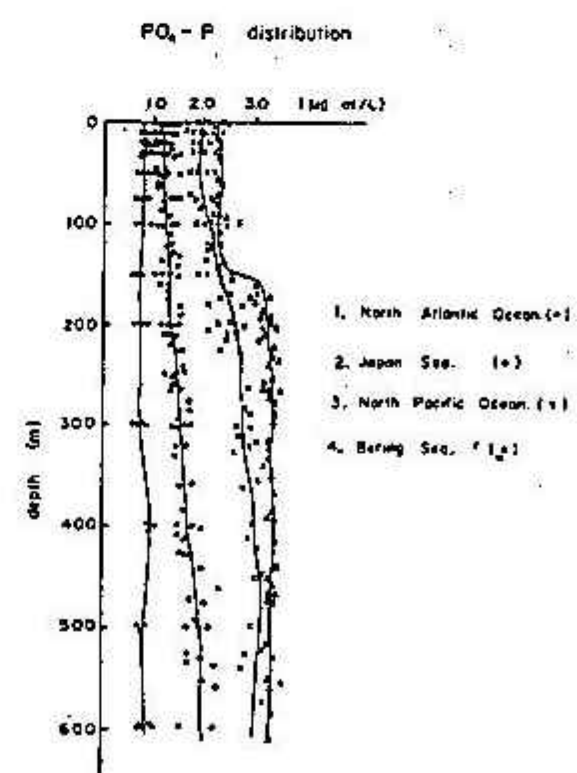
才2図

Favoriteら(1976)による北太平洋2月のエクマン輸送



才3図

福岡(1981)による北大西洋, 日本海, 北太平洋, ベーリング海におけるリン酸塩の鉛直分布



8 台風8112号に伴う対流性雲バンドの解析

札幌管区気象台予報課 菊池 正

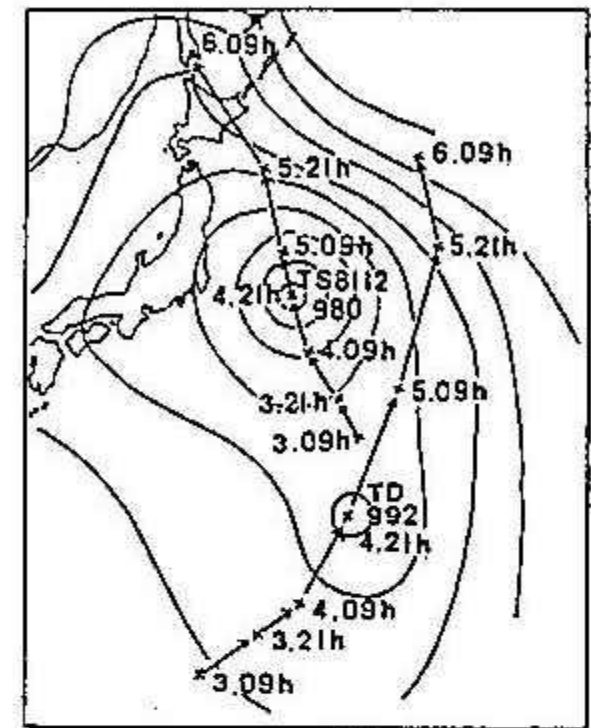
1. 現象の説明

気象衛星によりしばしば細長い雲パターンで集中豪雨がもたらされるのが観測される。本調査では台風8112号に伴って現われた帯状雲を解析してみた。

1981年8月3日09時に中心気圧985 mbの台風12号が発生し、第1図に示す様に小笠原諸島の東海上を北又は北北西進し、3日午後から前線により大雨の降った北海道地方はこの台風の北上と共に更に前線活動が活発となり、総雨量が400 mmを超える所が各地に現われた。

2. 帯状雲の振る舞いについて

第2-1図、第2-2図に4日09時の衛星写真と帯状雲の移動を横図にして示してある。写真を見ると台風8112号には何本かの対流性雲バンドが入り込んでいる。バンドAは東方洋上の上層寒冷低気圧の循環系に達している。バンドBは南方の熱帯低気圧に伴う雲域に達している。又、バンドBにはITCZから伸びてきた雲列が合流してかなり大きな雲域となっている。台風の北上と共にバンドA、Bは北海道西部に停滞中の前線性雲バンドに接近し急速に加速して発達し台風から分離して前線性雲バンドと併合した。そしてバンドAは4日夜半に、バンドBは5日の正午頃エリモ岬付近に上陸した。



第1図 地上系の移動

3. 解析結果

第3図は父島、南鳥島、根室の時間断面図で、実線は相当温位、点の部分は湿度90%以上の部分、又時間軸上で南鳥島、根室の太線は帯状雲がその上を通過していると思われる部分。父島はかなり近づいた部分である。 $\Delta\theta_e$ は500 mbと850 mbの相当温位の差である。

1) 相当温位について

3ヶ所共帯状雲通過前後は高 θ_e を示しておりこの様な暖湿台が帯状雲の発生、発達には必要な場である事がわかる。

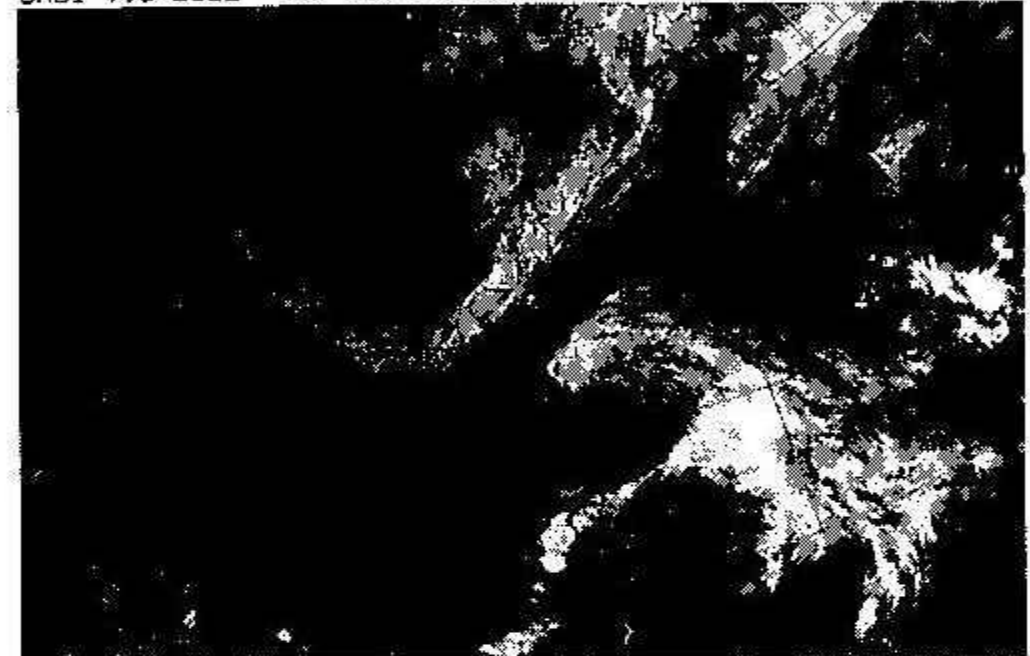
又 $\Delta\theta_e$ はバンドBの南端付近に当たる父島では4日09時の値は-6で、帯状雲の最も近づいた21時には600 mb付近に低 θ_e が入り込んでいてかなり強い対流不安定となっている。南鳥島では最大でも-2と父島より小さい対流不安定を示している。根室では0となっており下層から上層まであまり大きな差がなくかなり激しい対流活動があった事が想像される。

2) 風について

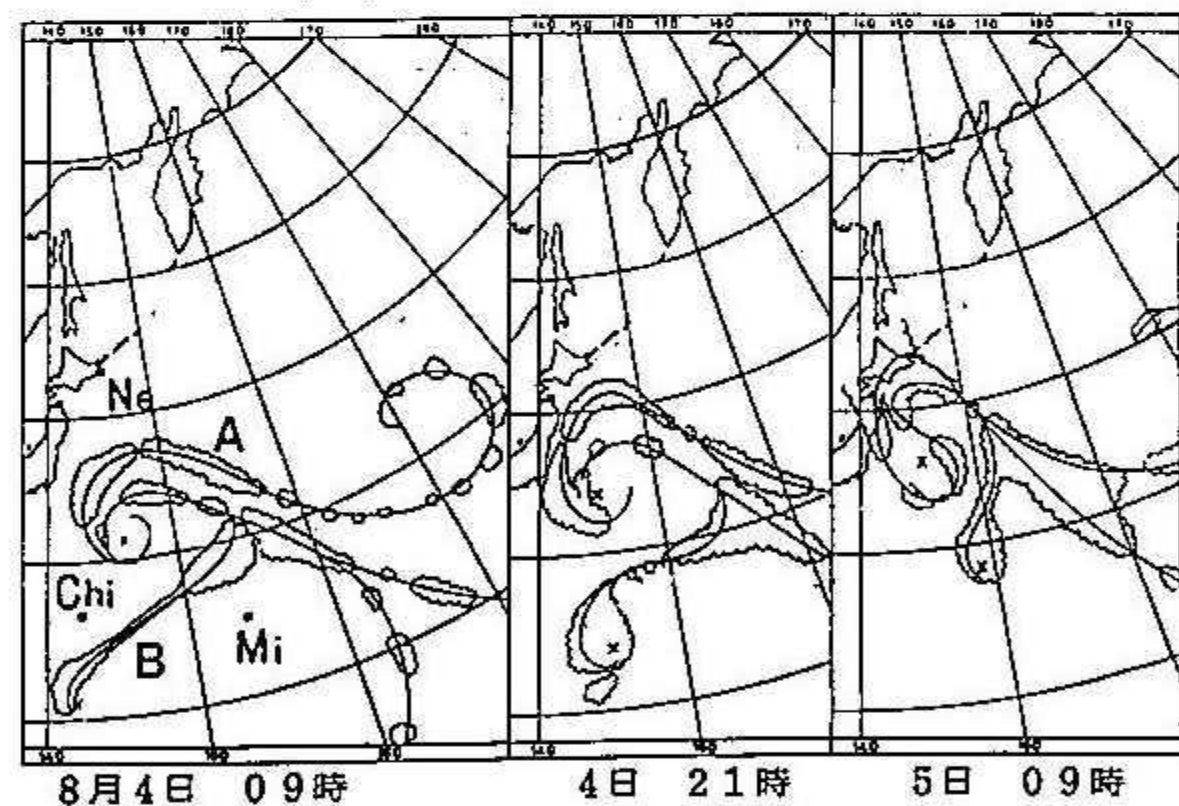
帯状雲の通過した南鳥島の風を見ると帯状雲は700 mb付近の風に沿って伸びている事がわかる。又根室では帯状雲通過時には850 mbから500 mbまでほとんど風向の鉛直シエアは見られぬ。しかし、帯状雲が通過した南鳥島と帯状雲は通過しなかったが、その南端の側の父島では、風向にかなりな鉛直シエアが見られる。

第4図は足立 崇氏(札幌管区気象台予報課)の解析による父島の鉛直断面図と、地

GMS1 VIS 2332 81 AUG 04 00Z

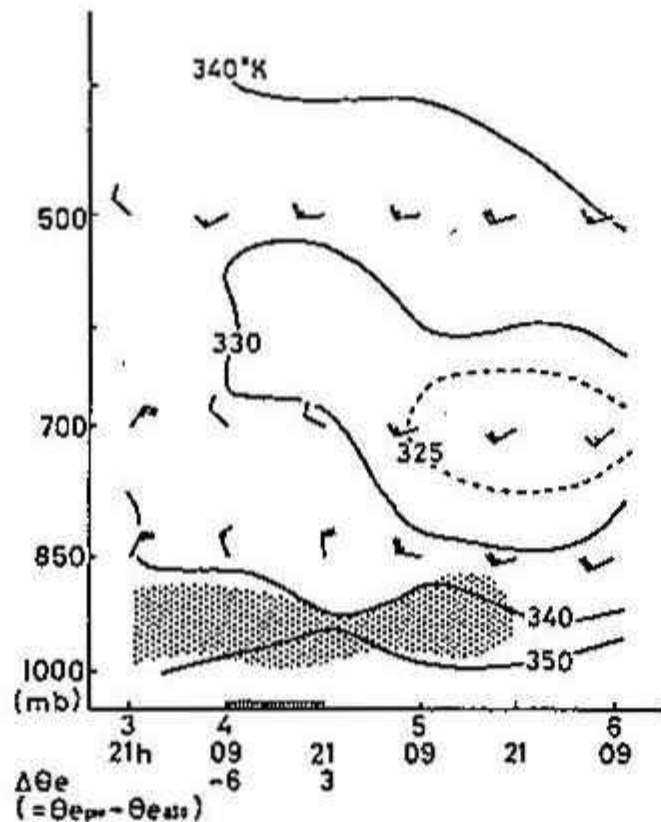


第2-1図 8月4日 00Z

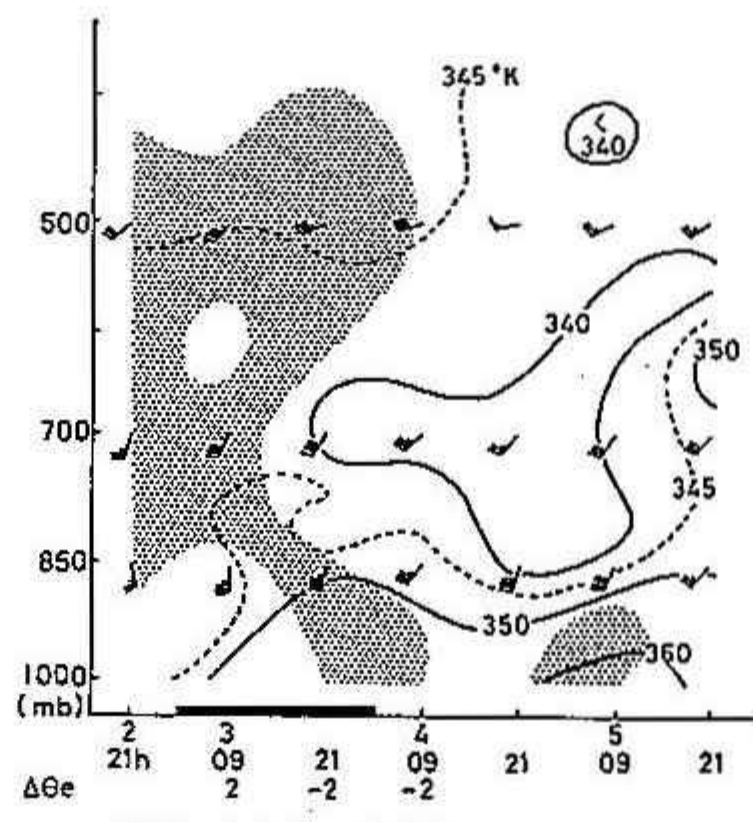


第2-2図 帯状雲の移動

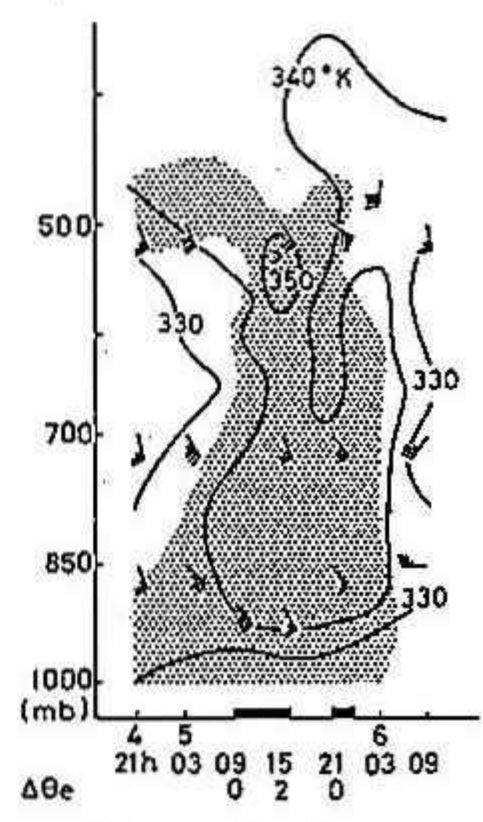
上要素である。図中の一点鎖線は偏東風域と台風域の境界であるが、600 mb と 700 mb 付近で不連続になっている。



第3-1図 父島



第3-2図 南鳥島



第3-3図 根室

上層のものは

T8112 によるもので、下のものは南の TD によるものと思われる。残念ながら帯状雲は父島上を通過しなかったが帯状雲南端の TD 付近でもこの様な構造になっていると思われる。

4. 考察

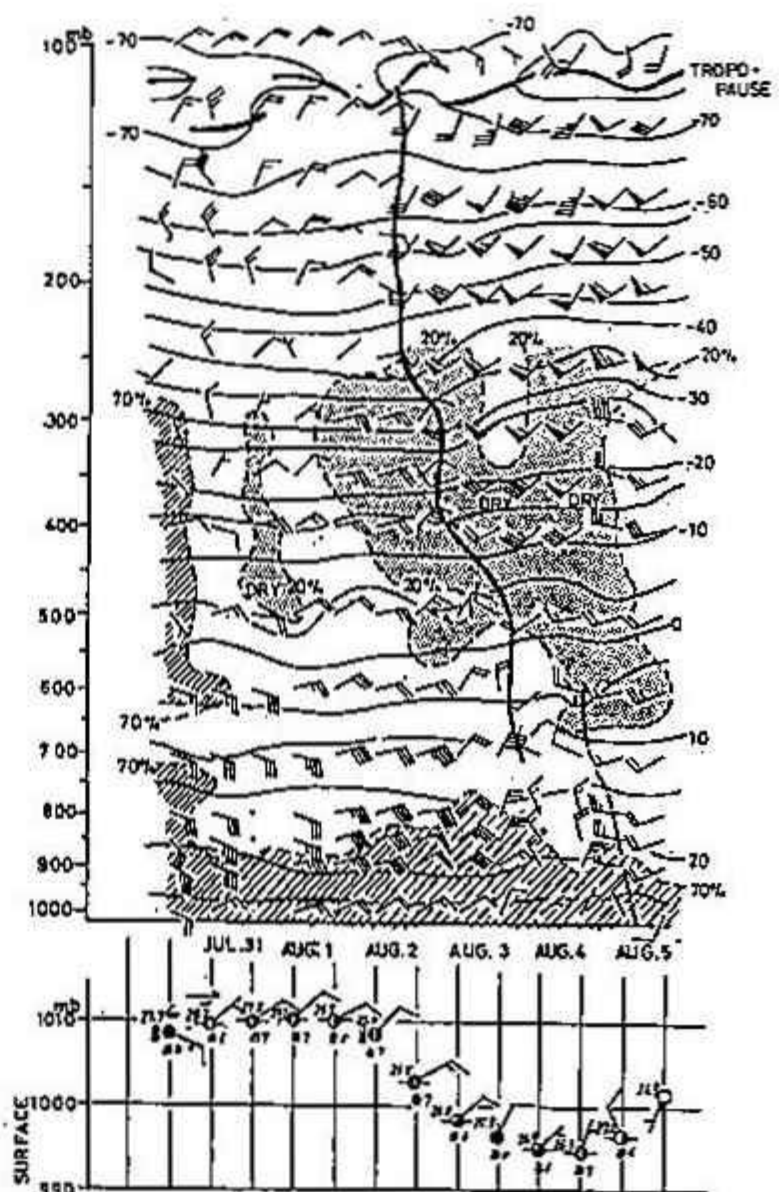
以上述べた事をまとめてこの帯状雲について考察してみる。この様な帯状雲形成の重要な条件として対流不安定な暖湿舌の北上と持続が挙げられるが、今回は T8112 号による南系の風がこの様な場を作ったものと思われる。しかし、帯状雲の幅より暖湿舌の幅の方が広い事等から暖湿舌は帯状雲の発生発達を場を提供しているだけで、帯状雲の形成には他の機構を考えるべきであろう。

帯状雲の南端の TD の側の父島のデータを見ると、かなり強い対流不安定で、しかも鉛直方向に風のシェアがある為対流活動により雲ができ、対流不安定が解消されてもこの差分移流の為再び対流不安定層が形成される。TD は父島上を通過しなかったが TD 付近でも同じ様な事で常に対流雲が形成されているものと思われる。よって帯状雲の南端ではこの様な機構で次々に対流雲が形成され、この様な対流雲は次々に風下に流されていく事になる。この TD が差分移流の持続に寄与していたものと思われる。ここで重要な事は対流雲の寿命は1~3時間程度のものだが、風下に多量の水蒸気を供給する事である。

一般に対流不安定を顕在化させるには気層の上昇、又は湿潤化が考えられるが、この様な帯状雲では気層の湿潤化によると思われる。つまり先に述べた様な風上から送り込まれる対流雲による気層の湿潤化が対流不安定を顕在化させたのではないかとこの事であり、その結果風に沿ってこの様な対流雲が次々に形成され今回の様な帯状雲が形成されたのではないかとと思われる。そしてこの様な対流雲が北上して北海道付近の傾圧場に達して更に激しく成長して北海道地方に大雨を降らせたのであろう。

5. 問題点

この様な帯状雲は海洋上にある事が多く今回もそうであったが、データの入手が困難である。しかし、この様な帯状雲は集中豪雨をもたらす事が多いので、その発生、発達、移動の解明が是非とも必要なものである。



第4図 鉛直時間断面 (父島) 足立氏による

9 降雪雲のゾンデとレーダによる同時観測

遠藤辰雄 若瀬五郎 藤吉康志 入川真理 小西啓之 山田知充
(北海道大学低温科学研究所)

航空機による雲内観測を行うには、現状では種々の困難がある。そこで、これにかわって気球観測とレーダによる同時追跡観測を行うことに、当面の焦点をしぼった。以下に1983年の冬期間に行った結果の例を三つ示す。

1983年2月11日03時55分に飛揚したゾンデにはRSII-80Mレーウゾンデ、スノークリスタルゾンデ、空中カメラ及びコーナリフレクタ等が組み込まれており、指定した高度に達すると気球が離れて、そこからパラシュートで地上まで落下するものであり、これを回収して、解析するものである。図1は、これを5cm波レーダのREIモードにて追跡して得たフライトパスである。図2はその時の降雪エコーとパスを示したもので

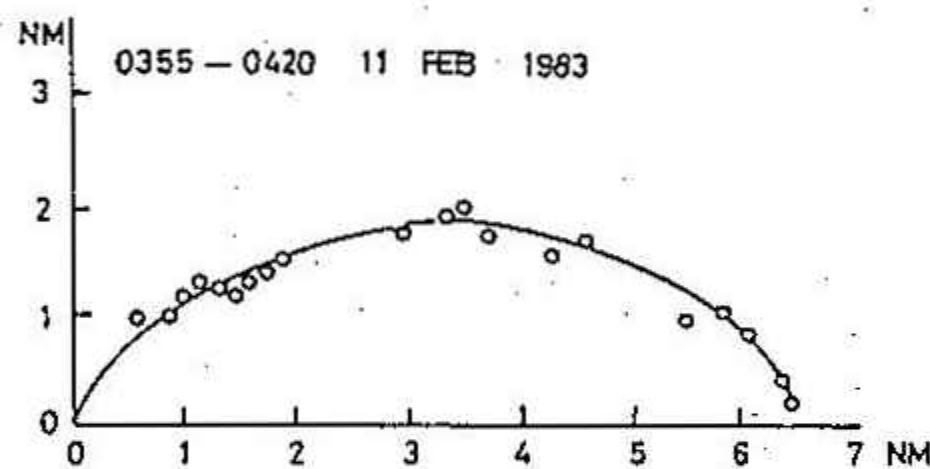


図1 ○印はコーナリフレクター

したものでエコーの形から矢印のように上下流が推定される。図3.4によると卓越結晶形が気温と湿度の条件

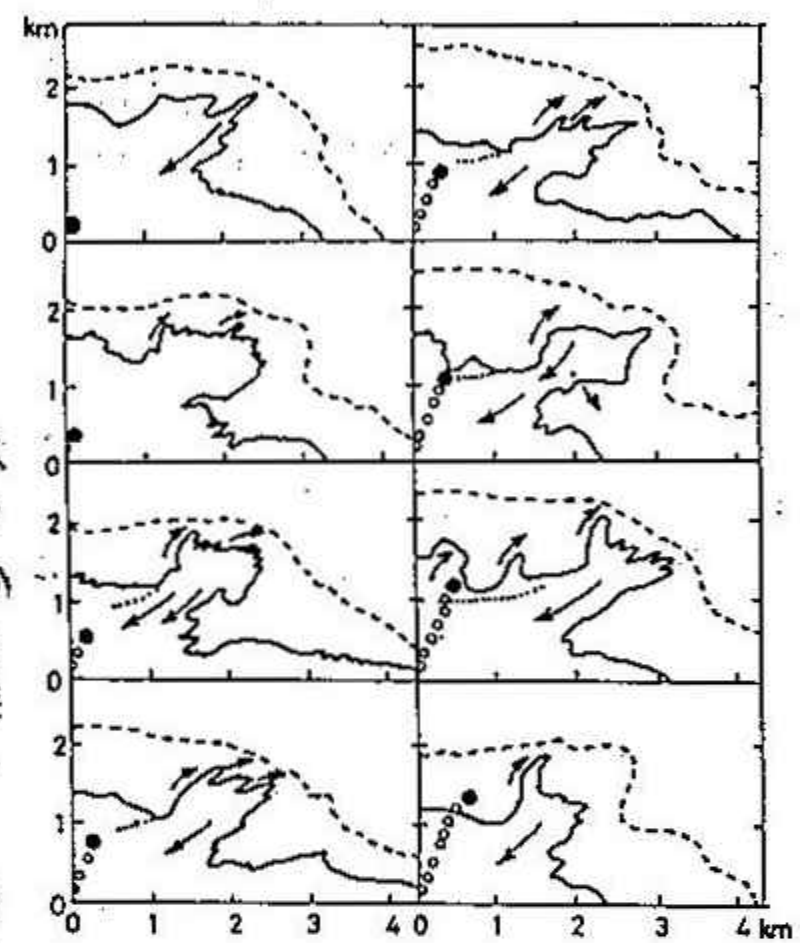


図2 降雪エコーとゾンデの位置

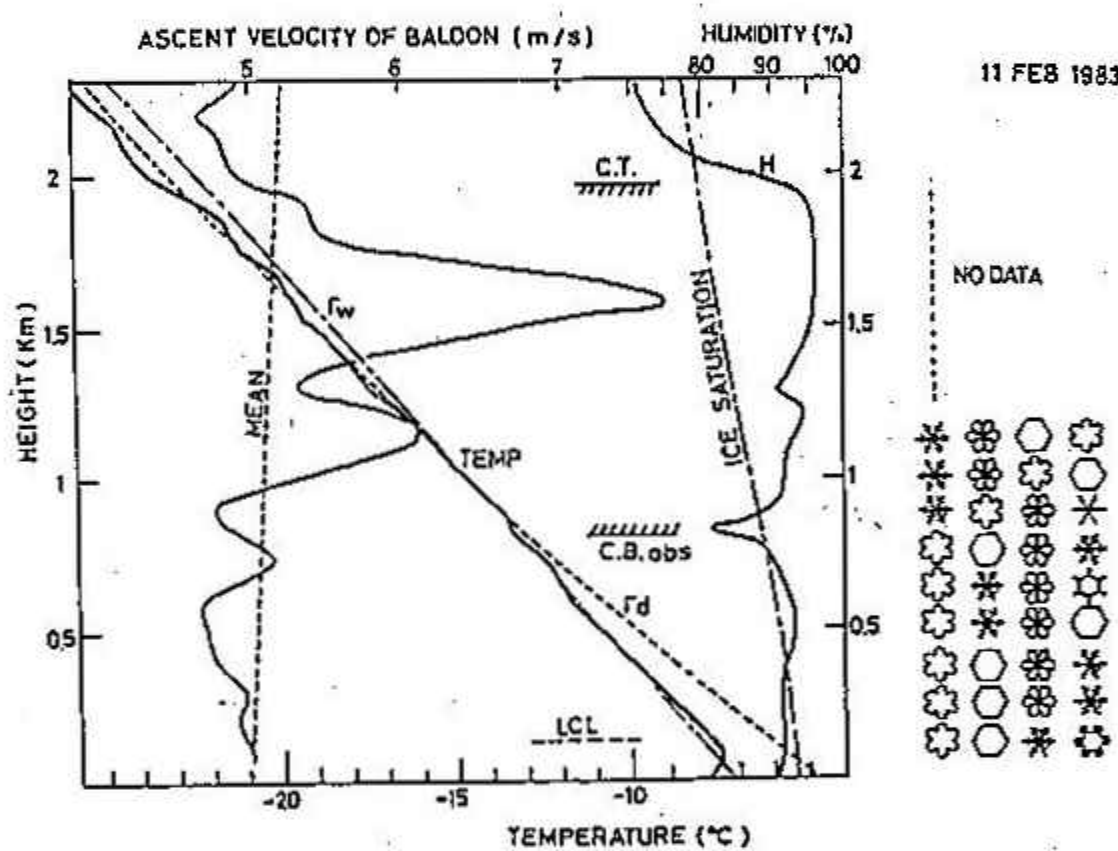


図3 気温湿度、上流の天気

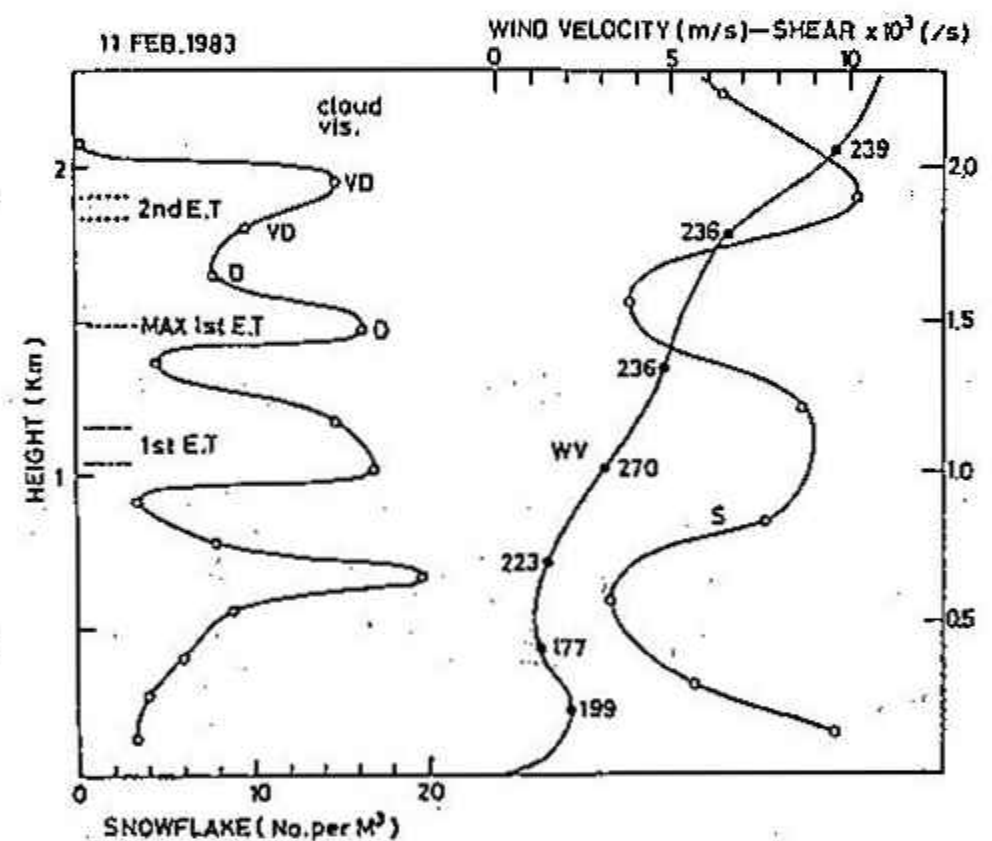


図4 雪片濃度と風速及び水平シヤ

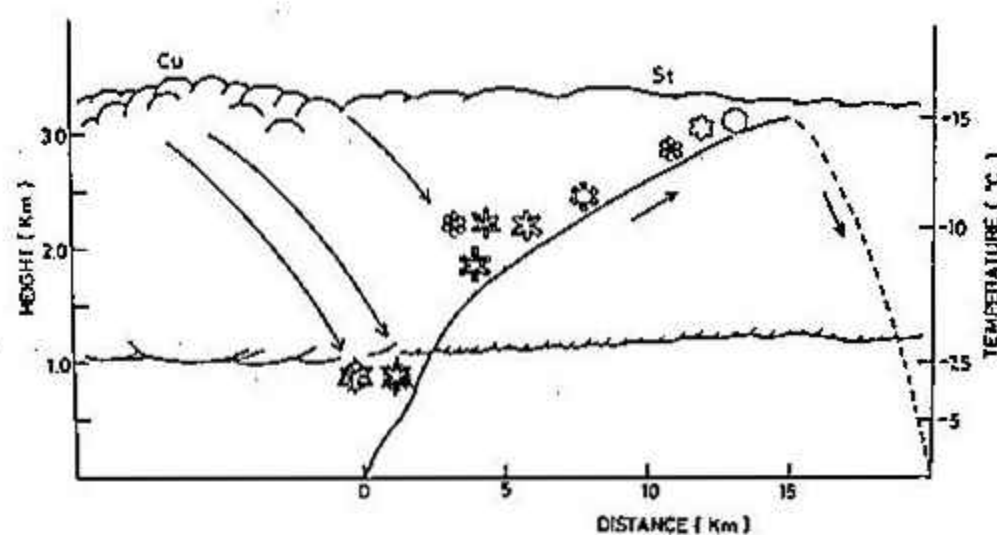


図5 スノークリスタルゾンデパスと結晶形

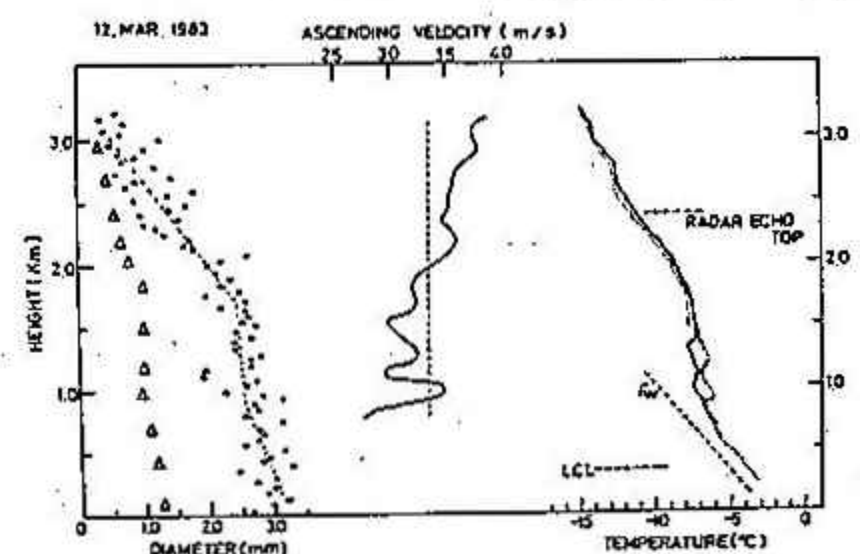


図6 結晶粒径と要素要素

と付合することが出来る。雪片濃度は周期的に変動し、その山と谷の値は上から下に進むに従って、差が大きくなっていくことが注目される。雪内の上下流は気球の上昇速度から計算したが、これが相対湿度のプロファイルと良く一致しているのが認められる。

図5, 6は同年3月12日の層状エコーの例であり結晶粒径のプロファイルが2km高度あたりで高さとともに急減しはじめている。同時に得られた気象要素とパスに沿って得た主な結晶形が示されている。

同年2月26日10時9分に飛揚したゾンデは、この年の最大の降雪をもたらした例に当り、図7は札幌管区気象台レーダによるエコースケッチであり、沖から横筋のエコーが読来するが上陸したエコーは横に広がりその動きが止ってしまう様にみられたと報告されている。図8はこのときのエコーとゾンデパスを示す。エコーは傾斜した二層構造であった。図8下端は、降雪強度に読みとれる視程計の示す時期に飛揚した。図9は得られた雪結晶と雪の鉛直分布であり、これと地上で得た降雪粒子の粒及び落下速度分布と比べてみ、地上

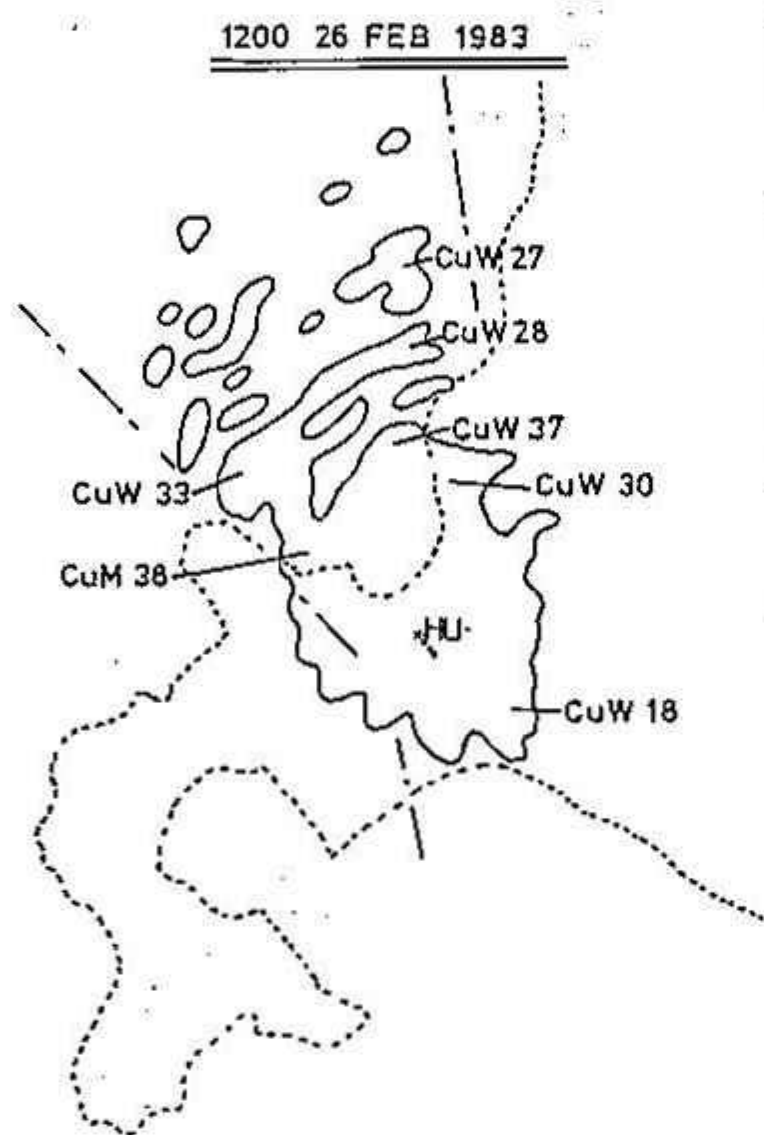
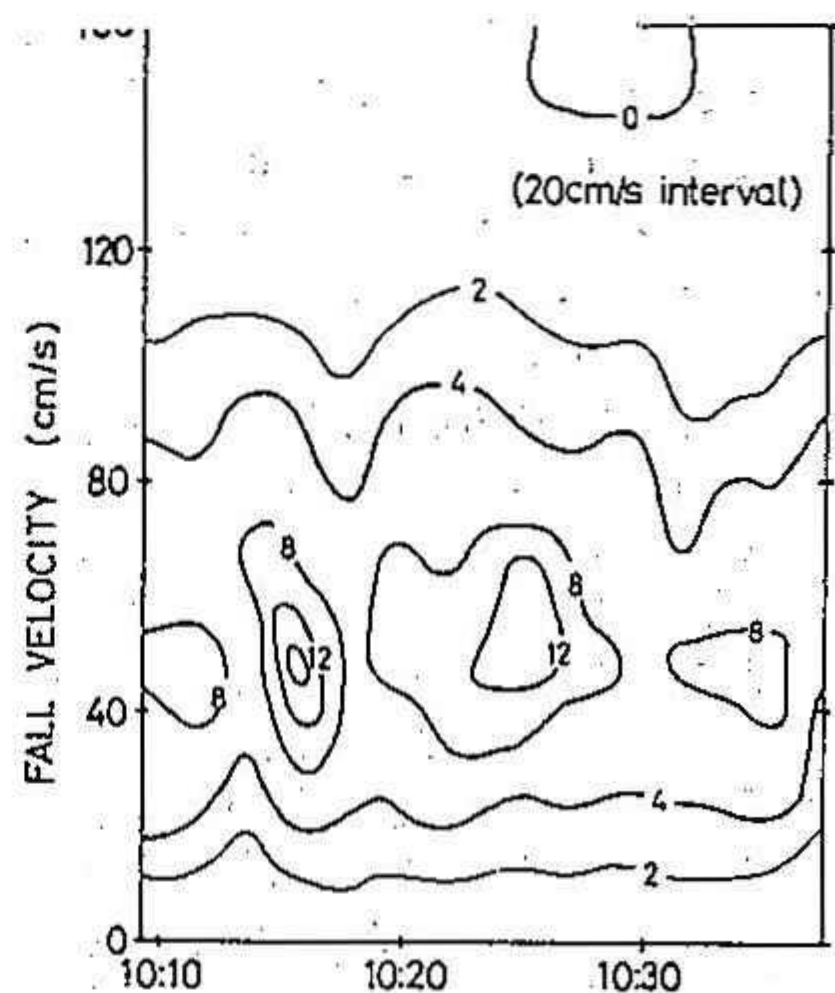
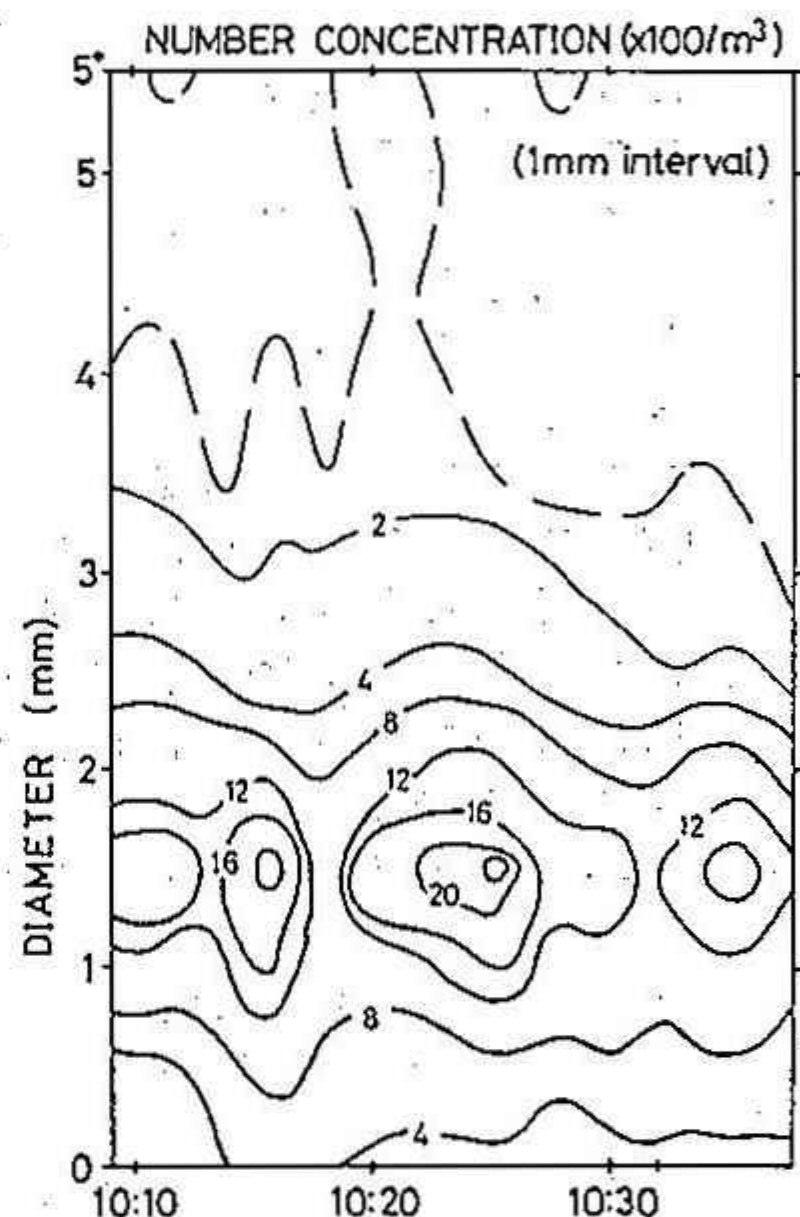
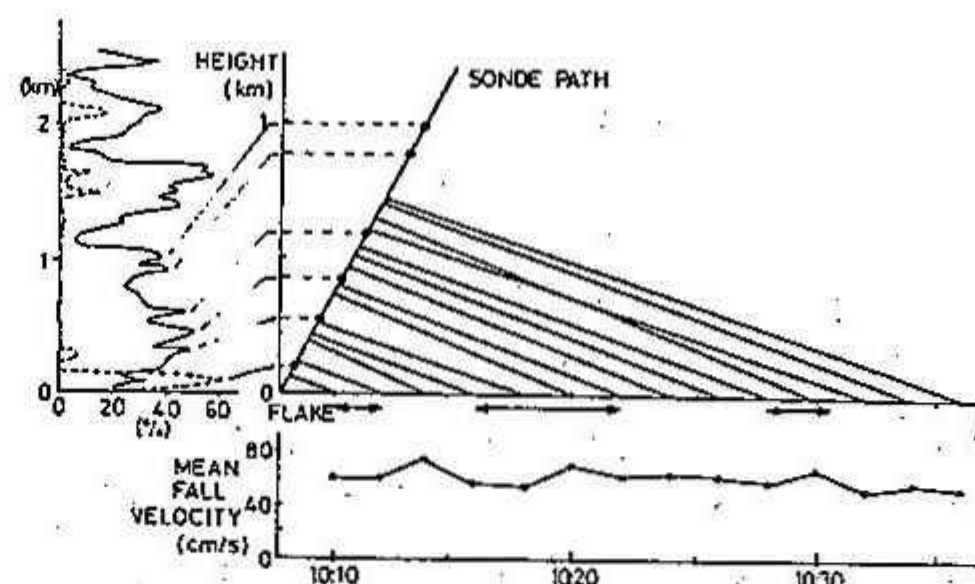


図7 レーダエコースケッチ

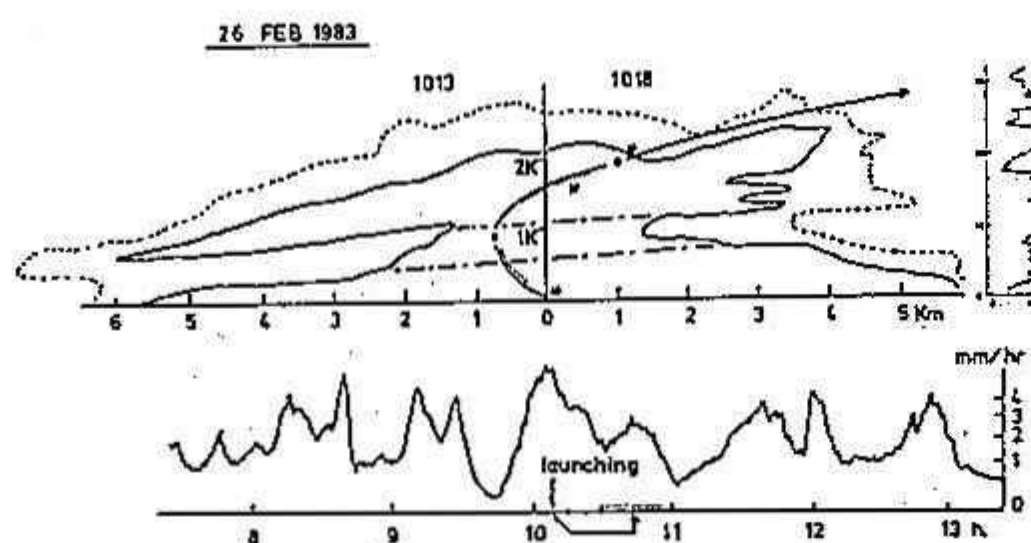


図8 REIエコーとゾンデパス

図9 地上降雪観測と上空対比

10 札幌市内の短時間降積雪予測実験

遊馬 芳雄 (北大・理)
東根 聡 (北大・環)
菊地 勝弘 (北大・理)
谷口 恭 (北大・理)

電子技術の進歩により、地方自治体レベルでも気象衛星データやレーダ・データが入手できるようになった。そこで我々は、これらのデータを有効に利用して、冬期間の効率的除雪の手助けとなるような短時間予測の可能性を検討している。今回は、札幌市青少年科学館に設置されたレーダのエコーを補間することで、3時間先までの短時間予測実験を行ったのでその結果について報告する。

図-1に、予測のフローチャートを示した。

1. 15分間隔の磁気テープに納められたレーダ・エコーを読みこむ。
2. 海上におけるエコーの相互相関係数が最大となる格子点を求め、さらに相関係数を2次関数にあてはめることにより、格子点内を内挿する。
3. エコーの成長を考える場合は、まず、成長率(ΔR)を求める。次に、エコー及び成長率の拡散方程式を連立させて、エコーを成長させる。
4. エコーをLagrange的に移動させる。
5. 地形の補正を行う場合は、エコーを山岳地帯にそって移動させる。
6. 予測エコーを必要な形に編集させて出力させる。

この予測実験では、降雪の強度を予測せずに、降雪の有無(雨の $R-R$ 関係で 1.8 mm/h 以上)だけを予測することにする。

一例として、1983年2月26日の01:47と02:02の15分間隔のエコーを用いた予測例をあげる。01:47と02:02のエコーを図-2(a)(b)に示した。海上にあるエコーから移動速度を求めると、東に 3.6 m/s 、南に 8.0 m/s となる。これから得られた30分後、60分後の予測を図-3(a)(b)、図-4(a)(b)に示した。図-3の場合は、エコーの成長、地形の補正もともに行わない場合である。図-4は、成長、地形の補正もともに考慮した場合である。図中、横縞の部分か予測エコーで、縦縞の部分か実際のエコーである。格子の部分か、予測と実測が一致した部分である。図-3と図-4をくらべると、エコーの成長及び地形的補正を行った図-4の方が予測と実測がよくあっている。これを量的に評価するために、C.S.I.(Critical Success Index)を導入し、その結果を図-5に示した。C.S.I.は、横縞と縦縞と格子の部分の面積と格子の部分の面積の比であらわされる。C.S.I.の評価は、成長も地形の補正も行わないもの→成長だけを考慮したもの→地形の補正だけを行ったもの→成長も地形の補正も行ったものの順でよくなって

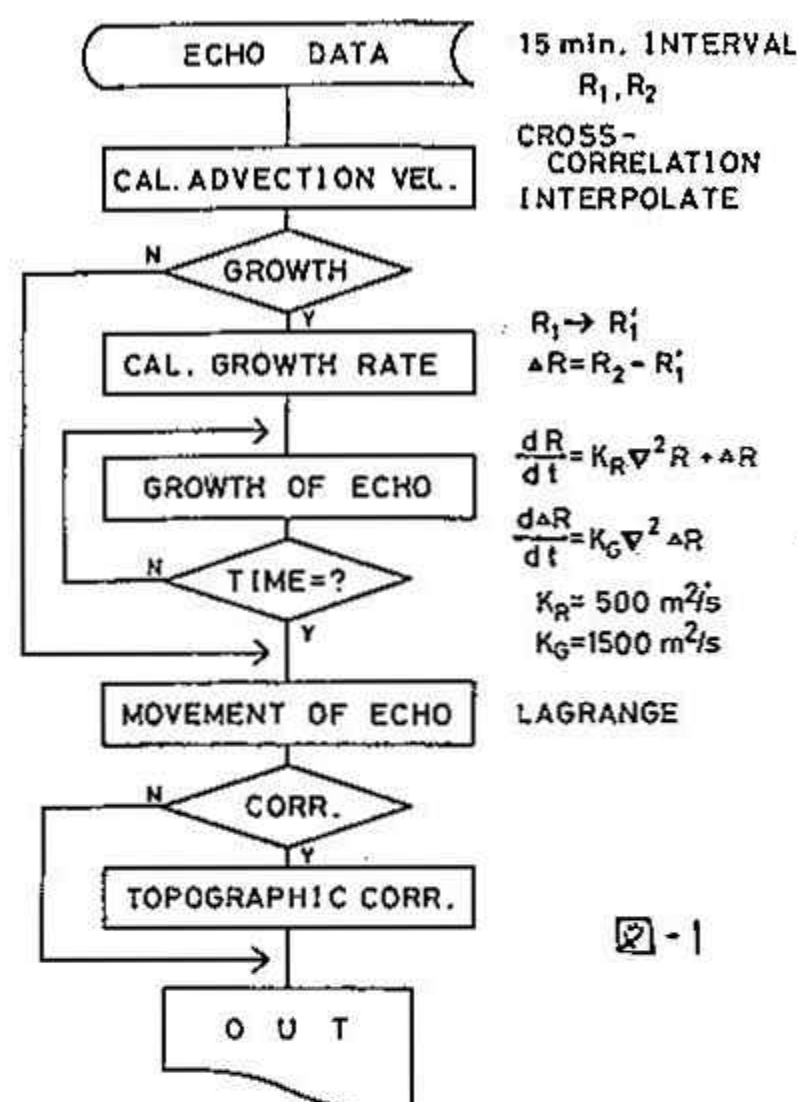
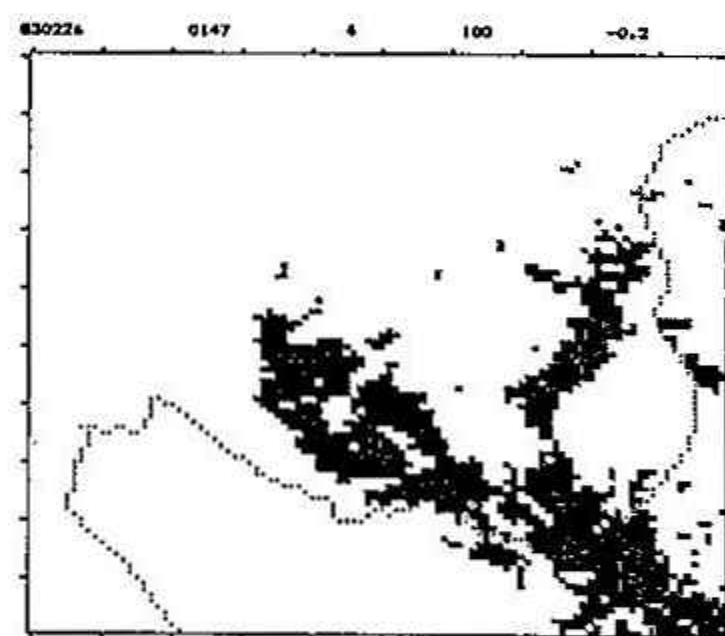
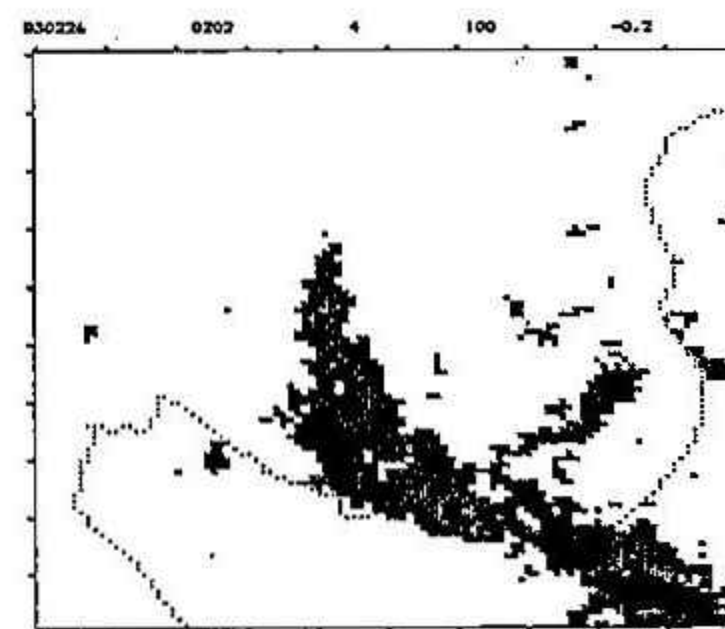


図-1



(a)



(b)

図-2

いる。さらに、地形の補正も考慮して02:02以降の降雪状況を示したのが、図-6(a)(b)(c)ゆである。(a)は02:00~03:00、(b)は03:00~04:00、(c)は04:00~05:00のもので(d)は02:00~05:00を平均したものである。都庁は各時間内の降雪時間の割合を表わしている。例えば、7は70~80%の時間降雪があることを意味している。この図より、04:00ころまで市内の南西部にかなりの降雪があり、04:00~05:00には弱くなるであろうことが分る。

今回は、レーダだけをを使った短時間予測実験について報告した。この他に、気象台からの予報や衛星データをも組み入れることによって、効率的な除雪体制の手助けとなると思われる。

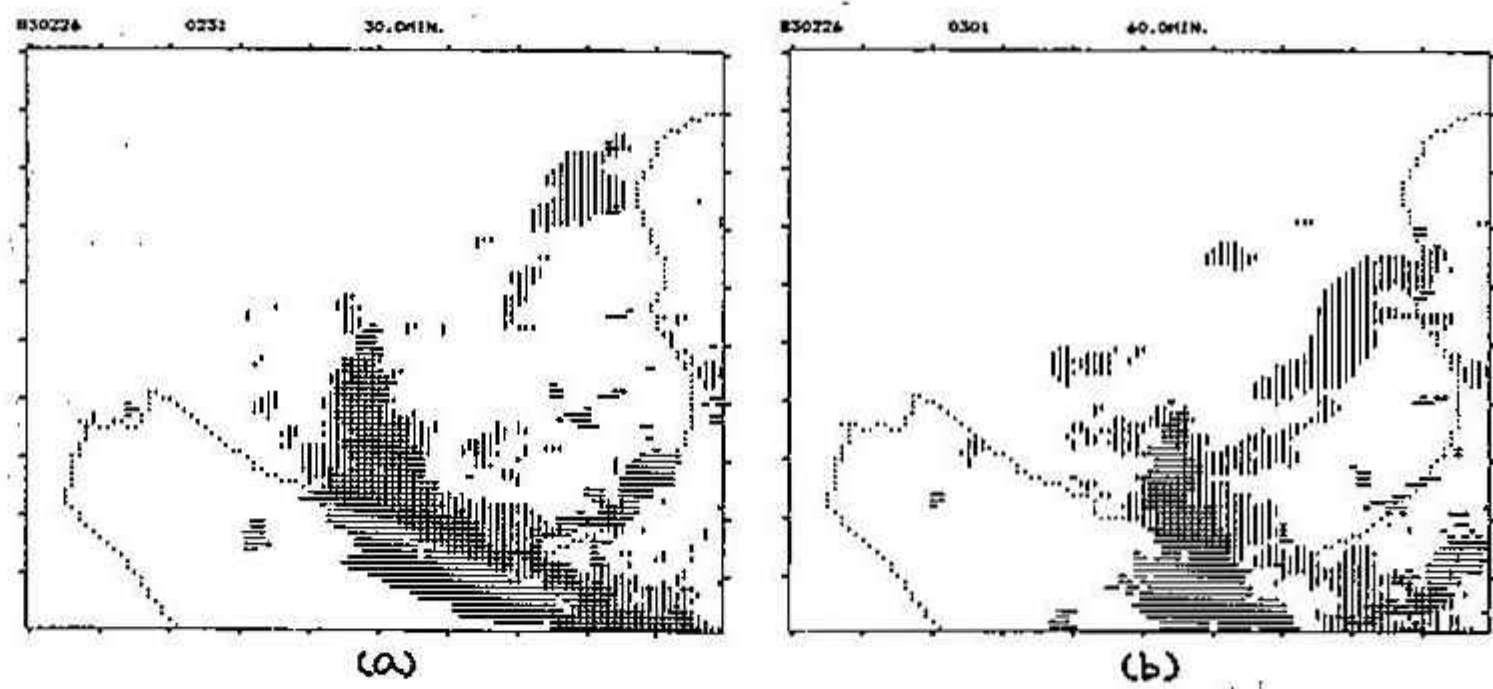


図-3

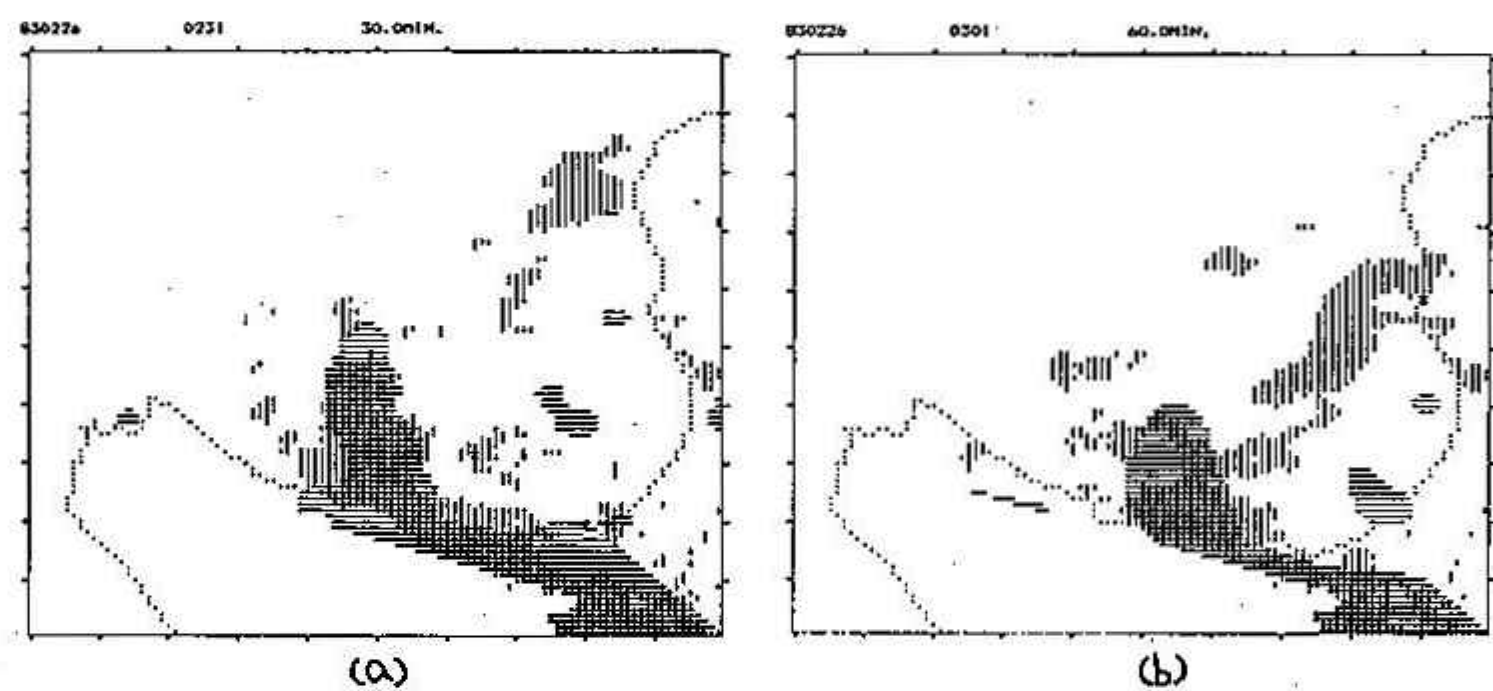


図-4

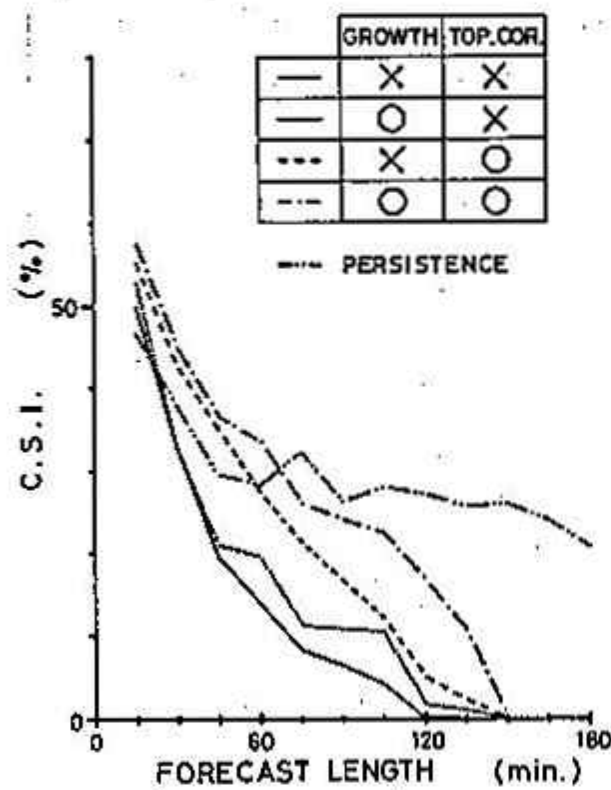


図-5

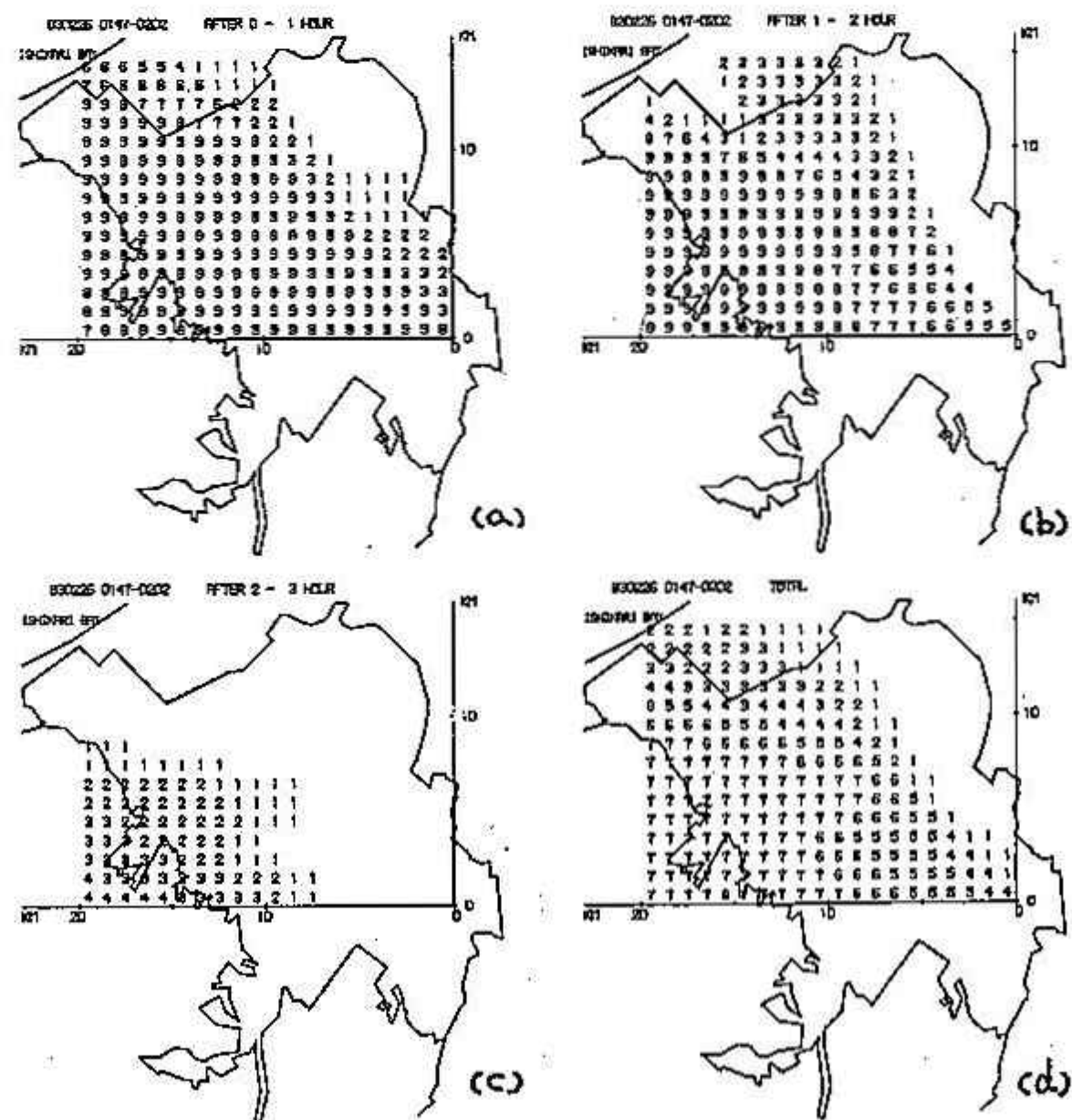


図-6

11 北海道の豪雪 ー特に石狩低地帯に着目してー

山田知亮 (北大低温研)
 秋田台英次 (北大低温研)
 成瀬康二 (北大低温研)
 遠藤ハナ (北大低温研)
 遠藤長雄 (北大低温研)
 若次五郎 (北大低温研)

【はじめに】

冬期、しばしば北海道を襲う豪雪は、交通機関を始めとして多くの社会的混乱を引き起し、道民の生活に多大の被害を与える。このような豪雪が、北海道ではどのような頻度と規模で発生し、どの地域が豪雪に見舞われ易く、豪雪の降水量が一冬の降水量にどの程度の割合(寄与率)を占めているのであろうか。このような北海道の豪雪の実態を明らかにするため、道内121地点の気象官署・気象観測所における1973-74年冬期から1982-83年冬期までの10年間の冬期(12月1日~翌年3月31日)の日降水量資料から豪雪を抽出し解析を試みた。豪雪には未だ明確な定義がないので、新南に豪雪災害が報道されている日の日平均気温 T と日降水量 P を調べ、 $T \leq 0^{\circ}\text{C}$ $P \geq 30\text{mm/日}$ の日には何らかの災害が、例外なく発生していることがわかった。そこで、このような日を豪雪の日と定義して解析を進めることにした。ここに定義した豪雪は、冬期降水量としては非常に大きな、いわゆるドカ雪である。

【解析結果】

北海道にはこの10年間の間に、道内121観測地点の少なくとも1地点以上が豪雪に見舞われた日は155日あった。そのうち同時に6地点以上に豪雪のあった日は18日で、残りの137日(88.4%)は5地点以下の局地的な豪雪である。前者を大域豪雪、後者を局地豪雪と呼ぶことにすると、北海道の豪雪は、大部分が局地豪雪である。大域豪雪は全て低気圧による豪雪で、主に太平洋沿岸地方に発生する。季節風型気圧配置時の豪雪は100%局地豪雪で、全て日本海沿岸地方に起る。

この10年間の豪雪の年変動を図1,2に示す。図1は降雪期間(12-3月, 120日)に占める豪雪日数の割合で5~25%の大きな年変動を示している。思くぬりつぱした部分は、石狩低地帯の豪雪日数の割合である。

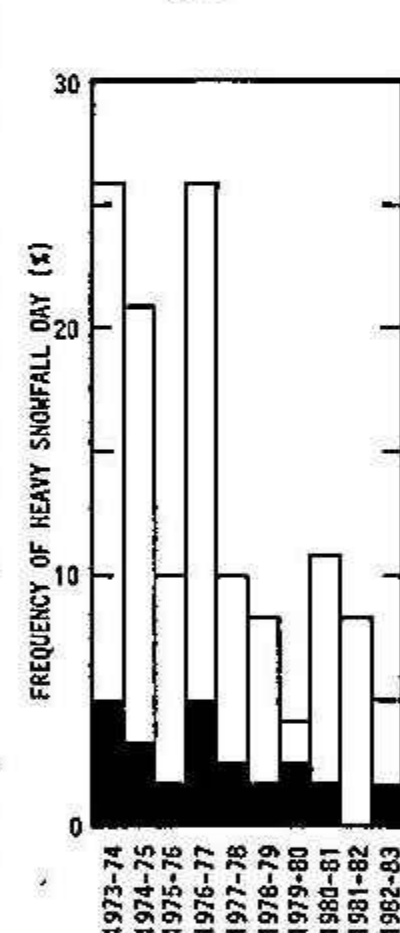


図1 豪雪頻度

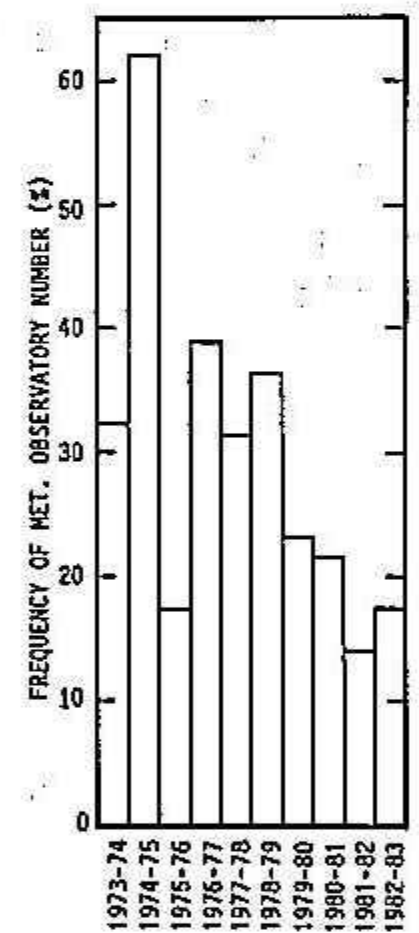


図2 豪雪観測地頻度

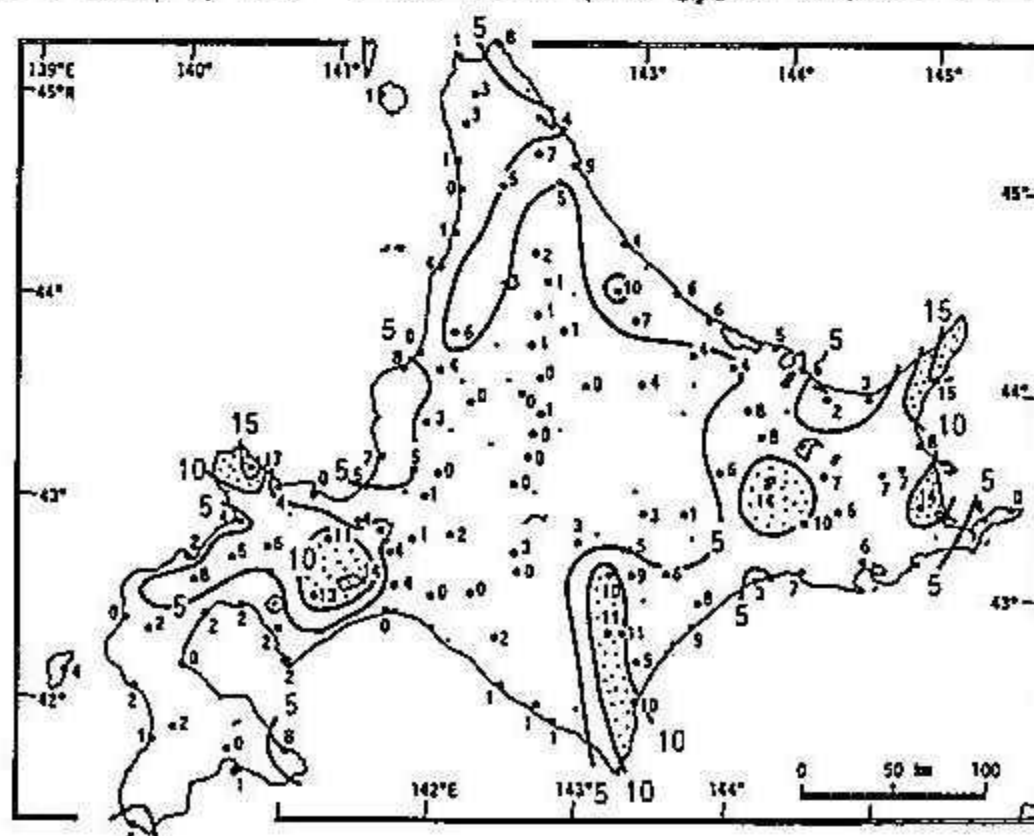


図3 豪雪日数

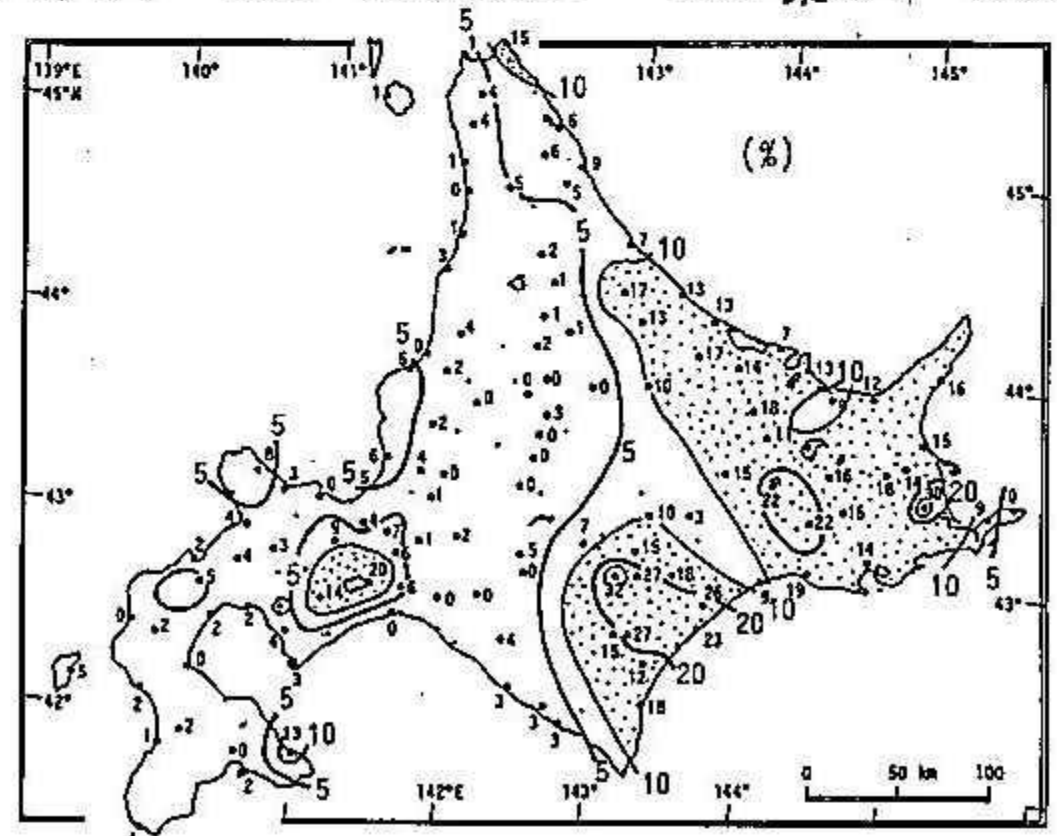


図4 豪雪の寄与率

図2は、冬期に1回以上豪雪のあった地先の全地先121地先における割合で、年により15%から60%の範囲にある。図1,2から明らかになるように近年、豪雪の発生は減少傾向にある。

道内121地先の10年間の豪雪日数を図3に示す。図から、豪雪頻度の異なる地域は、道東と石狩・後志・胆振地方に偏っており、知床半島・阿寒山系・日高山脈東部・オロツレ-無意根山系・積丹半島に、10日以上の豪雪のある特に頻度の高い地域が分布している。一方、道央の上川盆地を中心に10年間に1度も豪雪のなかった地域が存在している。季節風の影響を強く受ける日本海沿岸地方に着目すると、豪雪頻度は、天塩山系、喜望峯山系、オロツレ-無意根-ニセコ-駒場山山系と高さ1000m以上の山のある積丹半島で5日以上あるが、道北・道南の沿岸部は1,2の地先を除いて豪雪頻度は予想外に小さい。これは、日本海沿岸地方の豪雪が収束雲やすし雲など積雲系の降雪雲によって起こるため局地的であり、かつ、その局地性¹⁾は、豪雪発生機構に地形が強く作用しているために地形に対応した沿岸性がある²⁾ので、山地の周辺に豪雪地域が偏っている³⁾のである。

豪雪の寄与率の分布(図4)を見ると、道東とオロツレ山系が10%以上の高い寄与率を示している。特に根室・釧路・十勝地方には20%を超える地域があり、この地方の冬期降水量が豪雪の発生に大きく影響していることがわかる。一方、日本海沿岸地方と脊梁山脈の日本海側内陸部の寄与率は小さい。豪雪日数と寄与率の関係をみると、図5のように豪雪日数の多いほど寄与率も大きいが、日本海沿岸地方(●)と道東(■)とで明らかに違いがあり、同じ豪雪日数でも、前者に比べて後者の地方の寄与率は約2倍大きい。

【石狩低地帯の豪雪】

北海道の10年間の豪雪日数155日中、石狩低地帯の12地先のいづれかに豪雪のあった日は、30日(20%)であった。石狩低地帯の10年間の平均の冬期降水量(12-3月)分布は、図6に示すように、北部と西部山地寄りに多く、南部の太平洋岸に向うにつれて減少し、地域による違いは3倍に及ぶ。ところが、10年間の豪雪頻度(日数)は、図7に示すように石狩低地帯東部と太平洋沿岸で小さく、北西部と南西部山地寄りで大きく、頻度の極大域は南西部のオロツレ-無意根山系にある。特に北東部は冬期降水量が多いにもかかわらず豪雪の頻度は小さく、このことは30mm/日未満の降雪が頻繁に降って冬期降水量をかき消している地域であることを意味している。豪雪の寄与率は図8に示すように南西部山地を中心に10%を超える地域がみられ、北東部に向うほど小さくなっており、全体としては豪雪の頻度分布と良く似た分布をとっている。なぜならば、石狩低地帯では、寄与率が豪雪日数にほぼ比例しているからである。

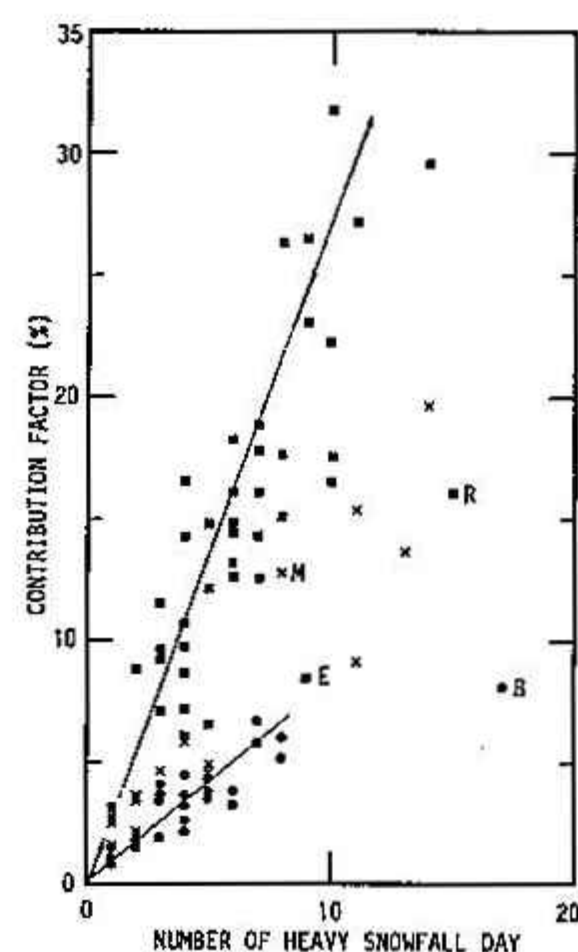


図5 豪雪日数と寄与率の関係

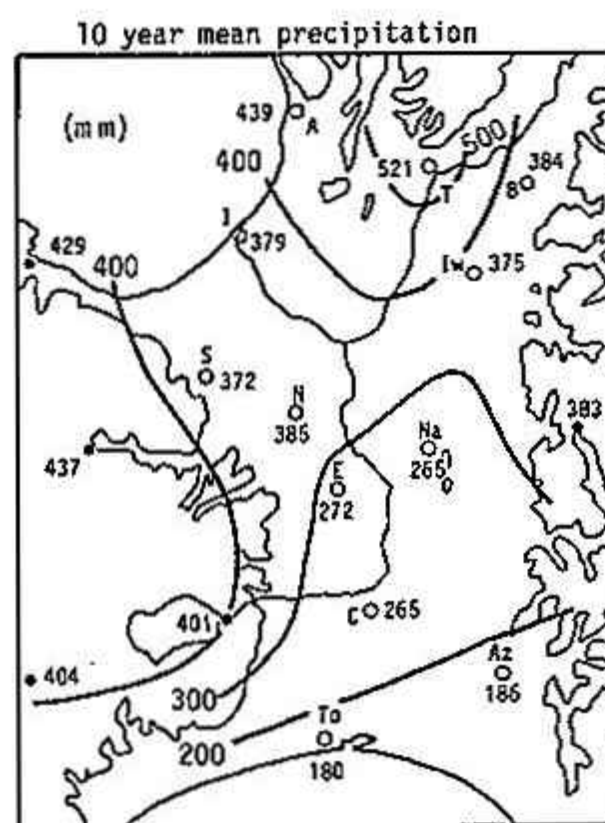


図6 10年平均冬期降水量

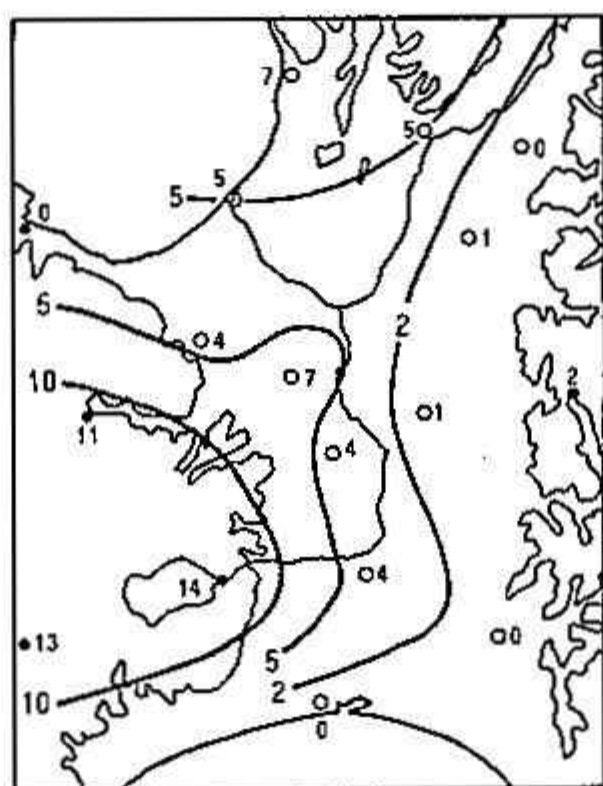


図7 豪雪日数

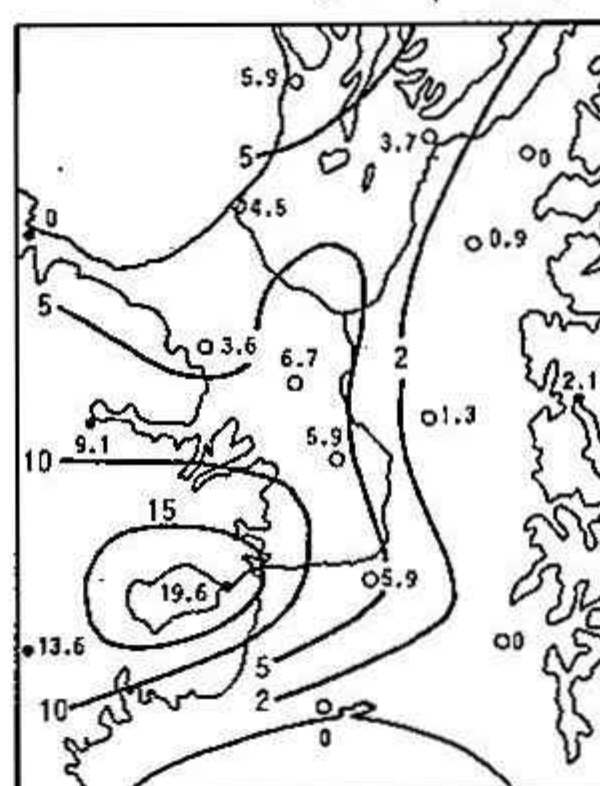


図8 豪雪の寄与率

IV 昭和58年度第2回支部研究発表要旨

日時：昭和59年3月16日(金)13時～17時

場所：北大低温科学研究所 講義室(3F)

- | | | |
|-------------------------------------|----------------------------|--|
| 1. 雪結晶の破壊面の方位性とその生長について | 北教大・岩見沢 | ○荒島 晋……36
大平 進 弥
久保 匡
砂田 宏 幸
徳山 直 樹
長谷川 敬
細川 宏 伸
志尾 弥 |
| 2. ゴヘイ型雪結晶の発生について | 北大・理学部
国立防災センター | ○佐藤 昇……38
菊地 勝 弘
上田 博 |
| 3. 傾斜面日射量の測定 | 気象協会・道本部
東海大学札幌校舎 | ○中田 琢 志……40
西村 浩 一
斉藤 博 英 |
| 4. 安定な接地境界層内における気温変動について | 北大・低温研 | ○石川 信 敬……42
本山 秀 明
小林 俊 一
小島 賢 治 |
| 5. 積雪期のヒートアイランドの研究 | 北大・環境研
北大・理学部 | ○大平 貴 裕……44
播磨屋 敏 生
谷口 恭 |
| 6. 吹雪発生と雪粒子運動の問題点 | 北大・低温研 | ○前野 紀 一……46
石田 完 |
| 7. ノンリフトバルーンの気流への応答特性 | 気象協会・道本部 | ○佐竹 正 治……48
竹内 敬 二 |
| 8. 降雪融解時の空中電場と降雪電荷の間の正相関
の発生について | 北大・環境研
北大・低温研
北大・理学部 | ○孫野 長 治……50
遠藤 辰 雄
谷口 恭 |
| 9. 帯状雲からの雪片の構成要素について | 北大・低温研 | ○藤吉 康 志……52
入川 真 理
小西 啓 之 |
| 10. 明りょうな循環をもつ小低気圧の構造 | 札幌管区气象台 | ○鈴木 和 史……54 |

1 雪結晶の破壊面の方位性とその生長について

荒島晋, 大平進弥, 久保匡, 砂田宏幸, 徳山直樹,
長谷川敬, 細川宏伸, 志尾弥 (北教大・岩見沢)

1. はじめに

雪結晶についての成長の機構・電気的性質についての研究は盛んに行なわれているが、弾性・塑性・破壊などの研究は、実験室内で行うことが非常に困難であることもあり、あまり行なわれてはいないようである。我々は雪結晶は氷単結晶のひとつの形状であることをふまえ、破壊の方位性とその面の生長の形状を研究するものである。

2. 観測方法

2-1 昭和58年12月7日から16日までの10日間、大雪山旭岳でレプリカ法によって採取された雪結晶のサンプル中より、破壊のみられるものを選び出す。それらを50倍($\times 10, \times 5$)、100倍($\times 10, \times 10$)で顕微鏡写真を撮り、さらにそれをトレーシングペーパーに写し、六方晶系における α 軸方向と破壊面とのなす角度 θ を測定した。(図2-1)

2-2 破壊された結晶のうち、破壊面から二次的に結晶の枝が成長しているサンプルについて、破壊されずに成長した結晶の枝の中心からの距離を測り、それらの平均を la とする。破壊面から成長した枝について、結晶の中心から枝の先端までの距離 lb を測り、その比 lb/la を求めた。(図2-2)

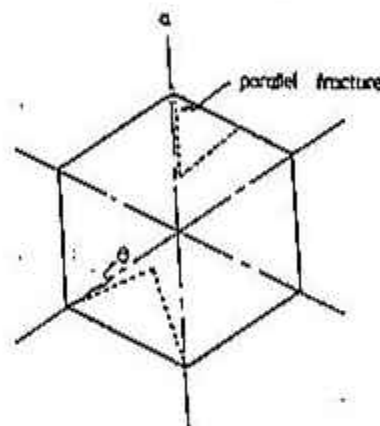


図2-1 破壊面と α 軸との角度 θ の測定方法

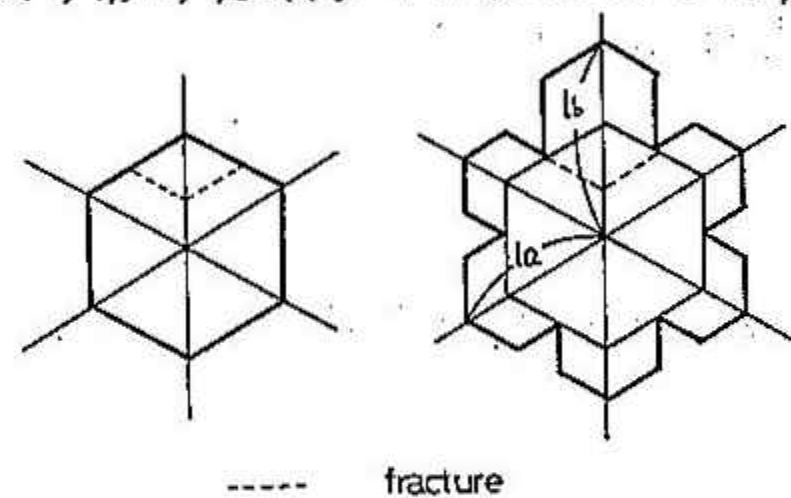


図2-2 破壊面からの成長した枝の中心からの距離の測定方法

3. 観測結果

観測した雪結晶の顕微鏡写真(図3-1~図3-7)の一部が以下のものである。

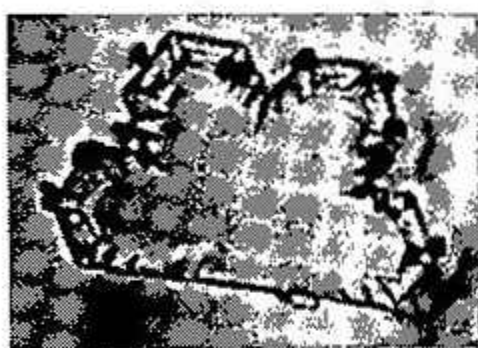


図3-1

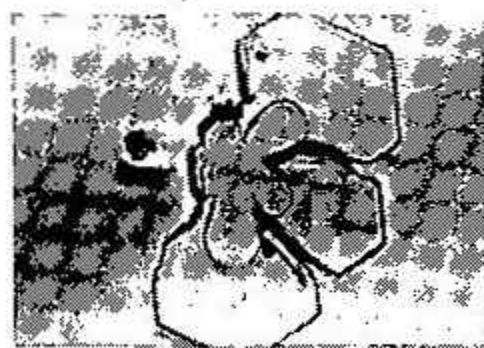


図3-2

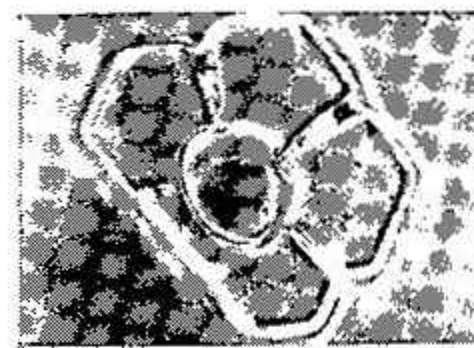


図3-3



図3-4

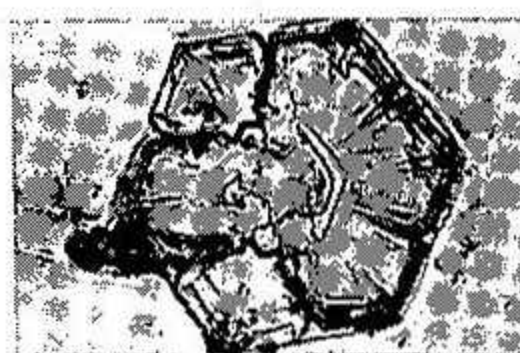


図3-5

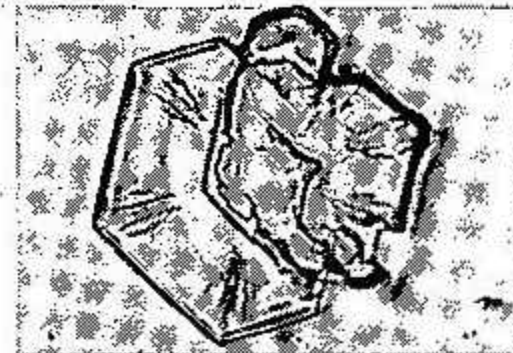


図3-6

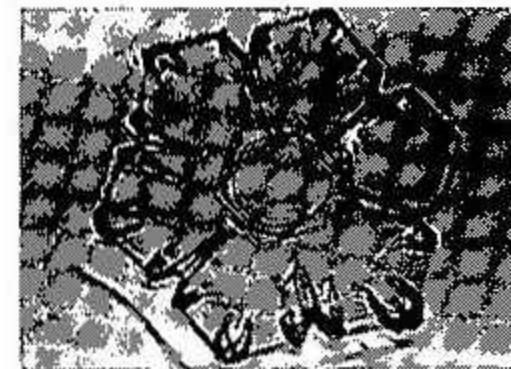


図3-7

2-1により測定した結果を頻度分布に表したものが図3・8である。θが0°は軸と平行に破壊面が生じたことを意味する、2-2により測定した結果を表にしたものが図3・9である。

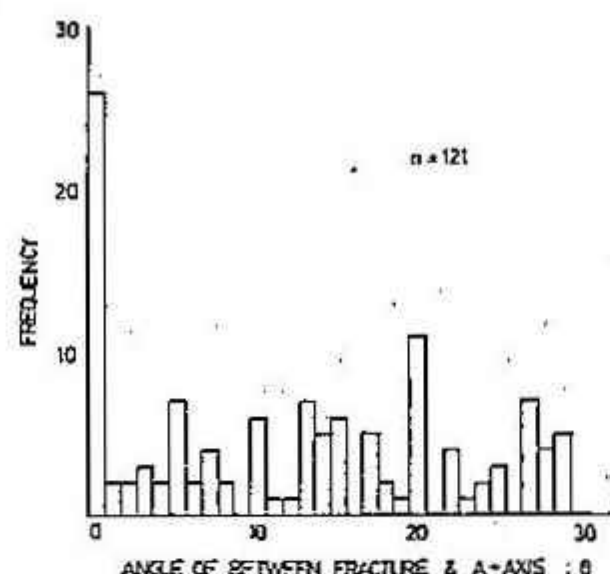


図3・8

	la	lb	lb/la
1	46.3	54.5	1.18
2	46.3	54.8	1.18
3	52.9	55.9	1.06
4	48.2	48.6	1.01
5	41.9	43.8	1.05
6	50.5	66.3	1.31
7	23.2	25.3	1.09
8	40.6	43.0	1.05
9	40.6	41.7	1.03
AVE.			1.11

図3・9

4. 雪結晶の破壊面の方位性とその生長についての考察

4-1 図3・1～図3・4にみられるような、なんらかの外力によって生じたと考えられる破壊面は、全体では35%が軸と平行な方向に生じている。このように破壊面の方位性を持つことの原因としては、雪結晶は氷結晶の一つの形状であり、異方性を持つことが考えられる。単結晶氷のような六方最密格子構造を持つものはc軸方向の面とa軸方向の面に水分子が密にならぶ面が存在する。この面は他の面より分子間の結合力が弱いのでこの面がすべり面となりすべりが生じる。氷結晶(雪結晶)を模式的に示したものが図4・1である。実線であらわしたものは任意の結晶外形をあらわし、○●は酸素原子の配列をあらわす。今、c軸に平行な面X-Yにすべり面があらわれたとすると、このすべり面は基底面にはY-Zであらわれることになる。さらに、結晶中に格子欠陥が存在すると、比較的小さな応力でも変形・破壊がおこると考えられる。このように、破壊面の方位性を持つのは、水分子の規則的配列に依存すると考えられる。破壊面の方位性に従わないものは、結晶の形に依存するか、表面クラックによる脆性破壊によるものではないかと考えられる。

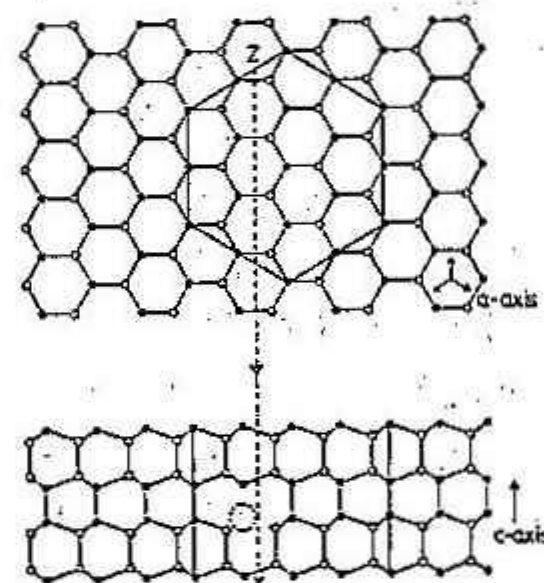


図4・1

4-2 破壊面から二次的に成長した結晶の枝は、破壊されずに成長したもののより平均1%長くなっている。これは、破壊面は分子的にみると結合手の切れた部分であるので、熱力学的には安定ではあるが、エネルギー的には不安定であるので、Kinkが多数存在するStepがあるために、水分子を取りこみやすからだと考えられる。そして、それらの結晶形の特徴としてc軸方向に二枚の角板がみられる(図3・5 図3・7)。破壊面からの伸びには内側の角板の成長が関与するのではないかと考えられる。

2 ゴハイ型雪結晶の発生について

佐藤早, 菊地勝弘 (北大・理)
上田博 (国立防災センター)

1. はじめに

極域などの低温度領域で観測される低温型雪結晶 (奇形雪結晶) の代表的な結晶形であるゴハイ型の先端のなす角度にはある規則性がみられる。現在までに観測されたゴハイ型の顕微鏡写真とレプリカとを用いて先端のなす角度を測定し、その結果について考察を試みた。なお、次の4点によって結晶をゴハイ型と定義した。①境界線に対して両側で結晶のC軸の方向が異なる (多結晶)。②結晶の先端が閉じている。③境界線に対してほぼ線対称である。④結晶が何段かくり返し成長している。 (但し、今回の解析には一般しか成長していないものも用いた) ゴハイ型の模式的な形を図1に示す。

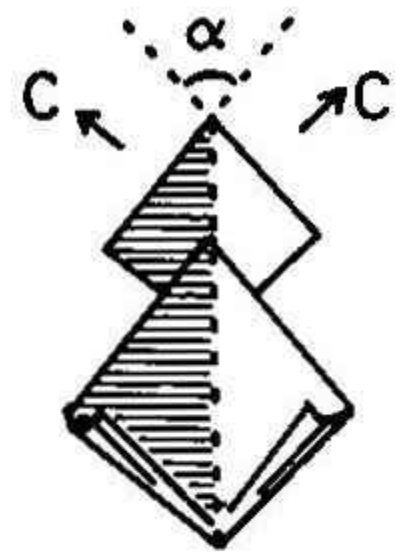


図 1

2. 観察

解析に用いたデータは、南極域では昭和基地 (1968) と南極点基地 (1975, 1978) とで、北極域ではイヌヴィック [カナダ] (1977, 1979-80) で観測された顕微鏡写真である。また、レプリカはイヌヴィック (1979-80) で観測されたものを用いた。それらの観測されたゴハイ型結晶を印画紙に焼き付け、結晶の先端のなす角度 α (図1) を測定した。その結果を図2に示す。横軸には先端のなす角度 α を、縦軸にはその数頻度を目盛っている。用いた結晶数は顕微鏡写真によるものが53個、レプリカによるものが63個である。頻度分布をみると 77° , 54° , 66° の3ヶ所に分布の中心がみられる。 66° 付近のものは、 77° , 54° と比較してその存在は顕著でない。 77° 付近の結晶の一例を図3(a), 54° 付近の結晶の一例を図3(b)に示す。また、人工的に生成されたゴハイ型結晶の α が 77° 付近の例を図3(c), 54° 付近の例を図3(d)に示す。ゴハイ型結晶が砲弾集合の中心部からでていることがわかる。 α が 77° 付近の結晶においては、2つのプリズム面はほぼ同一平面上にあるように見えるが、 54° と 66° 付近の結晶では、2つのプリズム面どうしがある角度をなしているように見える。

3. 考察

ゴハイ型結晶の生成条件は、 -20°C 以下で水飽和であることが室内実験から確かめられた。また、イヌヴィック (1979-80) でゴハイ型結晶が多数観測された際の高層観測から $T-\Delta S$ 曲線を作ると過飽和度が水飽和に近いことが確かめられた (図4)。ゴハイ型結

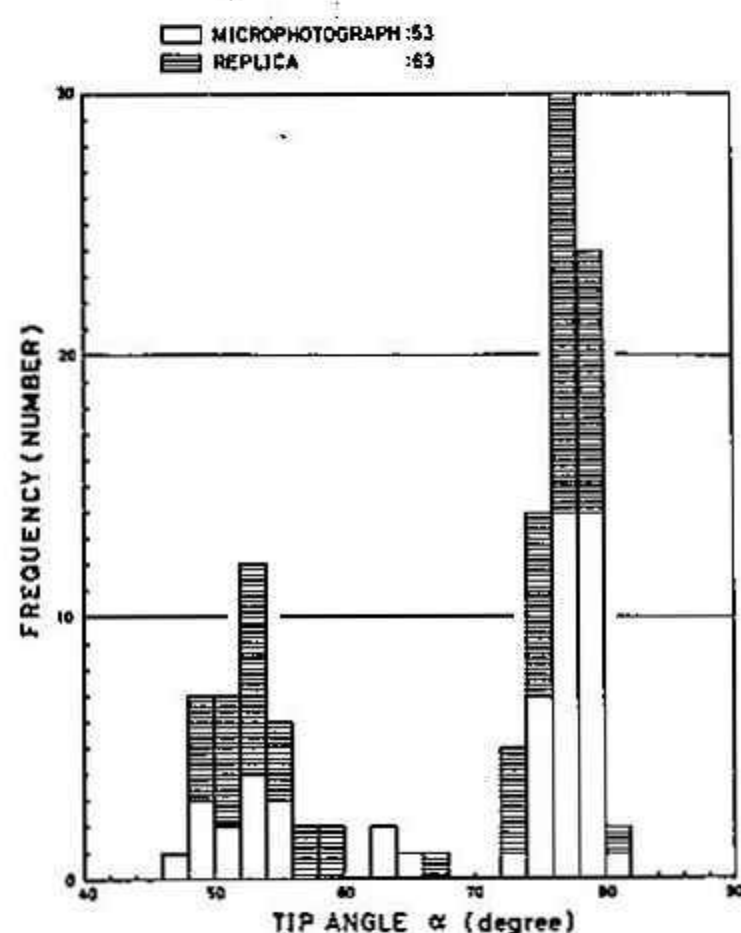


図 2

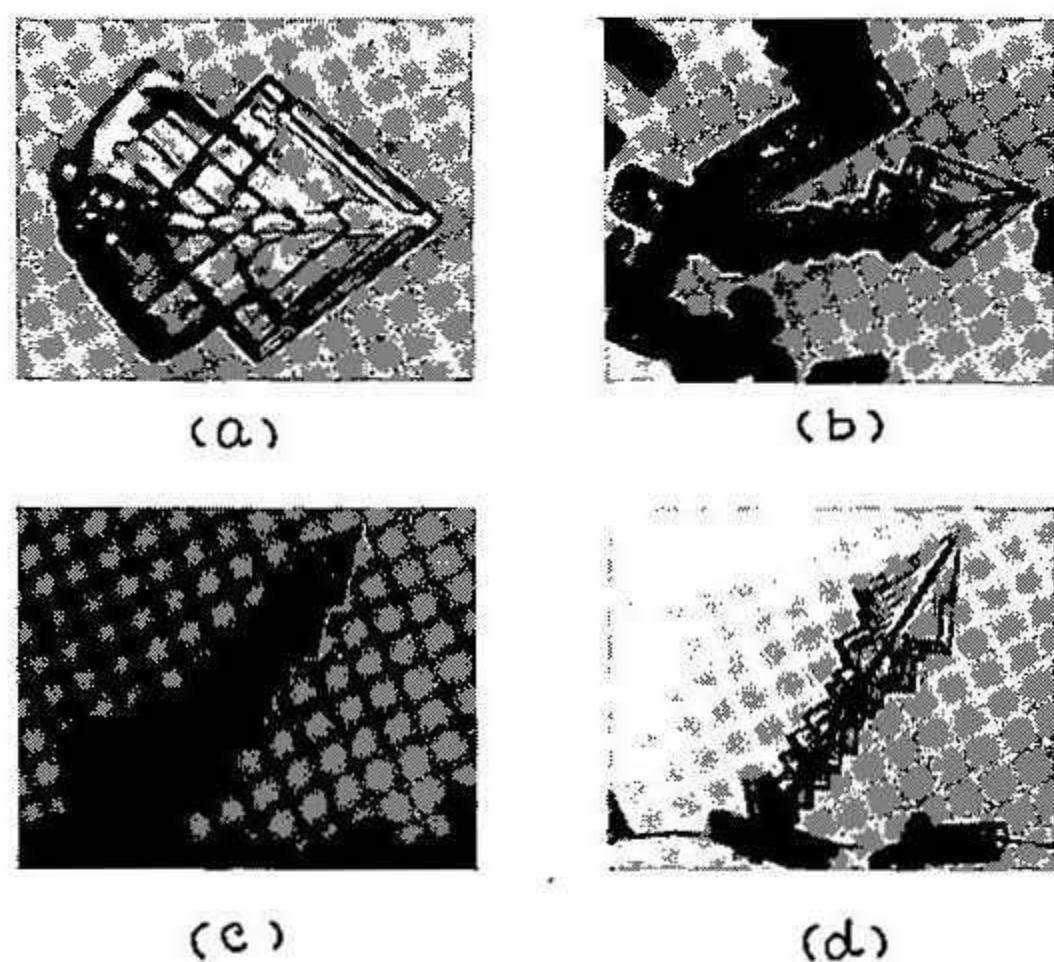


図 3

晶について以上のことをまとめると次のようになる。
 ①先端のなす角度(C軸どうしのなす角度)に規則性がみられる。②砲弾集合の一部としてでている。③凍結水滴を出発点にしている。これらのことから、多結晶雪結晶は微水滴の凍結時にそのC軸の方向が決定し、その際にプリズム面が成長した場合に凍結水滴から成長した2つのプリズム面どうしがいろいろな角度をなして交差しうる。それらのうちほぼ平行に交わるものがゴヘイ型に成長しうると考える。

砲弾集合の砲弾どうしのなす角度が 90° であるものについての考察*にもとづいてC軸の方向のなす角度を計算した。つまり、basal面上にcubic構造を1回と考えると、図5に示すように新たなC軸 $C_1 \sim C_6$ がもとの結晶のC軸に対して形成される。その C_1 のbasal面上に、さらにcubic構造を1回とすると、 $C_{11} \sim C_{16}$ が形成される。同様に、 $C_2 \sim C_6$ にもbasal面上に新たなC軸ができると考える。それら36本のC軸の相互のなす角度を計算した。そのうち C_1 と C_2 のなす角度について計算した例を表1に示す。次に、1つのC軸の方向と3方向のうちの1つのa軸の方向とが決定すると1つのプリズム面が決定する。それらのプリズム面どうしのなす角度 β を計算する(図6)。それらのうち $\beta < 20^\circ$ で、プリズム面どうしの交線に対してC軸の方向が対称であるという条件を満たすものを表2に示す。角度 α' はC軸どうしのなす角の補角を示す。表中で*で示した $\alpha' = 78^\circ$, $\beta = 13^\circ$, $\alpha' = 56^\circ$, $\beta = 19^\circ$, $\alpha' = 68^\circ$, $\beta = 18^\circ$ ($\alpha' = 66^\circ$, $\beta = 11^\circ$)は、図2で示した傾度分布のピークに対応するものと考えられる。 77° のピークが顕著であるのは、接合面での共在点格子が密であるためと考えられる。(図7)

4. まとめ

プリズム面の成長を仮定し、凍結水滴を出発点としてbasal面上にcubic構造をとるとすると、先端のなす角度として 77° と 54° をとるゴヘイ型結晶の形成が可能である。今後は β を実測することとプリズム面の成長する条件を求めることが必要である。

* Uyeda & Kikuchi (1982), J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, Z, 145-157.

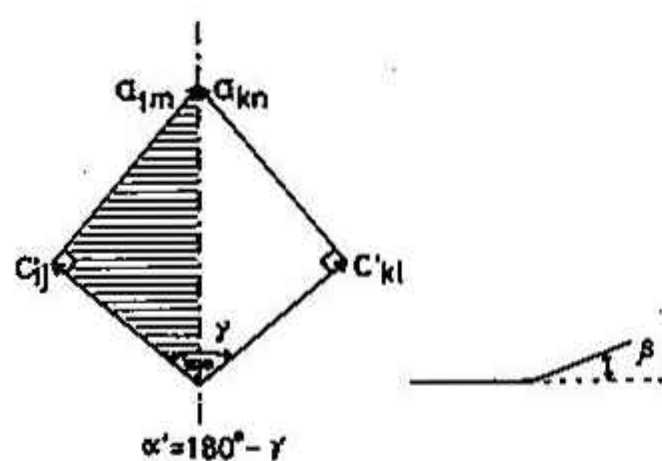


図 6

	α'	β
C_1-C_1	56°	19°
C_1-C_2	39°	19°
C_1-C_6	66°	11°
	78°	13°
	32°	16°
	56°	19°
	39°	19°
C_1-C_3	66°	11°
C_1-C_5	32°	16°
	56°	19°
	39°	19°
C_1-C_4	66°	11°
	68°	18°
	56°	19°
	39°	19°

表 2

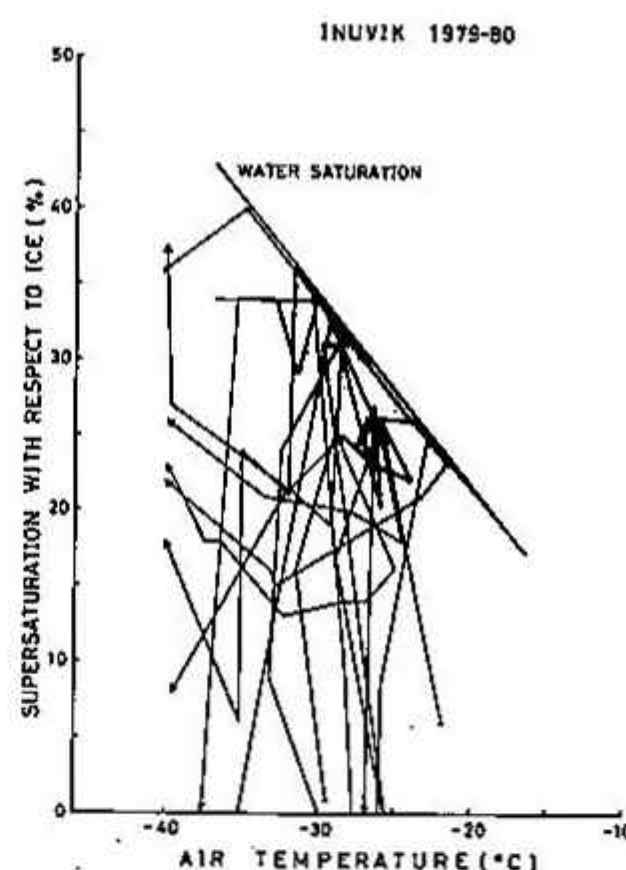


図 4

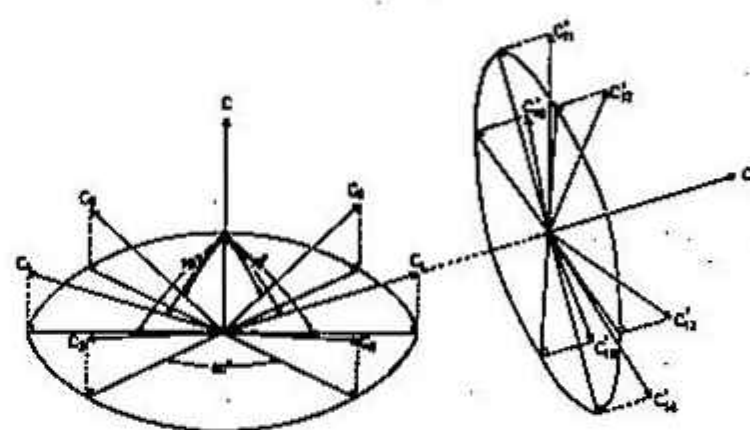


図 5

C_1-C_2 ($\theta=60^\circ$)

	C_{21}	C_{22}	C_{23}	C_{24}	C_{25}	C_{26}
C_{11}	0	56	70.5	39	70.5	56
C_{12}	56	49	88	34	22	76
C_{13}	70.5	66	56	88	39	22
C_{14}	39	87	32	37	88	34
C_{15}	70.5	88	56	32	56	88
C_{16}	56	78	88	87	66	49

表 1

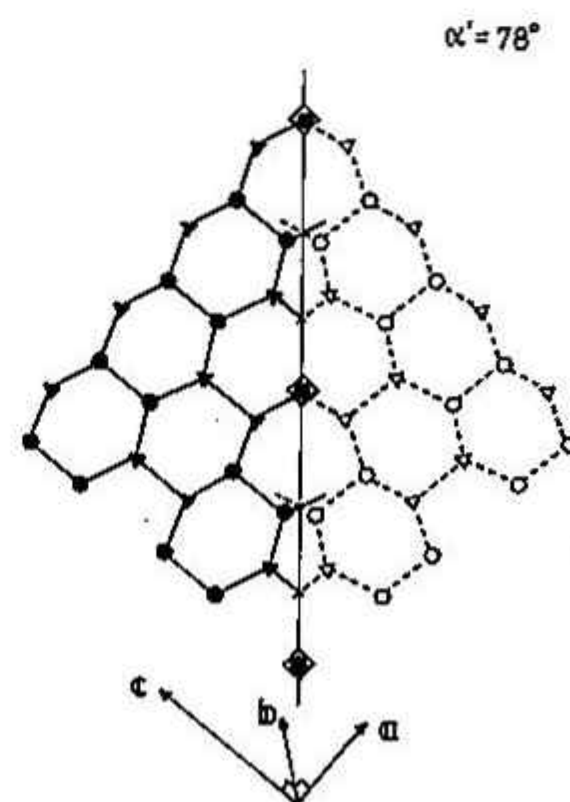


図 7

3 傾斜面日射量の測定

中田 琢志 (気象協会・道本部)
西村 浩一 (気象協会・道本部)
齊藤 博英 (北海道東海大学)

1. 目的

近年、日射を利用した給湯システムが普及しつつある。

日射を効果的に利用するために、集熱器はほとんどの場合、傾斜をつけて設置される。集熱器を傾けることにより、太陽からの直達光を多く吸収でき、また冬季には雪面からの反射光が加わるという有利な面と散乱光の一部がカットされる不利な面がある。

本観測の第一の目的は、南中時に太陽と正対する傾斜面のうける日射量(傾斜面日射量)と水平面の全天日射量(水平面日射量)を量的に比較することである。第二の目的は、全天日射量を直散分離して傾斜面の日射量を推定する工学的方法の適否を検討するために、傾斜面日射量と水平面日射量をそれぞれ直達光、散乱光および反射光の各成分に分離することである。

2. 方法

札幌の気象協会の屋上において、水平面日射量と傾斜面日射量をそれぞれ全天日射計(英弘精機、ネオ型)を用いて、昭和57年4月から昭和58年4月に観測した。傾斜面の傾斜角、方位角は南中時に太陽と正対するように一週間に一度の間隔で調整した。

傾斜面に入る反射光を除く方法として、傾斜させた日射計の前に黒い布を張った箱を設置した。また、直達光を除く方法はWMOの指針に従って、日射計から1m離れたところに直径が10cmの黒い円板を設置した。

一方、全天日射計は感部を傾けることにより、ガラスドーム内の空気の対流状態が変化し、測定値が1~3%少めになるという報告がある。したがって、傾斜面日射量の測定結果を議論する際にはこの程度の誤差が含まれていることに注意する必要がある。

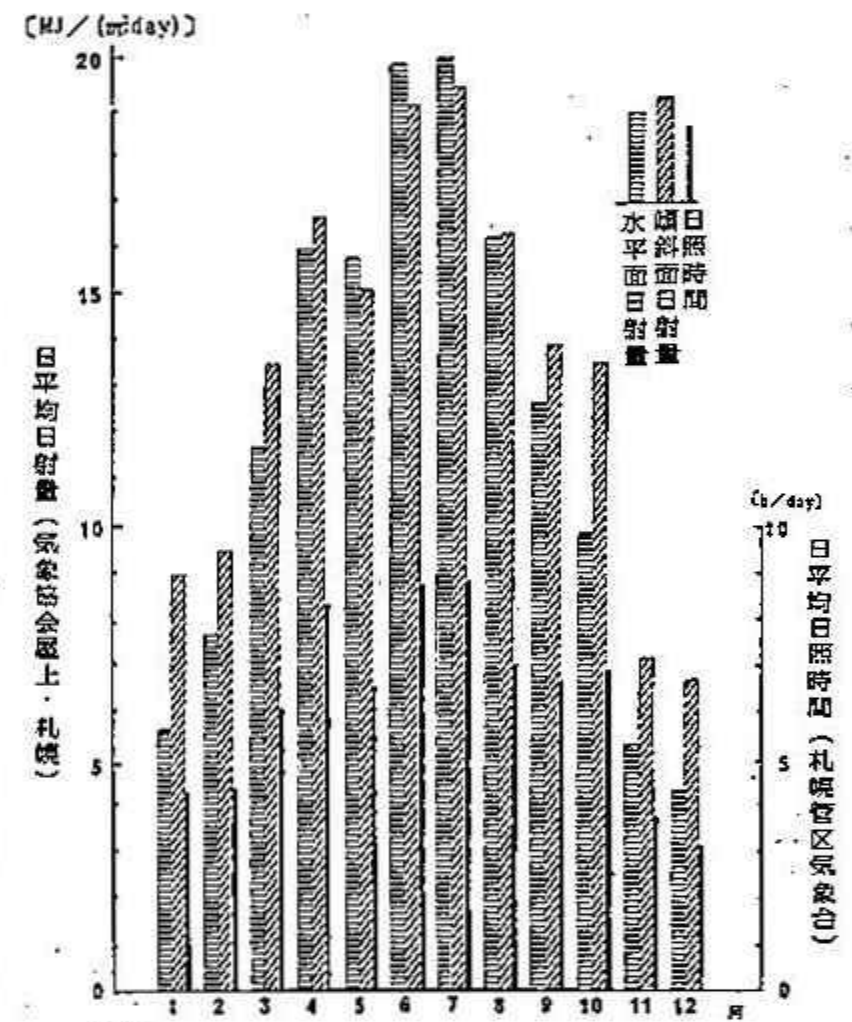


図1 昭和57年5月～昭和58年4月
月別日平均日射量(水平面日射量・傾斜面日射量)と日平均日照時間

3. 結果

図1に昭和57年5月から昭和58年4月までの水平面日射量、傾斜面日射量および日照時間を示す。

1月～4月、8月～12月では傾斜面日射量が水平面日射量を上回っているが、5月～7月では逆となっている。年間を通すと傾斜面日射量が水平面日射量を一割ほど上回っている。

それぞれの月について両者の関係を時刻別に調べたところ、5月～7月では南中時付近の10時～14時くらいに傾斜面日射量

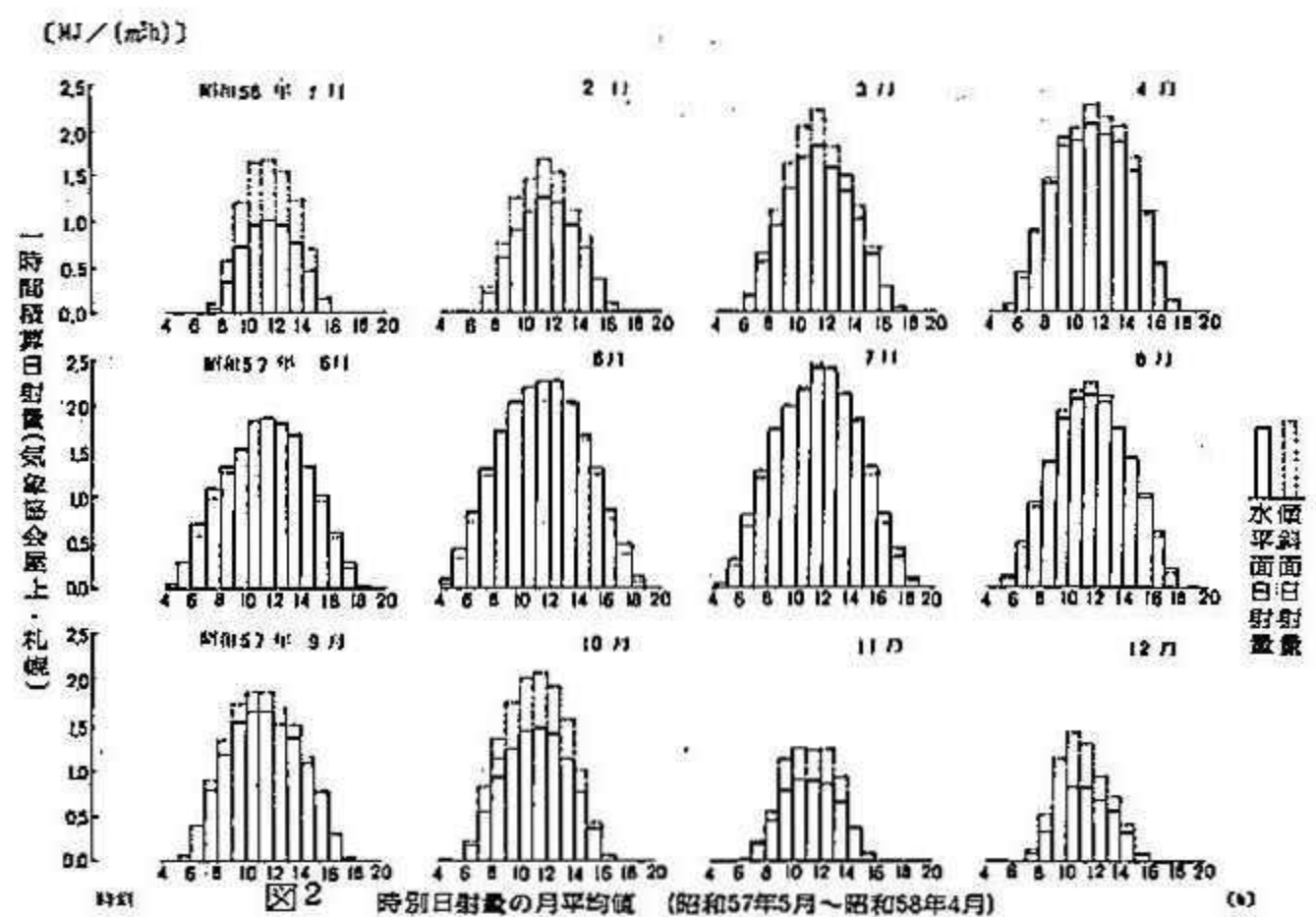


図2 時刻別日射量の月平均値 (昭和57年5月～昭和58年4月)

の方がわずかに多か、たが、それ以外の時刻では水平面の日射量の方が多くなっていた。(図2)

この主因としては、太陽の運行位置の季節変化により水平面への入射角が傾斜面への入射角より大きくなる点が考えられる。

特別観測として、傾斜面日射量のうちの反射成分を除く試みを十数例行った。屋上に積雪がない場合は反射成分はほとんど測定できなかつたが、積雪のある場合では4~8%の反射成分が測定された。また、日射量のうち直達成分を除く試みを数例行い、ほぼ同時刻の札幌の直達日射量と比較した。水平面日射量の直達成分に余弦則を適用したものと、傾斜面日射量の直達成分、札幌の直達日射量の三者はほぼよく一致していた。

直達日射量を大気外日射量と水平面日射量とから推定する方法としてIEAの方法がある。IEAの方法で推定した直達日射量と実測値の比較を行、たところ、晴天時では前者の方がやや少めであり、うすくもりやくもりの時には前者の方が多めであつた。

特別観測の結果とIEAの方法により得られた値を比較した結果のうち二例を図3と図4に示す。IEAの方法で推定した傾斜面日射量は総量で実測値とほぼ一致している。

IEAの方法では傾斜面散乱日射量を水平面散乱日射量から推定する場合に散乱光は全天一様であると仮定する。この仮定がどの程度の誤差を生じるのか、晴れの日、札幌の直達日射光のデータのうち52例を用いて調べてみた。(図5)

その結果、冬季には実測された傾斜面の散乱光が計算値を上回っており、夏季ではその逆であつた。この誤差は傾斜面日射量全体に対して、5月で3%、11月で5%にあたる。原因としては、散乱日射量が太陽周辺に極大をもつ高度角特性をもっており、エアロゾルの多い冬季に太陽周辺散乱光が強まることが考えられる。

4. まとめ

日射の有効利用という観点からは、南中時に太陽と正対する面は冬季においては太陽高度が低いことと、さらに積雪があるために4~8%の反射光が加わるという点で有利であるが、5月から7月にかけての水平面の方が有利である。

傾斜面日射量の推定方法のひとつであるIEAの方法について実測値と比較して検討したところ、総量ではほぼ良い一致がみられたものの、直達成分と散乱成分のみつものに差がみられた。

図3

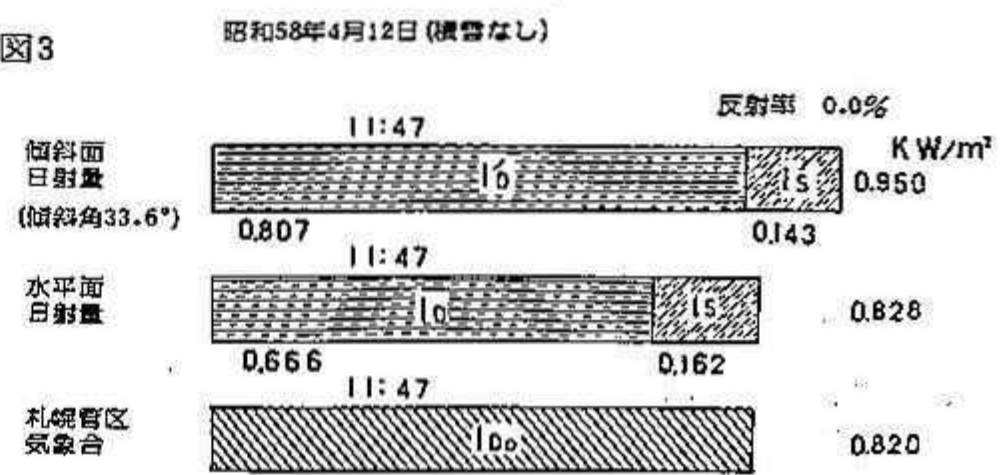


図4

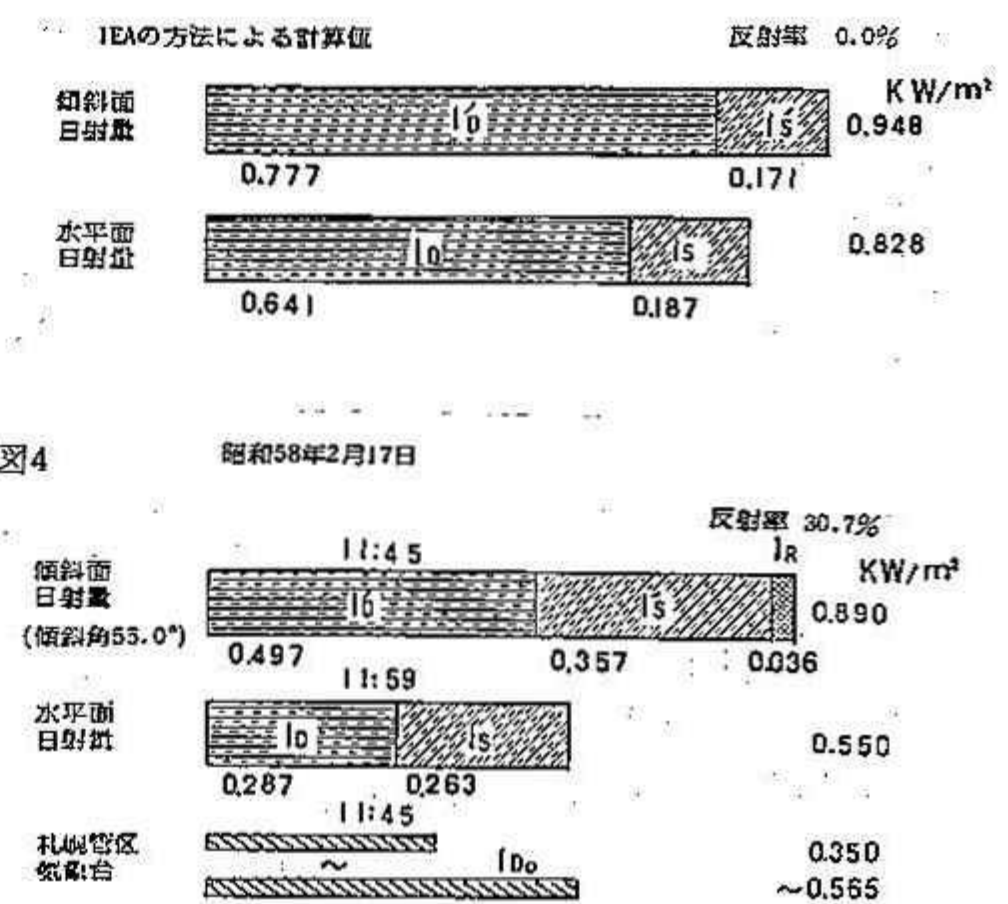
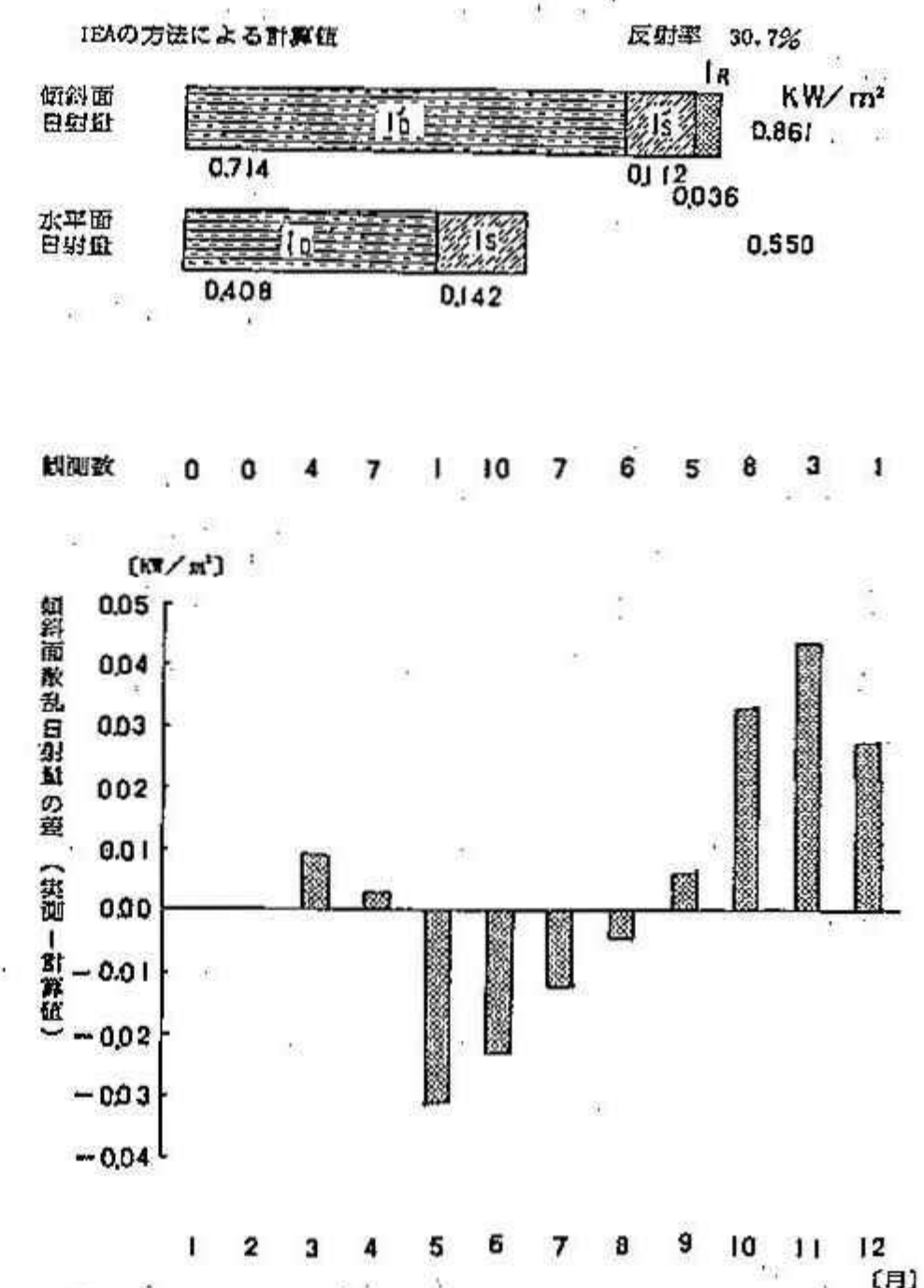


図5



傾斜面散乱日射量の実測値と計算値の差 (昭和57年5月~昭和58年4月)

4 安定な接地境界層内における気温変動について

石川信敬, 本山秀明, 小林俊一
小島賢治 (北大・低温研)

冬期の夜間、晴天、弱風のもとでは放射冷却が卓越し容易に接地逆転層が形成される。この時雪面付近の大気は温度成層を有しているため熱的に安定であり、さらに弱風のため機械的にも安定であると考えられている。しかしこのような安定層内において極めて顕著な気温の変動(ゆらぎ)現象が観測されることがある。今回は1983-84年の冬期の観測から、いかなる気象条件のもとでこの気温変動が現われるかを報告する。

観測は札幌北大低温研の露場で行った。周辺は500m×500mにわたって障害物のない平坦な雪原になっている。観測項目は
気温: 通風サーミスター(φ2.3mm, 時定数20秒以下(空中), 雪面上2点(0.1m, 1.0m))
風速: 3杯光電式風速計(水平風速1.0m) 超音波風速計(垂直風速2点(0.5-1.0m, 5m))

表面温度: 赤外線放射温度計である。それぞれの値は、サンプリングタイム20秒で収録した。

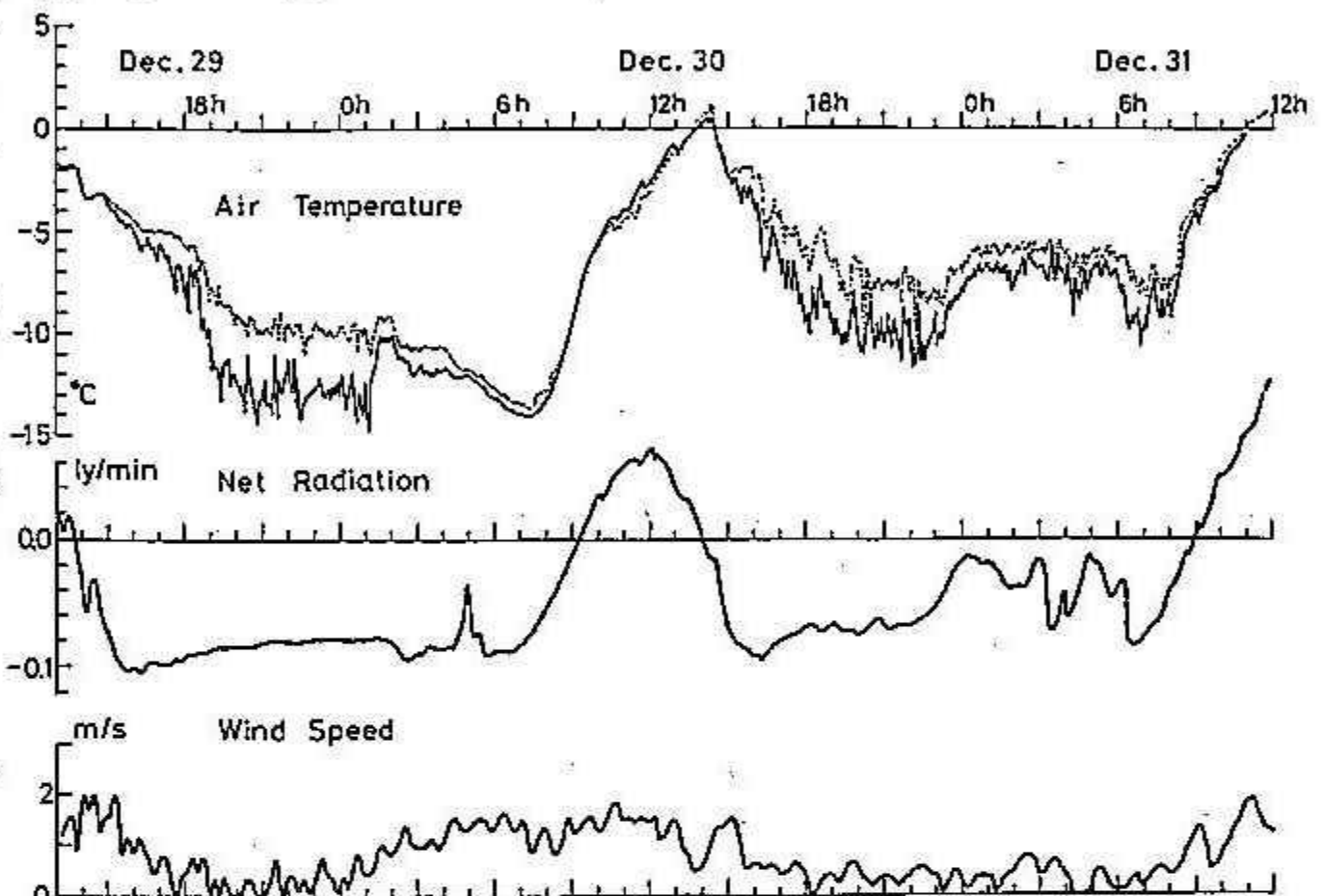
第1-a図には5分平均値にした気温(°C)(0.1m:実線, 1.0m:点線), 放射収支量(ly/min), 水平風速(m/s)の時間変化(12月29日13時-31日12時1983年)を示したものである。夜間で放射収支量が負(-0.07 ly/min以下), 風速が小(0.6 m/s以下)の気温下降期に顕著な気温の変動がみられ、雪面に近い程その値は大きくなる(29日17時-30日01時, 30日16時-22時, 31日04時-07時)。夜間で気温が低くても風が強くなると変動は現われない(30日01時-07時)。さらに気温上昇期には全く変動が現われていない。なおこのような気温の変動は、データの平滑時間を長くしたり、時定数の大きい温度センサーを用いたりすると不明瞭になる。

気温の変動を

(a) 5分毎の気温変化 $\Delta T = T^n - T^{n-1}$ (符号は正の時、温度上昇(加熱)期, 負の時、温度下降(冷却)期を意味する。)(第1-b図)

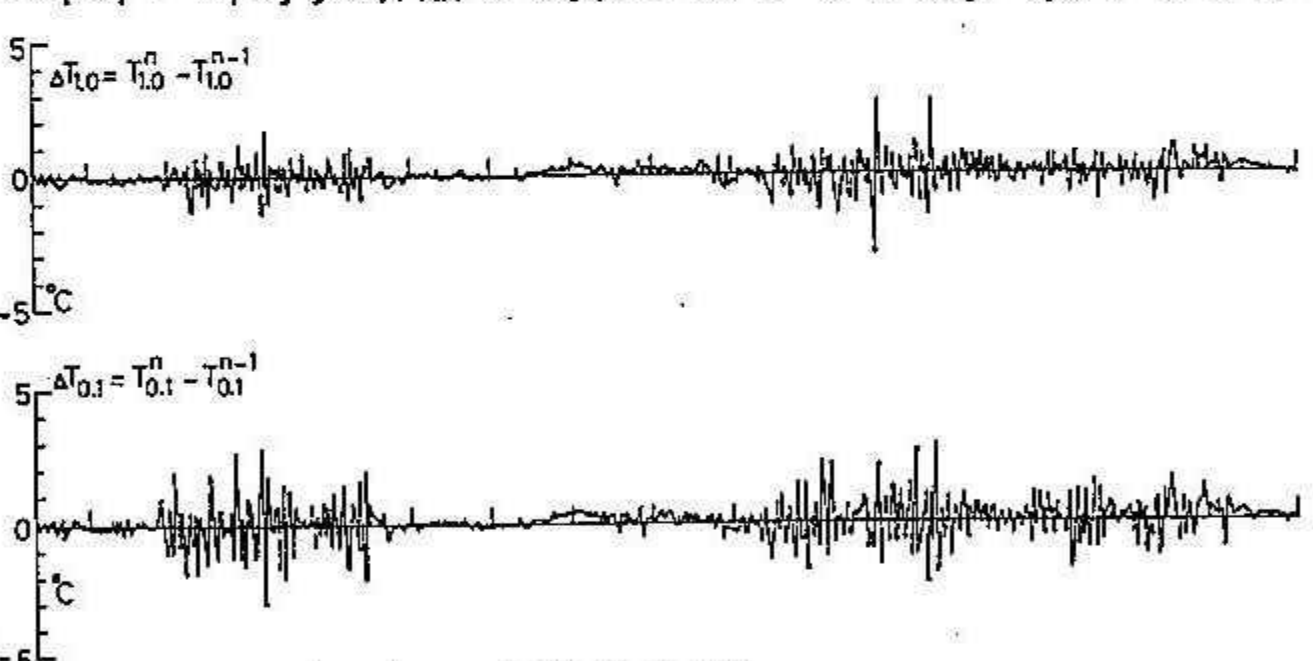
(b) 気温の分散 σ_T^2 (第1-c図) で表わすことにする。ここで分散は $\sigma_T^2 = \frac{1}{N} \sum (T_i - \bar{T})^2$ であり、20秒毎の測定値を用いて5分平均値を求め、その分散を算出した(N=13個)。

気温上昇期には ΔT は一様に正の値をとり分散も小さいが、気温の

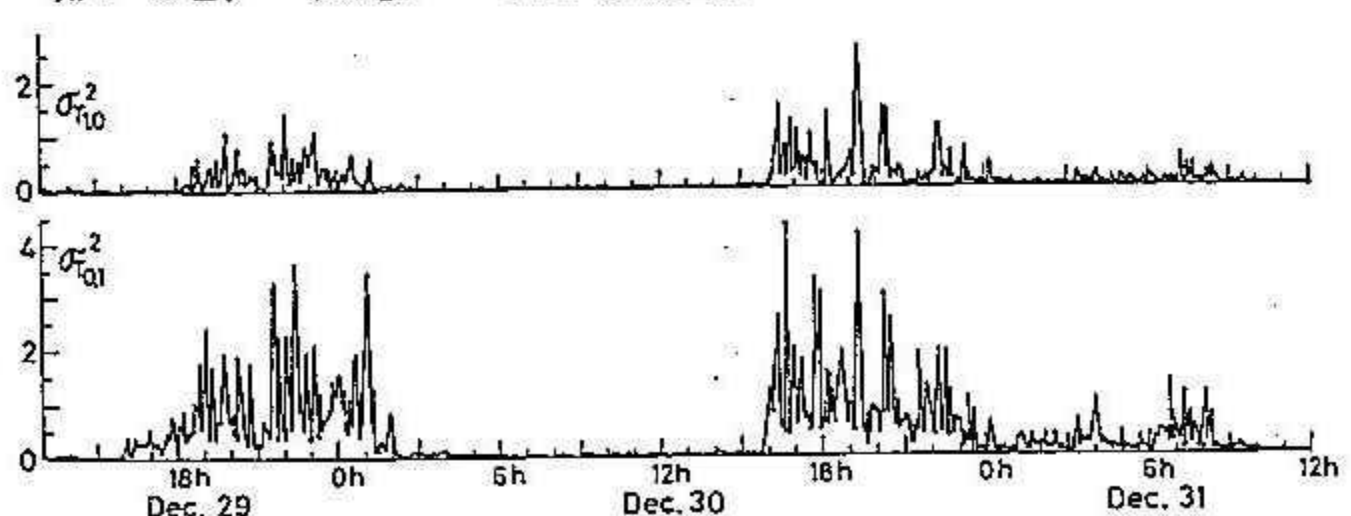


第1-a図 気温, 放射収支, 風速の時間変化

第1-b図 気温の時間変化図



第1-b図 気温の時間変化図



第1-c図 気温の分散(5分間値)の時間変化図

下降期では ΔT はゼロを中心に大きく変動し、分散も大である。いずれも雪面に近い0.1m高度の方が大きくなっている。

第2図は温度差と分散(0.1m高度の気温)の関係をみたもので、横軸は30分平均温度差(ΔT)、縦軸は5分毎に求めた分散の30分平均値($\overline{\sigma^2}$)である。温度差が1°C以上になると急激に分散が大きくなり気温変動が顕著になっていることがわかる。

第3図には分散(0.1m高度の気温)と大気安定度(リチャードソン数 Ri)の関係を示した。いずれも5分毎に求めた値を30分平均値にしてある。なお、

$$Ri = \frac{g}{T_0} \frac{T_2 - T_1}{(V_2 - V_1)^2} z \ln(z_2/z_1)$$

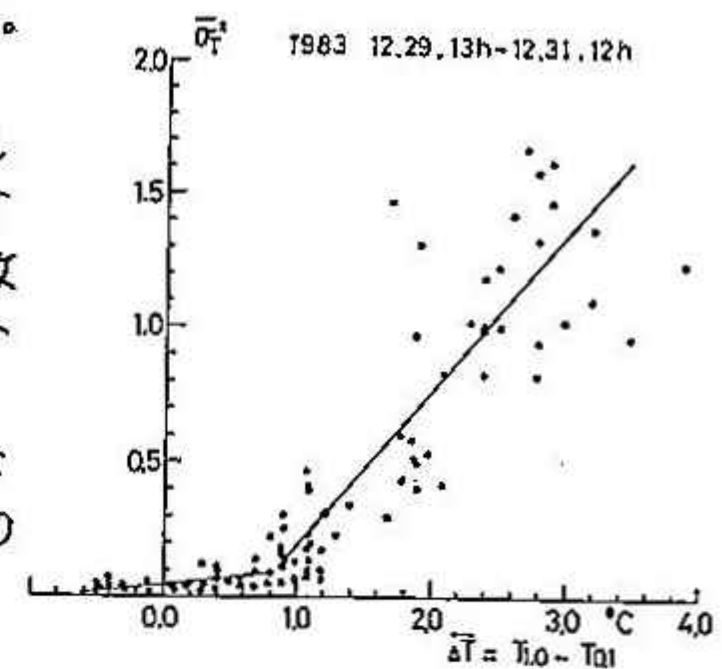
から算出した。 T_1, V_1 と T_2, V_2 は高度 z_1, z_2 における気温と風速であり、 $T_0 = (T_1 + T_2)/2$ 、 $z = \sqrt{z_1 \cdot z_2}$ ($z_1 = 0.1m$, $z_2 = 1.0m$)として求めた。臨界リチャードソン数 $Ri = 0.25$ を点線で示したが、この値以上になると大気はもはや乱流状態でないといわれる。大気安定度が増す程、分散が大きくなっているが、特に臨界リチャードソン数以上になると急激に増加している。

気温の変動は快晴弱風時ばかりでなく、強風帯でも観測されることがある。第4-a図は南極みずほ基地(斜面下降風帯に位置する)における30m気象観測タワーで測定された気温の時間変化である(1980年7月11日-13日)。1-16m高度の気温は、ほぼ同じ変化傾向を示しているが、30m高度の気温には極めて特異な変動がみられる。

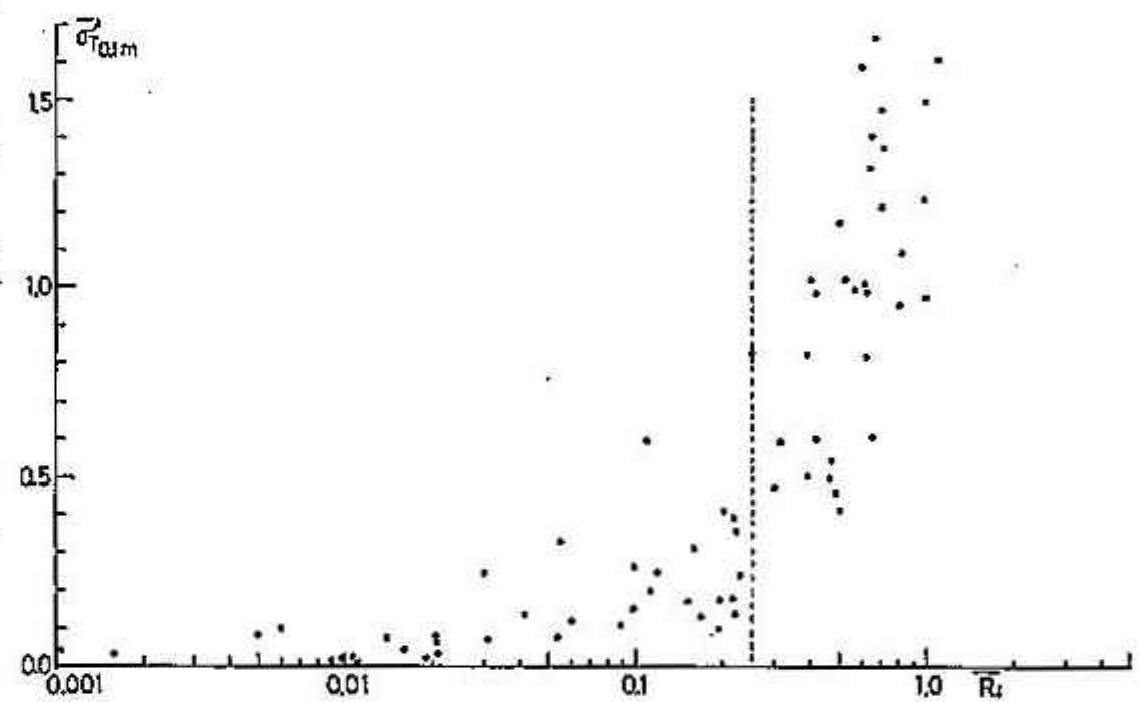
第4-b図にはリチャードソン数の時間変化も示したが、1-16m層のリチャードソン数は0.04以下であり、一方16-30m層のリチャードソン数はより大きな値をとっている。 Ri が臨界リチャードソン数(0.25)を越える付近から気温の変動は大きくなっている。

第4-c図にはリチャードソン数の時間変化も示したが、1-16m層のリチャードソン数は0.04以下であり、一方16-30m層のリチャードソン数はより大きな値をとっている。 Ri が臨界リチャードソン数(0.25)を越える付近から気温の変動は大きくなっている。

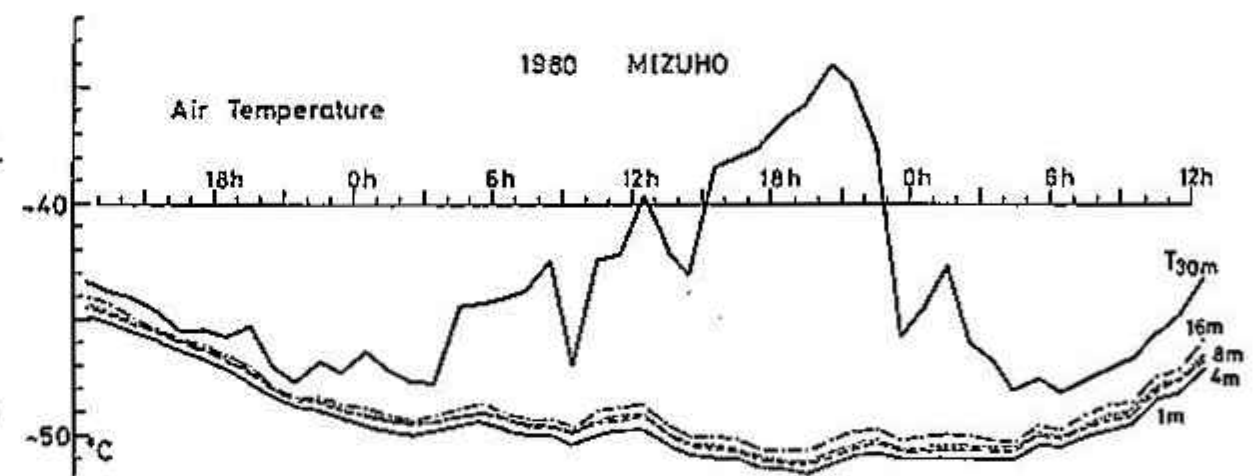
このように安定な大気中で観測される気温変動は温度勾配が大きくなり、たまたまで顕著になっていることがわかった(第2図)。すなわち、放射収支が負の時、大気の安定度が臨界リチャードソン数以上になり、機械的な乱れ(乱流)が抑えられ鉛直混合が弱められると温度勾配が大きくなる。この時、何らかのじょう乱があれば気温に変動が生じるようになる。安定な大気では間断的な乱れや、内部重力波の存在が報告されているが、今後はそのようなじょう乱と気温変動の関係について解析を進めていく。



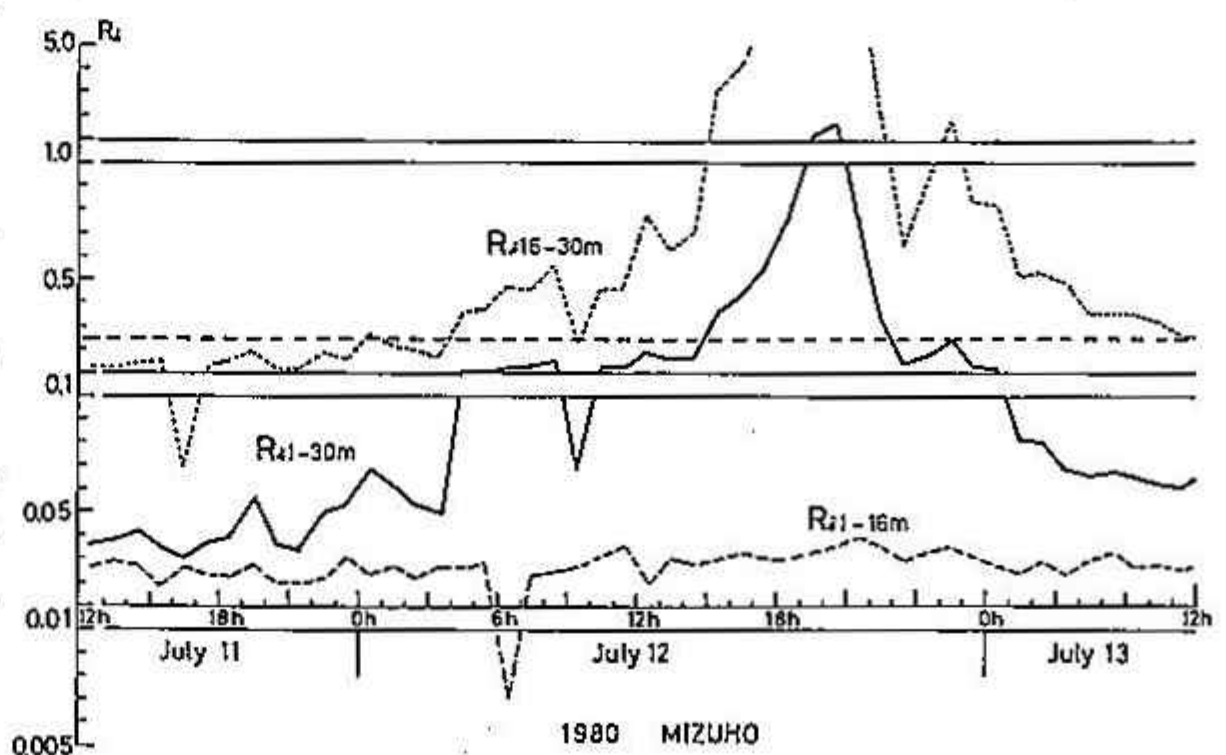
第2図 温度差と分散



第3図 大気安定度と気温の分散
(点線は臨界リチャードソン数 $Ri = 0.25$)



第4-a図 みずほ30mタワーにおける気温変化



第4-b図 大気安定度の時間変化図(みずほ基地)

5 積雪期のヒートアイランドの研究

大平 貴裕 (北大・環境)
播磨屋 敏生 (北大・理)
谷 口 恭 (北大・理)

1. はじめに

ヒートアイランド現象は、都市気候の重要な特徴として認識されており、その観測例は多数ある。しかし、北海道の大部分の都市のように、冬季、積雪に覆れる都市について、その積雪が都市のヒートアイランドに及ぼす効果を研究した例は、殆どない。そこで、我々は、積雪期の初期と積雪が約1mの時期とに、岩見沢市で観測を行い、積雪の効果について考察した。岩見沢市は、石狩平野東縁に位置し海陸風の影響を受けにくく、しかも、周辺部の境界が比較的明瞭である。また、人口は、84,112人(84年1月)である。

2. 観測方法

日中と早朝に、自動車による移動観測で、サーミスタ温度計を用いて気温を測定した。測定点は水平分布図の黒丸である。センサーの高度は、地上約2.7mである。

3. 観測結果

(a) 日中

日照の有無と積雪の状態によって、4つに分類し、さらに降雪日を加えて、それぞれのヒートアイランドの強さを、表1に示す。日照があった場合、新雪のとき(図1)は、ヒートアイランドが弱く、古い積雪のとき(図2)は、ヒートアイランドが比較的顕著である。

このことは、日照があるとき、新雪は、都市全域をほぼ一様なアルベードにし、一方、古い積雪は、都心部ほど黒っぽくアルベードが小さい、ということに起因していると考えられる。

(b) 早朝

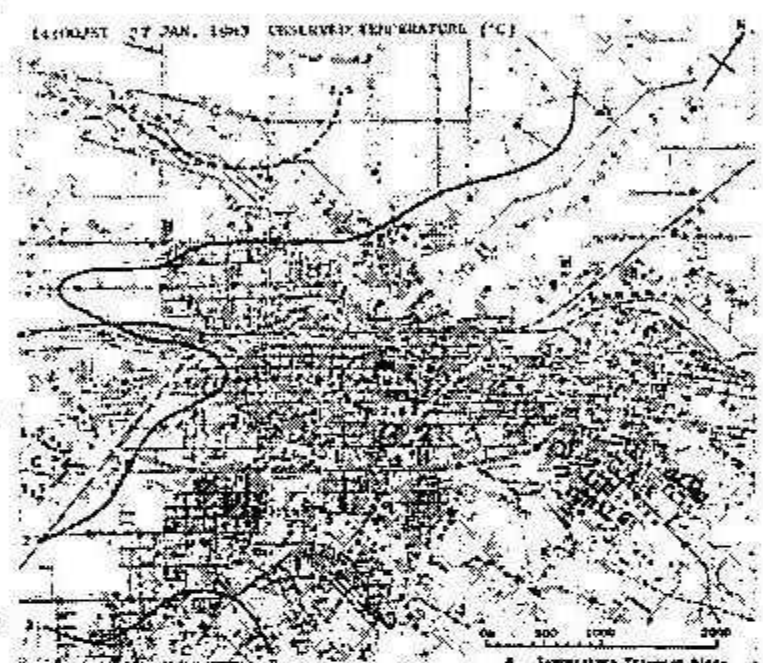
晴れた日と曇った日に分け、さらに、積雪が多い時期と少ない時期とに分け、表2に示す。晴れた日は、積雪の多少で、強さはあまり変わって

date	time(JST)	warmest(°C)	coldest(°C)	heat island intensity(°C)
bright sunshine				
fresh snow cover				
27 Jan.	14:00	2.7	1.3	1.4
1 Mar.	14:45	-1.0	-2.5	1.5
23 Nov.	13:30	6.4	4.8	1.6
old snow cover				
28 Jan.	14:00	6.5	2.8	3.7
9 Mar.	14:30	0.9	-2.2	3.1
29 Nov.	13:30	5.9	-1.4	7.3
no bright sunshine				
fresh snow cover				
16 Mar.	14:00	2.2	-0.8	3.1
old snow cover				
28 Feb.	14:45	-3.0	-5.8	2.8
snow fall				
1 Feb.	14:45	-1.7	-3.2	1.5
21 Nov.	13:30	3.9	2.0	1.9

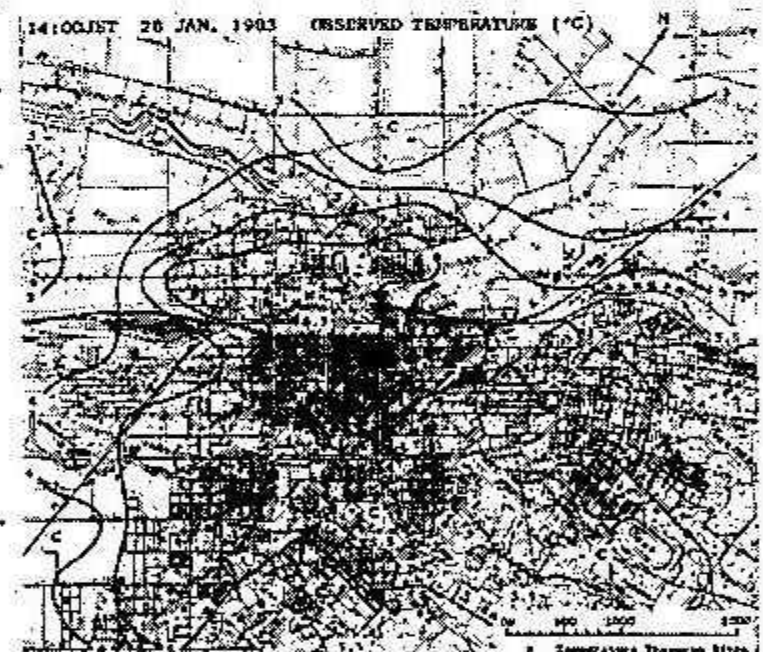
▲表1 日中のヒートアイランドの強さ

date	time(JST)	warmest(°C)	coldest(°C)	heat island intensity(°C)
clear				
deep snow cover				
10 Mar.	05:00	-5.4	-12.0	6.6
29 Jan.	06:00	0.8	-8.8	9.6
2 Mar.	05:30	-8.4	-16.0	7.6
17 Mar.	05:00	0.7	-3.0	3.7
shallow snow cover				
29 Nov.	00:00	-1.3	-7.8	6.5
29 Nov.	05:00	-6.5	-11.6	5.1
cloudy				
deep snow cover				
1 Mar.	05:15	-5.6	-8.6	3.0
shallow snow cover				
24 Nov.	05:00	3.6	1.4	2.2
30 Nov.	05:00	4.9	-3.6	8.5

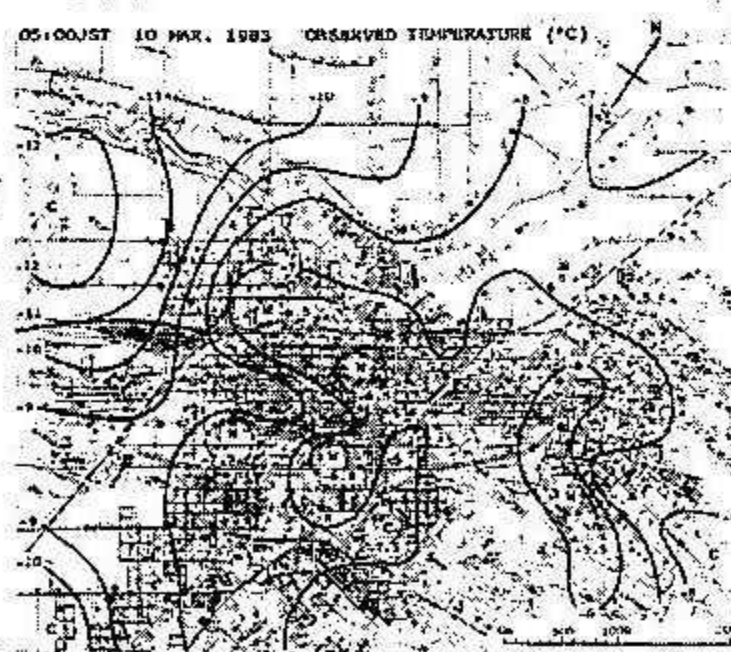
▲表2 早朝のヒートアイランドの強さ



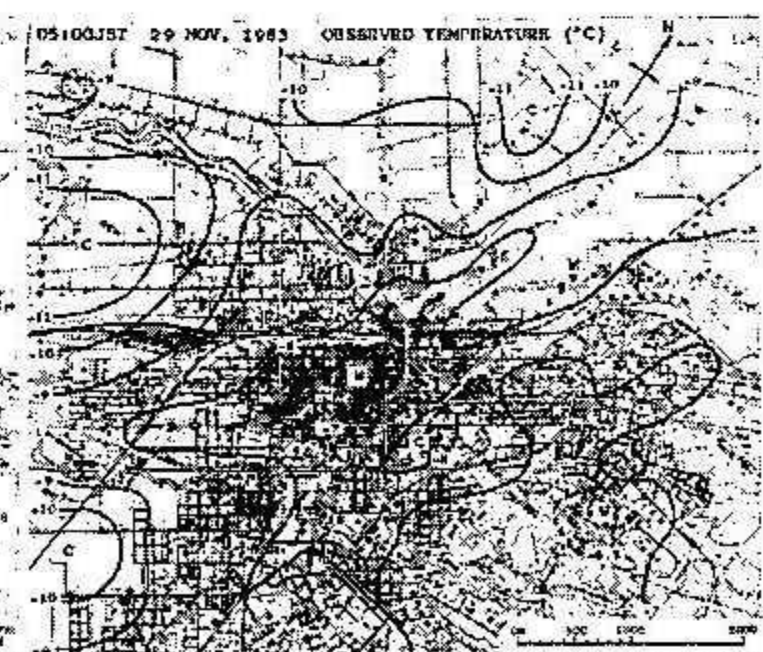
▲図1 1983年1月27日14:00(日照あり、新雪)の気温水平分布



▲図2 1983年1月28日14:00(日照あり、古い積雪)の気温水平分布



▲図3 1983年3月10日05:00(快晴、積雪92cm)の気温水平分布



▲図4 1983年11月29日05:00(快晴、積雪19cm)の気温水平分布

ない。しかし、等温線のパターンは、積雪が少ないとき(図4)の方が、多いとき(図3)よりも複雑なようである。

4. 重回帰線形モデル

積雪が都市の土地利用形態に及ぼす効果を調べるため、重回帰線形モデル(1)を適用し、重相関係数・偏相関係数を計算した(表3)。

$$T = b_0 + b_1 A + b_2 C + b_3 D \quad (1)$$

T: temperature (°C)
A: altitude (m)
C: land use category (1-6)
(after Leduc et al., 1980)
D: distance from city center point (km)

(a) 日中

気温と土地利用との偏相関係数 $r_{TC(AD)}$ を見ると、新雪の場合は、日照のあった日が、日照のなかった日に比べ小さい。古い積雪の場合は、日照のあった日の方が、やや大きい。このことから、日照がある場合、新雪は土地利用を均一化し、古い積雪は土地利用による差を大きくする傾向がある、といえる。

(b) 早朝

放射冷却の指標として、気温と高度との偏相関係数 $r_{TA(CD)}$ を見る。すると、放射冷却が強く、積雪が多いとき(3月10日、1月29日)だけが、土地利用との偏相関係数が小さいことがわかる。したがって、約1mの積雪は、放射冷却が強い日に、土地利用を均一化する傾向があるといえる。これは、大気が非常に安定な場合、相対的に割合が増す地中からの伝導熱を積雪が遮断し、均一化するためと考えられる。

5. エネルギー収支モデル

モデルの概要と再現性は、1983年秋季大会(219)で発表したもので、ここでは割愛する。

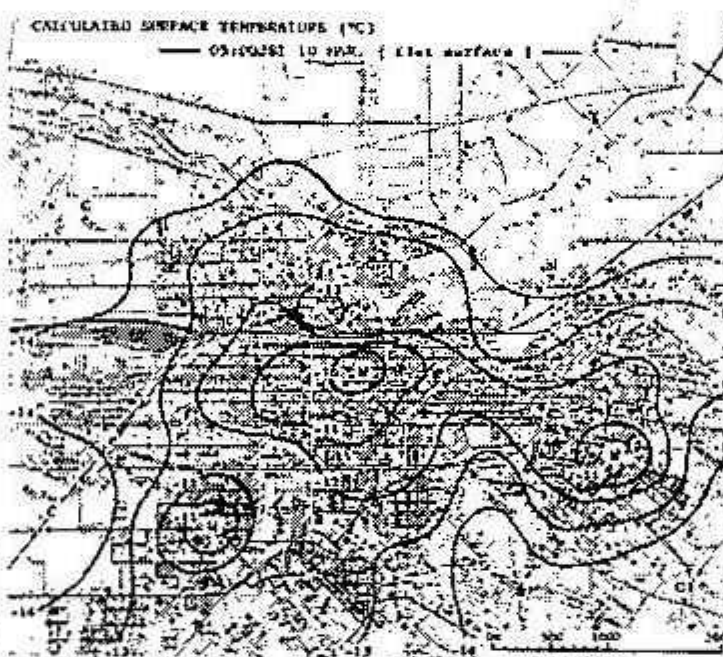
ほぼ快晴で積雪が約1mあった3月10日の計算結果(図5)と、この日の条件を使い地上のパラメータを変えて計算した積雪のない場合とを比較する。主として郊外の土壌を、例1は砂(空隙率40%、含水率20%で凍結)、例2は粘土(同)、例3は泥炭(同)、例4は泥炭(空隙率80%、含水率40%で凍結)、例5~8は、それぞれ、例1~4の土壌水が凍結していない状態、として計算した。図6は、例3のもので、図5と等温線パターンが似ている。計算結果をまとめたのが、表4である。砂状や粘土状土壌を郊外にもつ場合は、1.8, 2.0℃(積雪なし)→4.8℃(約1mの積雪)となり、積雪はヒートアイランドを強める。泥炭状土壌の場合は、例4を除けば、3.9, 5.6, 5.8℃→4.8℃となり、変化は小さい。実際、岩見沢市では、北西側の郊外は泥炭状土壌であるため、積雪の多少により、ヒートアイランドの強さは、殆ど変わらなかった(表2, 図3, 4)。

6. 結論

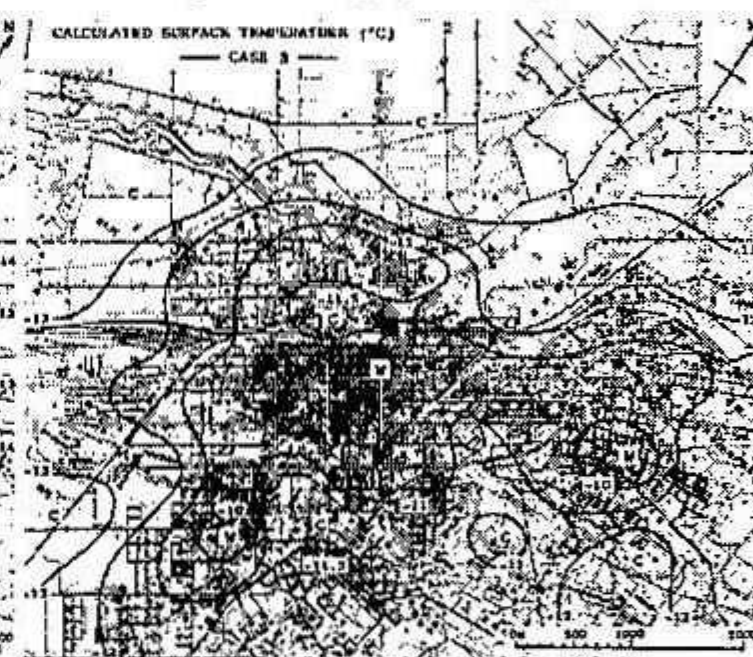
積雪の効果をまとめると、(i) 日照のある日中、新雪は都市全域のアルベードを均一化し、ヒートアイランドを弱める。一方、古い積雪は都心部と郊外とのアルベードの差を大きくし、ヒートアイランドを強める傾向をもつ。(ii) 早朝については、砂状や粘土状の土壌を郊外にもつ都市では、約1mの積雪はヒートアイランドを強める。泥炭状土壌を郊外にもつ都市では、ヒートアイランドの強さに、大きな変化をもたらさない。

date	time(JST)	$r_{T(ACD)}$	$r_{TA(CD)}$	$r_{TC(AD)}$	$r_{TD(AC)}$
bright sunshine / fresh snow cover					
27 Jan.	14:00	0.673	0.518	0.162	-0.440
1 Mar.	14:45	0.524	0.107	0.130	-0.375
23 Nov.	13:30	0.789	0.436	0.222	-0.644
bright sunshine / old snow cover					
28 Jan.	14:00	0.816	0.511	0.509	-0.527
9 Mar.	14:30	0.630	0.321	0.419	-0.219
29 Nov.	13:30	0.496	0.104	0.413	-0.008
no bright sunshine / fresh snow cover					
16 Mar.	14:00	0.795	-0.331	0.484	-0.468
no bright sunshine / old snow cover					
28 Feb.	14:45	0.696	0.361	0.389	-0.385
snow fall					
1 Feb.	14:45	0.585	-0.210	0.508	0.114
21 Nov.	13:30	0.697	-0.100	0.388	-0.395
clear / deep snow cover					
10 Mar.	05:00	0.747	0.653	0.174	-0.472
29 Jan.	06:00	0.596	0.510	0.320	-0.103
2 Mar.	05:30	0.539	0.339	0.405	-0.025
17 Mar.	05:00	0.660	0.432	0.449	-0.190
clear / shallow snow cover					
29 Nov.	00:00	0.600	0.425	0.375	-0.157
29 Nov.	05:00	0.795	0.729	0.427	-0.301
cloudy / deep snow cover					
1 Mar.	05:15	0.527	0.178	0.481	0.114
cloudy / shallow snow cover					
24 Nov.	05:00	0.715	0.614	0.408	-0.222
30 Nov.	05:00	0.462	0.190	0.424	0.132

▲表3 重相関係数と偏相関係数



▲図5 積雪がある場合の地表面温度分布(計算されたままの平坦面)



▲図6 積雪がない場合の地表面温度分布の計算例(郊外は泥炭状土壌)

case	warmest (°C)	coldest (°C)	heat island intensity(°C)
1	-9.5	-11.3	1.8
2	-9.6	-11.6	2.0
3	-9.8	-13.7	3.9
4	-9.6	-12.1	2.5
5	-9.3	-11.1	1.8
6	-9.7	-11.7	2.0
7	-9.8	-15.4	5.6
8	-9.3	-15.1	5.8
Reference (05:00JST 10 MAR.)			
	-10.1	-14.9	4.8

▲表4 計算されたヒートアイランドの強さ

6 吹雪発生と雪粒子運動の問題点

前野 紀一・石田 完 (北大低温研)

1. 吹雪は、雪粒子が風によって空中に舞い上る現象であるから、その発生条件は、風速によっておおよそ決る。図1は、吹雪の発生状況を風速と気温に対して示したものである。ある臨界風速以上で吹雪が発生することは明らかであるが、臨界風速が、気温の上昇とともに増加する点と、南極と北海道とで値の違う点（実線と破線の違い）が特徴的である。

前者は、雪粒子の付着力と焼結による結合の成長で説明でき、後者は両地点の雪の構造の違いで説明できる¹⁾。しかし、まだ定量的説明は与えられていないのが現状である。

2. いったん空中に舞い上った雪粒子の運動は、重力場での粒子と風の相互作用として理解されるはずである。主風向のみの運動を考えるならば、雪面上の平均風速はいわゆる対数則に従って分布しているので（図2）、雪粒子は上昇とともに風によって加速され、下降とともに、減速される。換言すれば、雪粒子の運動は、主風向の運動量を下向きに輸送することによって、雪面近辺の風速を増加させる。図2の白丸は、吹雪が発生したときの平均風速の実測結果である。雪粒子の運動が盛んな空気層の平均風速は、吹雪の発生のために増加している。

雪粒子は、また、熱エネルギーをも輸送する²⁾。その結果、吹雪が発生すると空気の熱拡散係数は実質的に増大し、吹雪発生時の気温の高度分布は、風速の高度分布と同様に、一様化する。この性質は、これまであまり議論されたことがないが、重要な問題と考えられる。

3. 吹雪の高さは、雪粒子の鉛直方向の運動によって決る。慣性が無視できるほど小さな雪粒子は、風の乱流に追従し、平均的には乱流拡散運動とみなせるであろう。しかし、他のほとんどの雪粒子は、雪面と空中の間の、いわゆる跳躍（saltation）運動を繰り返している。

図3は、跳躍運動をしている雪粒子の軌跡にタイムマークを入れて写真撮影し、各瞬間に雪粒子に作用している鉛直方向の力を、加速度 (f/m) （雪粒子の質量）として目盛ったものである。上昇粒子（ $\times$ ）にも下降粒子（ $\bullet$ ）にも、下向きの力が作用していること、そしてその絶対値が、重力加速度（破線、 9.8 m/s^2 ）より数倍大きいことがわかる。

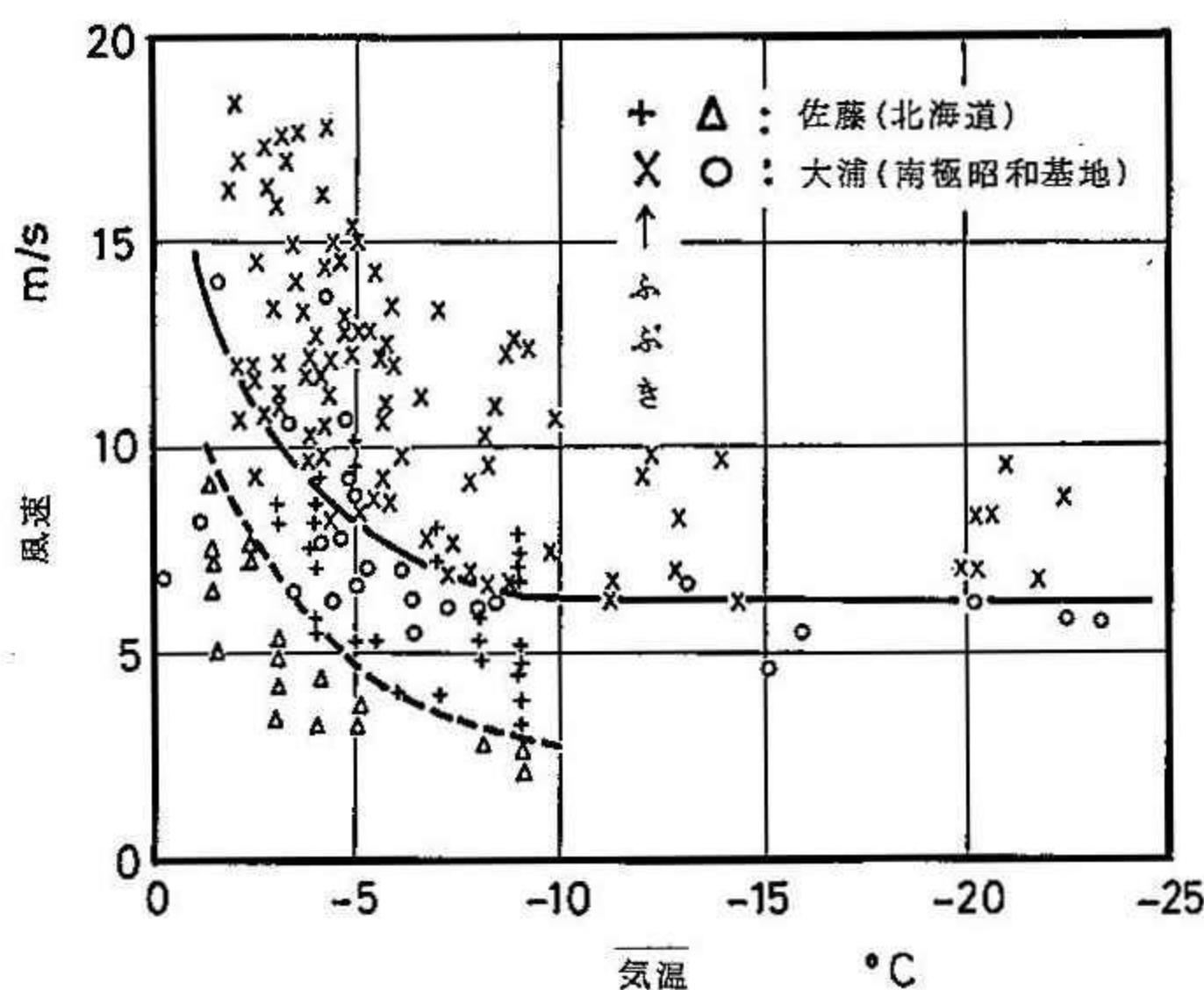


図1

←

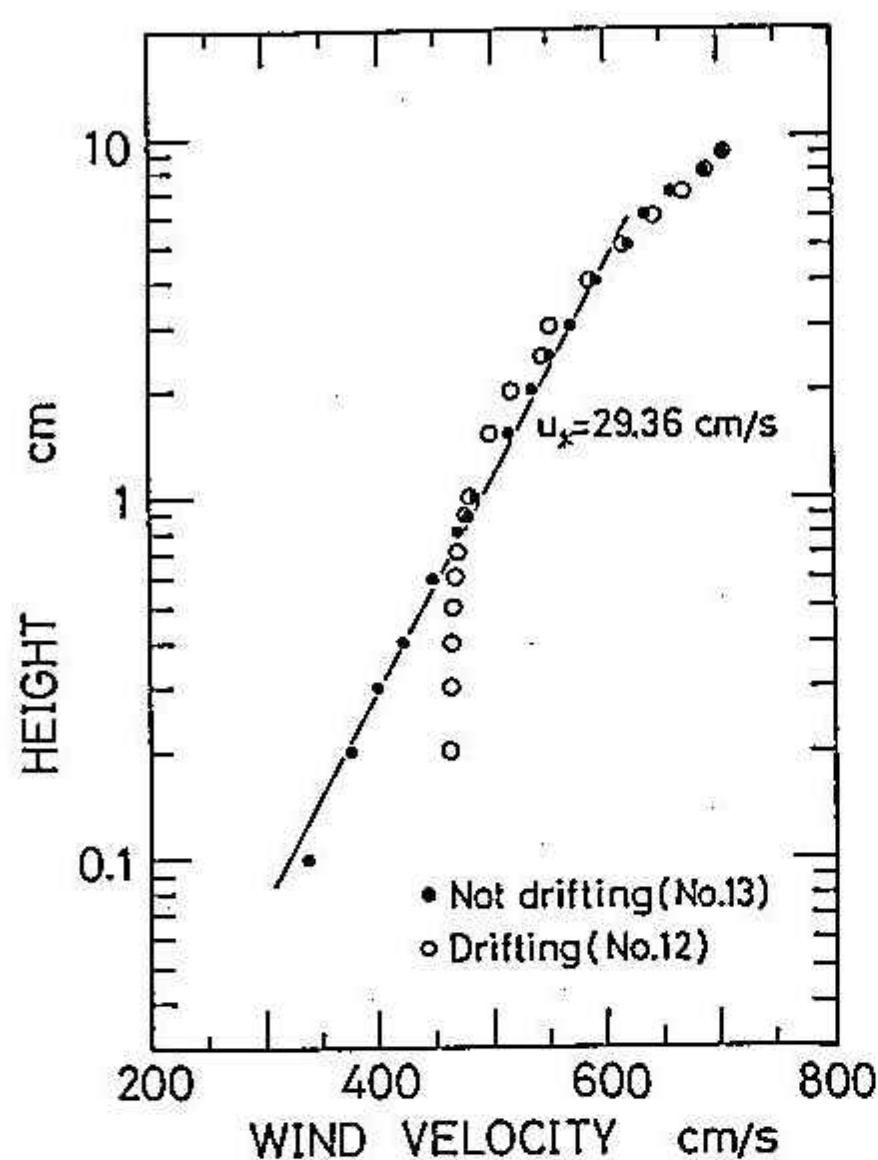
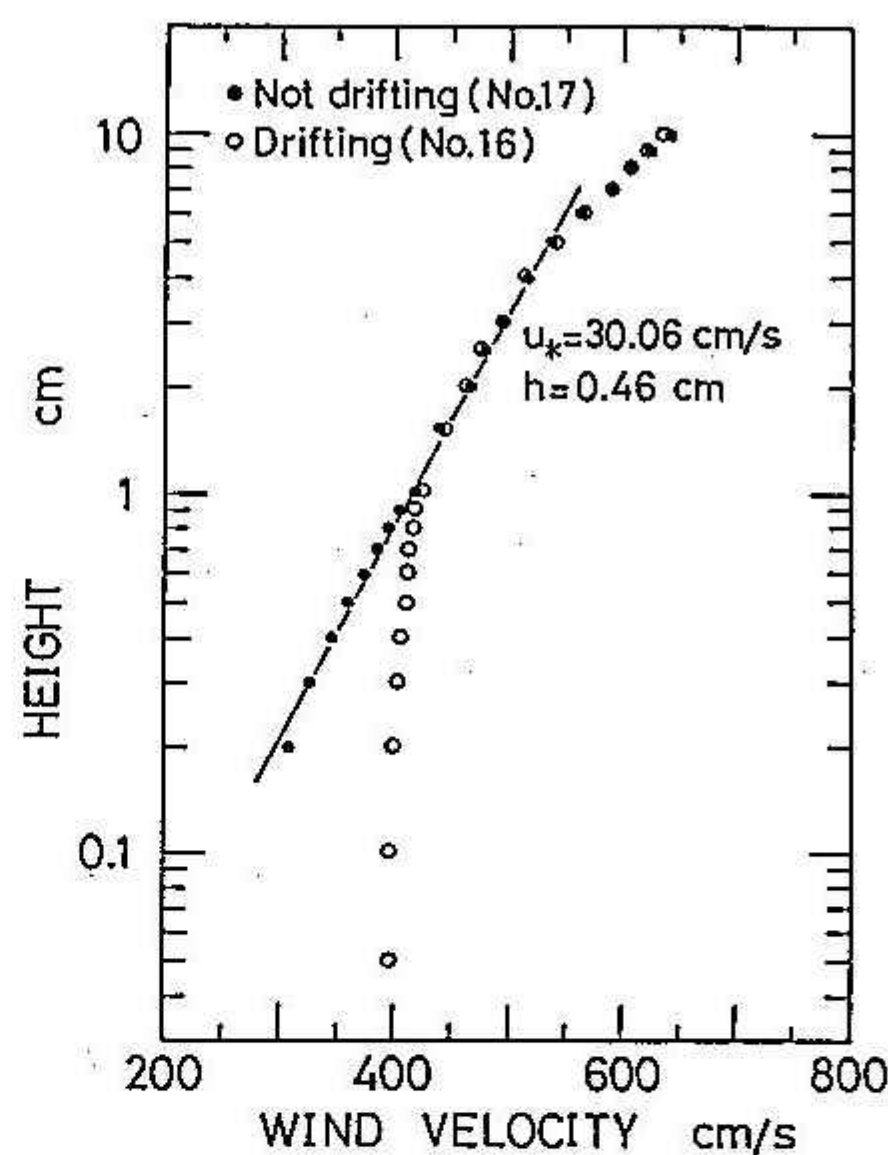


図 2
↔



4. 下向きの力の原因のひとつとして、雪粒子の回転によるマグナス効果が考えられる。しかし、これでは、同一粒子が上昇時にも下降時にも下向きの力を受けることを説明できない。

下向きの力の可能な原因として、静圧分布が考えられる。低温風洞に吹雪を発生させ、静圧管による静圧分布の測定を行った。圧力の測定は、雪面近傍に静圧管を2本上下30 cmの間隔で設置し、歪ゲージ型差圧計で行なった。

雪面上をただ風が吹いているとき、上と下の静圧の差 (Δp) は負で、大きさは、たとえば風速5 m/s のとき、 $\Delta p \approx -1.1 \text{ kg/cm}^2 \approx -3.6 \text{ Pa/m}$ であった。しかし、風速が更に増加し、吹雪が間欠的に起ると、 $\Delta p > 0$ となり、連続的吹雪となった 11.2 m/s のとき、 $\Delta p \approx +2.9 \text{ kg/cm}^2 \approx +9.6 \text{ Pa/m}$ であった。

したがって、吹雪が始まると、静圧の勾配は逆転し、圧力は上が下より高くなり、下向きの力を発生する。ただし、この力は、図3の実測値の $1/100 \sim 1/1000$ にすぎない。下向きの力の原因は、今のところ不明である。

文 献

- (1) 前野(1982) 吹雪の発生機構と雪の流動性. 科学, 52-1, 34-41
- (2) 金田・前野(1980) 吹雪における熱伝達係数の測定. 低温科学, A39, 33-47
- (3) Araoka, K. & Maeno, N. (1981) Dynamical behaviors of snow particles in the saltation layer: Mem. Natl. Inst. Polar Res., 19, 253-63.

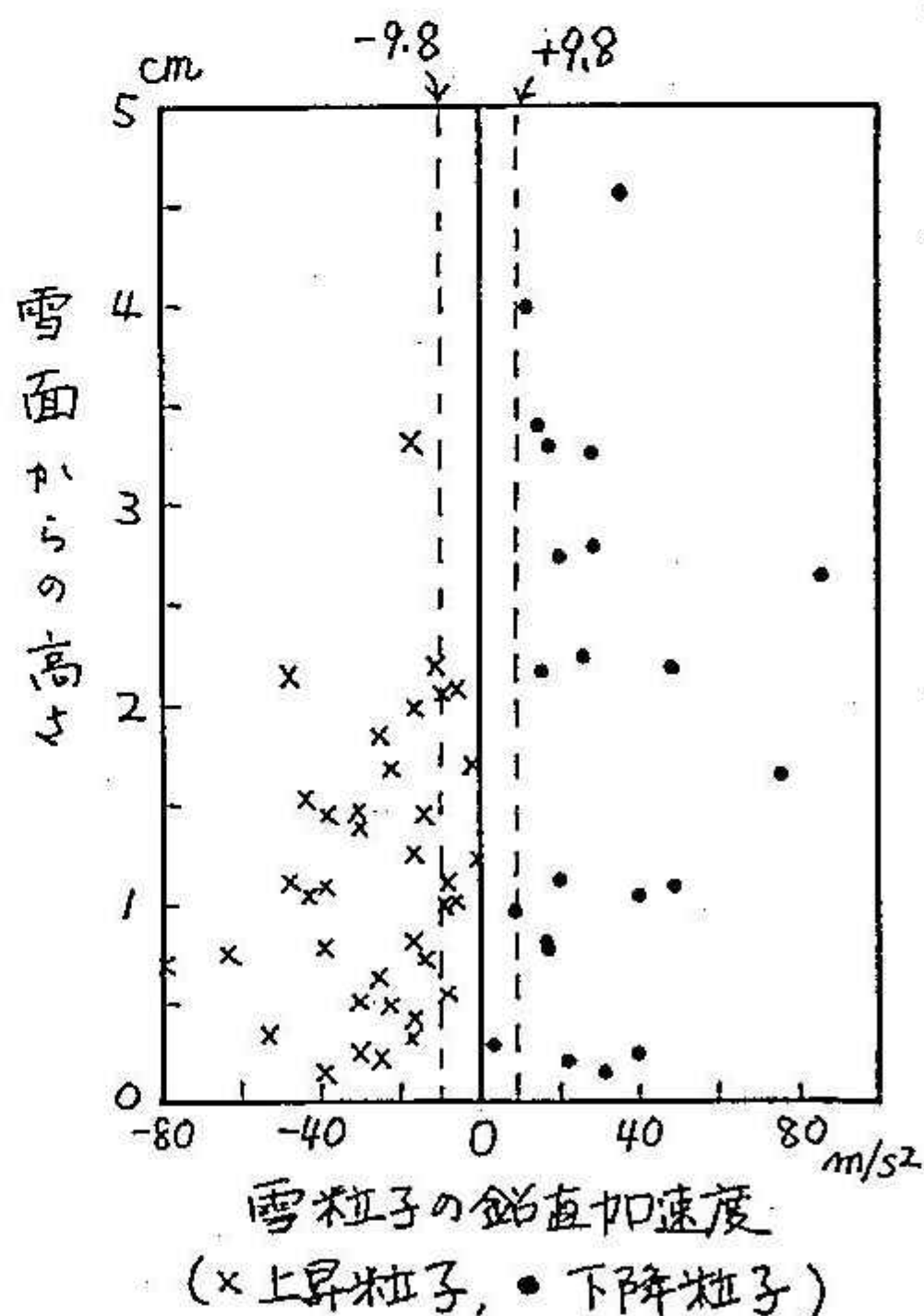


図 3 ↑

7 ノンリフトバルーンの気流への応答特性

(財)日本気象協会北海道本部 佐竹 正治
同 上 竹内 敬二

1. ノンリフトバルーンとは

上空の比較的大きい気流の動きをつかみたいとき、テトラーンと称している正四面体(辺長1.2m 容積230ℓ)の気球を所定の高度でバランスさせて、気流に乗せて流しこれを追跡する方法をとる。テトラーンは合成樹脂ポリエステルを用い内圧を外圧より高めにしておくことにより容積が一定に保たれる性質をもっている。所定の高度の密度とバランスするように浮力を与えると、空気の等密度面を浮遊すると考えられる。このように調整されたテトラーンをノンリフトバルーンと呼んでいる。

2. 気流への応答特性をもとめるにあたって

ノンリフトバルーンを用いれば上層の気流を追跡でき、ごくはやい気流の変化を別とすればバルーンは天気と同じ運動をするといわれている。しかし我々が用いているバルーンの気流への応答特性については十分調べられているとはいえない。今回、鉛直気流への応答特性を数値計算により調べたので報告する。

3. 用いた計算式

テトラーンの場合には運動方程式が複雑となるため、バルーンは球形であると仮定する。このような仮定のもとに計算をおこなう、その結果は定性的にはテトラーンに当てはまると考えられる。球形バルーンの運動方程式の鉛直成分は次のようになる。

$$M_b \frac{d^2 Z_b}{dt^2} = M_a \frac{dw}{dt} + \frac{1}{2} M_a \left(\frac{d^2 Z_b}{dt^2} - \frac{dw}{dt} \right) - g(M_b - \rho_a V_b) - \frac{1}{2} \rho_a A_b C_d \left(\frac{dZ_b}{dt} - w \right) \left| \frac{dZ_b}{dt} - w \right| \quad (1)$$

M_b ; バルーン系の重量
 M_a ; バルーン系と同高度、同体積の空気の質量
 V_b ; バルーン系の体積
 A_b ; バルーンの最大水平断面積
 ρ_a ; バルーン平衡高度における大気密度
 C_d ; バルーンの空気に対する抵抗係数
 Z_b ; バルーン高度
 w ; 鉛直風速
 t ; 時間
 g ; 重力加速度

左辺はバルーンに働く総力を示し、右辺第一項、第二項はポテンシャル流に対する抗力、第三項は浮力、第四項はバルーンと空気との摩擦抵抗を示す。浮力項以外では、 M_a と M_b の違いは大きな影響を与えないため、浮力項以外で $M_a = M_b$ と仮定すると、(1)式は次のように書ける。

$$\frac{d^2 Z_b}{dt^2} = -\frac{2}{3} g \left(\frac{M_b - \rho_a V_b}{M_b} \right) - \frac{1}{3} C_d \rho_a \frac{A_b}{M_b} \left(\frac{dZ_b}{dt} - w \right) \left| \frac{dZ_b}{dt} - w \right| + \frac{dw}{dt} \quad (2)$$

もし、鉛直風がなく、摩擦抵抗の項が無視し得るならば(2)式は自由振動の式となり、バルーンは大気の等密度面を中心に次の様な振動数で上下振動を行う。

$$\omega_0 = \left[\frac{2}{3} \left(\frac{\Gamma_a (1-\alpha) - \Gamma_0}{T_0} \right) \right]^{1/2} \quad (3) \quad \text{ただし} \quad \alpha = \frac{P_0}{V_b} \frac{dV_b}{dP}$$

Γ_a ; $g/R = 2.42 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ \text{K} / \text{m}$ P_0 ; バルーン浮遊高度の大気圧
 T_0 ; バルーン浮遊高度の気温($^\circ \text{K}$) R ; 空気の気体定数 ($2.87 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ sec}^2 \text{ } ^\circ \text{K}^{-1}$)

Γ_a は等密度大気の気温減率に等しい。なおここでは α によってバルーンの体積がまわりの大気圧によって変化する影響も考慮した。(α≒0.3)

バルーンは鉛直風によって上下変動するばかりではなく、大気の等密度面の変動によっても上下変動する。高度 Z_0 にある空気塊が断熱的に上下変動するならば、それに伴う大気の等密度面の変化は次のようになる。(Massman (1978))¹⁾

$$[Z_0(t) - \bar{Z}_0] = \frac{\Gamma_d - \gamma}{\Gamma_a - \gamma} [Z_a(t) - \bar{Z}_a] \quad (4)$$

$Z_0(t)$; 大気の等密度面高度
 $Z_a(t)$; 大気の等温位面高度

Γ_d ; 気温の乾燥断熱減率

$W = (d/dt)[Z_a(t) - \bar{Z}_0]$ であるから、(3)、(4)式を用いて、 $X(t) = Z_b(t)$ という変数変換をおこなうと、(2)式は次のようにかける。

$$\frac{d^2 X}{dt^2} + c \left(\frac{dX}{dt} \right) + \omega_a^2 (1 - \kappa) [Z_a(t) - \bar{Z}_0] = 0 \quad (5) \quad c = \frac{1}{3} C_d \frac{A_b}{V_b} \quad (6) \quad \kappa = \frac{\Gamma_d - \gamma}{\Gamma_a - \gamma} \quad (7)$$

鉛直風がない場合、および大気が正弦振動している場合について上式を数値的に解いた。以下の計算では $C_d = 0.7$ 、観測に用いたバルーンでは $\omega_a = 0.53 \text{ m}^{-1}$ である。

4. 計算結果

$Z_a(t) - \bar{Z}_0 = \Delta Z_a \sin(\omega t)$ を(5)式に代入し、初期条件 $t = 0$, $X = Z_b - Z_a = 0$, $dZ_b/dt = 0$ すなわち $dX/dt = -dZ_b/dt$ として積分をおこなった。定常状態には、 t ときのバルーンの変動の振幅を、大気振動の振幅 ΔZ_a で割ったものを振幅利得とし、図1、3に示し、位相のずれとの関係を図2、4に示した。図1、2は振幅 ΔZ_a 、図3、4は気温減率 γ が変化した場合である。大気振動の周期が短い場合には振幅利得は1に近い値を持つが、長くなるにつれて小さくなり、 γ によっても一定値に近づく。また ΔZ_a が小さい程、速く一定値に近づく。位相の進みは、振動周期20~30分以下では ΔZ_a が小さい程大きく、それ以上の周期では逆となる。また γ が大きい程位相の進みが大きい。全般に周期が10~30分程度のときに、最も大きな位相の進みが起こっている。

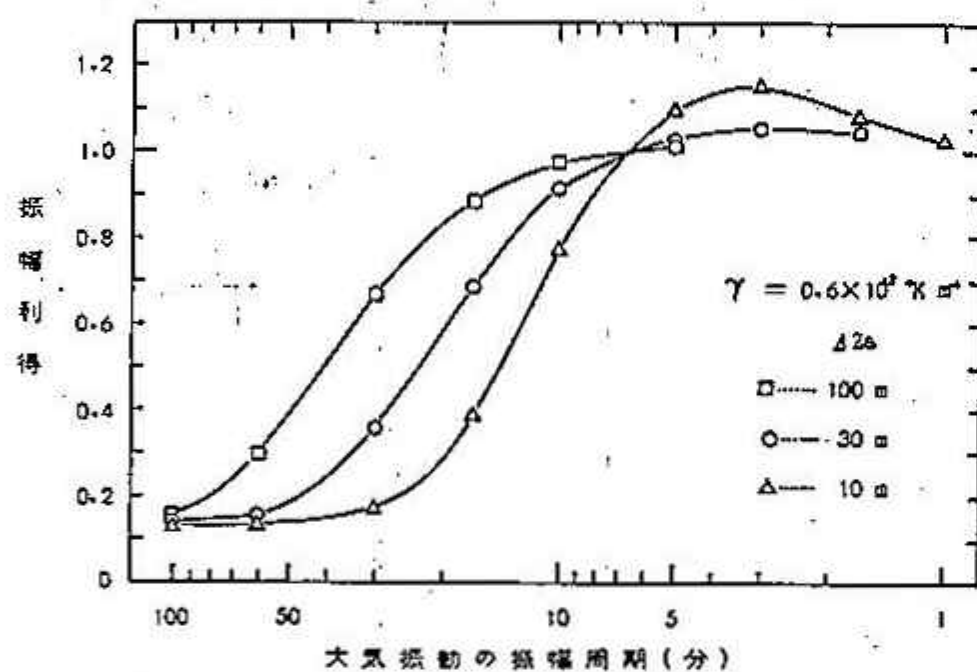


図1 大気が正弦振動している場合、その振動周期とノンリフトバルーンの振幅利得との関係。 ΔZ_a は正弦振動の振幅。気温減率は $0.6 \times 10^3 \text{ K m}^{-1}$ とした。

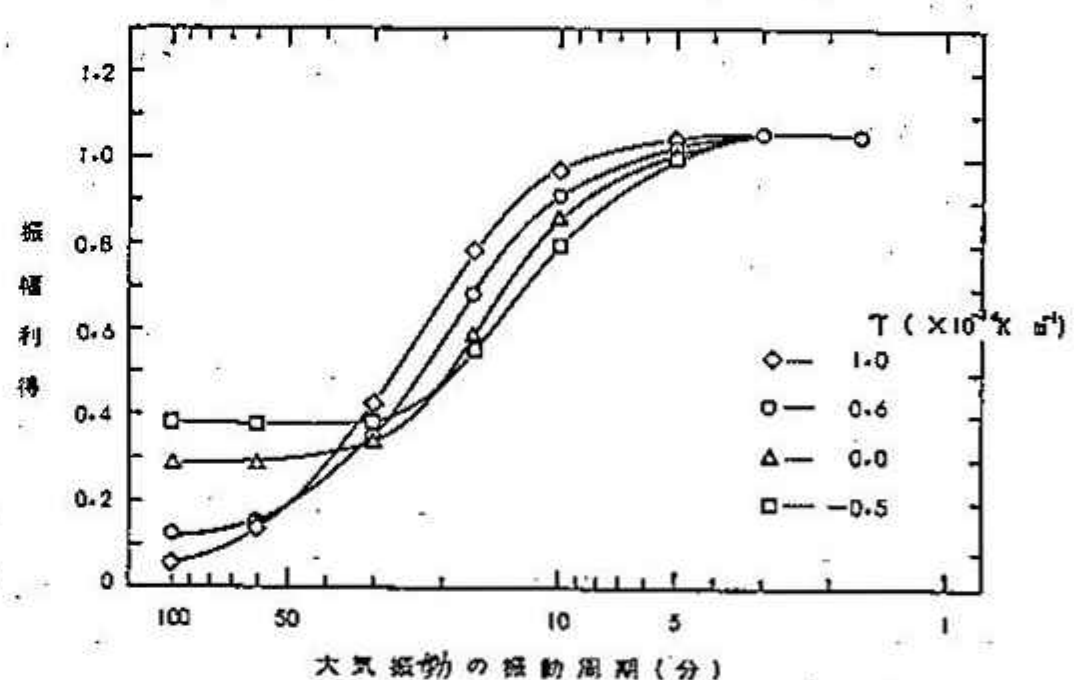


図3 大気が正弦振動している場合、その振動周期とノンリフトバルーンの振幅利得との関係。 γ は気温減率。大気振動の振幅は30mとした。

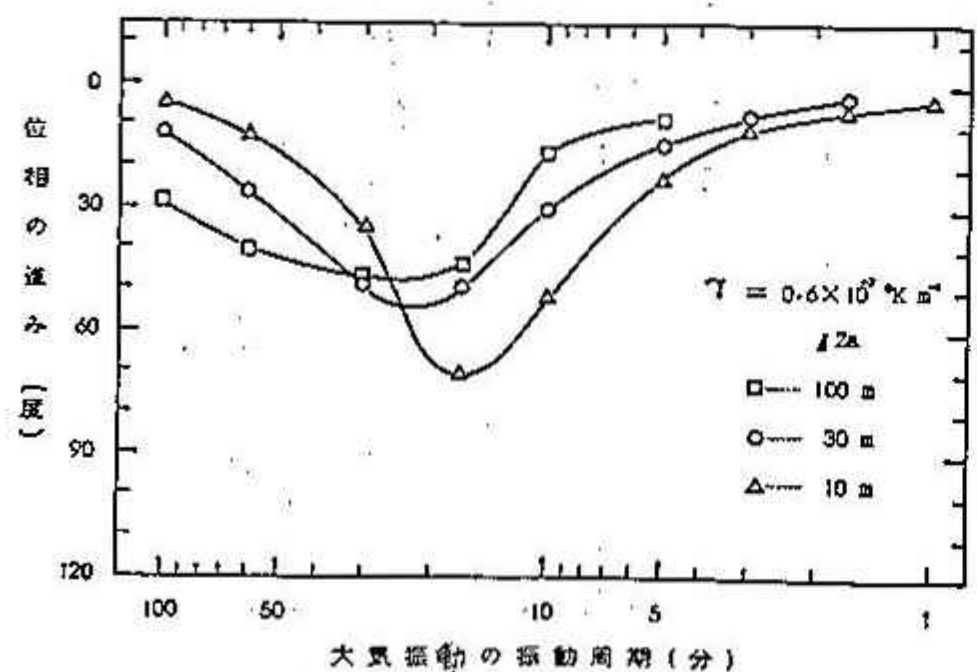


図2 大気が正弦振動している場合、その振動周期とノンリフトバルーンの位相の進みとの関係。

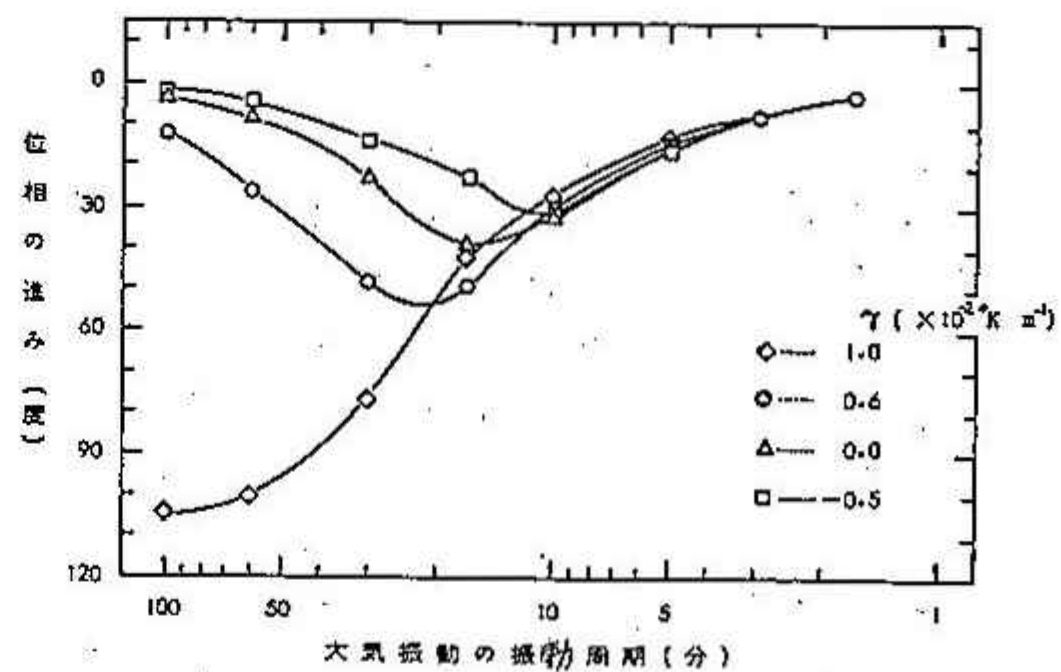


図4 大気が正弦振動している場合、その振動周期とノンリフトバルーンの位相の進みとの関係。

注1; Massman, W. J. (1978): On the nature of vertical oscillations of constant volume balloons. J. Appl. Meteor. 17, B51-66

8 降雪の融解時に発生する，電場と降雪電荷の間の正相関関係について

孫野長治 (気象協会北海道支部)

地表電場の符号と降水電荷の符号との間には一般に次のような顕著な関係が認められている。

1. 地雨性の時は定常的に負の電場の下で正の雨滴電荷が多い。すなわち逆(負)相関関係が成立する。
2. 軽い降雪が経緯する場合には定常的に正の電場の下で負の降雪電荷が卓越する。降雪の場合とは符号は逆であるが，やはり逆相関関係が成立する。
3. 降雪時でも降雨時でも電場が急激に正・負と変動する場合には，電場符号とは逆に降水電荷は負・正と変動することが多い。この逆相関関係を鏡像効果と称する。

北海道の雪雲や北陸の冬の雷雲下の観測では，降雪時に奇麗な逆相関関係が見られるにもかかわらず，降雪が融けて雨滴になり始めると逆相関関係が乱れ始め，稀には降雪も電場とともに負という奇麗な正相関関係が観測されることがある。この正相関は，降雪が融解時に正に荷電するという実験事実では説明がつかない。本論文の目的は上記の正相関関係の発生を，雲中の電気発生機構と結びつけて，逆相関の場合を含めて統一的に説明することにある。

北海道の雪雲では空中の電場と降雪電荷の分布は Fig. 1 で代表されるように逆相関関係が大気中でも成立することが多い。図の縦軸は高度 (z)，横軸は電場 (E)，降雪電荷密度 (ρ_p) であるが，実線と破線で示す。すなわち雲の下層や雲底下では電場は正で降雪は負に荷電しており，雲の上部では電場は負で正の荷電雪粒が多い。そこで Poisson の方程式 $dE/dz = -4\pi\rho$ を使って電場の垂直分布から空間電荷密度 (ρ) の垂直分布を計算してみると図の点線のようになる。もともと空間電荷 (ρ) は降水電荷 (ρ_p) とイオンなどの非降水電荷 (ρ_{np}) の合計であるから ρ_{np} は $\rho - \rho_p$ で計算され，図の鎖線のようになる。 ρ_p と ρ_{np} の分布を比べみると ρ_p の分布のパターンは ρ_{np} のパターンより Δh だけ下方にずれていることが判る。すなわち雲中で降水粒子が負に荷電し，その結果非降水粒子が正に荷電したとしよう。電荷分離の始まった直後は両者はほとんど等高度にあるので大規模な電場は発生しないが，降雪粒子の団塊が Δh だけ降下した時には Fig. 1 の E のような垂直電場の分布が観測されることになる。

Fig. 2 の下図は地表でよく観測される降雪時の電場と降水電荷の代表的な時間変化を示す。原則として弱い正電場の下で負に荷電した雪が降りつづける。雲底から霰が近づくと正電場が急に強くなり，霰が地表に到達し始めると電場が急に下降して負の値に転じる。霰が降り終ると電場がまた上昇し，負に荷電した雪によって代わって通常のパターンに戻る。

この一連の電場と降水電荷のパターンに対応して雲中や雲底下では Fig. 2 の上図のような電場と電荷の分布が観測される。縦軸は気温 (高さ) を示す。すなわち上昇流の少ない一般の部分では雲中に正の空間電荷が水平に廣く分布し，その下で負に荷電した雪が降る。

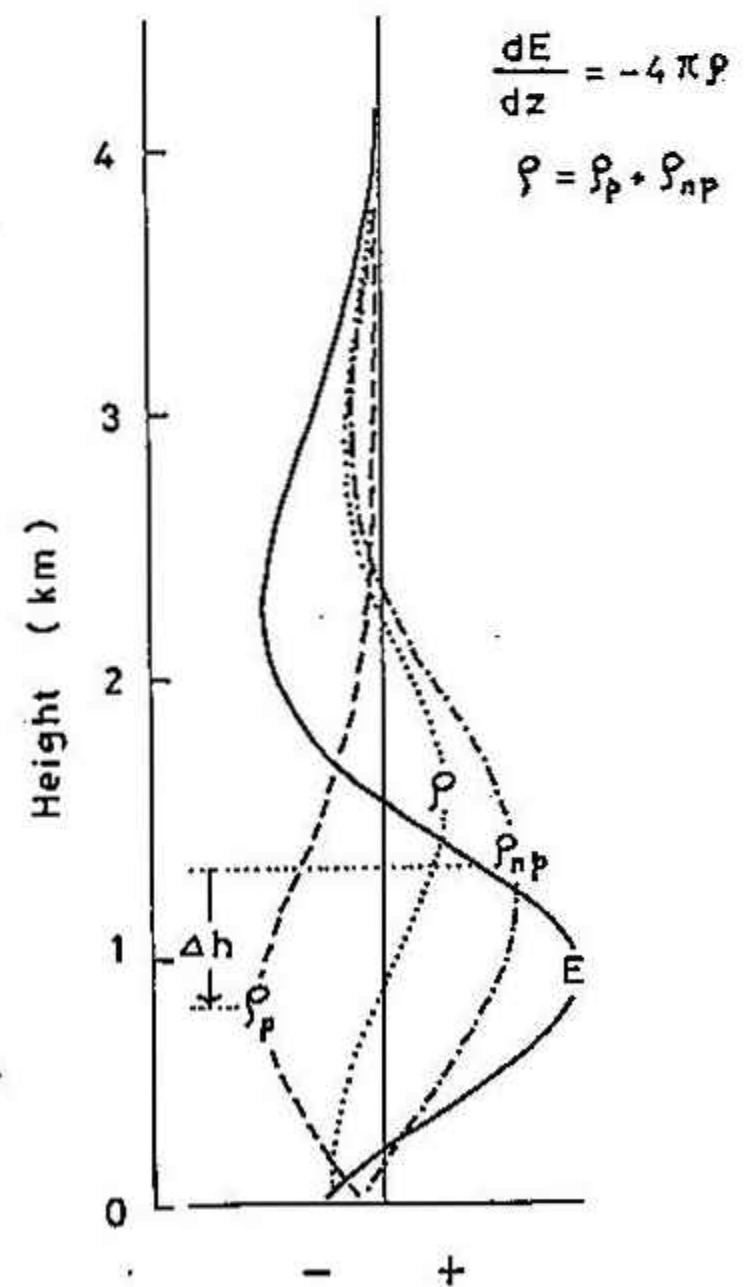


Fig. 1 雪雲中の電場・降水電荷・非降水電荷・空間電荷分布

といった状態が水平に廣がついていく。この状態に対応する電場の垂直分布は左方の曲線Aのように上部に負電場、下部に正電場が存在し、これはFig. 1に対応するものである。弱い降雪がつづけば定常的にAのような垂直分布が保たれる。たとえ時刻aにおいては弱い正電場の下で負の雪が降りることになる。

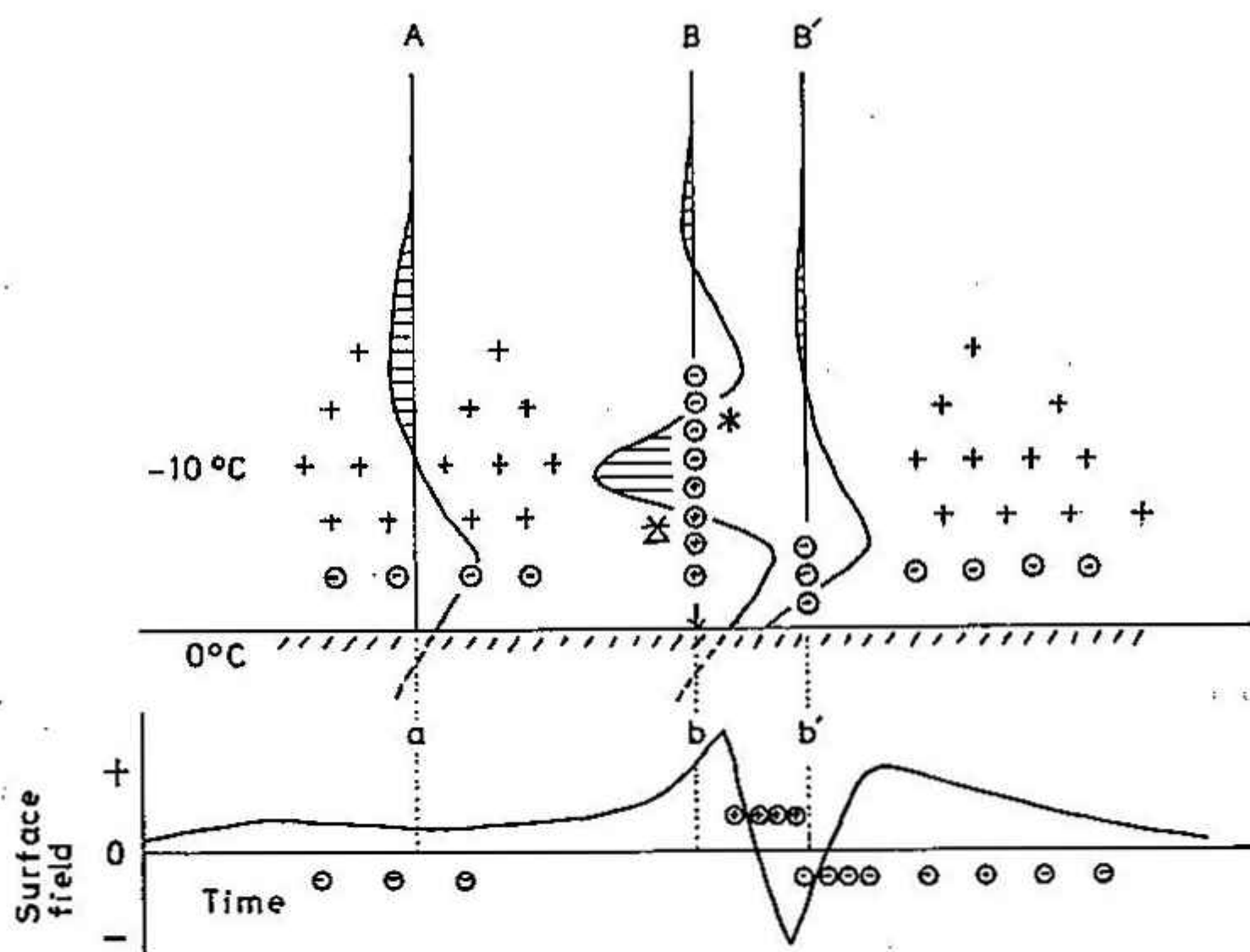


Fig. 2 雪雲中の降雪電荷・空中電場の分布と、こちらが通過した場合の降雪電荷・電場の地上の時間変化

電荷分離機構の一つとして、 -10°C 付近の温度領域では霰粒子が雪の結晶と衝突すると、前者が正に後者が負に荷電することになる。この結果、局所的にFig. 2の曲線Bのような電場の垂直分布の発生が期待される。霰の発生は時間的にも空間的にも限られており、霰粒子の落下速度も大きいので曲線Bのパターンは大体そのまゝの形で下方にシフトするものと考えよう。たとえ時刻bにおいて電場は強い正であるが霰はまだ地表に到達しない。やがて正電場の垂直分布の最大の部分が地上に到達すると地上電場も最大になる。そして正の霰が地上に降り始める。空中の垂直電場の負のピークが地上に到達すると地上でも負電場のピークが観測される。そして正の霰と負の雪が交代する。この時点での空中の垂直電場は曲線B'に示す如くである。その後また前記の定常状態にもどる。このように北海道の降雪の場合には、弱い正電場の下の負の降雪といった定常的な逆相関係や、降霰時の局所的な正電場の下の正の霰といった正相関係もFig. 2のような機構を考えれば殆んど説明される。

北陸の冬の雪雲の場合には、地上気温が $0 \sim +5$ の時はぬれ霰または霰が多く、電場と降水電荷の間に依然として逆相関係の成立することが多いが、 $+5 \sim +10$ の場合には殆んど雨が逆相関係が乱れ始め、前にも述べたように電場も電荷も負という正相関係が観測された。その理由として次のような機構が考えられる。

Fig. 2は地上気温が 0 以下の場合を示す。地上気温が 0 以上の場合で雪底下の電氣的パターンが変らないものとして気温の高い方向つまりFig. 2のパターンを下方に延長すると曲線AやBの下端は図の破線のようになる。この場合、たとえば曲線Aの時点では負電場の下で負の雨滴が降りることになり、正相関係が期待される。ただし雨滴の落下速度が大きいので曲線Aのパターンが必ずしもそのまゝの形で降下するとは限らない。したがって正相関係の発生も限られた条件でしか発生しないであろう。しかし降雪の融解時に逆相関係が乱れ始め、場合によっては正相関係の発生の可能性を示唆するものと云つてよいであろう。

9 帯状雲からの雪片の構成要素について

藤吉康志, 入川真理, 小西啓之 (北大 低温研)

1. 序

寒気吹き出し時に形成される同じ帯状雲であ、ても、それらからもたらされる降雪の強度、ないしは量は、互いに大きく異なっており、その変動の原因を明らかにすることは、降雪強度ないしは降雪量の正確な予報を行う上からも重要な問題である。本研究は、雪片を構成する雪粒子を詳しく調べることにより、降雪強度ないしは降雪量の差が、雲内のどのような微物理過程の変化によ、てもたらされたものかを明らかにすることを、目的としている。

2. 観測方法

観測は、1983年1月から2月にかけて、低温研屋上で行った。雪片は、ビロード布を貼った板で、こわさないように受けた後、シリコンオイルに浸し、低温室でほぐし、マクロフォト写真装置で撮影した。降雪強度は、56.5 cm × 40 cm の受入れ口を持つステンレスバットで雪を受け、約5分間毎に雪の重さを測ることにより求めた。

3. 結果

3.1. 降雪強度

図1に、各ケース毎の10分間最大降雪強度 (R_{10} ; mm/hr) と、1時間最大降雪強度 (R_{60} ; mm/hr) との関係を示した。図から明らかなように、 R_{10} と R_{60} とは比例関係にある。2月26日と27日は、札幌で大雪が降った日であるが、両日共に、 R_{10} 、 R_{60} の何れも、他のケースに比べて必ずしも大きい値ではない。このことは、大雪の最大原因は、降雪継続時間であり、降雪強度では無いことを示している。又、観測したケース中、 R_{10} の最大値と最小値とでは、約16倍の差がある。

3.2. 雪片を構成する雪粒子の分類

雪片を構成する雪粒子は、大きく三つに分類できる：(タイプ1) 雪粒が付着していないか、又は軽度が付着した雪結晶、(タイプ2) 雪粒付きか、又は濃密に雪粒が付着した雪結晶(ただし、結晶形は判別できるもの)、(タイプ3) 濃密雪粒付きかアラレ状の雪粒子(結晶形は判別できない)。

図2に、 R_{10} の最大値が観測された時間に採取した、数個の雪片中に含まれる三種の雪粒子の数の構成比を、降雪強度の大きさの順に並べて示した。右端の数字は、雪粒子の全個数である。 $R_{10} < 4$ mm/hr (1/13, 1/12, 2/8A, 2/8B) のときには、タイプ1 (n.r.~l.r.) の雪粒子の比率が、降雪強度が大きくなるにつれて減少している。一方、 $R_{10} > 5$ mm/hr (1/22, 2/22, 3/16) のときには、

タイプ1の雪粒子は、全体の約1/3を占めている。大雪のとき(2/26, 27)は、タイプ3 (h.r.~g.p.) が全体に占める割合が他のケースに比べて極めて高く、雪粒付着過程が極めて活発であったことを示している。

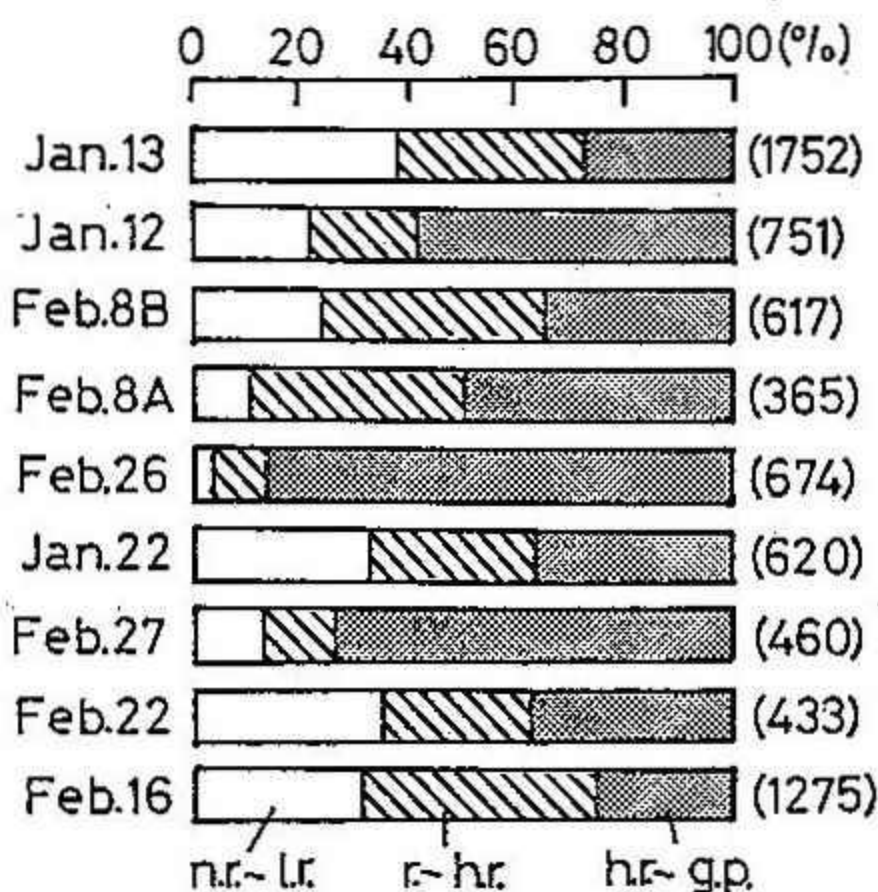


図2

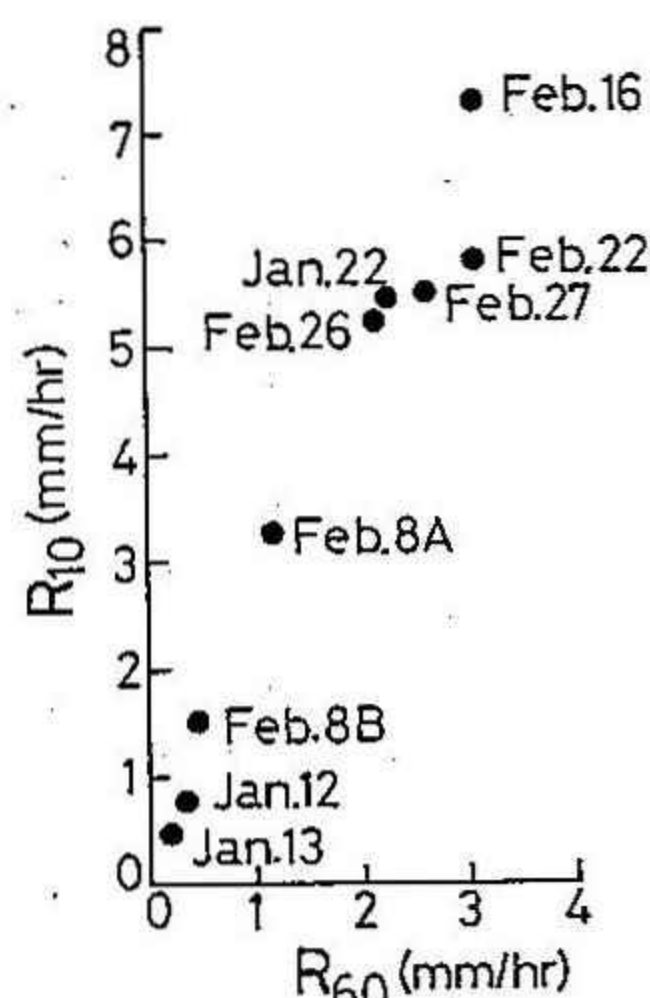


図1

3.3. 雪粒子の粒径分布と雪粒子のタイプ

図3は、雪片を構成する雪粒子の粒径分布を示したものである。点線がタイプ1、破線がタイプ2、実線がタイプ3である。 $R_{10} < 4 \text{ mm/hr}$ のときには、タイプ3の粒子は、降雪強度が大きくなるにつれて、平均して粒径が大きくなっている。しかし、 $R_{10} < 4 \text{ mm/hr}$ と、 $> 5 \text{ mm/hr}$ とで、雪粒子の粒径分布には明確な差は見られない。

$R_{10} < 4 \text{ mm/hr}$ のとき、雪粒は、雪結晶の先端部に多く付着していた。又、降雪強度が大きくなるにつれて、アラレ状の雪粒子の粒径が大きくなり、2/8Aでは、紡錘形のアラレが観測された。

$R_{10} > 5 \text{ mm/hr}$ のとき、雪粒のついていない結晶が樹枝状に伸びたアラレ状の雪粒子（所謂イカグリ）、及び、中心部に雪粒が付着し、枝先には雪粒が付着していない雪結晶が観測された。

4. 考察

$R_{10} < 4 \text{ mm/hr}$ のときには、タイプ1の雪粒子が全体に占める比率は、降雪強度が増すにつれて減少している。このことは、雪粒付着過程が降雪強度の増加に大きく寄与していることを意味する。又、併合は、雪結晶が雪粒付着した後に生じたことは明らかである。

$R_{10} > 5 \text{ mm/hr}$ のとき（ただし2/26, 27の大雪のときは除く）は、タイプ1は全体の約半を占めている。更に、雪粒付着した雪粒子の枝先に、再び雪粒が付着していない結晶の成長が見られた。このことは、 $R_{10} < 4 \text{ mm/hr}$ のときとは異なり、雪粒子が昇華成長する領域（feeder zone）が、降雪強度の増大に重要な役割を果たしていることを意味する。

図4は、相対湿度の高度分布を示したものである。図から分るように、 $R_{10} < 4 \text{ mm/hr}$ のケースに比べて、 $R_{10} > 5 \text{ mm/hr}$ のケースでは、下層での相対湿度が高く、feeder zoneの存在を示唆している。

従って、 $R_{10} > 5 \text{ mm/hr}$ のときは、雪結晶の一部は、雪粒付きになり、その後、落下中に再び昇華成長し、タイプ1等の雪粒子と併合して落下してきたものと考えられる。イカグリのような雪粒子は、自身かなり密度が高いこと、落下速度が速いこと、更に枝が伸びているため雪粒子の捕捉率が高いこと等の理由で、粒子同士の併合を高め、降雪強度を強めるものと考えられる。

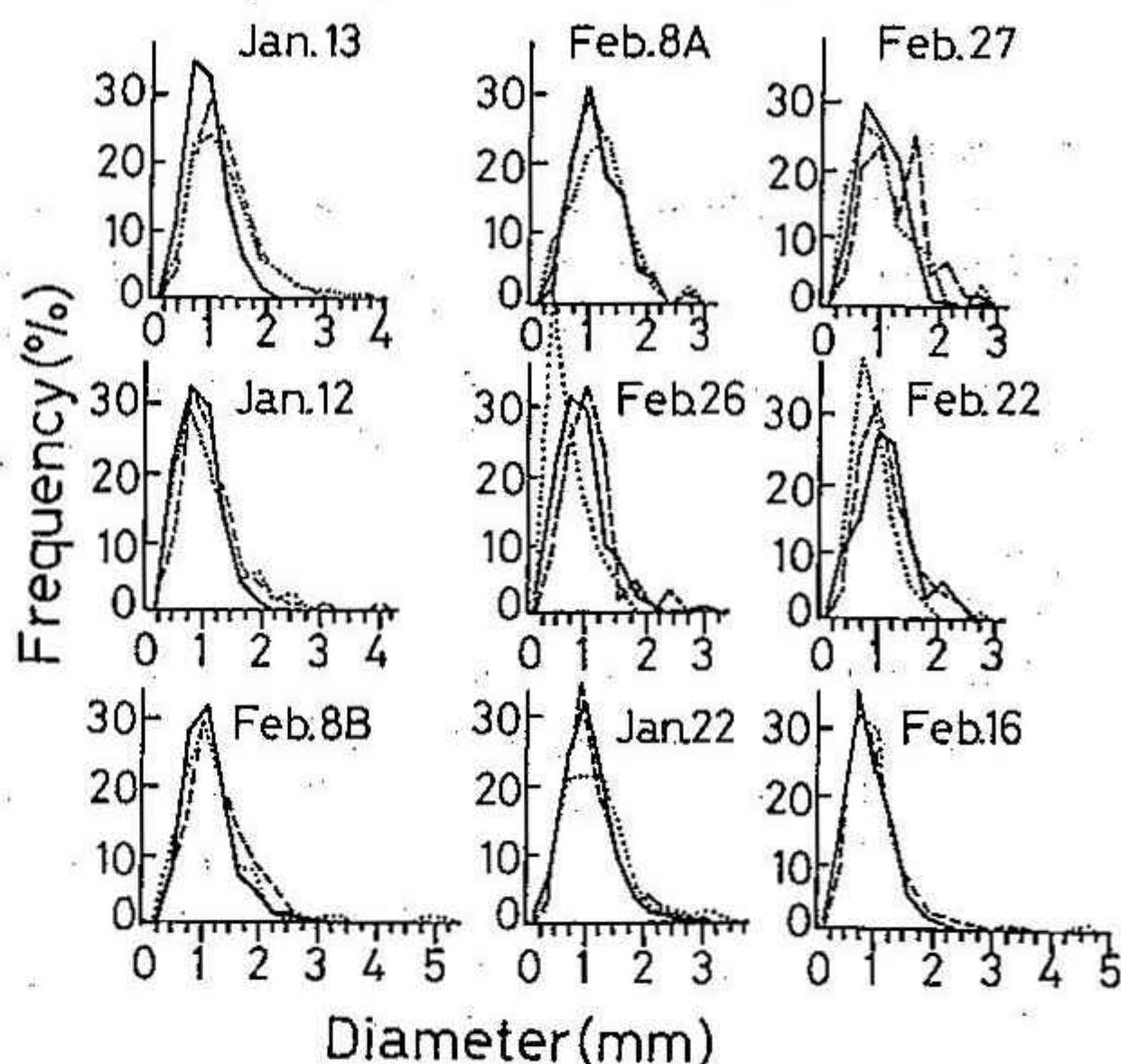


図3

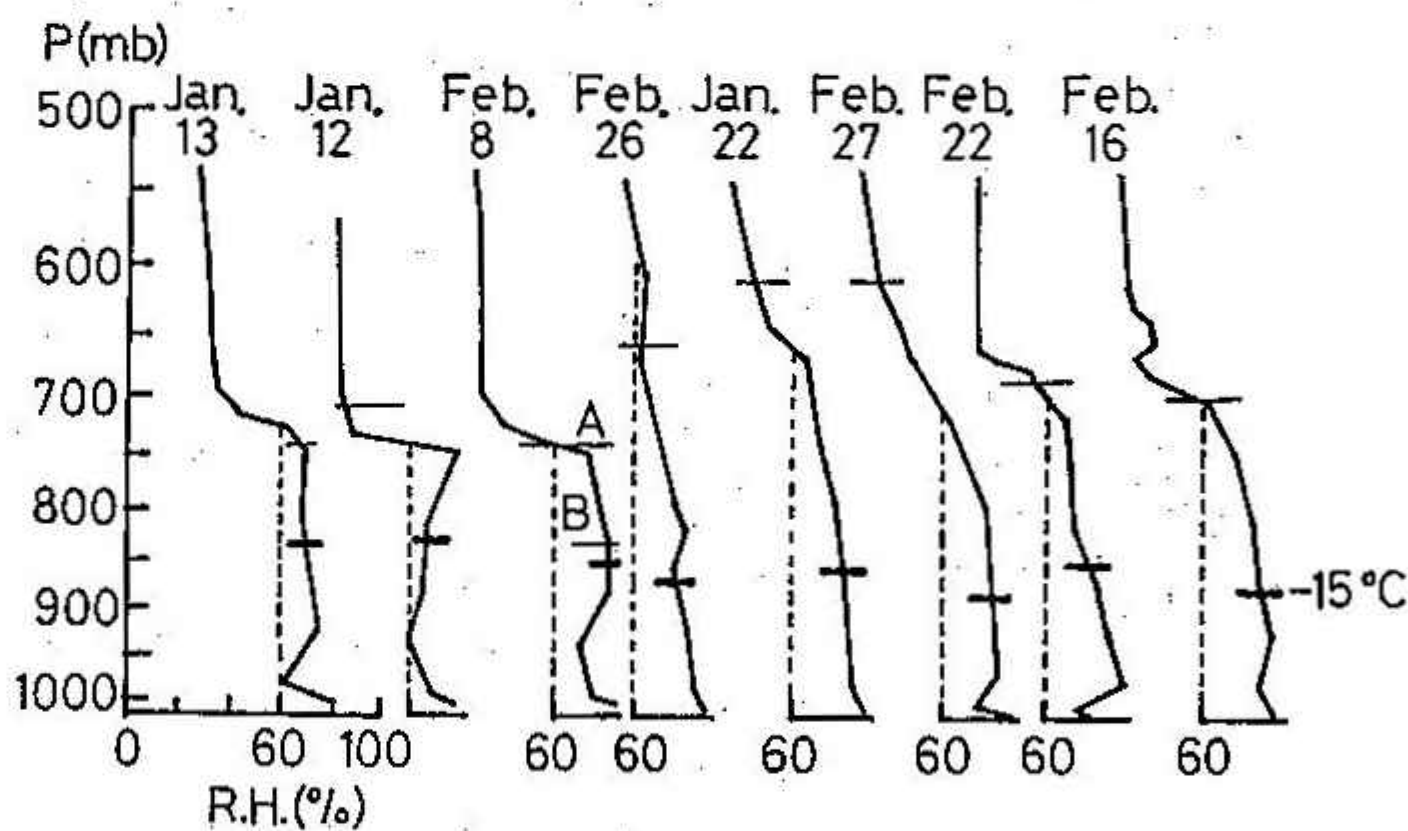


図4

10 明りょうな循環を持つ小低気圧の構造

鈴木和史 (札幌管区气象台)

1. はじめに

冬季北海道西岸に現われる小低気圧については、過去多くの調査が行われている。ここで紹介する例は、村松⁽¹⁾の分類に従えば、明りょうな低気圧性循環を持つメソサイクロン型になる。この型の小低は一冬に数回出現し大雪をもたらすが、そのほかに強い突風を伴うため予報の難しいタイプである。しかしこのタイプの小低の解析例は少ない。

今回はアメダスの10分データを用い、特に風や気温に照明をあててその構造を解析した。

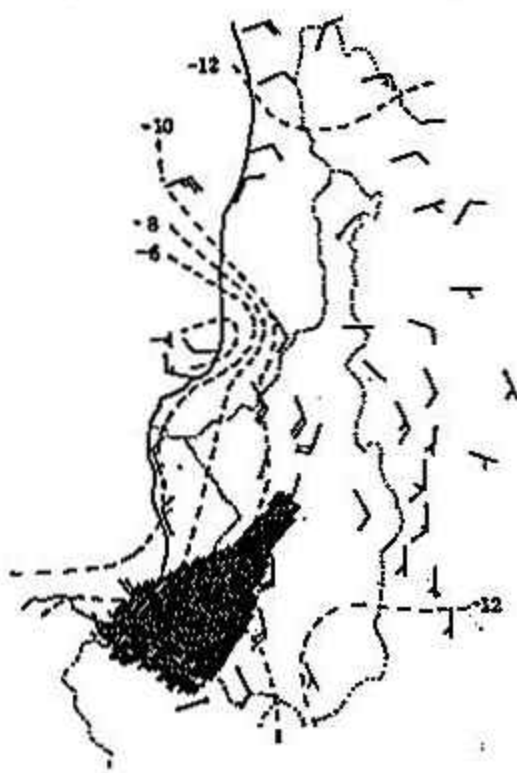
2. 解析

(1) 気圧分布

オ1図に1983年2月13日9時の地上天気図を示す。この小低は西岸をSSE進し、9時留萌付近に上陸、13時前旭川付近を通過後循環は弱まり、中心を検出できなくなった。9時の天気図をみるとこの小低は、明りょうな循環を持ち中心気圧が非常に低く、このように発達した例はめずらしい。ここでは示さないが、循環は700mbまで達し、軸はほぼ鉛直に立っていた。

オ2図は、9時における低気圧中心から動径方向にプロットした気圧の分布である。留萌では998.5mbあったが、わずか50km離れた羽幌では1006.0mbで、その差は7.5mbもあった。八木⁽²⁾の解析した小低では、60km離れた気圧差が3mbだから、それと比べても非常に深いろうと状をした低気圧であることがわかる。

(2) エコーや気温の分布



9時 天気図 風、気温、レーダーエコー

オ3図

オ3図は9時の風、気温、レーダーエコーをあらわしている。

幅が約50キロの弧状エコーが、美幌から札幌付近にかけて存在し、その高さは4~5kmで真冬としてはかなり背の高いエコーである。この弧状エコーは、循環中心から80~100キロ離れた低気圧の進行方向の右前面に位置していた。循環中心と弧状エコーのこうした相対的位置関係は、この期間中変わらなかった。

一方循環中心付近には、強い組織だったエコーはなく、強度1mm/hr以下で高さ2~3kmの微弱なエコーが存在するのみであった。

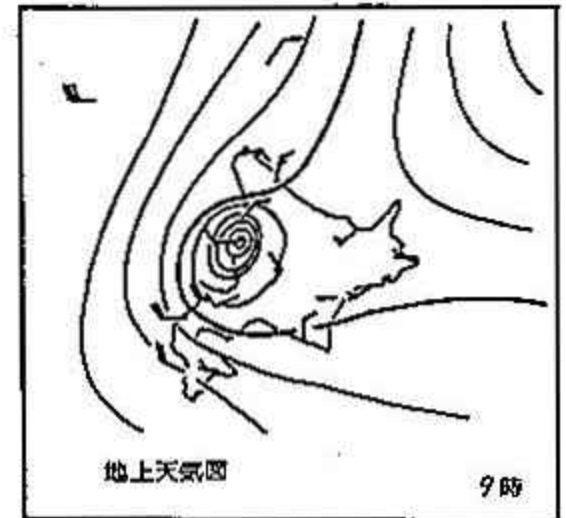
この図でもう一つ特徴的なことは、循環中心に西から侵入している高温域である。そしてこの後面は低温域で、温度傾度が非常に急である。

(3) 中心付近の特徴

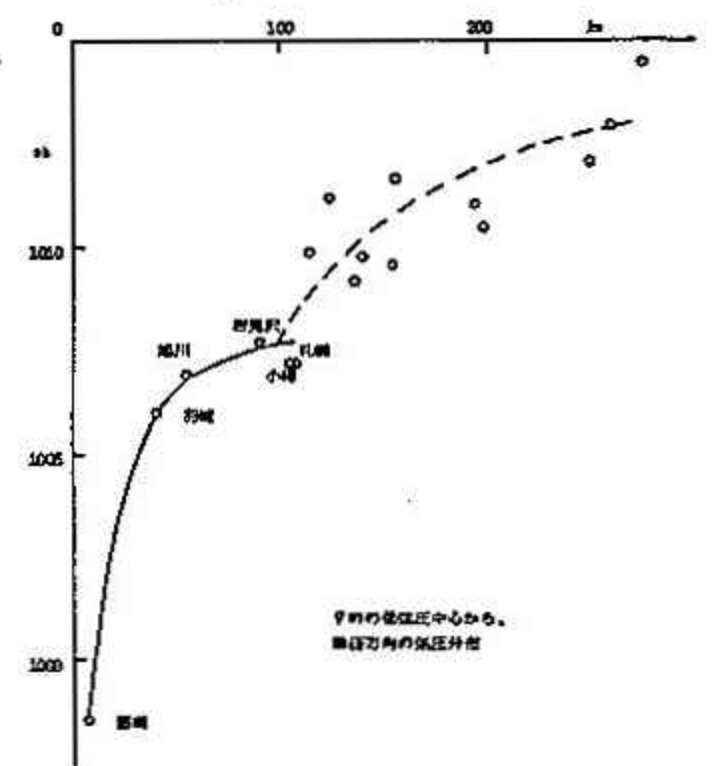
オ4図は、循環中心が通った近傍のアメダス地点のシーケンスである。小低は、留萌、幌糠、沼田、深川、旭川の順に通過している。

実線で示した風速変化のパターンをみると、低気圧前面で持続的に吹いていた強風が、中心付近では急に弱まる。その後吹き返しの強風が2時間程度続き、風はおさまってくる。低気圧の中心付近では、台風の眼のように強風が一時的におさまる弱風域となっているようだ。こうした風速の極小域は、流線解析から循環中心を決定することが困難になったばかり以降も数地点で観測されていた。

気温の変化をみると、風速の極小域ではやや昇温しており、再び風が強まりはじけると



オ1図



オ2図

同時に、急速に気温は下がり出す。こうした急激な気温の降下は、低気圧の進行方向から左側（この例では東側）の地点では観測されておらず、第3図で示した、中心~~から~~に西側から侵入する暖気とすぐ後面の寒気との不連続面に相当することがわかる。

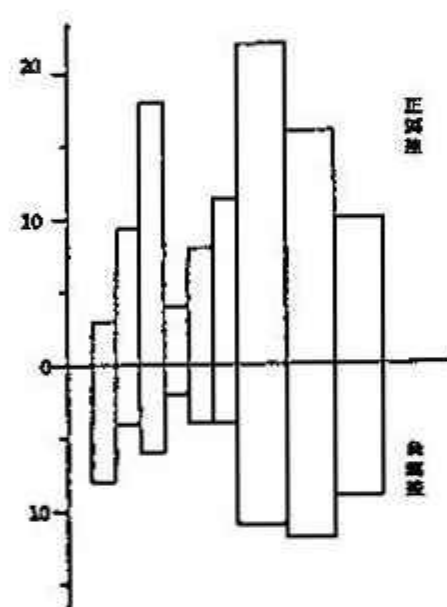
このように、低気圧中心を特徴づける、~~風~~弱風域や気温降下は、深川付近まで明りようであるが、循環が弱まり出した旭川ではこの変化はかなり小さくなる。

(4) 低気圧に伴う風の分布の特徴

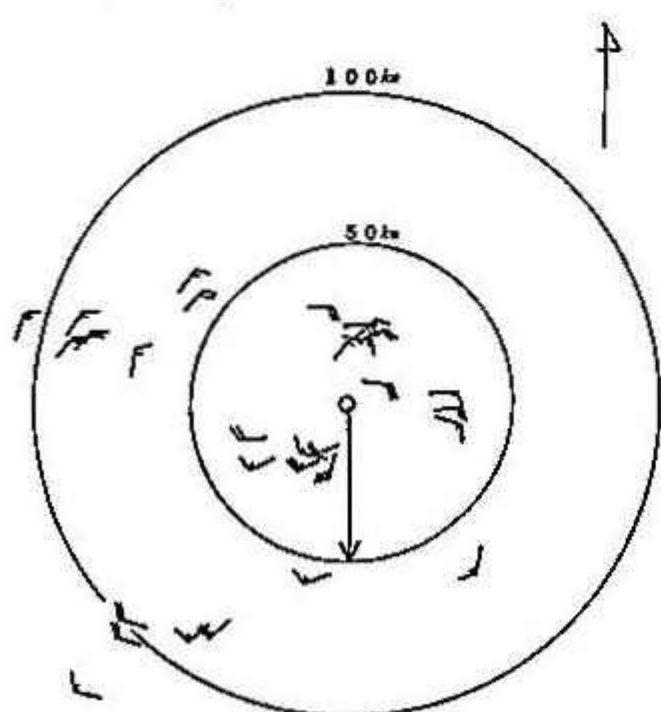
循環中心がはまりして11時8時から13時までの20分毎に、3時間移動平均からの偏差が 1.5 m/s 以上の地点を、中心からの距離別にその分布を調べたのが、第5図である。

中心から 10 km 以内は負偏差が多く、つまり弱風域となっており、(3)で述べた中心付近の弱風域の存在を支持するものである。

$10\sim30\text{ km}$ の範囲では逆に正偏差が多く、強風域となっていて、中心付近の弱風域を取り囲んでいるようだ。また正偏差のピークは、



第5図



第6図

$60\sim80\text{ km}$ の所にもあり、これはこの小低のスケールに対応しており、小低の縁辺部にも強風域が存在している。

第6図は強風域の分布をみるため、風速が 7 m/s 以上でかつ3時間移動平均からの偏差が 2 m/s 以上の地点を、循環中心を原点としてプロットしたものである。

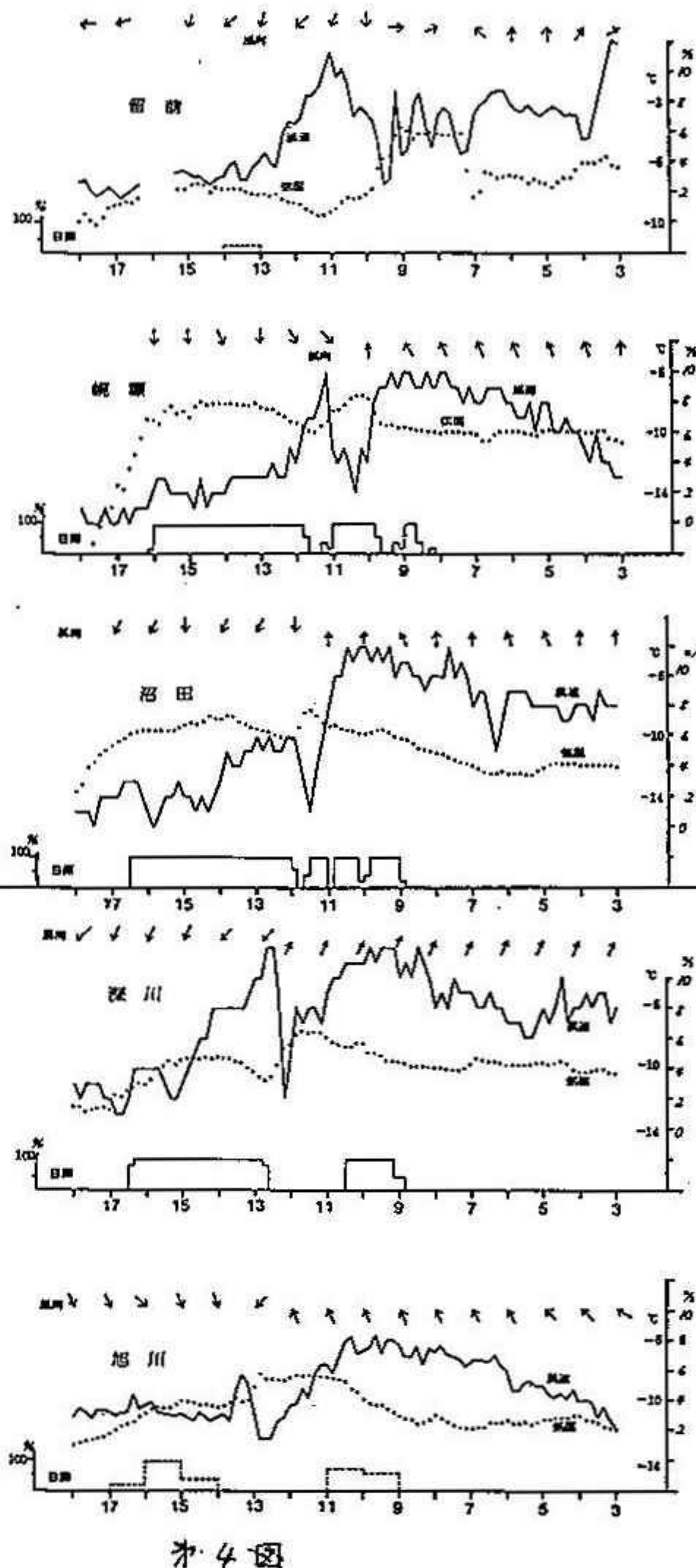
中心を取りまき、反時計

まわりに中心に吹き込む強風域が、中心から 30 km 付近にある。進行前面右側の強風域は、(2)で述べた弧状エコーの位置にあたり、弧状エコー内でも強い風が吹いていることがわかる。

全般にみて、進行方向の右側では、中心から離れた所でも強風が吹く。これは低気圧循環の風と一般風の合流により強風が吹き易いためと考えられる。このように、小低の進行方向右側では、かなり遠い所でも強風が吹くので注意を要する。

(1) 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪, 札幌気象100年記念論文集, 31-49

(2) 八木正亮, 1972: 北海道西岸地方の小低気圧について (I), 大気, 7, 45-54.



第4図

V 昭和59年度第1回支部研究発表要旨

日時 : 昭和59年 6 月13日(水) 14時10分~17時

会場 : 北海道大学理学部3号館地球物理学教室 401 講義室(4F)

- | | | |
|--|--------------------------------|---|
| 1. 大気中のガス状及び粒子状硝酸及び
アンモニアの挙動 | 北大・工学部
札幌市役所
国立公害研 | ○太田幸雄……58
桃井智子
大喜多敏一 |
| 2. 降雪粒子の写真観測法による
視程と降雪強度の関係 | 北大・低温研 | ○小西啓之……60
若濱五郎
遠藤辰雄
藤吉康志 |
| 3. 盆地における冷却過程(V) | 北大・理学部

北大・環境研 | ○播磨屋敏生……62
真木雅之
菊地勝弘
谷口恭
平松親
東根聡 |
| 4. 盆地における冷却過程(VI) | 北大・理学部 | ○真木雅之……64
播磨屋敏生
菊地勝弘 |
| 5. 地上気温とひまわり赤外データの比較について(2) | 北大・農学部

気象衛星センター | ○堀口郁夫……66
谷宏
元木敏博 |
| 6. 北海道胆振地方での降雨観測(その1)
白老におけるレーダーエコーの垂直分布と
雨滴粒径分布 | 北大・環境研
北大・理学部

北大・低温研 | ○飛塚一敏……68
播磨屋敏生
菊地勝弘
谷口恭
遊馬芳雄
遠藤辰雄
山田知充 |
| 7. 北海道胆振地方での降雨観測(その2)
森野における垂直レーダー観測と降雨強度の時間変化 | 北大・低温研 | ○藤吉康志……70
遠藤辰雄
山田知充 |

1 大気中のガス状及び粒子状硝酸及びアンモニアの挙動

太田幸雄(北大工学部), 桃井智子(札幌市役所),
大喜多敏一(国立公唐研)

はじめに: 大気中の NH_3 ガスは硫酸ミストや硝酸ガス等の酸性物質と反応し、 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, NH_4NO_3 エアロゾルを生成する。これらは NaCl とともに代表的な塵核となり塵粒の生成機構及び粒度分布に大きな影響を与える。また NH_3 は直接塵粒や雨滴に溶け込みその pH を上げる働きをする。一方 HNO_3 ガスは、 NH_3 と反応して NH_4NO_3 エアロゾルを生成するがその他に NaCl 粒子と反応し、 $\text{NaCl} + \text{HNO}_3 \rightarrow \text{NaNO}_3 + \text{HCl}$ により NaNO_3 エアロゾルと HCl ガスを生成する。また HNO_3 は直接塵粒や雨滴に溶け込み降水の pH を低下させ、酸性雨の主要な原因物質の一つとなっている。札幌においては、この NH_3 , HNO_3 ガス、粒子状 NH_4^+ , NO_3^- についてはこれまでのところほとんど測定されていない。そこで今回これらの成分について測定を行い、その濃度、季節変化及びこれらの成分の間の関係について考察を試みた。

測定法: 北大工学部屋上において1983年7月から1984年1月まで、6日おきに測定を行った。エアロゾルは住友電工AF07Pテフロンフィルターで捕集し、この後にガス捕集用紙を装着して28L/分の流量で吸引捕集した。採集時間は24時間とした。 NH_3 ガス捕集用紙としては東洋ろ紙No.51Aを1%稀硫酸水溶液に浸した後乾燥させたもの、 HNO_3 ガス捕集用としては5% NaCl 水溶液に浸した後乾燥させたものをを用いた。分析法としては、 NH_3 , NH_4^+ はインドフェノール法、 HNO_3 , NO_3^- はヒドラジン還元法を使用した。

結果: 図1~5に、アンモニアガス(NH_3)、アンモニウムエアロゾル(NH_4^+)、硝酸ガス(HNO_3)、硝酸エアロゾル(NO_3^-)及び NO_3^- を HNO_3 ガスに換算した上での総 HNO_3 濃度の測定結果を示す。図1より札幌における NH_3 濃度は1~10ppb(1ppb= $10^{-9}\text{m}^3/\text{m}^3$)であり、夏から秋にかけて高く冬季に低くなっている。一方図2より NH_4^+ 濃度は0.1~5.5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ でありやや冬に濃度が高くなっている。 NH_3 の発生源としては動植物体のバクテリア分解による土壌からの発生が大部分であるが、ある程度燃焼によっても排出される。札幌における大気中の NH_3 はほとんど土壌から発生したものと思われるが、地表面が完全に雪に覆われた1月にもある程度の NH_3 が存在しており、これは燃焼に由来するものと思われる。図3より札幌における HNO_3 ガス濃度は0.05~1.0ppbであり、7~9月に高く冬季は非常に低い値を示している。一方図4より NO_3^- 濃度は0.1~1.9 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ であり夏及び冬に高くなっている。この NO_3^- エアロゾルは大気中ではほとんど HNO_3 ガスから変換してできたものと考えられるので、 NO_3^- 濃度を等モルの HNO_3 濃度に換算し HNO_3 ガス濃度に加えて総 HNO_3 濃度として示したものが、図5である。総 HNO_3 濃度は0.1~1.4ppbであり、夏及び冬に高くなっている。大気中における HNO_3 ガスの生成はほとんどが大気中において光化学反応によって生じる OH ラジカルと NO_2 との反応 $\text{NO}_2 + \text{OH} + \text{M} \rightarrow \text{HNO}_3 + \text{M}$ (Mは第三体、通常は N_2)と考えられている。このことから、光化学反応の盛んな夏には OH 濃度が高くなり HNO_3 生成量が増加し、一方冬は OH 濃度は低いが、 NO_2 濃度が高いためにやはり HNO_3 生成量が増加し、図5のような濃度の季節変化を示すのではないかとと思われる。なお、総 HNO_3 濃度は平均すると約0.5ppb程度であるが、 NO_2 と OH による反応速度定数は $\text{M}=\text{N}_2$ のとき $k=10^{11}\text{cm}^3/\text{molec}\cdot\text{sec}$ 、また OH の濃度は $2\sim9\times 10^6\text{molec}/\text{cm}^3$ といわれているので、 $[\text{OH}]=2\times 10^6\text{molec}/\text{cm}^3$, $[\text{NO}_2]=15\text{ppb}$ として計算すると HNO_3 の生成速度は1ppb/hrとなり総 HNO_3 濃度の平均値0.5ppbを充分説明できる。

HNO_3 は NH_3 と反応して NH_4NO_3 エアロゾルを生成するが($\text{HNO}_3 + \text{NH}_3 \rightleftharpoons \text{NH}_4\text{NO}_3$)、この平衡定数を K_c 、 HNO_3 及び NH_3 の大気中での分圧を P_{HNO_3} , P_{NH_3} とすると、 $P_{\text{HNO}_3} \cdot P_{\text{NH}_3} = K_c$ が成り立つ。この K_c について、図6にStelson等(1978)によるJANAF Table及びWagman等の熱力学データからの計算値及びBrandner等による NH_4NO_3 の飽和蒸気圧の測定値からの外推値をそれぞれ示す。これに対して今回測定した HNO_3 , NH_3 濃度の積を K_c として相対湿度毎にプロットすると図6のようになり、気温が 10°C 以下で相対湿度が80%以下の場合に K_c の計算値及び測定値との適合が良い。これらは11月~1月のデータであり、このことから札幌における冬の NO_3^- は NH_4NO_3 として存在しているものと思われる。一方 NH_4NO_3 は気温が上ると

気化しやすいことから、夏の NO_3^- は NH_4NO_3 は少なく、ほとんど NaNO_3 として存在しているのではないかと思われる。

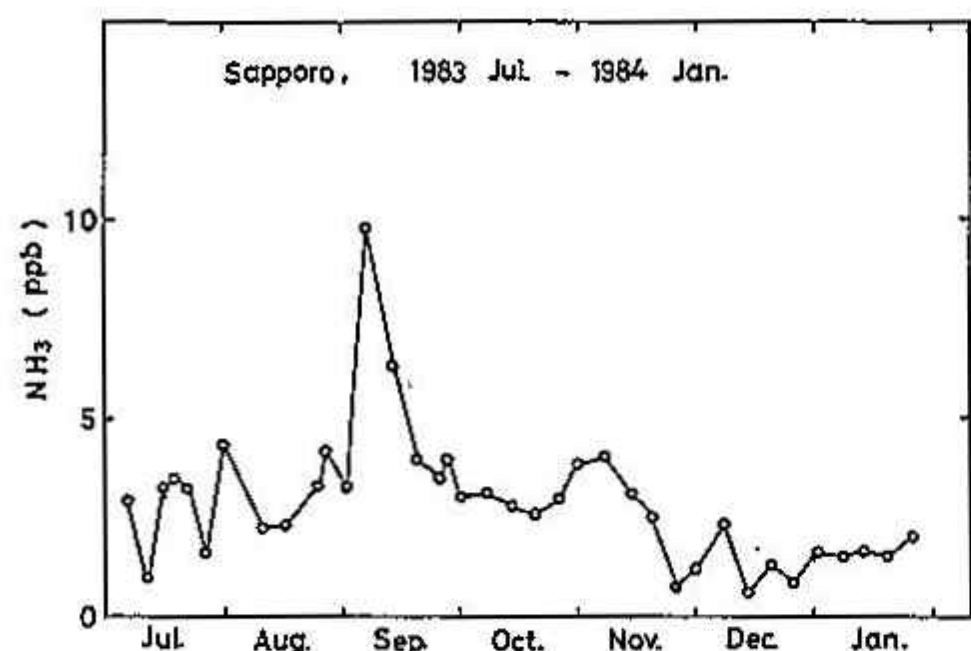


図1. アンモニアガス濃度

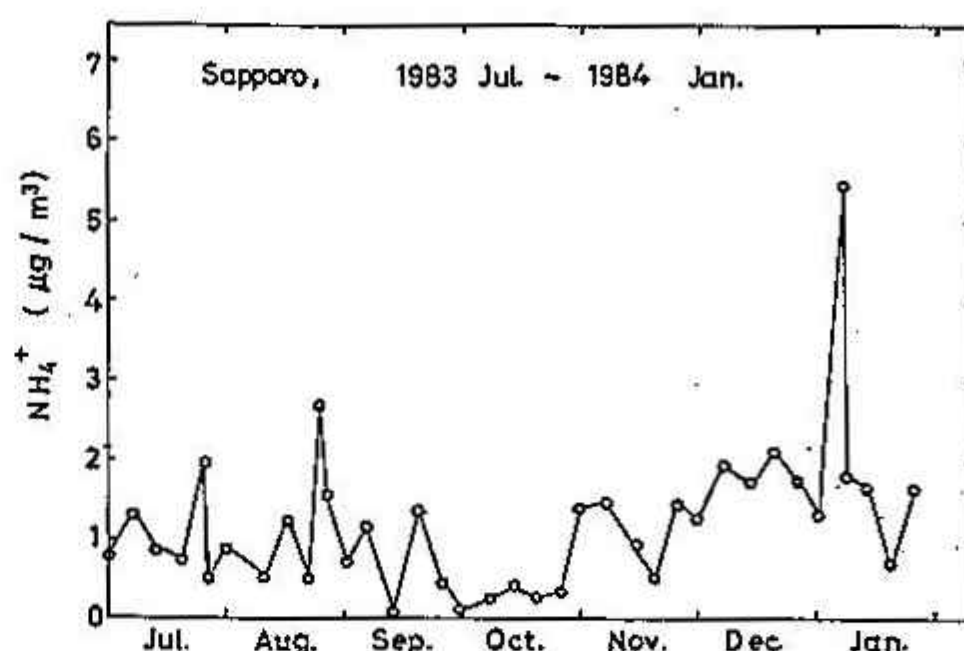


図2. アンモニウムエアロゾル濃度

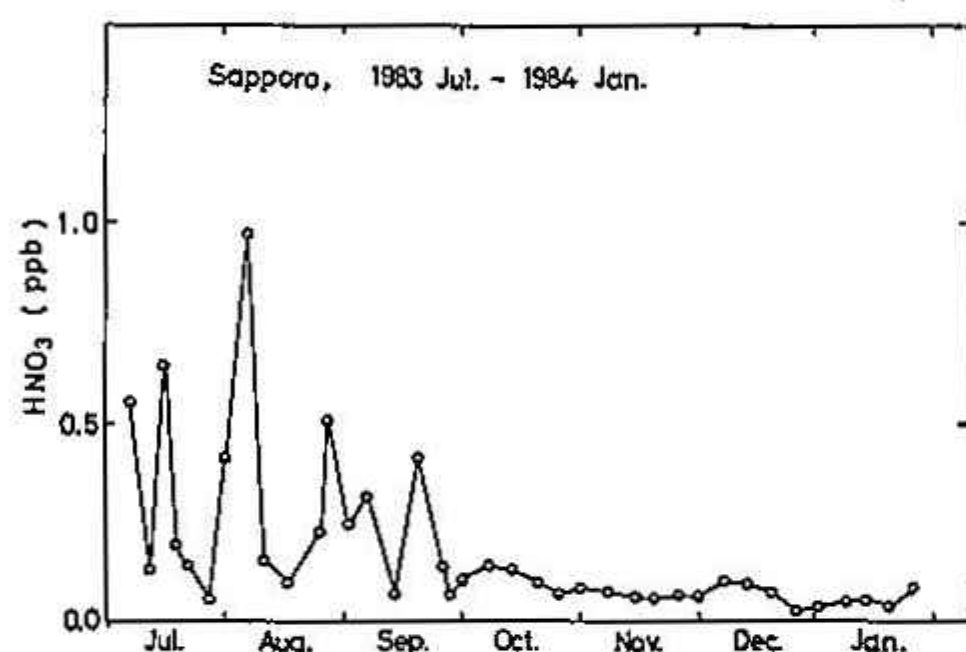


図3. 硝酸ガス濃度

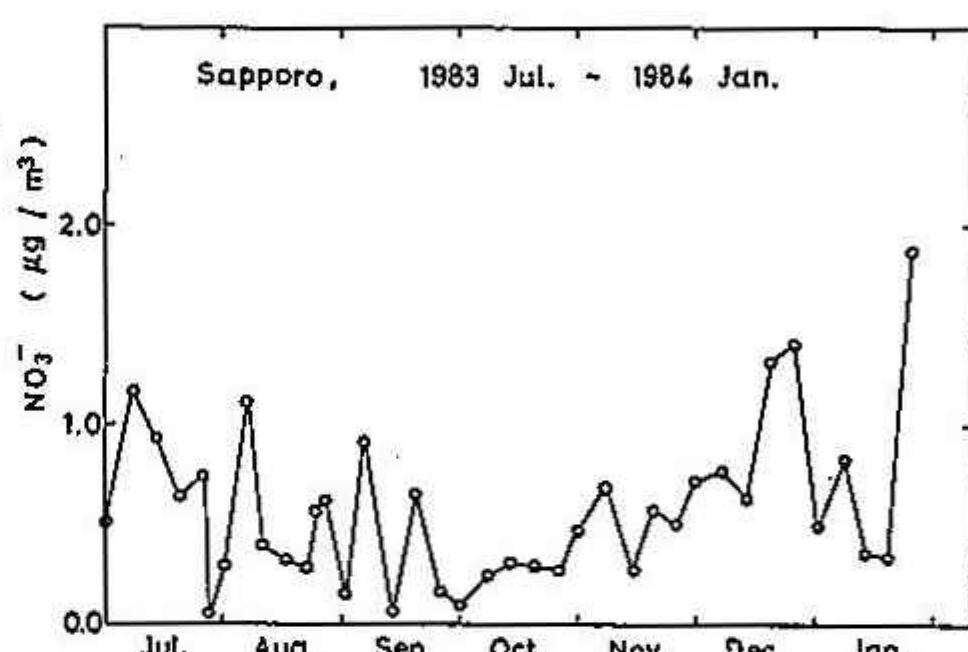


図4. 硝酸エアロゾル濃度

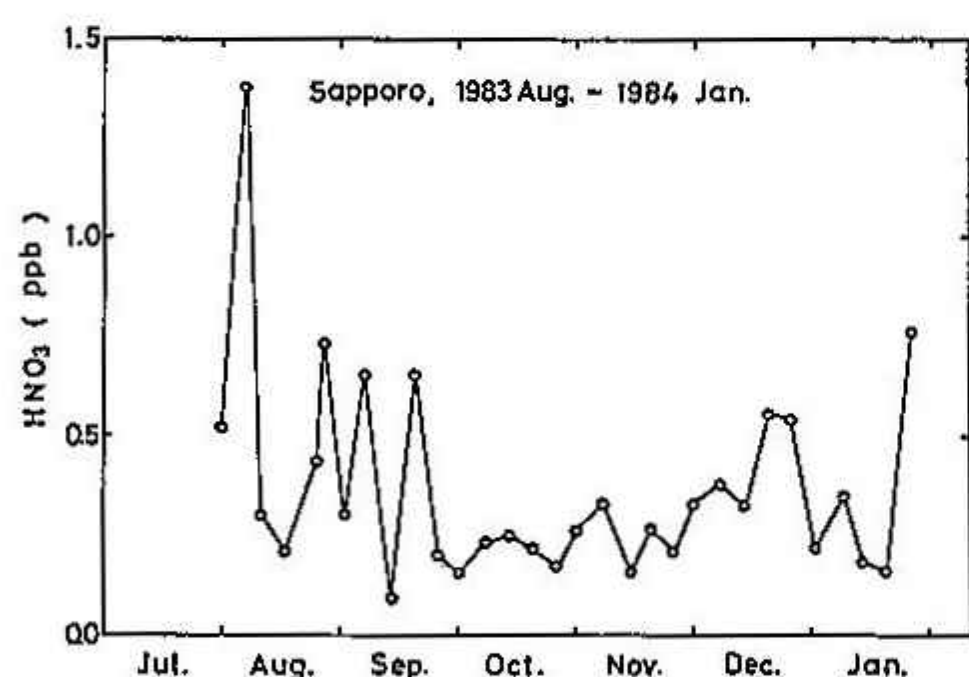


図5. 硝酸エアロゾルを等モルの硝酸ガスに換算し、硝酸ガス濃度と加え合わせた総 HNO_3 濃度。

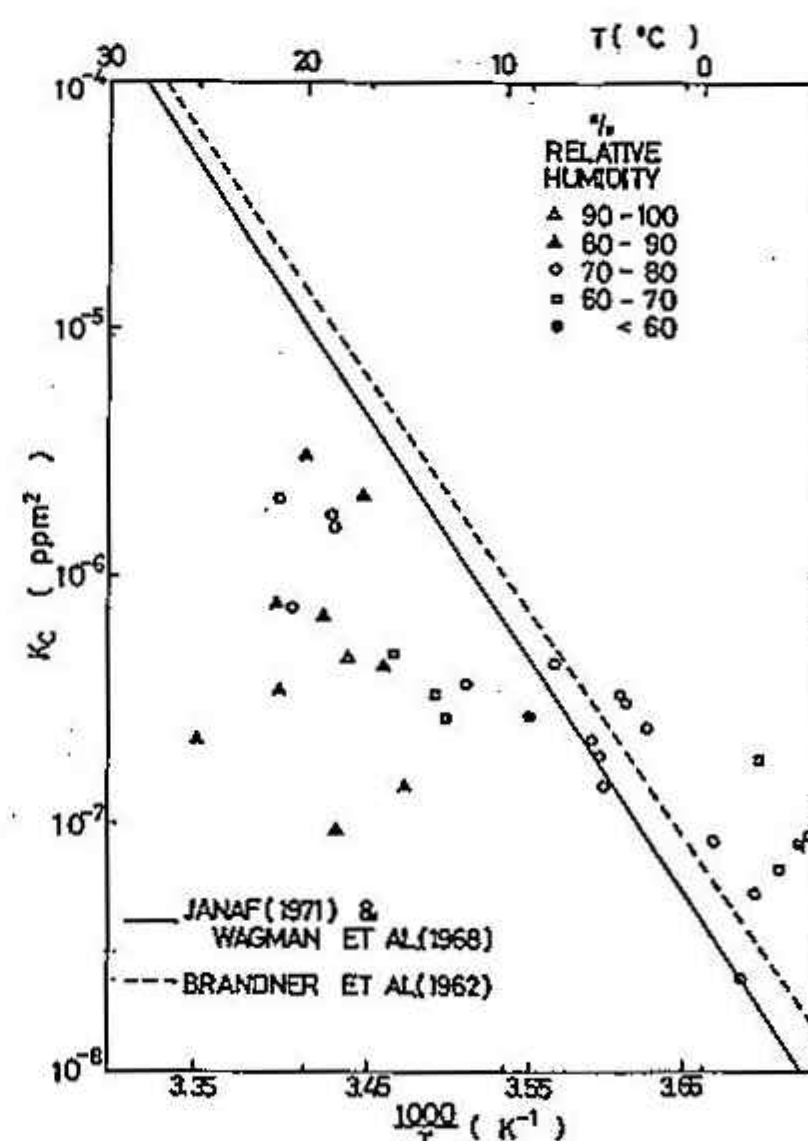


図6. $\text{HNO}_3 + \text{NH}_3 \rightleftharpoons \text{NH}_4\text{NO}_3$ の平衡定数 K_c の熱力学データによる計算値(—)と飽和蒸気圧の実測値からの外推値(---)と、 HNO_3 及び NH_3 の濃度の実測値の積 $P_{\text{HNO}_3} \cdot P_{\text{NH}_3}$ を K_c とした場合の関係。

2 降雪粒子の写真観測法による視程と降雪強度の関係

小西啓之 遠藤辰雄 藤吉康志 若浜五郎 (北大低温研)

1. はじめに.

降雪時の視程は、降雪強度に依存し、その関係を調べる必要がある。一方、降雪強度を連続して観測することは難しく、視程計などの連続自動測器の測定値から降雪強度に変換することが望まれる。そこで、この関係を明らかにするため、降雪強度、視程及び降雪粒子の粒径と落下速度の観測を行った。

2. 観測方法

降雪強度は、40×50cmの皿型容器に降雪粒子を直接受け重さを測る方法で約5分間毎に測定し、視程は透過率測定型の視程計(明星電気社製・TZE-2E型)で連続測定した。また、粒径、落下速度、数密度は、降り込み型降雪タワー(90×60cm)(図-1)中を落下する粒子の約1分間隔の写真より求めた。

これらの観測は 1982年~83年の冬期に低温研屋上で行った。

3. 結果

一冬間の降雪強度、 $R(\text{mm/hr})$ と視程、 $V(\text{km})$ の相関を調べたのが図-2である。図中の直線は $V=1.0 \times R^{-0.5}$ (1)を表わし、この直線を中心に点が分布していることがわかる。

一方、写真観測法では、個々の粒子の粒径と落下速度がわかるので、粒子の和として降雪強度、視程を求めることができる。そこで、降雪粒子を球形と仮定すると、 $R = \frac{\pi}{6} \sum (N \cdot D^3 \cdot \rho \cdot v)$ (2), $V = \frac{\pi}{4} \sum (N \cdot D^2 \cdot K)$ (3), で与えられる。(N: 粒子数, D: 粒径, ρ : 粒子の見かけ密度, v : 落下速度, K: 透過率) ここで $\rho(\text{g/cm}^3)$ は測定していないので 落下速度 $v(\text{cm/s})$ との経験式 $v = 330 \cdot (\rho - \rho_a)^{1/2}$ (4)を使って、落下速度の関数とした。(ρ_a : 空気の密度), (2), (3) 式を(1)式に代入すると $\rho \cdot v \cdot N^{1/2} \cdot K^{-1/2} = \text{const}$ の関係が得られ、観測結果から $\rho \cdot v \cdot N^{1/2} \cdot K^{-1/2} = \text{const}$ (5)であることがわかった。

以上の関係式を使って、視程計(V_M)と写真観測法(Photo.)のデータから4つの方法で降雪強度を求めた。方法は表に、結果は図-4に示した。図の横軸は実際に測定した降雪強度、縦軸はそれぞれの手続きを経て得られた降雪強度の計算値である。図より、(a), (b), (d)の方法により、ほぼ実際の降雪強度を表わすことができることがわかる。一方、

(c)については、個数は少ないが降雪強度に寄与する大粒子が偶然サンプリングされて、計算値が大きくなったと考えられる。そこで、大粒子の影響を除くため、15mm以下の粒子で降雪強度を求め、実測値と比較を行った。(方法(c'))(図-4) その結果、計算値は実測値より小さくなる

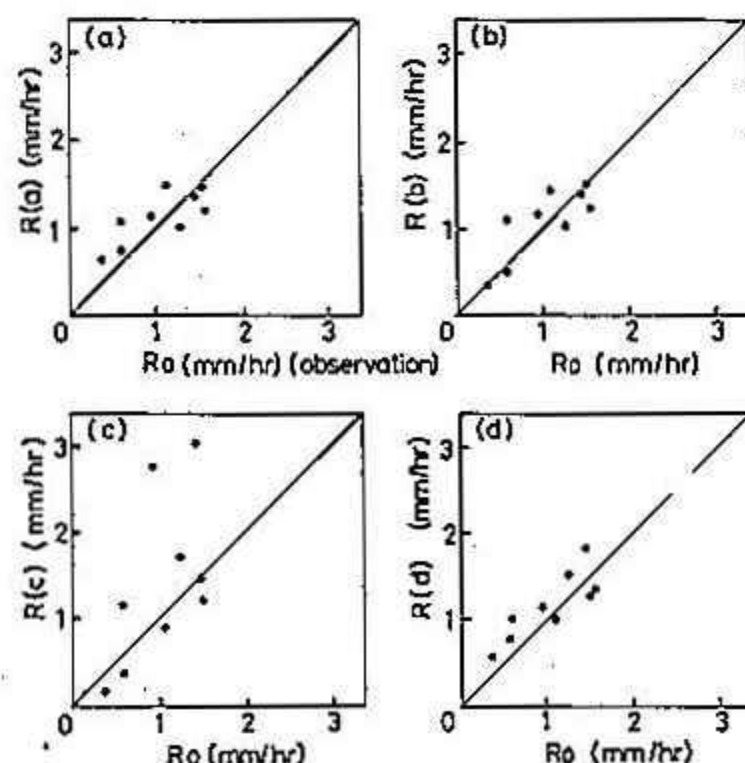


図-3

表			
	Data	式	
(a)	V_M	(1)	$R(a)$
(b)	$V_M, \text{Photo}(N, D)$	(3) $\rightarrow$ (5) $\rightarrow$ (2)	$R(b)$
(c)	$\text{Photo}(N, D, v)$	(4) $\rightarrow$ (2)	$R(c)$
(d)	$\text{Photo}(N, D, v)$	(4) $\rightarrow$ (5) $\rightarrow$ (3) $\rightarrow$ (1)	$R(d)$

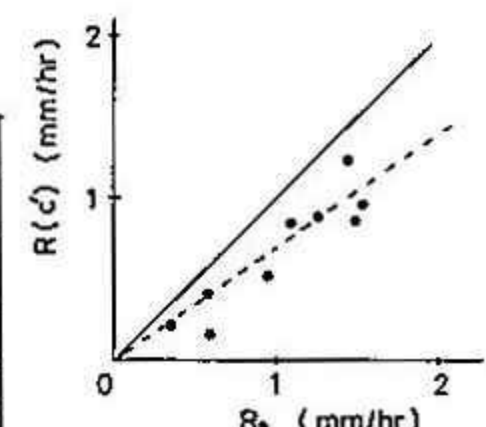


図-4

が、ほぼ一直線(図の破線)上に集まった。この時、計算の過程で、(4)式の定数を330から300に変えると、ほぼ実測値と等しくなる(図の実線)ことがわかった。そこで、我々の観測例では、(4)式の定数を300に変えれば、この(4)の方法でも降雪強度が求められる。

次に、視程計より求めた視程と、(3)式で $K=1$ として写真観測法で求めた視程とを比較した。(図-5)比較例は、断続的に中～大雪片が降り続いた1983年3月4日の例で、下段が視程計、上段が写真観測法より求めた視程である。図から明らかのように2本の曲線は、ほぼ同じ傾向を示し、(視程計は電気的な時定数のため2～3分ピーク時が写真観測法より遅れているが)写真観測法から視程を知ることができるとを示している。

そこで、写真の粒径分布を使って、粒径毎(1mm毎)の視程に与える寄与を求めた。(図6(a),(b)) 図中の曲線は、外側からそれぞれ、 $1, 2, 4, 8, 16 \times 10^2 (\text{mm})^3/\text{m}^3$ の等値線で、影の部分 $4 \times 10^2 (\text{mm})^3/\text{m}^3$ 以上の部分を示している。(a)図は、図

と同じ3月4日の例で、視程に寄与する粒径が時間的に変化することがわかる。また、雪片が降っている場合視程に大きく寄与するのは7mm以上の大粒子であることがわかる。

一方、(b)図の例は、3月7日の地上気温が $+1^\circ\text{C}$ の時に降ったみぞれの観測例で、(a)図と異なり2～5mmの小さい粒子が視程に大きく寄与していることが示されている。

次に写真より得た粒径と落下速度から、表の(c)の方法で、各粒径毎の降雪強度を求めた。(図-7)

図の上段は、実測の降雪強度、下段は粒径毎の降雪強度で、 $0, \sim 1, \sim 10, \sim 10^2, \sim 10^3, \sim 10^4 \times 10^3 \text{ mm/hr}$ の6段階に階調をつけ、比較的明瞭な階調の境界線を引いた。粒径毎の降雪強度は、粒径が大きくなる程、強くなることがわかった。しかし、大粒子は個数が少ないのでサンプリング誤差が大きく、実測値と比較することが難しい。一方、小粒子に見られる降雪強度の変化は、サンプル数が多いから代表性が良くなり、図中の曲線と上段の実測値の変化と比べるとよく対応していることがわかる。特に、

14時40分～15時10分の対応がよく、ピークと谷が一致している。

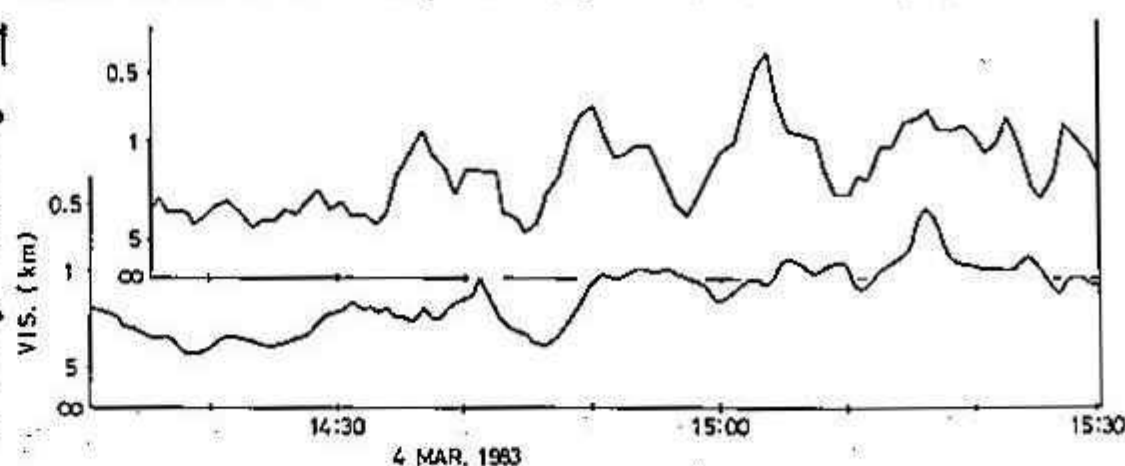


図-5

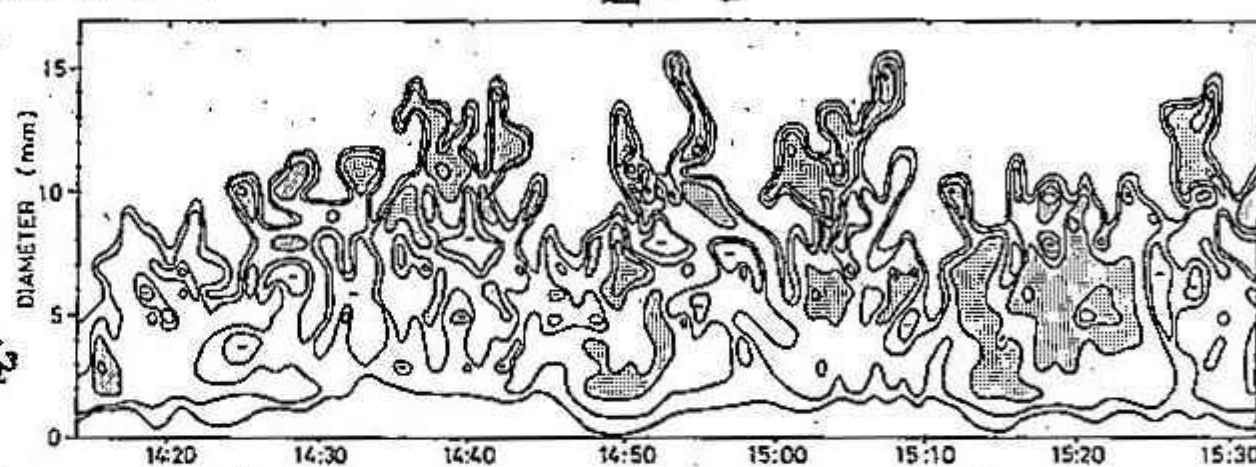


図-6(a)

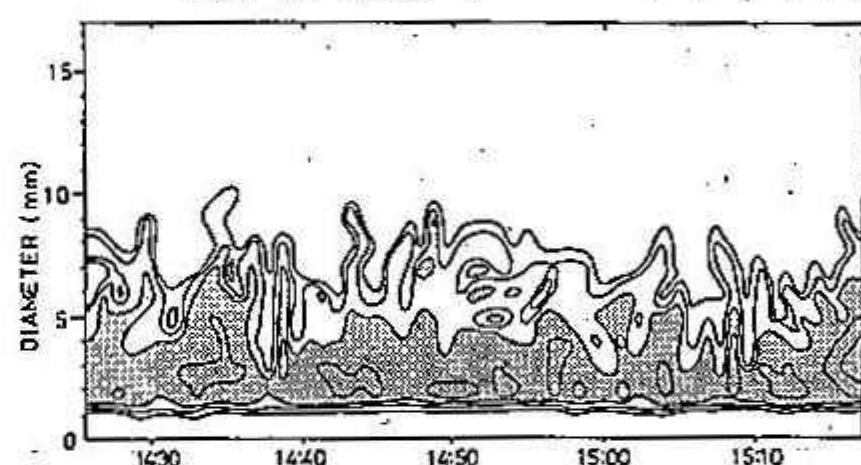


図-6(b)

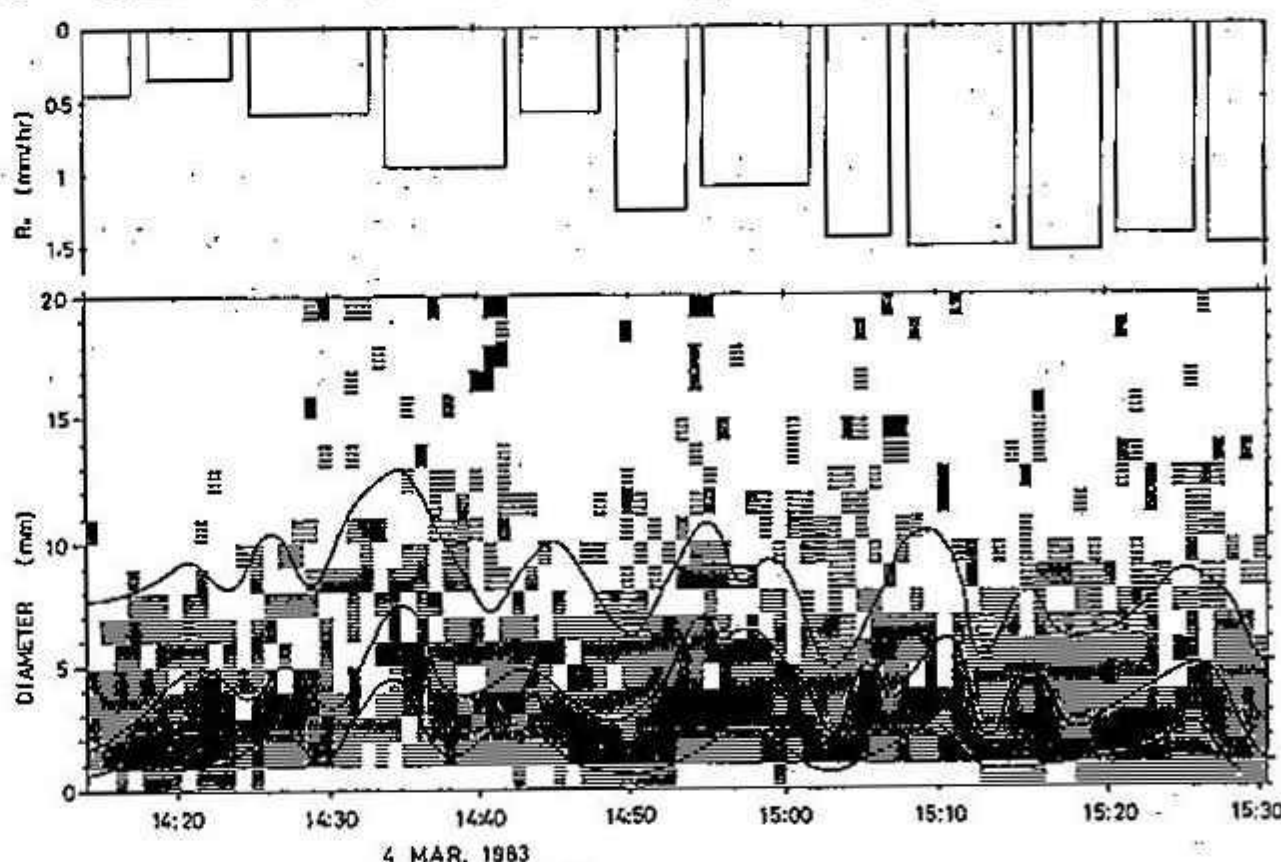


図-7

3 盆地における冷却過程 (V)

○ 播磨屋敏生 (北大理学部)
 真木 雅也 (")
 菊地 勝弘 (")
 平松 親 (北大環境研)
 東根 聡 (")

1. はじめに

盆地冷却過程におよぼすまわりの斜面からの冷気の移流・堆積による冷却量を直接測定する目的で、前年度の観測項目 (1983年11月支那研究発表会) にパイロットバルーンによる風の垂直分布測定を追加して1983年秋に赤井川村で観測を実施した。1982年の観測期間は、10月下旬～11月上旬であったが、1983年の観測期間は9月下旬～10月上旬と稲の収穫前であったので、夜間冷却量が多くなることが予測される日には、23時頃より農家の人達によるくん煙作業が行われた。くん煙による夜間冷却量の減少が観測されたので、本報告では主にこれについて述べる。

2. 観測

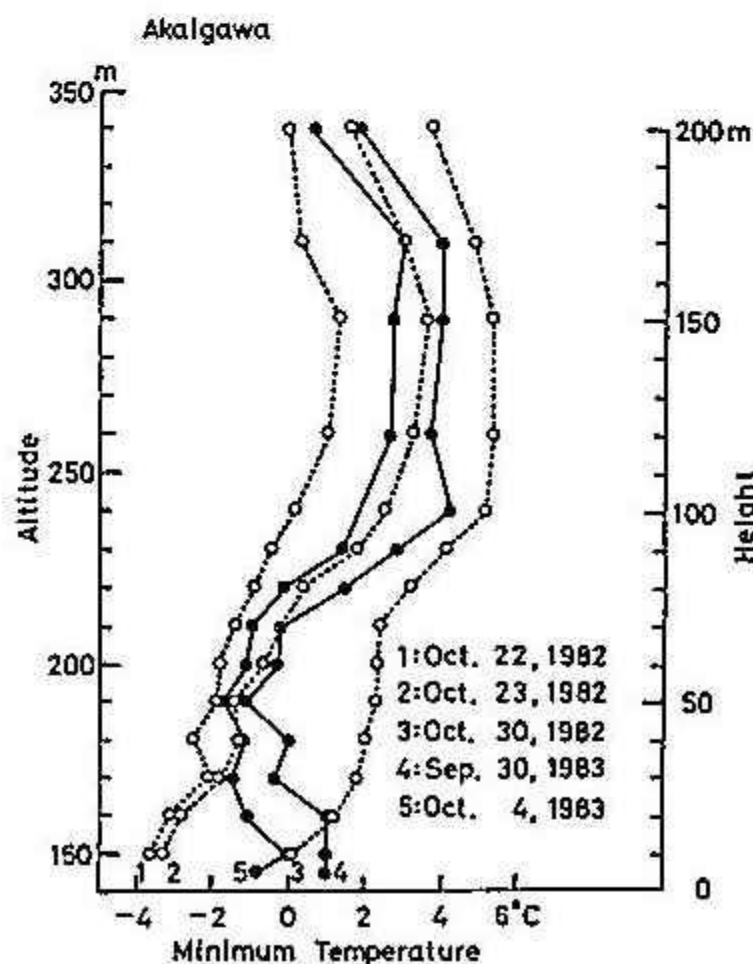
盆地内の湿度の3次元構造は、斜面上の5点の自記温湿度計、その間をうめるように配置された15点の最低温度計、2点での係留気球による湿度測定によって求めた。また接地逆転層の高度変化は、音波レーダーで測定した。風の測定は、パイロットバルーンと2点での自記風向風速計で行なった。また熱収支観測を盆地底において行なった。

3. 結果

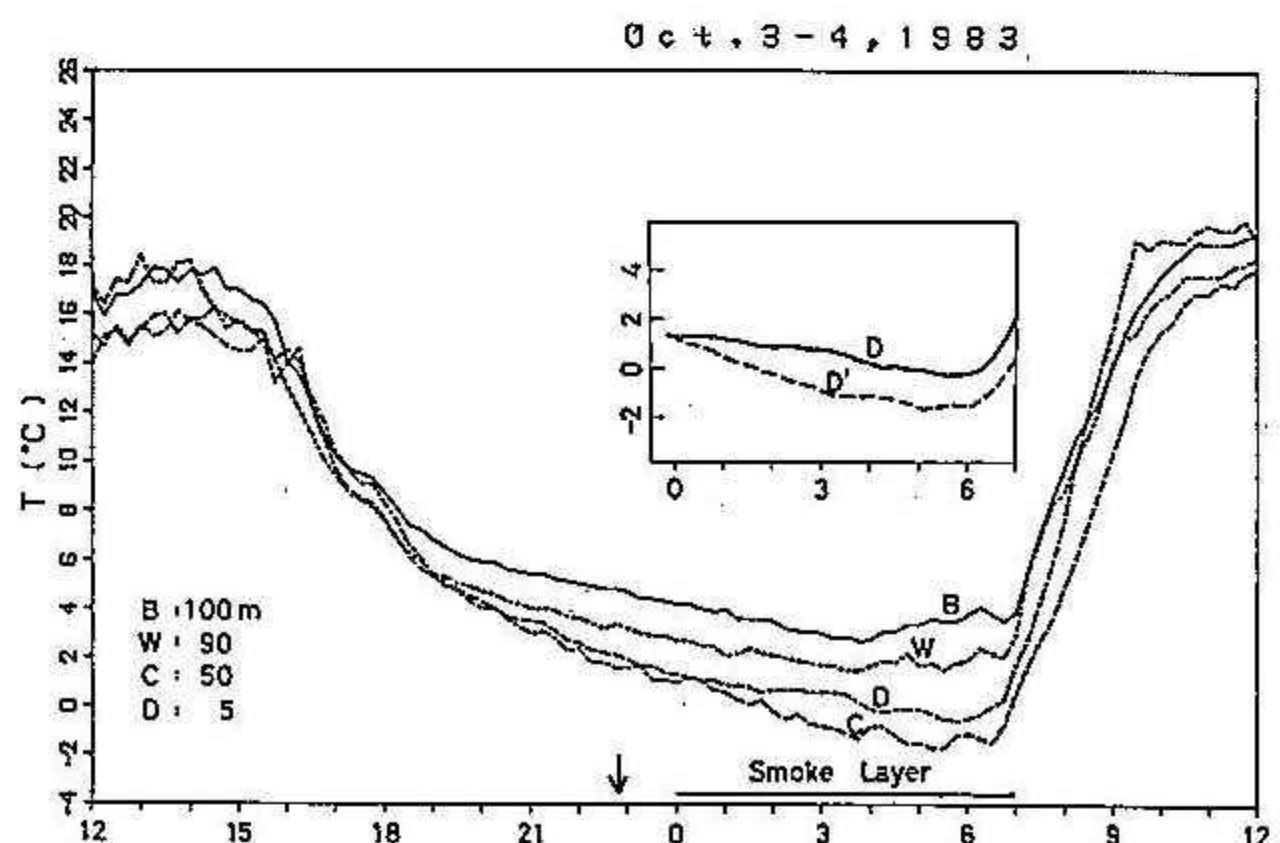
斜面に沿った最低気温の垂直分布によると、よく晴れた日には強い逆転層が形成されるが、くん煙による煙層の上面 (高度約50m) が最低温度となり、むしろそれより下層は、温度低下の程度が弱い。

くん煙による温度低下の減少量、すなわちくん煙による効果量を3方法で見積った。第1図は、斜面に沿った最低気温の垂直分布を示している。晴れた日であるがくん煙をしなかった例を点線 (1982年の観測)、くん煙をした例を実線で示している。両者の比較より、9月30日は約4.0°C、10月4日は約2.5°C くん煙効果があったように見られる。しかし、観測期間の地面状態、気象条件等が違っているので、この値がくん煙効果そのものとは断定できない面もある。

第2図は、斜面に沿った4高度における気温の時間変化を示している。日没後、高度が低い観測点ほど低温であるが、23時前くらいよりくん煙作業がはじまり、有効な煙層 (高度約50m) が形成された0時以後は、煙層の下部にあるD点の気温低下はにぶり、結果的にはC点より高温



第 1 図



第 2 図

となった。その差をみるために、上図にD点の1時間移動平均した気温の時間変化とC点の気温の時間変化に平行に冷却したと仮定した場合のD点の気温の時間変化をD'として表示した。DとD'の差は約1.8°Cで、一応これがくん煙の効果量と考えられる。しかし、通常は盆地底ほど冷気がたまることによって冷却量が大きいの、もっと大きい効果があったと考えられる。

くん煙効果量を別の面から見積る。第3図に上向き、下向き、正味放射量の時間変化を示す。日没後正味放射量は、地面から出ていく向きであるが、煙層が形成された後は、その量が減少した。この観測結果を使って、煙層による温度低下の減少量を見積った。夜間冷却量を表わす Brunt の式に従うと、日没時の気温が T_0 °C である場合の t 時間後の気温 T °C は次のように表わされる。

$$T = T_0 - \frac{2R_N}{C_p \sqrt{k\pi}} \sqrt{t} \quad (1)$$

ここで、 R_N は正味放射量、 C_p は土壌の熱容量、 k は土壌の温度伝導率である。(1)式より、日没後 t_1 時間から t_2 時間までの気温低下量は(2)式のようになる。

$$\Delta T = \frac{2R_N}{C_p \sqrt{k\pi}} (\sqrt{t_2} - \sqrt{t_1}) \quad (2)$$

この時間帯に煙層があり、正味放射量が R'_N に変ると(3)式のようになる。

$$\Delta T' = \frac{2R'_N}{C_p \sqrt{k\pi}} (\sqrt{t_2} - \sqrt{t_1}) \quad (3)$$

それで、煙層による温度低下の減少量は次式のようになる。

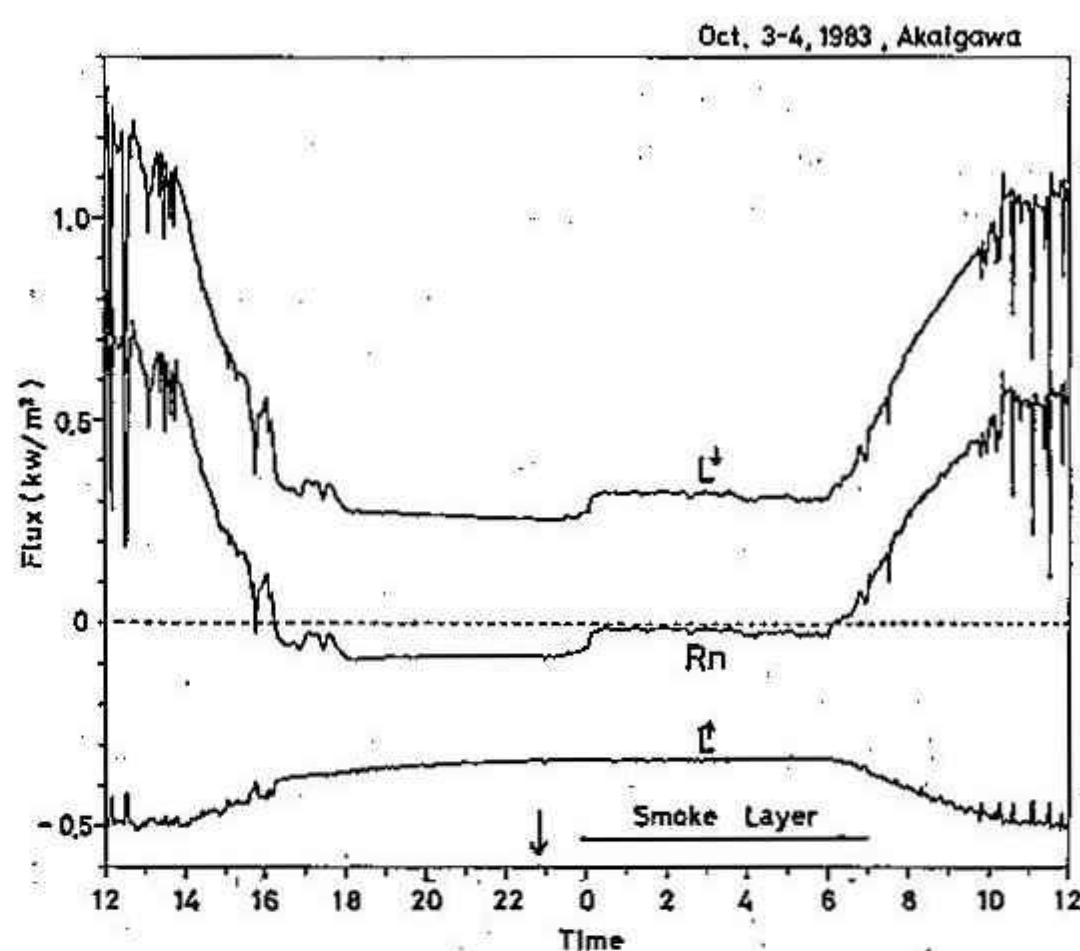
$$\Delta T - \Delta T' = \frac{2(R_N - R'_N)}{C_p \sqrt{k\pi}} (\sqrt{t_2} - \sqrt{t_1}) \quad (4)$$

ここで、日没時刻が16時45分であるので有効な煙層の形成時刻0時と解消時刻6時の観測値から $t_1 = 7.25$ 時、 $t_2 = 13.25$ 時となる。 C_p は実測値

より $2.12 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}$ であり、 k は土壌の状態によって異なるが、湿った粘土の値を採用して $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ とした。また R_N は、16時45分～0時までの煙層の形成以前の観測値の平均 $75.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 R'_N は、0時～6時までの煙層の形成後の観測値の平均 $18.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ を用いた。その結果 $\Delta T - \Delta T' = 2.4^\circ\text{C}$ となった。この結果は、最低気温の垂直分布の結果とほぼ等しい。以上の結果から、くん煙効果は約2.5°C程度あったと考えられる。

4. 考察

くん煙効果は約2.5°C程度であり、C点(高度50m)では霧がおりたが、盆地底では霧がおりなかったので一応成功したわけだが、もっと効果あるためにはどうすれば良いのかを考えた。各々の値は前節と同じものを用いた結果を第1表に示す。煙層の継続時間を長くした場合どうなるかを左側に示した。継続時間を長くすればするほど効果は大きく、日没直後から朝までくん煙を続けると、24時から開始した場合にくらべて3倍以上も効果がある。しかし、現実問題としては、農家の人運に苦勞をかける事となる。次に、同じくん煙作業をするのでその時間帯にせれば効果が大きいことを右側に示す。日没後できるだけ早くくん煙作業をすれば良く、日没直後の時間帯の場合には、24時からするのにくらべて2倍以上の効果があることがわかる。今まで火煙層という表現を使ってきたが、実際は、煙層が形成されると同時に霧が発生した。実際的には、この霧層が温度低下を減少させたと考えられる。また盆地地形が、煙層がある場所にとどめておくこと、風を弱めて拡散しにくくしていることも重要な因子であろう。以上のいろいろな条件が重なった結果、成功したものと考えられる。



第3図

第1表

Onset time	Duration	$\Delta T - \Delta T'$	Onset time	Duration	$\Delta T - \Delta T'$
24 h	6 h	2.4°C	24 h	6 h	2.4°C
23	7	2.9	23	6	2.6
22	8	3.5	22	6	2.7
21	9	4.1	21	6	2.9
20	10	4.7	20	6	3.2
19	11	5.5	19	6	3.5
18	12	6.5	18	6	4.1
17	13	8.1	17	6	5.2

4 盆地における冷却過程 (VI)

真 木 雅 之 (北大・理学部)
播 磨 屋 敏 生 (同上)
菊 地 勝 弘 (同上)

1. はじめに

前回(1983年11月支部研究会), 熱収支解析から盆地のようなまわりを山地斜面で囲まれた地形では, 盆地内の大気境界層の冷却はまわりの山地斜面からの冷気の移流・堆積によって大きく支配されていることを報告した。しかしながら, 冷気移流による冷却の時間的变化, あるいは高度分布については不明であった。このことを明らかにする目的で, 1983年9月下旬から10月上旬, 赤井村で観測を行った。ここでは, 10月3日~4日の例について報告する。

2. 地表面熱収支

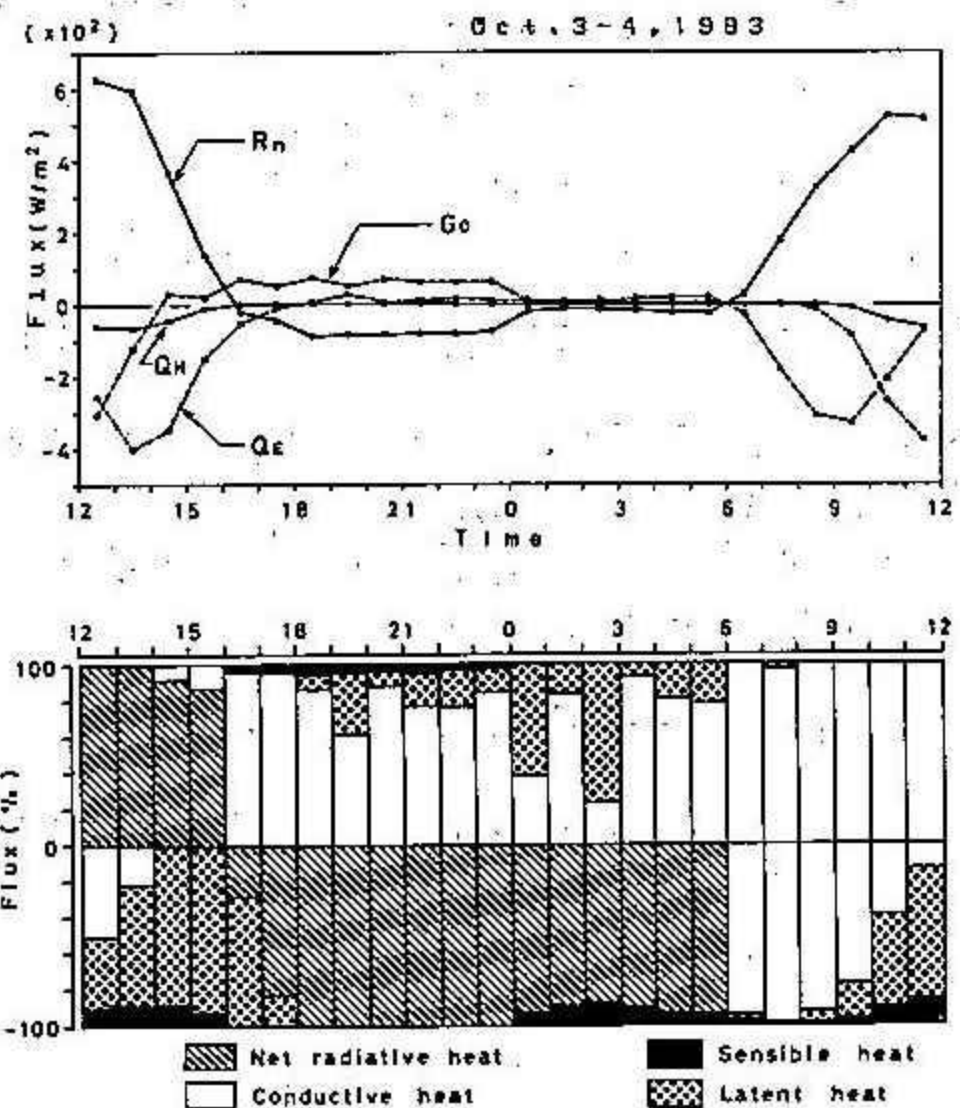
第1図に盆地底中央部における地表面の熱収支解析の結果を示す。第1図の上図は各熱フラックスの値を地表面に向う方向を正として示した。また, 下図は地表面が失う熱フラックスの合計を-100とした場合の各熱フラックスの割合を示す。地表面が湿っていたため, 潜熱フラックスの割合が顕熱フラックスに比べて大きくなっている。冷却の期間であった日没から0時までは, 近似的に正味放射熱フラックスと地中伝導熱および着熱フラックスの和が釣りあった状態で冷却が進んでいる。

3. 盆地中央部の気柱熱収支

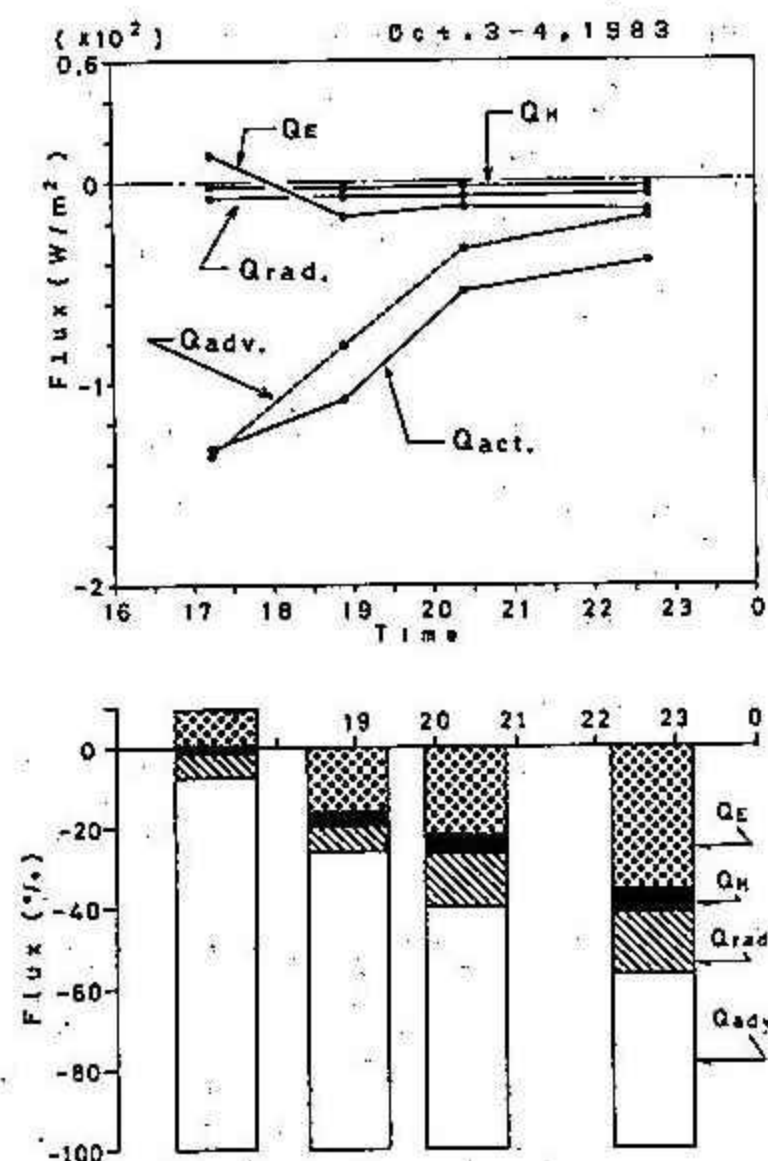
第2図に盆地中央部の気柱についての熱収支解析の結果を示す。気柱の厚さは, まわりの山の比高, 音波レーダーによってモニターされた湿度逆転層の高度から250mとした。 $Q_{act.}$ は気柱から実際に奪われた熱フラックス, Q_H は顕熱フラックス, Q_E は着熱フラックス, $Q_{rad.}$ は大気の放射熱フラックスであり, 移流によって気柱から奪われる熱 $Q_{adv.}$ は気柱の熱収支式の残差項として求められる(1983年11月支部研究発表会)。各熱フラックスの $Q_{act.}$ に占める割合は, 移流によるものが他の熱フラックスに比べて大きく, 特に日没直後においては, 気柱の実際の冷却の約40%がまわりの山地斜面からの冷気移流によってもたらされている。

4. 冷気移流の高度分布

第2図で求められた移流項 $Q_{adv.}$ は厚さ250mの気柱についての熱収支式における残差項として求められたものであった。そこで今度は盆地内の風の場, 湿度場から直接, 冷気移流による大気の冷却率を求めることを考える。



第1図 地表面熱収支



第2図 盆地中央部気柱熱収支

第3図にパイロットバルーンによる観測から求めた盆地中央部での風の場の時間的変化を示す。日没前には全層で強かった風は日没後弱くなり、盆地内の風は1~2 m/sとなった。このような状況は日出後の逆転層が解消する10時頃まで続いた。一方、斜面に沿っての気温と盆地中央部での係留気球による気温の観測から求められた水平方向の温度勾配は0.5~1 K/kmであり、盆地内の風速を1 m/sとして水平移流による冷却率を大まかに見ると約-2~-4 K/hr.となる。

このことをもう少し定量的に見るために第4図のようなモデルを考えた。高度 z の厚さ Δz の気層について、移流による平均的な冷却率を次のように定義する。

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_{adv.} = -\frac{1}{L} \int_0^L (u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z}) dx \quad (1)$$

ここで、右辺の積分を次のように近似する。

$$\int_0^L u \frac{\partial \theta}{\partial x} dx \approx \frac{1}{2} (u_0 + u_1) (\theta_1 - \theta_0) \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \int_0^L w \frac{\partial \theta}{\partial z} dz &\approx \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_1 \int_0^L w dz \\ &\approx \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_1 w_0 (L - L_b) \end{aligned} \quad (3)$$

温度場と盆地中央部での風速(u_1)については観測値を用い、斜面での下降流については、最も単純な冷気塊の自由落下を考え、

$$|w_0| = \left(\frac{2gh(\theta_1 - \theta_0)}{\theta_1} \right)^{1/2} \quad (4)$$

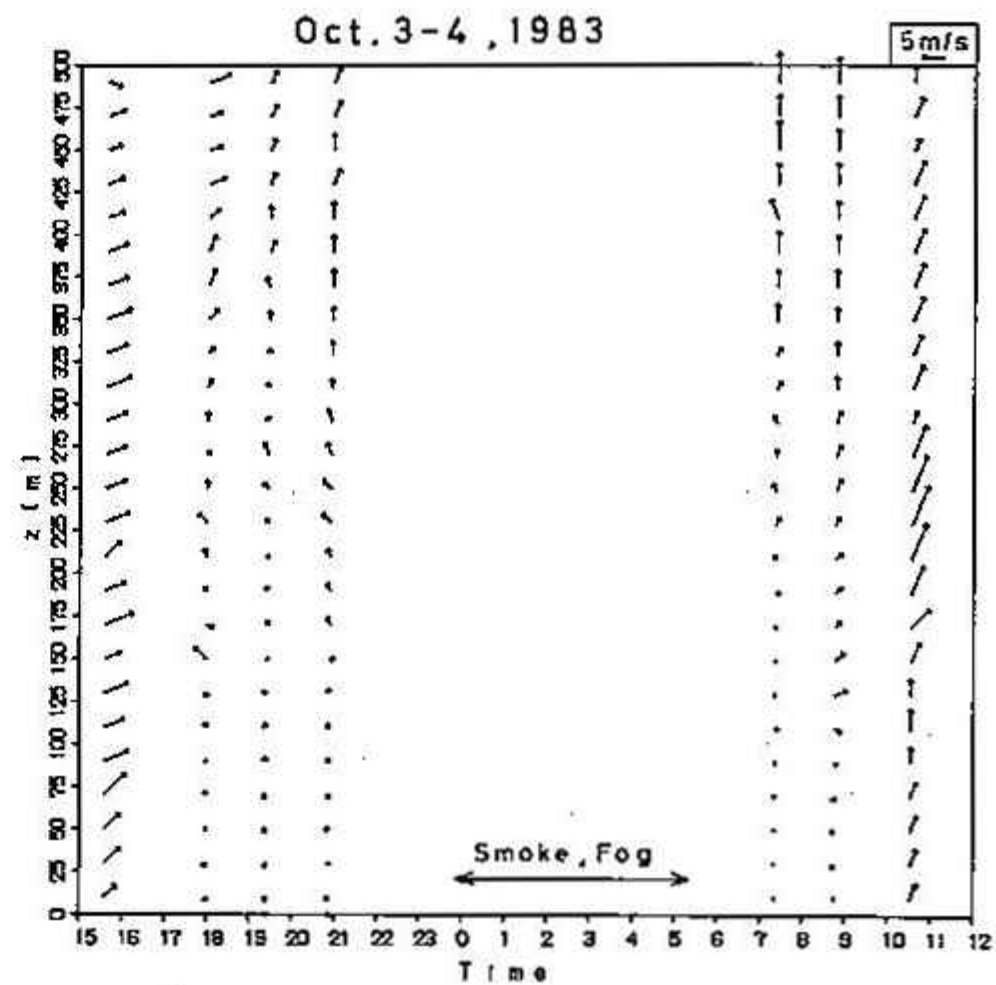
で求めた。ここで h は冷気塊の落下高度差であり、いま考えている層の平均温位を $\bar{\theta}$ としたとき、それと等しい温位の斜面の高度との差として求めた。

以上のようにして求められた大気の移流による冷却率を第5図に示した。移流による大気の冷却は日没直後には下層で大きくなっているが、その後時間とともに上層の方で大きくなっている。すなわち、斜面からの冷気が盆地底まで移流し直接冷却を及ぼすのは日没直後のわずかな期間でありその後は上空を冷却する。

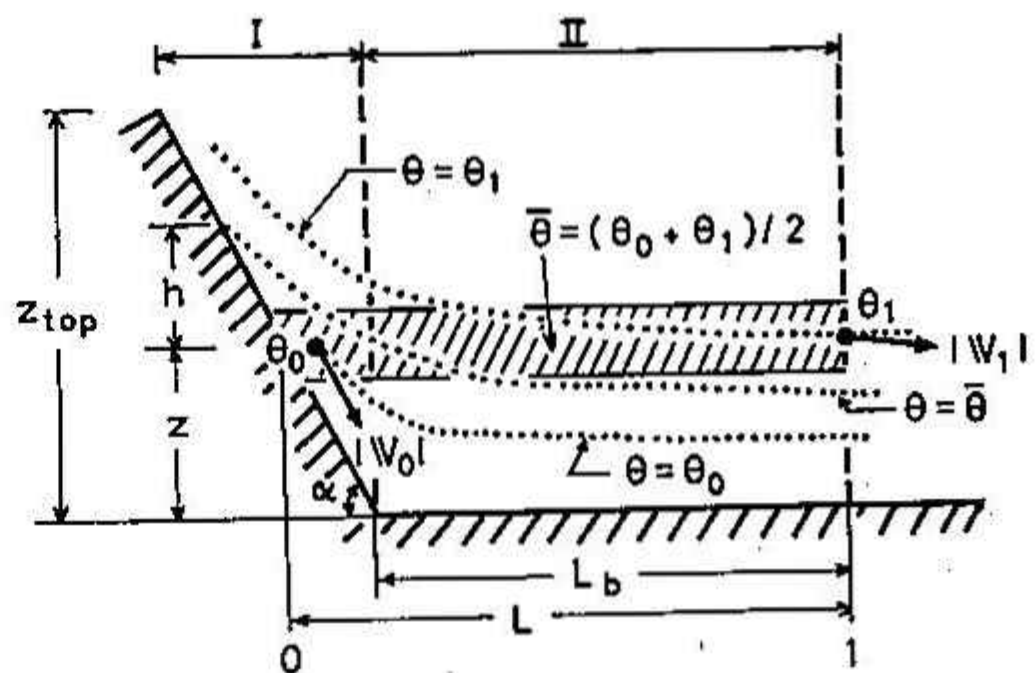
5. おわりに

以上の結果は1つの事例についてであり、またモデルで考慮した斜面下降風についても地表面との間の運動量、熱交換を無視している。今後これらを考慮したモデルによる数値計算が必要である。

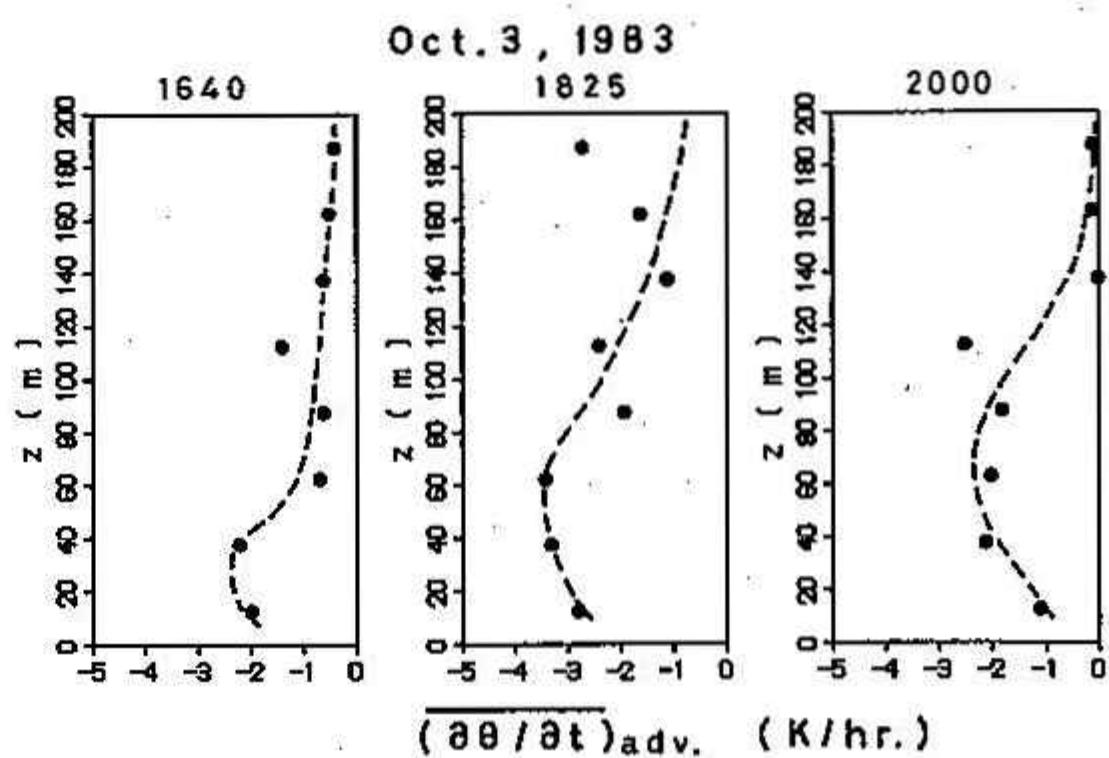
最後に、観測にあたって御協力をいただいた各機関に感謝いたします。



第3図 風場の時間変化



第4図



第5図 冷気移流の高度分布

5 地上気温とひまわり赤外データの比較について(2)

堀 口 郁 夫・谷 宏(北大農学部)
元 木 敏 博 (気象衛星センター)

ひまわり(GMS)の赤外データ(観測輝度温度)は、地表面温度と対応している。この地表面温度を利用して、地上測定値のない所の気温を推定する方法を検討している。先の発表で観測輝度温度に大気補正を行って得られた地表面温度(T_g)とAMeDAS観測値の気温(T_a)を比較した結果、都市部は高温になるなど地域的な特徴があることが明らかになった。そのため今回は両者を比較した場合の地域的な特徴について調べた。

解析に用いたデータは、表-1に示す16日間の51時間分のデータである。このデータに

ついて、時間別に相関係数・回帰係数・

回帰直線の周りの標準偏差を計算した

(表-2)。表-2によると、相関係数は9時が最も悪くまたバラツキも大きい。

逆に18時・3時が相関係数が良く、特に3時はバラツキも小さい。一般的傾向として、日中は夜間・朝方より赤外データから計算した地表面温度と気温の相関

が悪く、バラツキが大きい傾向がある。

このことは、赤外データから計算した地表面温度の場所的相違が、気温の場所的相違より大きいことを表わしており、日

中の日射の加熱による地表面状態の差が現われているものと推定出来る。

場所による地表面状態の差を調べる目

的で、赤外データから計算した地表面温度(T_g)と北海道内162

点のAMeDAS気温(T_a)との回帰式 $\hat{T}_a = a \cdot T_g + b$ を計算し、AMeDAS

気温との偏差($T_a - \hat{T}_a$)について調べた。この偏差は北海道

の平均的な地表面温度と気温の相関からのへだたりで、各地点について偏差の時間変化を調べる

ことによって、地域的な特徴が調べられる。図-1に示すよう

に、横軸に時間とヒリ縦軸に偏差をとって各時間で平均すると

図-1の下図のような曲線が得られる。この曲線は平均的な地表面温度と気温の相関との偏差の時間変化で、地表面状態

によって影響を受けると思われる。この偏差の時間変化を図-2aに示すように4つのtype

に分類した。その結果、type Iは、平野部に多く現われ、type IIは盆地に、type IIIはオホーツ

ク海岸・太平洋岸に主として現われた。

さらに、客観的に分類を行うためクラスター分析を行なった。その結果図-3に示す

ようなクラスターに分類され、偏差の時間変化の特徴と偏差の大小が混同したクラスター

になった。地表面の熱的な状態による分類を目的として、偏差の標準化(偏差の平均を0とする)を行ない、クラスター分析を行なったのが図-4である。いずれの場合も海岸部に

現われるクラスター、内陸部に現われるクラスターに分類された。

各クラスターごとに、赤外データから求めた地表面温度とAMeDAS気温との相関を調べた

表-1 →
解析に使用
したGMSデー
タ

Date	Time (JST)
21 May 1979	12
3 Jun. 1979	18
19 Jun. 1980	09
30 Jul. 1981	09 12 15 18 21
21 Apr. 1982	21
22 Apr. 1982	01 03 06 09 12 15 18 21
23 Apr. 1982	01 03 06 09 12 15 18 21
24 Apr. 1982	01
15 May 1982	18 21
16 May 1982	01 03
6 Jun. 1982	01 03
3 Jul. 1982	09 12 15 18 21
4 Jul. 1982	01 03 06 09 12 15 18 21
5 Jul. 1982	01
10 Oct. 1982	09 15 18 21
11 Oct. 1982	03

表-2
↓ 赤外デー
タからの
地表面温
度と気温
の相関

	Time (JST)								
	09	12	15	18	21	01	03	06	All
Correlation coefficient									
mean	0.54	0.65	0.64	0.71	0.62	0.66	0.71	0.69	0.65
sd	±0.22	±0.15	±0.18	±0.16	±0.17	±0.10	±0.04	±0.03	±0.15
Regression coefficient									
mean	0.53	0.48	0.78	1.07	0.92	1.12	1.15	0.95	0.89
sd	±0.41	±0.25	±0.28	±0.20	±0.29	±0.33	±0.35	±0.07	±0.37
Standard deviation									
mean	1.61	2.27	2.12	1.87	1.77	1.94	2.04	1.54	1.90
sd	±0.30	±0.37	±0.73	±0.60	±0.29	±0.34	±0.53	±0.37	±0.47

所. 表-3に示すごとく, 海岸部の相関は悪くなるが, 内陸部の相関はよくなった。また、標準化を行なったデータは、全体的にバラツキが大きくなる個数が多くなるが、相関が悪くなる個数は少ないのに対して、そのまゝの数値でクラスター分析を行なったものは、バラツキが多くなる個数が少ないのに対して、相関が悪くなるものが多かった。

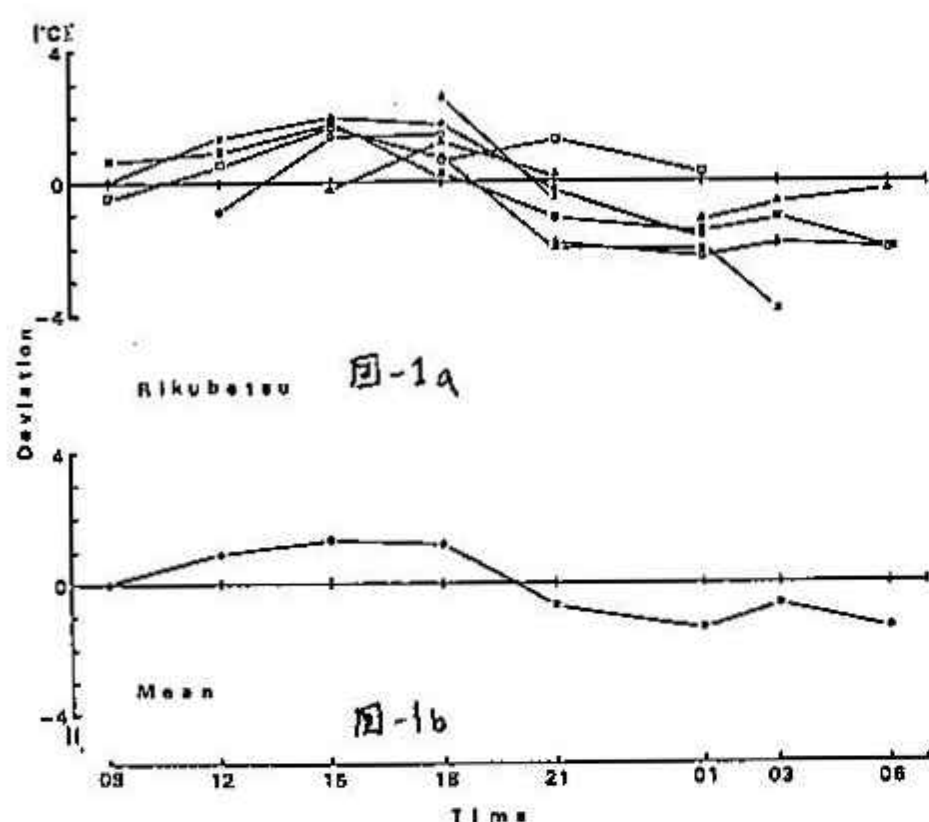


図-1 偏差の時間変化

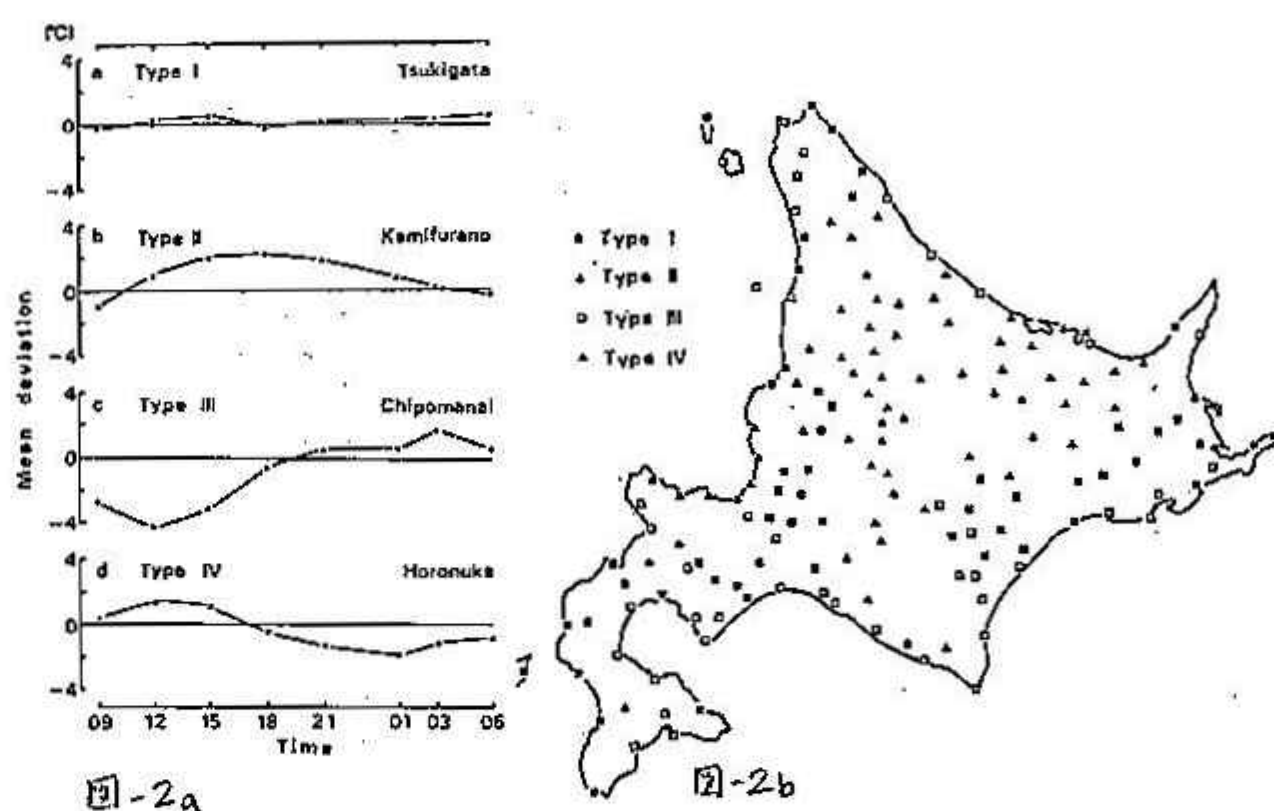


図-2 Type別偏差とその分布

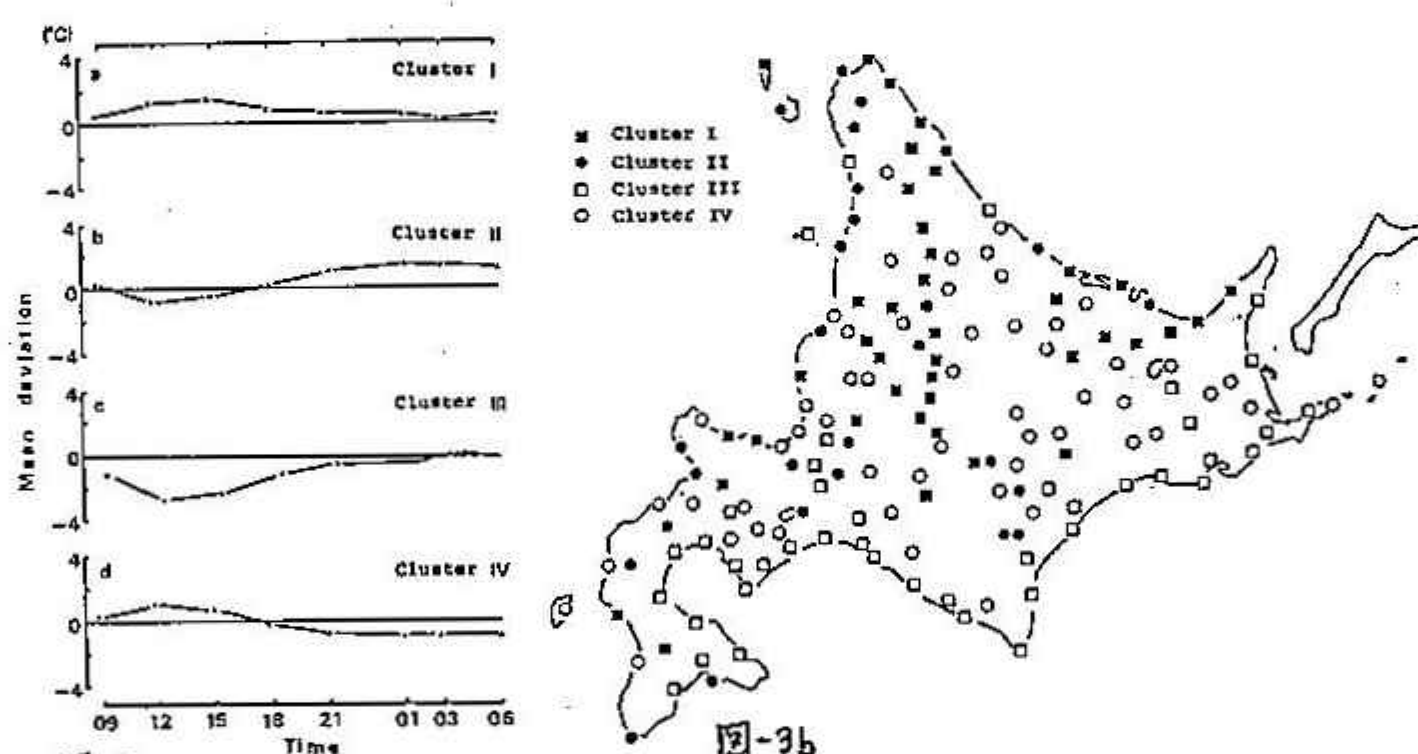


図-3 クラスター分析による偏差とその分布

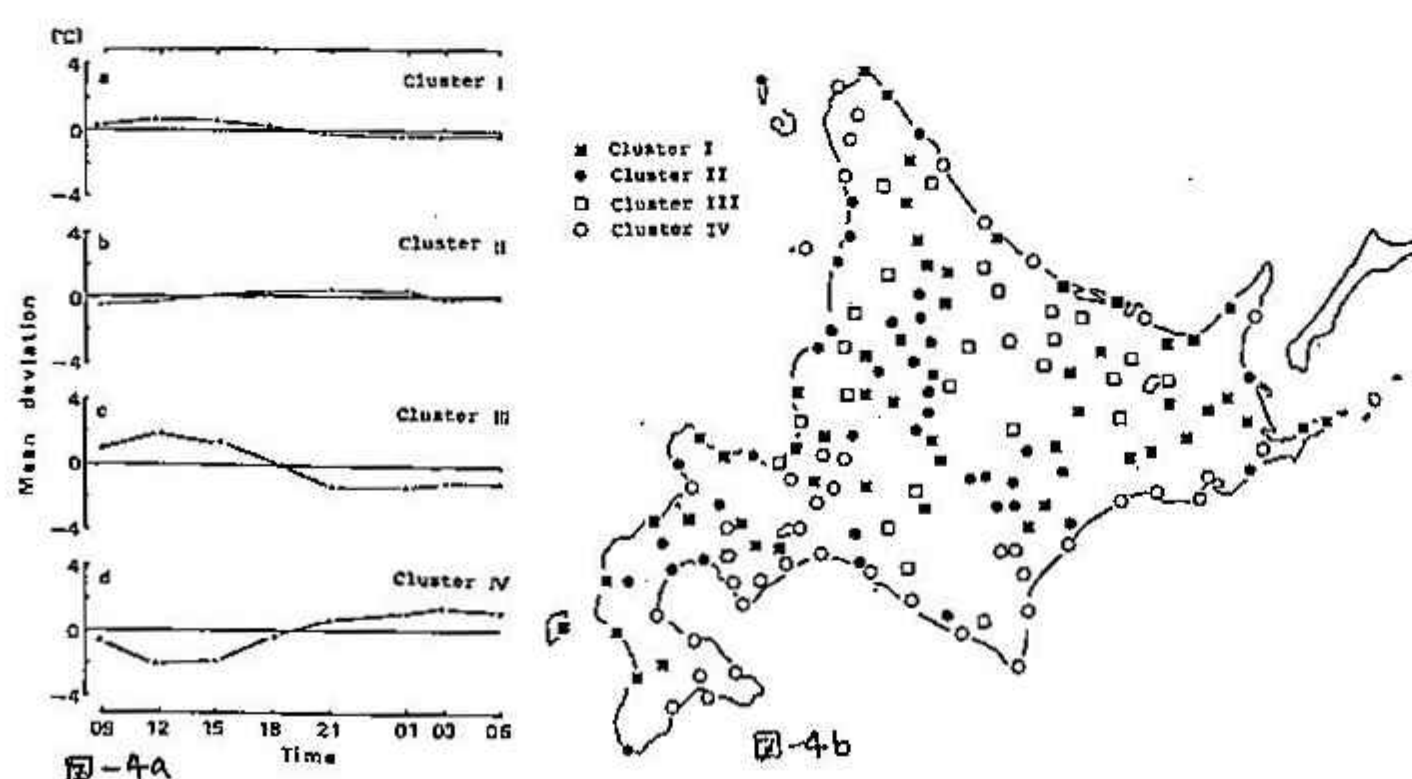


図-4 標準化を行なった偏差によるクラスター分析とその分布

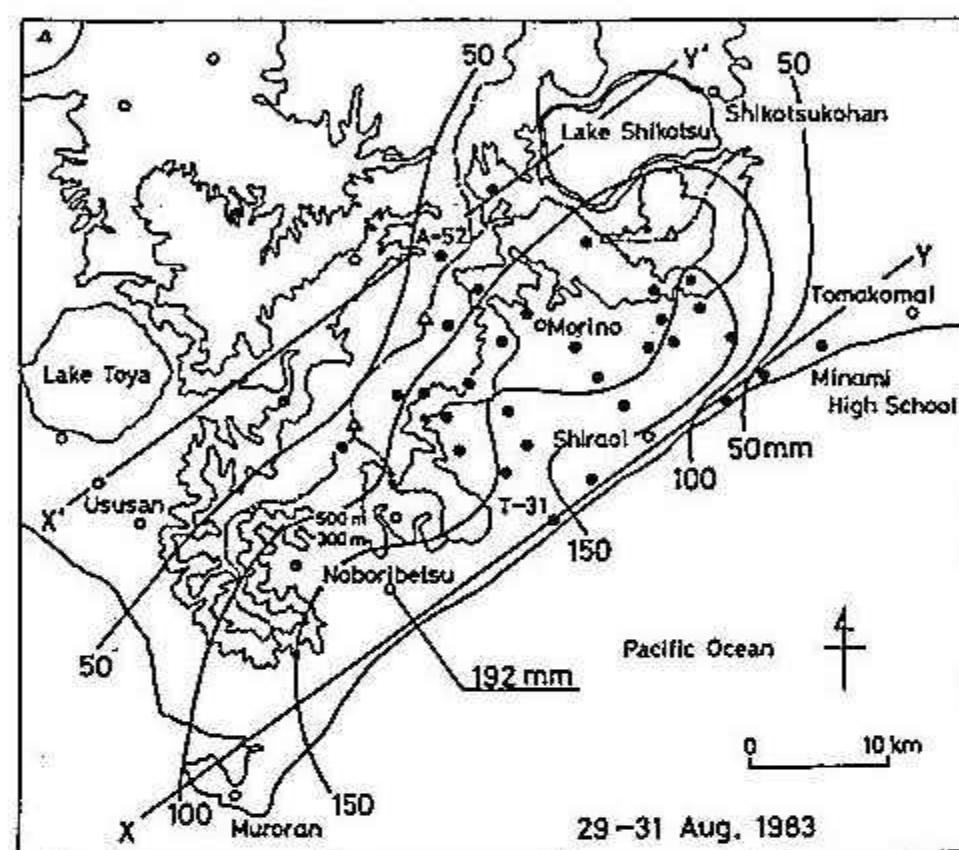
表-3. クラスター分析後の相関係数と標準偏差の変化

クラスター	標準化以前のクラスター分析		標準化後のクラスター分析	
	相関係数 悪くなる た地数	標準偏差 が大きくなる た地数	相関係数 が悪くなる た地数	標準偏差 が大きくなる た地数
I	17	2	3	3
II	23	10	14	7
III	23	5	18	7
IV	8	5	20	13

飛塚一敏 (北大環境研)、播磨屋敏生、菊地勝弘、谷口恭、
遊馬茅雄 (北大理学部)、遠藤辰雄、山田知己 (北大位温研)

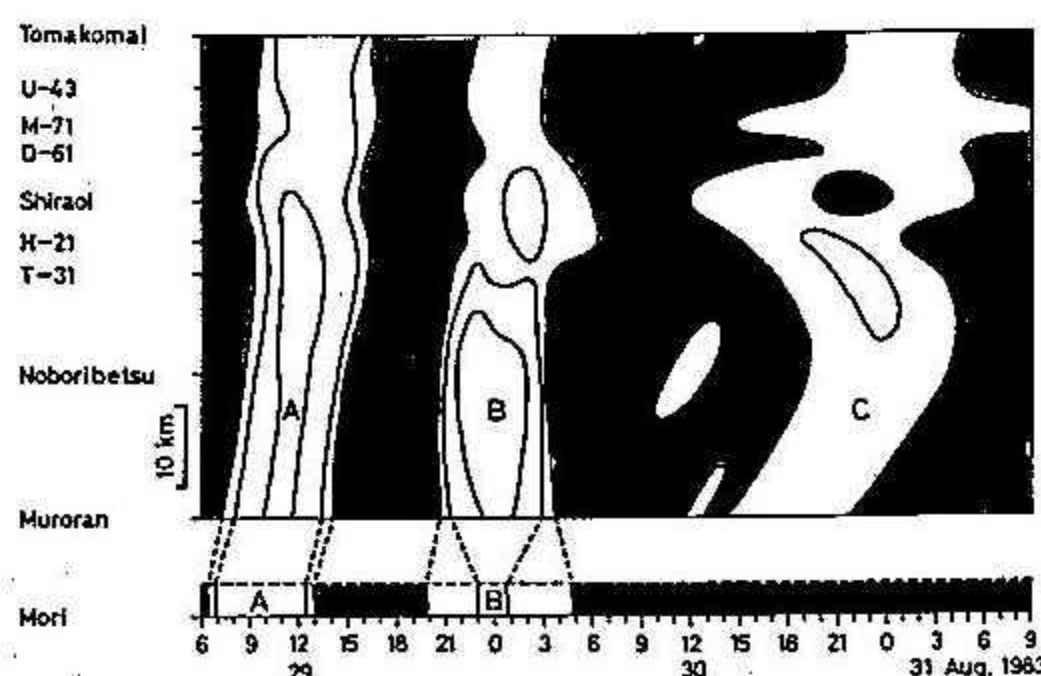
苫小牧から室蘭にかけての胆振地方では、年間降雨量が多く、大雨も時々発生することが、過去の研究で明らかになった。しかし、なぜこの地域に降雨が集中するのか、また胆振地方における降雨システムの3次元構造と地上雨量との関係がかならずしも明らかでない。そこで、1983年8月下旬～9月上旬に、胆振地方の降雨を観測できる苫小牧市郊外の苫小牧南高校屋上に北大理学部の移動用PPIレーダー、観測域中央部の森野に北大位温研の垂直レーダーを設置し、降雨の共同観測を行なった。また、白老と森野では、雨滴粒径分布、大気電場・電荷等の観測も行なった。

観測期間中、3例の降雨が観測されたが、ここでは8月29日～31日の降雨について報告する。第1図に、総雨量分布を示す (白丸印はアメダス観測点、黒丸印は今回設置した雨量計網を示す)。雨量150mm以上の領域が、海岸に平行に南西から北東に延びていて、多雨量域がオロフレム系の圓上斜面である南東斜面に集中しているのが見られる (一点鎖線は尾根を示していて、地上風は南東風であった)。各観測点の雨量の時間変化からは2時間～20時間及び2～3時間周期のピークが見られたので、前者をクラスター、後者を降雨システムと名づけて各々の移動を追跡した。室蘭から苫小牧までの直線XYに沿った9観測点とその上手の渡島半島の森について6時間雨量のSR(t)解析 ($SR(t) = 2R(t) - \{R(t-6hr) + R(t+6hr)\}$ 、ある観測点で前後の時刻より雨量が多いとSR(t)の値はプラスになる) 結果を第2図に示す。クラスターAとBは森を通過した後、胆振地方に入り、直線XY成分として20～25km/hrの速度で北東に移動したことがわかる。他方SR(t)解析によって直線X'Y'上も同じようにクラスターAとBが通過したことがわかった (図略)。すなわち、海岸線に直角方向に延びるクラスターが、海岸線に平行に北東方向へ移動したことになる。このクラスターの通過に伴う各

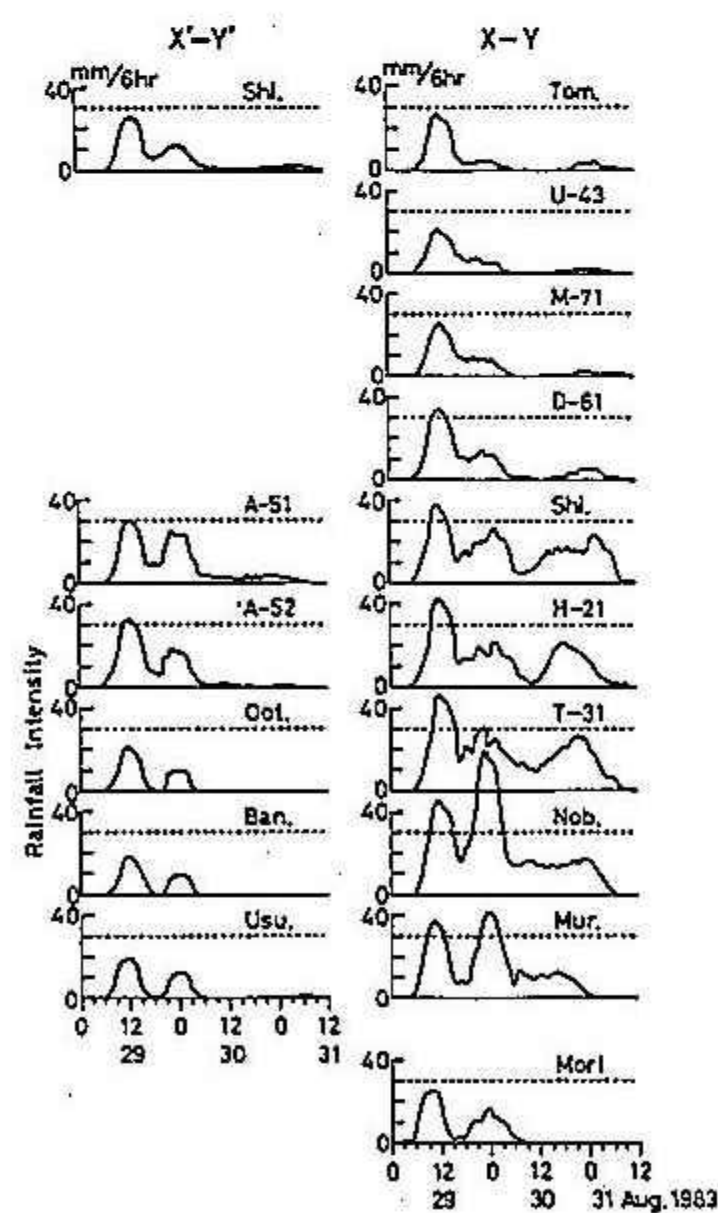


第1図

観測点の6時間雨量の時間変化を第3図に示す。直線XY上の上手の森とM-71点より北と、直線X'Y'上の各点では30mm以下であったが、室蘭～D-61点の間は雨量が多かった。す



第2図



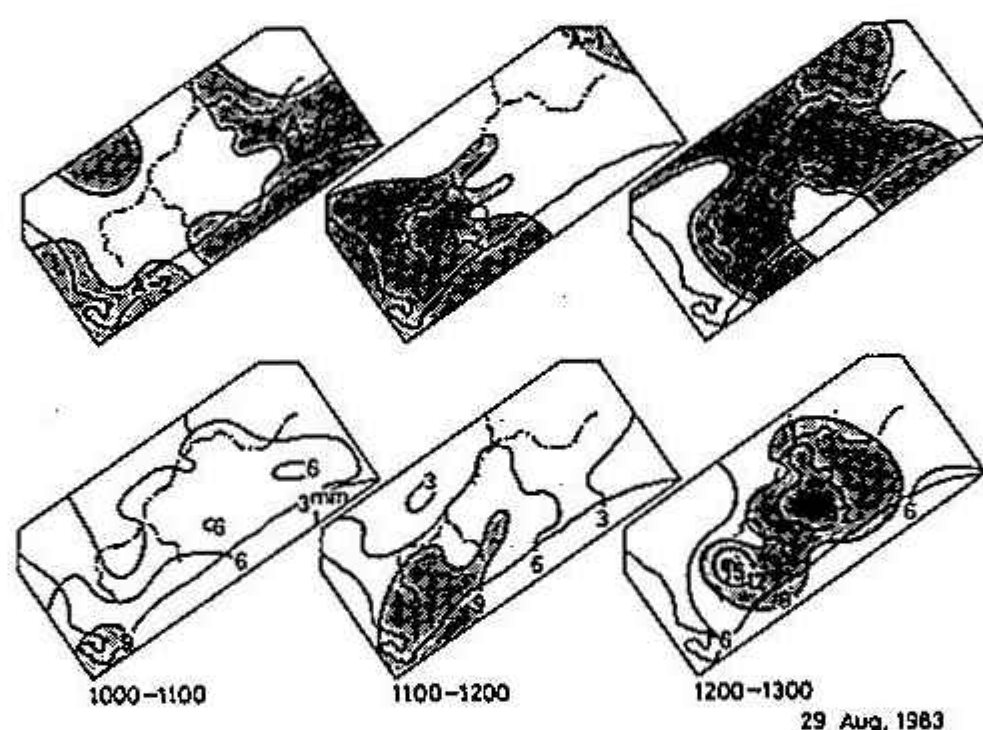
第3図

なれちこの領域で雨量が増中させられたと考えられる。このことは、降雨システムについても見られた。同様に降雨システムについて解析した結果を第4図に示す。上図は1時間雨量のPRC解析結果であり、下図は1時間雨量分布図である。降雨システムA-2が海岸線に平行に北東進するにつれて、地上雨量が多くなるが、風上斜面(1点鎖線は尾根)では風下斜面の2~3倍雨量が多いのが見られる。すなわち風上斜面が降雨を増中させるような場であったと考えられる。

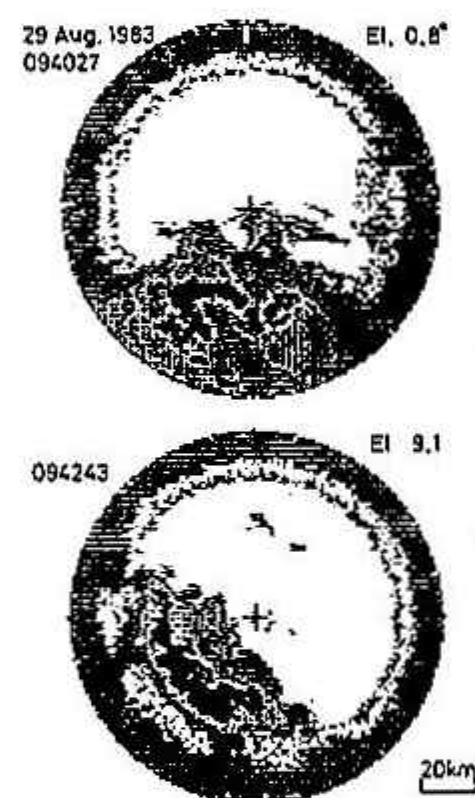
次に、レーダーエコーでこの現象をみてみる。システムA-1がこの領域に移動してきた時のレーダーエコー図を第5図に示す。上図は高度角0.8°、下図は高度角9.1°のときのものである。=重丸印は室蘭である。レーダー観測点と=重丸印を結ぶ線より下側は海である。高度角0.8°の場合は、陸上側は地形上見えない。下図から、この降雨システムが風下斜面を通過したとわかる。またこの領域に降雨システムのくる前は、散開状の下層雲が見られた(図略)が、降雨システムの通過時には、大規模に組織化された。すなわち降雨システムのまわりに下層雲をつくり、太ったように見える。クラスターAが白老を通過する時のレーダーエコーの時間高度断面図を第6図に示す。12dBのレーダー反射強度因子の等値線より、このクラスターは、A-1とA-2の降雨システムから構成されていることがわかる。またその内部に30~40分の微細構造も見られる。そして強いエコーが上空まで伸びている時は、地上雨量が多かった。この時の雨量強度と雨滴粒径分布との関係を第7図に示す。雨量強度が強い時は、雨滴の最大粒径が大きくなり、直径1mm以上の雨滴が占める雨量も多くなった。すなわち大粒の雨滴の形成が雨量を多くすることに寄与した。

この領域で雨量が増中される理由として、下層風が海岸線に直角に吹いていることによる海上と陸上との摩擦の違い及び風向に直角に風をさえるようなびりびり状の尾根による地形収束が考えられるが、その解析は今後の課題である。

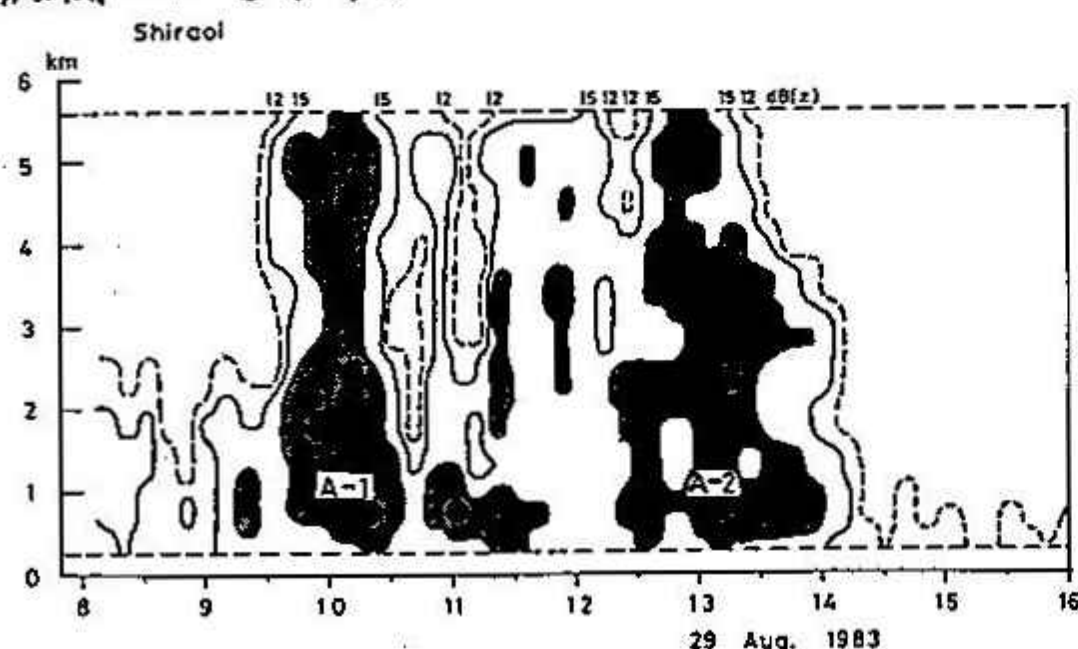
謝辞 雨量データを提供して下さった札幌管区気象台、函館海洋気象台、室蘭地方気象台、北海道に感謝いたします。またレーダーの設置場所を提供して下さった苫小牧南高等学校、雨量計の設置場所を提供して下さった白老管林署、雨滴粒径分布等の観測場所を提供して下さった白老消防署にも感謝いたします。



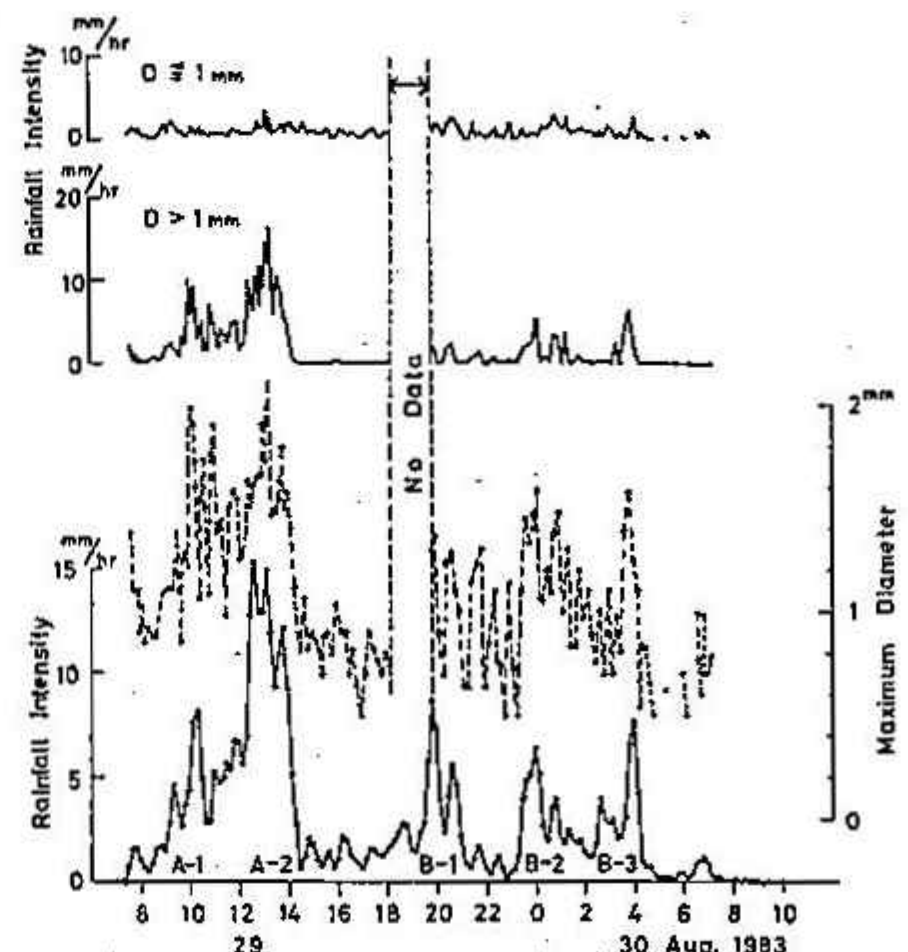
第4図



第5図



第6図



第7図

藤吉 康志, 遠藤 辰雄, 山田 知充(北大 低温研)

1. 序

北海道胆振地方のオロフレ山系は、北海道の豪雨地帯として知られている。胆振地方に豪雨が生ずると、火山灰は泥流化し、山裾の都市に多大な被害を与える。従って、胆振地方の豪雨の実態、及び、その降雨機構を明らかにすることは、災害科学的な観点からも極めて重要である。

我々はこれまで、オロフレ山系に独自に長期巻自記雨量計を設置し、又、雨滴の粒径分布の測定をも行ってきた。それらの結果を基に、我々は、オロフレ山系の降水雲のモデルを作った。しかし、これまでの国内の他の地域での地形性豪雨に関する解析と同様に、我々は、豪雨をもたらす雲(ないしは雲システム)自体の観測を行っていないため、豪雨をもたらす雲(ないしは雲システム)の大きさ、力学的構造、微物理学的過程については、定性的に述べるに止まっている。

そこで我々は、豪雨をもたらす雲の構造についての知見を深めることを目的として、1983年8月24日から9月6日まで、オロフレ山系で、北大理学部気象学教室と共同観測を行った。本報告では、白老から約12km山側に位置する、森野で行った観測結果について述べる。

2. 観測方法

オロフレ山系の降雨分布をより詳しく調べるため、従来の雨量計に加えて、樽前山麓に新たに11台の長期巻自記雨量計を設置した。又、降水雲の微細構造に対応した降雨強度の短時間変動を調べるため、森野と白老の2地点にラピッド雨量計を設置した。この2地点では、濾紙法により、約10分間隔で雨滴の粒径分布も調べた。

降水雲の水平及び鉛直構造を調べるため、苫小牧と森野の2地点にレーダーを設置した。苫小牧に設置されたレーダーの詳細は、(その1)を参照のこと。森野に設置したレーダーは、波長3.2cm、長さ2.4mの船用スロットアンテナで、これを上方に向けて固定し、垂直レーダーとして使用した。水平・垂直ビーム幅はそれぞれ、 0.95° と 18° である。エコーの鉛直分布は、Aスコープ上に映したエコーを2分間隔で撮影し、後で値を読み取って調べた。

森野で使用した垂直レーダーは、気象用レーダーでは無いため、定量的解析には不適である。そのため、本レーダーから得られる情報としては、エコー頂高度の時間変化、ブライトバンドの有無(氷晶過程を含む雲か否か)、ブライトバンド高度(0°C 高度)、及び対流性の雲と層状性の雲との識別とい、た定性的なものである。しかし、森野を含む豪雨地帯は、既存のレーダーでは山の陰となっていたため、これまで雲の鉛直構造は不明であった。従って、定性的ではあっても、森野において垂直レーダーを使うことにより、従来の観測に比べて一歩進んだ理解が可能となる。

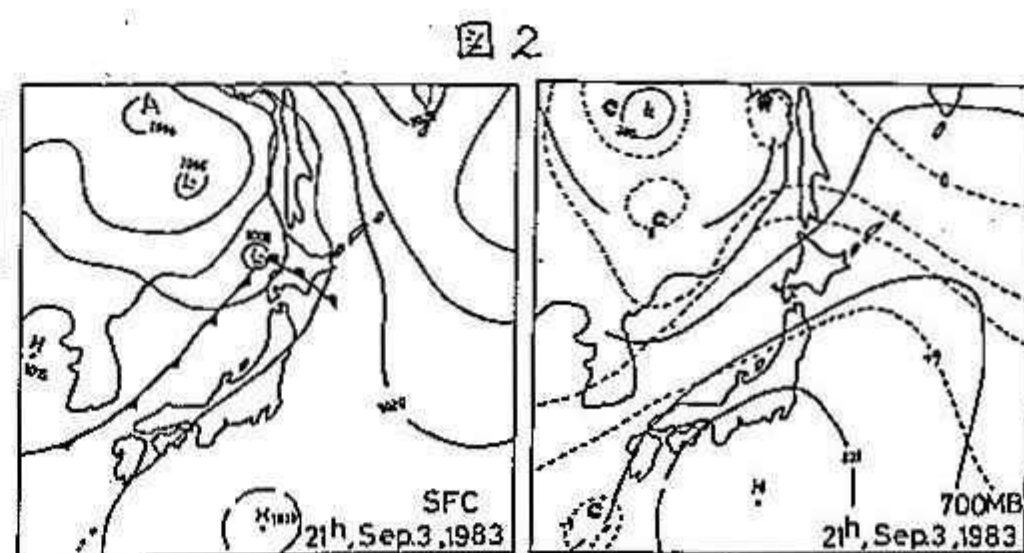
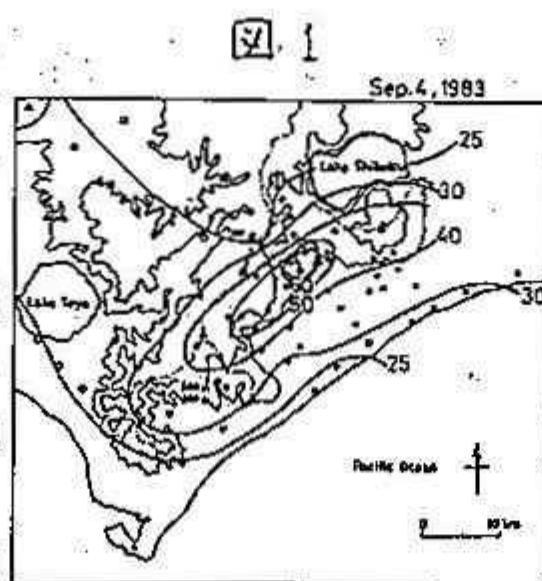
3. 結果と考察

観測期間中、森野と白老共に顕著な降雨は、8/29, 30, 9/3, 4, 6にあった。日降水量が観測期間中最大であった、8/29, 30のケースについては、レーダーの故障により、データが欠落したため解析ができない。しかし、故障前後のデータから判断すると、最も降雨が強かった12時から15時の間は、雲頂高度が8kmを越えるような背の高い雲から降水がもたらされていたと考えられる。8/30の6時以降、白老では降雨が無かったが、森野では1mm/hr程度の弱い雨が続いていた。このときエコー頂高度は約1kmであり、この期間、山側には雲頂が約1km程の背の低い、地形性と思われる降水雲が存在していた。

[1983年9月3日から4日にかけての降雨例—山岳性降雨型]

このケースは、観測期間中最大の降雨強度($>50\text{mm/h}$)が観測された。図1に示した9月4日の日降水量の水平分布から明らかなように、典型的な山岳性降雨型であった。この降水は、低気圧の warm sector 内で形成され(図2)、秋田沖で急速に発達して北海道を縦

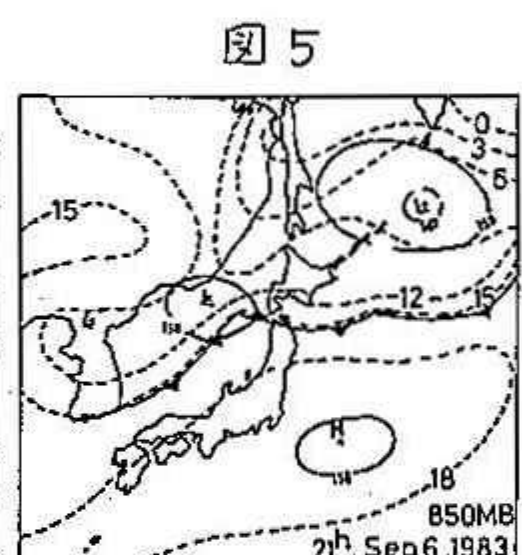
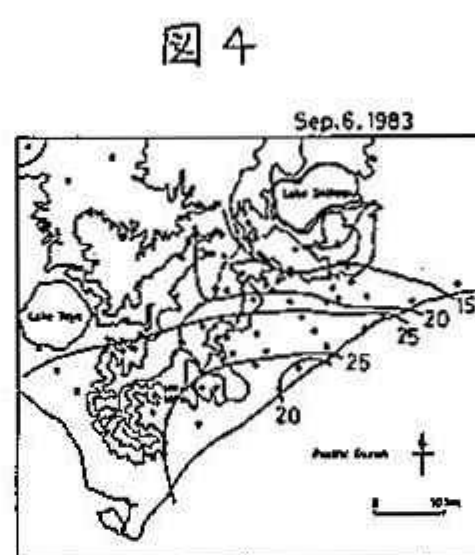
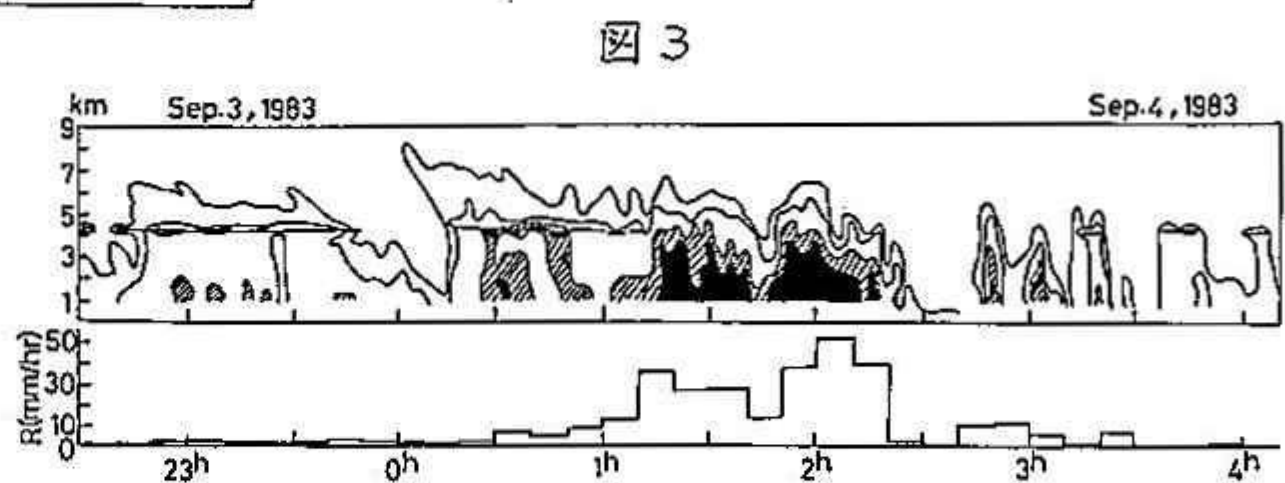
断して行、た雲システム
からもたらされたもので
ある。このときの森野で
の相対的なレーダーエコー
強度の、時間高度断面
図を図3に示す。図から
明らかなように、強い雨
が観測された1時から2
時30分の間、上空を通過



した雲は、エコー頂高度が7km前後
の対流雲であったことが分る。図2
に示した700mbの上層天気図から分
るように、南から暖い空気が北の方
に入り込んでいる。観測点上空の風
向、及び雲の動きは南西から北東方
向であるが、850mb以下では、オロ
フレム系に対してほぼ直角に南東の
下層ジェットが吹いていた。即ち、図1に見ら
れるような山岳性降雨は、南東から北西方向に
移動してきた雲システムに、オロフレム系によ
って強制的に上昇させられた下層の暖い湿った
空気が入りこむことによ、て、発達しないしは、
降水能率を高めたと思われる対流雲システムに
よ、てもたらされたものと考えられる。

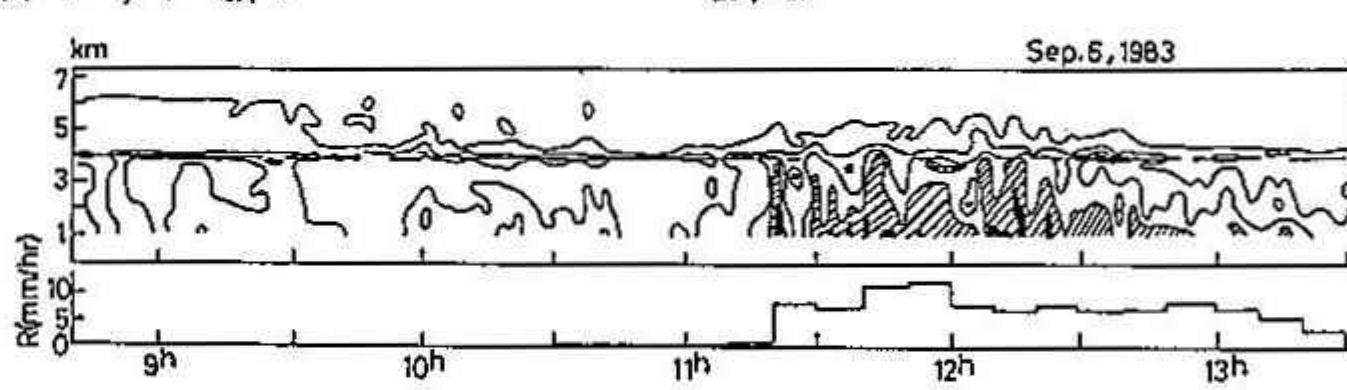
〔1983年9月6日の降雨例一均一降雨型〕

上述の例とは逆に、この例では、地形的な降
雨の増加が全く見られなかった(図4)。図5



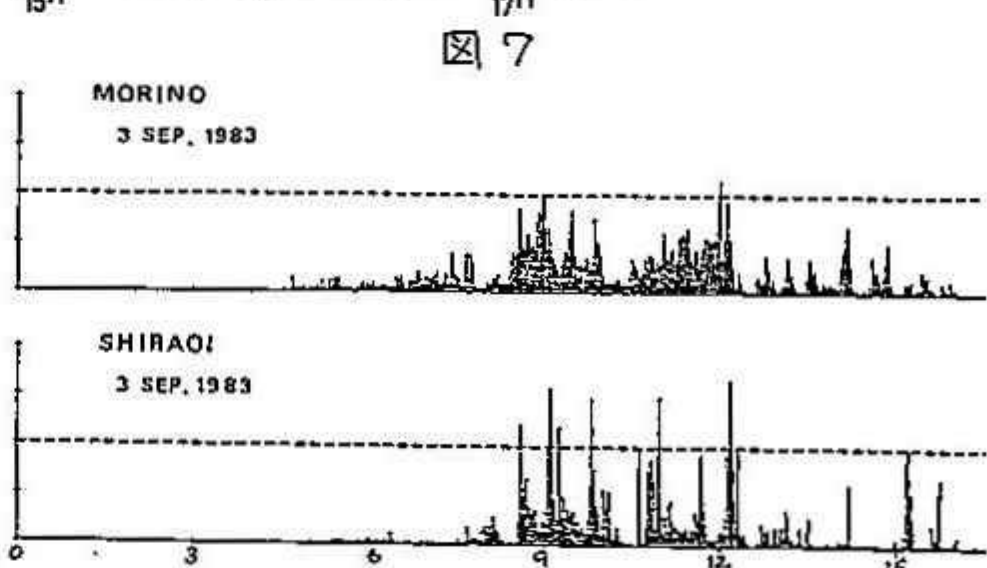
に示した850mbの天気図から分る
ように、この日は南の暖い空気は
ほとんど北に入り込んでいず、又、
下層及び上層の風向は北面寄りであ
った。従、て、地形による下層
空気の上昇がほとんど生じない。

このときのレーダーエコーの時間
高度断面図(図6)を見ると、雲
は層積雲系で、雲頂は7km位であ
り、11時から13時30分の間では、
主に下層対流雲によ、て降雨がも



たらされているか、前述の例と比べると、雲のス
ケールが小さく、余り発達していないことが分る。
〔降雨強度の短時間変動〕

図7に、9/3の白老と森野でのラピッド雨量計
によ、て測定した降雨強度の時間変動を示した。
図から、白老では、森野に比べて短時間周期で、
より強い雨をもたらす降雨セルが通過して行、た
ことが分る。この傾向は、均一降雨型の9/6以外
の全ての例で見られた。このことは、山間部と海
岸部とで降雨システムに違いがあることを示唆する。



今後は、観測地点でのゾンデ観測、及び定量的な観測が可能なレーダーを使用すること
により、胆振地方の降雨機構をより詳しく調べて行きたいと考えている。

Ⅵ 昭和58年度地方講演会（帯広）実施状況

昭和58年度地方講演会は、過去に地方気象台所在地は既に一巡していることもあり、比較的規模の大きい測候所所在地という条件などから、帯広市に決定した。テーマは十勝地方の基幹産業や地元住民のニーズなどを考慮して「気象と農業の講演会」とし、期日・会場も確定した。

幸い帯広市の熱心かつ好意的な後援が得られ、58年10月29日（土）13時～16時30分にわたり、同市の勤労者福祉センターの大ホールに於て開催された。講演題目と講師は

- | | | |
|-------------------|-------|---------------|
| (1) 十勝地方の気象 | 伊藤正志氏 | （帯広測候所長） |
| (2) 頻発する異常天候とその対策 | 小倉士郎氏 | （札幌管区気象台調査課長） |
| (3) 北海道の農業と気象環境 | 堂腰純氏 | （北大農学部教授） |

の順で行なわれた。最後に、当地の人々に関心が深いと思われる映画「異常気象」（約30分）を上映した。尚、帯広測候所長の伊藤氏は急用のため当日出席出来ず、同所の荻野予報官が代わって講演された。

今年の十勝地方は夏季の異常低温により、戦後最悪の冷害に見舞われて農作物に壊滅的な被害を受けただけに、聴衆の態度は真剣そのもので、中には熱心にメモを取る人も見受けられた。映画上映中は何度かどよめきが起こった。

最後に、今回の講演会を無事に催すことが出来たのも、帯広市との折衝や会場の準備・講演会当日の運営に於て、帯広測候所々員諸氏の献身的なご協力に依る所が大きく、厚く御礼申し上げます。

（谷口）

地 方 講 演 会 余 話

第2回支部理事会で昭和58年度地方講演会開催地が帯広市（人口15万5千）と決定した。ここ数年、海岸地が続いていたので、特色のある内陸地として決定まで漕ぎつけた経緯がある。

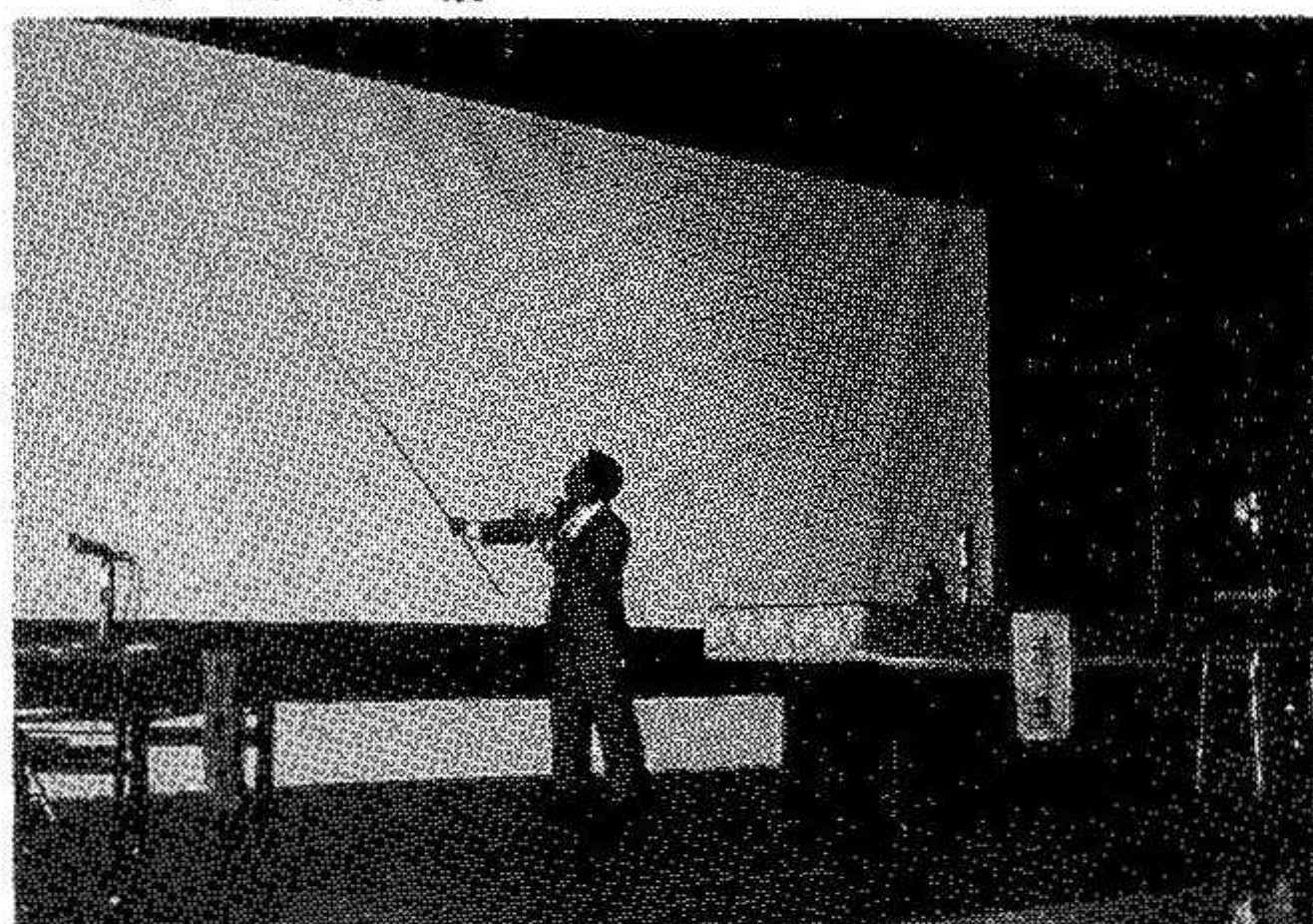
事務局は早速現地測候所へ協力を要請、開催日を決定、会場確保をお願いした所、帯広市勤労者福祉センター（約400人収容）の予約に成功した。帯広測候所と事務局及びセンターとの連絡の密度は日ごとに増すと共に、測候所の学会への協力も熱っぽくなり内容は細部にわたり、広報活動にも拍車が掛り市役所をはじめ各種団体まで浸透させて頂き、果ては関係町内会までその活動範囲を拡げたとも聞く。また会場設定に当っては全職員が業務繁忙期（アメダス切換作業期間）にもかかわらず応援する態勢を整えて頂いた事にこの誌上を借りて心から感謝の意を表します。測候所の皆様、その節は多大のご協力を頂き誠にありがとうございました。

事務局の行動概要を以下に述べる。

10月中旬、帯広測候所から講演会開催の事前打ち合わせと器材搬入の強い要請があり、10月21～22日に必要器材を運びこむ。10月下旬とあって平地ではまだ10～12℃の気温であるが、高度約1,000mの日勝峠越えがあるので、車にはスパイクタイヤを装着し安全対策を講じた結果、無事その任を果たすことが出来た。開催日前日(10/28)再度帯広へ出発、日勝峠は圧雪状態の路面に頂上付近は「吹雪」だったが完全冬装備のマイカーは順調に峠を越え、帯広到着直後から会場準備の最終点検を行い翌日に備えた。当日は午前中、測候所職員の多数の応援で約3時間で会場の設定を終了、開催を待つ。講演会は偶然多くの市行事と重なり参集者の出足が心配されたが、熱心な人々が約160人集まり、一応盛会裡に終了させることができた。終了後直ちに片付け、器材を積み込み、夜遅く宿に着いた。翌朝測候所職員に謝辞を述べ昼前札幌への帰途につく。日勝峠は「吹雪のため通行危険」の表示に従い狩勝峠回りとしたが、峠にかかる頃から降雪となり路面の積雪も深くなり、高度が高まるに伴い「わだち」路面に変わり風も強く、吹雪の中を走ること約1時間、高価な器材を積載しているので震動を極力抑える安全運転に努めたため札幌着は午後7時近くになったが、諸器材を異常なく運び得、かつ講演会も成功裡に終らせることができ、事務局の一員として責任を果たしたと実感したひとときでした。

(支部事務局 松村)

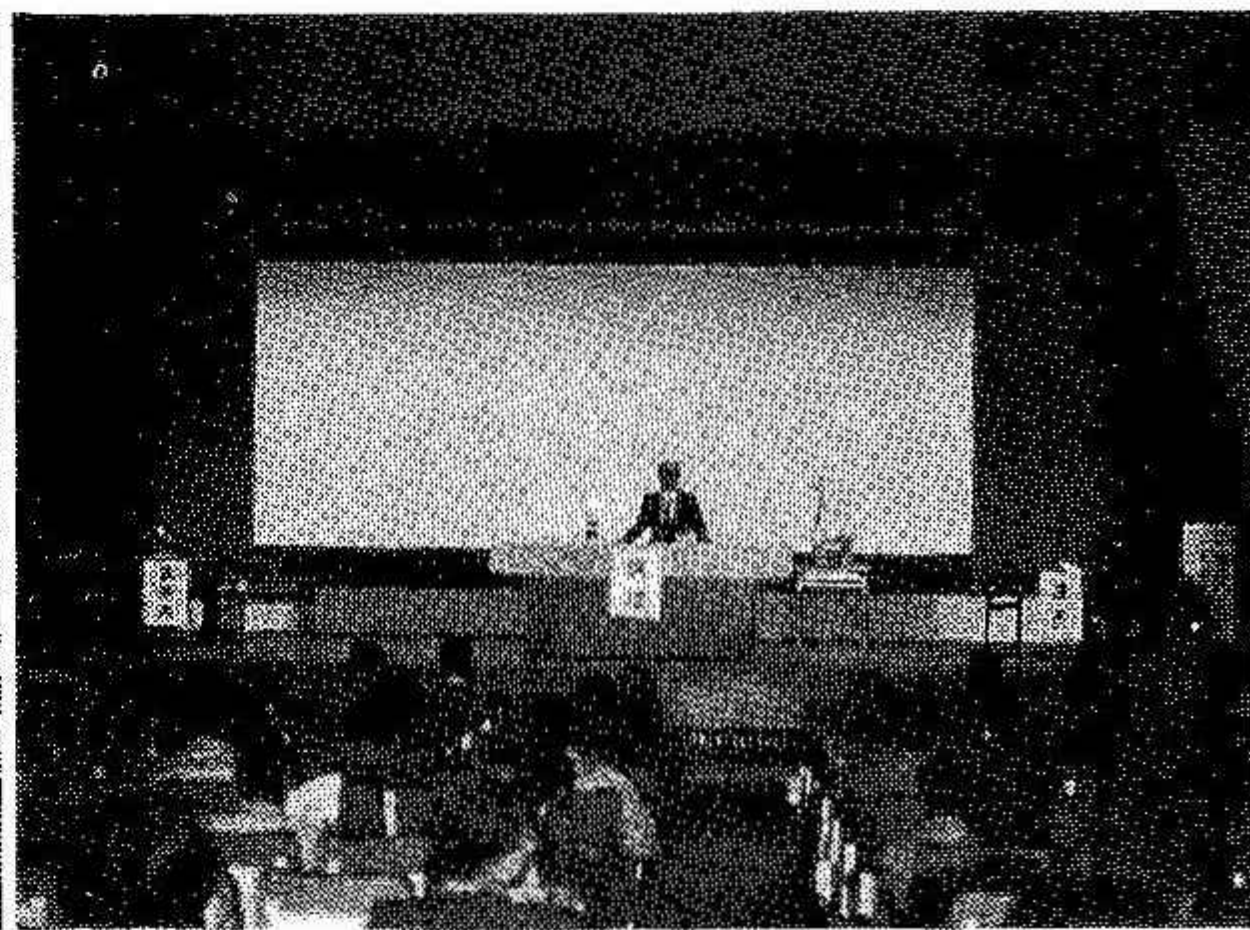
講演風景



(1)



(3)



(2)

講演会次第

1. 開 会

2. あ い さ つ

日本気象学会北海道支部理事

小 倉 士 郎

3. 講 演

座長 松 村 博 勝(日本気象学会北海道支部幹事)

(1) 十勝地方の気象

伊 藤 正 志(帯広測候所長)

(2) 頻発する異常天候とその対策

小 倉 士 郎(札幌管区気象台調査課長)

(3) 北海道の農業と気象環境

堂 腰 純(北海道大学農学部教授)

(4) 映画「異常気象」

4. 閉 会

地形 十勝は西方に日高山脈、北方に大雪から阿寒に至る千島火山脈、東方に白糠丘陵地があり、南方は太平洋に臨む平野部で、南北160Km、東西80Km、面積10,830Km²、北海道の13.8%を占める。北海道は冷帯気候区に属する。そのなかで、これらの地形と沿岸を流れる親潮(寒流)とにより、十勝の気候を特徴づけていると言える。

以下四季の気象及び各気象要素についての特徴をみよう。

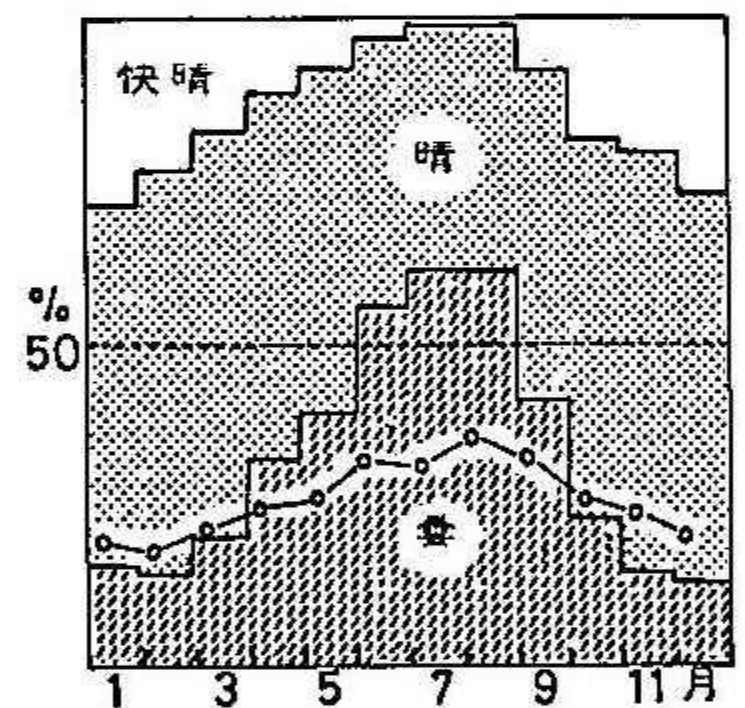
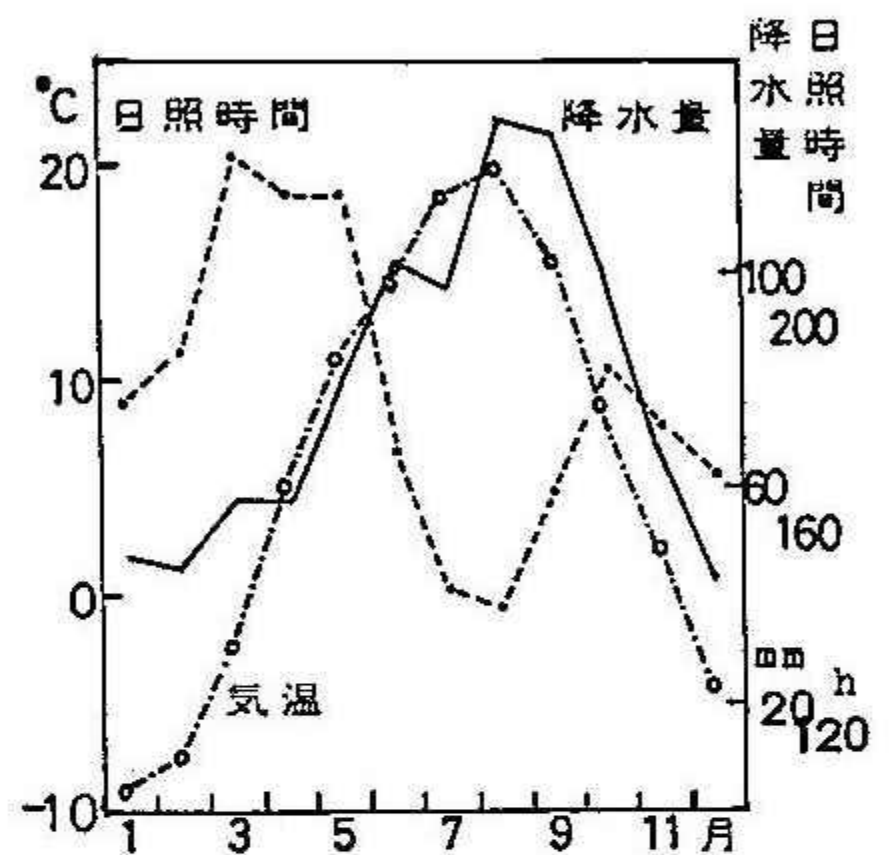
1 十勝地方の四季の気象

(1) 春の気象 十勝の春は光の季節でもある。気温の上昇に先立って、日ざしの強まりと共に日照時間も急速に伸び3~5月で650時間と年間で最も多い30%を占めることから理解される。長期積雪から解放され、大陸に腰をすえた冷い高気圧はゆるみ、移動性の高気圧となって華中から東進し北海道をおおい、次ぎには気圧の谷が通るようになり、天気変化は周期的になる。

日平均気温が5℃以上になると植物が冬眠から覚め活動を始める温度になるが、帯広では4月15日頃から道東では最も早く旭川の4月18日より早い。平均気温が10℃になる5月9日にはサクラ前線は十勝地方に達する。気温が着実に上がり始めた時期に大陸からの寒気の流入により、低気圧の発達(メイストーム)や時々なぬ雪に見舞われるのもまれではない。4月末には平野部で畑作が始まるが、この頃十勝特有の強風(最大瞬間風速25%内外に達する)により畑作に被害を生ずる。また空気が乾燥による林野火災の起りやすい時期でもある。春の気象は冬から夏への季節の転換期にあたり変動の大きい現象がおこる。

(2) 夏の気象 十勝の夏は海霧から始まる。広尾など道東沿岸では霧日数が月の半ばに達し、春にかけ日照が多かった十勝は、この頃から曇りの日が多くなり日照時間は北海道西部の都市に比べ少くなる。本州で梅雨の始まる前、北海道は移動性高気圧におおわれ晴天の日が続くが、梅雨が本格化し始めるとオホーツク海に高気圧が出現し、道東地方を中心に冷涼な天気となる。平均的に3~4日、時には10日以上持続し農作物に深刻な影響を与えるのも珍らしくはない。北海道には梅雨はないが「えぞつゆ」の言葉があるように梅雨に近い天候になることもあり、東北地方の梅雨が明ける7月下旬頃から北海道も真夏となり、天気図上では北太平洋の高気圧におおわれる。この暑さモ8月後半(お盆の頃)から気温の下り方が急になり秋に近づき、夏は低温、大雨に注意を要する。

(3) 秋の気象 9月に入ると曇天日数が夏の60%から40~20%に減少し、日照時間が多くなって秋らしい晴天が多くなる。気圧配置は太平洋の高気圧が後退し、移動性の高気圧が通るようになり、天気は周期的に変る。1mm以上の降水日数は曇天日数を上回り、秋の空は変わりやすいことを示し、一雨毎に気温は下る。日最低気温が8℃以下になる9月下旬には木の葉も色づき、晴れる夜は放射冷却により気温が下り山間部では9月下旬、平野部でも10月上旬には霜のおりるところが多くなる。また、夏から秋にかけて台風や秋雨前線の南下などにより8~10月の降水量は多く、年間の37%を占める。台風は最近では昭和56年の15号、昭和54年の20号のように強い勢力を保持しながら来襲することもあり、弱まっても大雨を降らせたり、温帯低気圧になってから発達するなど大きな災害を及ぼすこ



帯広の月別天気日数比(%)
実線は1mm以上の降水日数比

ともあるので十分な注意が必要である。11月上旬には冬日（日最低気温が0℃未満）が観測され、この頃初雪を見る。

(4) 冬の気象 十勝の冬は好天が続く、晴れまたは快晴の日数は月の半ば以上で曇天日数は月間の数日に過ぎない。日照時間（12,1,2月）は春に次いで多く年間の25%である。気圧配置は西高東低の冬型が多いが、冬型の時は十勝は晴れる。しかし等圧線が混んで北西の季節風が卓越すると雪が日高山脈を越えて降ってくる。風のおだやかな時は、夜間の冷え込みが厳しい（最低気温-34.9℃）。また積雪が少ないため土壌凍結深度が深く80~120cmに達する。十勝地方の大雪は低気圧によるものだが、特に三陸沖を発達しながら北上する低気圧による風や雪などの与える影響は極めて大きい。帯広の日降雪量の深さ102cm（昭和45年3月16日）は道内の気象官署の記録である。

2 気象要素について

(1) 気温 年平均気温を北海道の気象官署の値で見ると帯広は6.1℃でオホーツク海側や太平洋東部沿岸と共に寒い地域になっている。にも拘らず帯広の最高気温37.8℃は北海道の記録になっているように内陸性気候で高温が現われやすい。30℃以上になる真夏日は帯広は10日で道内で最も多い。しかし本州の1/4~1/3に過ぎない。帯広で30℃以上の最高気温を示す時期は5月下旬からで、最も早い記録は昭和19年5月14日の32.7℃である。この暑さが早く来ることは十勝地方の特徴と言える。暖候期（5~9月）の平均気温は帯広では道央や道南地方より1~2℃低い。オホーツク海や道東地方のなかでは最も高温で1~3℃高い。しかし年年の気温の変動を表す標準偏差（7~8月）は1.5℃でオホーツク海側に次いで大きく、7~8月の気温が不安定であることは過去において冷害が頻発していることから理解される。5~9月の日平均気温の積算温度は2400℃位で米作の限界温度である。十勝管内の積算温度の分布は十勝中央部を東西に伸びる2400℃の高温域があり、北部の糠平や南部の広尾方面では2100~2200℃と低くなっている。農作物の収穫量は品種、農作技術、気温、日照など、いろいろな要素が複雑に絡んでいる。北日本では収穫量と積算温度との関係は深く、小豆の例でもかなり良い相関のあることが分る。十勝管内では霜の訪れは早く、霜の終るのは遅い、特に山間部や内陸では、この傾向が著しい。無霜期間は130~150日程度で作物の栽培に大きな制約になっている。

(2) 降水量 帯広の年降水量は951mmでオホーツク海側に次いで少ない。降水量は冬少なく夏から晩秋にかけて多い夏多雨型であり、本州の梅雨期、日本海側の冬季が多いのとはやや異なっている。十勝管内の年降水量の分布は帯広から陸側方面にかけて1000mm以下で北部の糠平を中心とする地帯と広尾を中心とする地域は1500~1700mmの多雨地帯になっている。

(3) 日照 帯広は道内で最大の日照時間数を有し、年間2129.8時間であり、2000時間を超えるのは道東の太平洋側である。しかし暖候期（5~9月）は日本海側で900時間以上であるのに対して道東では網走を除き800時間内外である。帯広は816時間で全道平均855時間より70時間ほど少ない。

(4) 風 帯広の最多風向は夏（5~8月）は南~南東風、その他の月は北西風になっている。十勝地方は海岸を除き一般に風が弱く年平均風速は帯広で2.1%である。年間で最も風の強いのは3~5月で2.5%に達するが夏は風が弱く8月は1.5%である。帯広で1日最大風速10%以上の日数は春先の3~4月に多く1.3日となっている。

(5) 霧 北海道の太平洋岸一帯は晩春から夏にかけて霧のかかる日が多く、交通や農作物の成育に大きな障害になっている。太平洋沿岸の霧は主として海霧で、この霧の頂上は大抵100~300mで、これが南東風に集って内陸に侵入するが内陸に進むに従い下戸から加熱されるため、霧として存在するのは海岸から40~50km位までで、日中帯広付近に達する頃は下戸の霧は消滅して上空に尸雲として残っていることが多い。夏の南~南東風系は日照を少なくする一因になっている。年間の霧日数は太平洋沿岸の東部ほど多く110日位、胆振沿岸では40日、オホーツク海沿岸では25日位、帯広、旭川では60日余である。

地形 十勝は西方に日高山脈、北方に大雪から阿寒に至る千島火山脈、東方に白糠丘陵地があり、南方は太平洋に臨む平野部で、南北160Km、東西80Km、面積10,830Km²、北海道の13.8%を占める。北海道は冷帯気候区に属する。そのなかで、これらの地形と沿岸を流れる親潮(寒流)とにより、十勝の気候を特徴づけていると言える。

以下四季の気象及び各気象要素についての特徴をみよう。

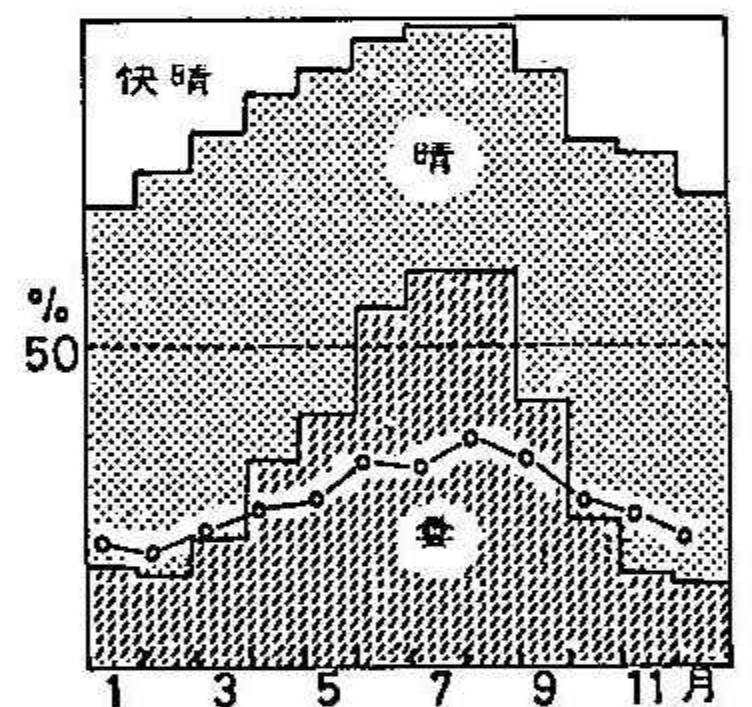
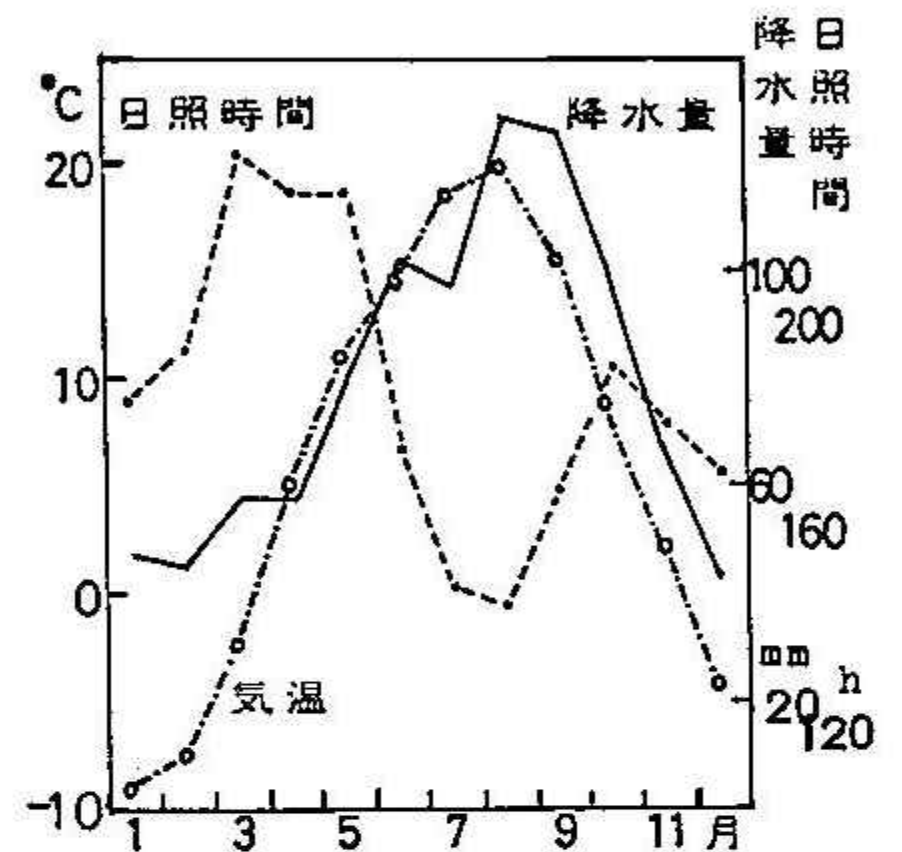
1 十勝地方の四季の気象

(1) 春の気象 十勝の春は光の季節でもある。気温の上昇に先立って、日ざしの強まりと共に日照時間も急速に伸び3~5月で650時間と年間で最も多い30%を占めることから理解される。長期積雪から解放され、大陸に腰をすえた冷い高気圧はゆるみ、移動性の高気圧となって華中から東進し北海道をおおい、次ぎには気圧の谷が通るようになり、天気変化は周期的になる。

日平均気温が5℃以上になると植物が冬眠から覚め活動を始める温度になるが、帯広では4月15日頃から道東では最も早く旭川の4月18日より早い。平均気温が10℃になる5月9日にはサクラ前線は十勝地方に達する。気温が着実に上がり始めた時期に大陸からの寒気の流入により、低気圧の発達(メイストーム)や時ならぬ雪に見舞われるのもまれではない。4月末には平野部で畑作が始まるが、この頃十勝特有の強風(最大瞬間風速25%内外に達する)により畑作に被害を生ずる。また空気乾燥による林野火災の起りやすい時期でもある。春の気象は冬から夏への季節の転換期にあたり変動の大きい現象がおこる。

(2) 夏の気象 十勝の夏は海霧から始まる。広尾など道東沿岸では霧日数が月の半ばに達し、春にかけ日照が多かった十勝は、この頃から曇りの日が多くなり日照時間は北海道西部の都市に比べ少くなる。本州で梅雨が始まる前、北海道は移動性高気圧におおわれ晴天の日が続くが、梅雨が本格化し始めるとオホーツク海に高気圧が出現し、道東地方を中心に冷涼な天気となる。平均的に3~4日、時には10日以上持続し農作物に深刻な影響を与えるのも珍らしくはない。北海道には梅雨はないが「えぞつゆ」の言葉があるように梅雨に近い天候になることもあり、東北地方の梅雨が明ける7月下旬頃から北海道も真夏となり、天気図上では北太平洋の高気圧におおわれる。この暑さ8月後半(お盆の頃)から気温の下り方が急になり秋に近づくと、夏は低温、大雨に注意を要する。

(3) 秋の気象 9月に入ると曇天日数が夏の60%から40~20%に減少し、日照時間が多くなって秋らしい晴天が多くなる。気圧配置は太平洋の高気圧が後退し、移動性の高気圧が通るようになり、天気は周期的に変る。1mm以上の降水日数は曇天日数を上回り、秋の空は変わりやすいことを示し、一雨毎に気温は下る。日最低気温が8℃以下になる9月下旬には木の葉も色づき、晴れる夜は放射冷却により気温が下り山間部では9月下旬、平野部でも10月上旬には霜のおりるところが多くなる。また、夏から秋にかけて台風や秋雨前線の南下などにより8~10月の降水量は多く、年間の37%を占める。台風は最近では昭和56年の15号、昭和54年の20号のように強い勢力を保持しながら来襲することもあり、弱まっても大雨を降らせたり、温帯低気圧になってから発達するなど大きな災害を及ぼすこ



帯広の月別天気日数比 (%)
実線は1mm以上の降水日数比

ともあるので十分な注意が必要である。11月上旬には冬日（日最低気温が0を未滿）が観測され、この頃初雪を見る。

(4) 冬の気象　十勝の冬は好天が続く、晴れまたは快晴の日数は月の半ば以上で曇天日数は月間の数日に過ぎない。日照時間（12, 1, 2月）は春に次いで多く年間の25%である。気圧配置は西高東低の冬型が多いが、冬型の時は十勝は晴れる。しかし等圧線が混んで北西の季節風が卓越すると雪が日高山脈を越えて降ってくる。風のおだやかな時は、夜間の冷え込みが厳しい（最低気温-34.9℃）。また積雪が少ないため土壌凍結深度が深く80~120cmに達する。十勝地方の大雪は低気圧によるものだが、特に三陸沖を発達しながら北上する低気圧による風や雪などの与える影響は極めて大きい。帯広の日降雪量の深さ102cm（昭和45年3月16日）は道内の気象官署の記録である。

2 気象要素について

(1) 気温　年平均気温を北海道の気象官署の値でみると帯広は6.1℃でオホーツク海側や太平洋東部沿岸と共に寒い地域になっている。にも拘らず帯広の最高気温37.8℃は北海道の記録になっているように大陸性気候で高温が現われやすい。30℃以上になる真夏日は帯広は10日で道内で最も多い。しかし本州の1/4~1/3に過ぎない。帯広で30℃以上の最高気温を示す時期は5月下旬からで、最も早い記録は昭和19年5月14日の32.7℃である。この暑さが早く来ることは十勝地方の特徴と言える。暖候期（5~9月）の平均気温は帯広では道央や道南地方より1~2℃低い。オホーツク海や道東地方のなかでは最も高温で1~3℃高い。しかし年年の気温の変動を表す標準偏差（7~8月）は1.5℃でオホーツク海側に次いで大きく、7~8月の気温が不安定であることは過去において冷害が頻発していることから理解される。5~9月の日平均気温の積算温度は2400℃位で米作の限界温度である。十勝管内の積算温度の分布は十勝中央部を東西に伸びる2400℃の高温域があり、北部の糠平や南部の広尾方面では2100~2200℃と低くなっている。農作物の収穫量は品種、農作技術、気温、日照など、いろいろな要素が複雑に絡んでいる。北日本では収穫量と積算温度との関係は深く、小豆の例でもかなり良い相関のあることが分る。十勝管内では霜の訪れは早く、霜の終るのは遅い、特に山間部や内陸では、この傾向が著しい。無霜期間は130~150日程度で作物の栽培に大きな制約になっている。

(2) 降水量　帯広の年降水量は951mmでオホーツク海側に次いで少ない。降水量は冬少なく夏から晩秋にかけて多い夏多雨型であり、本州の梅雨期、日本海側の冬季が多いのとはやや異なっている。十勝管内の年降水量の分布は帯広から陸側方面にかけて1000mm以下で北部の糠平を中心とする地帯と広尾を中心とする地域は1500~1700mmの多雨地帯になっている。

(3) 日照　帯広は道内で最大の日照時間数を有し、年間2129.8時間であり、2000時間を超えるのは道東の太平洋側である。しかし暖候期（5~9月）は日本海側で900時間以上であるのに対して道東では網走を除き800時間内外である。帯広は816時間で全道平均885時間より70時間は少ない。

(4) 風　帯広の最多風向は夏（5~8月）は南~南東風、その他の月は北西風になっている。十勝地方は海岸を除き一般に風が弱く年平均風速は帯広で2.1%である。年間で最も風の強いのは3~5月で2.5%に達するが夏は風が弱く8月は1.5%である。帯広で1日最大風速10%以上の日数は春先の3~4月に多く1.3日となっている。

(5) 霧　北海道の太平洋岸一帯は晩春から夏にかけて霧のかかる日が多く、交通や農作物の成育に大きな障害になっている。太平洋沿岸の霧は主として海霧で、この霧の頂上は大抵100~300mで、これが南東風に集って内陸に侵入するが内陸に進むに従い下戸から加熱されるため、霧として存在するのは海岸から40~50km位までで、日中帯広付近に達する頃は下戸の霧は消滅して上空に尸雲として残っていることが多い。夏の南~南東風系は日照を少なくする一因になっている。年間の霧日数は太平洋沿岸の東部ほど多く110日位、胆振沿岸では40日、オホーツク海沿岸では25日位、帯広、旭川では60日余である。

1. はじめに

近年、私達の社会や経済活動等は、世界各地で頻発する異常天候の影響をうけて、農業をはじめ電力消費や季節商品の生産販売に至るまで広範囲に影響が広がっている。

今後、社会の構造は、ますます複雑化するため異常天候の影響は一般と多岐にわたり、また、今までとは違った形で影響がでるおそれがある。

このような異常天候による影響を最小限度に食い止め、あるいは異常天候を有効に利用して社会、経済に利益を得るためにとる対策を早急に検討する必要がある。

2. 異常天候の実態

図-1は北半球を緯度、経度5度ごとに区切り、異常高温、異常多(少)雨の回数を年別に調べたものである。(ここで異常天候とは世界気象機関の申し合せにより、30年間に観測されなかったような隔たりの大きい天候のことをいう)この図によると近年、特に異常天候が多発しているとはいえない。むしろ、異常天候は毎年かなりの数で発生しているというのが実態であろう。ただ、気候は常に移り変っており、異常天候も場所により、また、時代によつて違った特性を示しているのが実態である。図-2は図-1と同じ資料に基づいて調べた異常天候の緯度別分布を示したものである。これによると、北緯10~20度の開発途上国の多い地帯で異常少雨と異常高温が多発しており、干ばつによる食料不足を裏かきしている。もう一つ注目されるのは、先進国の農業生産地帯の多い北緯30~40度で異常低温と異常少雨が多発していることで、これと食料の需給関係を乱す原因となつている。ところで、今後の日本及び世界の天候はどのように推移するのか、世界中の気候学者が鋭意研究中である。

将来の気候を予測する上で基本的に大切な資料の一つは、過去の天候の状態を知ることであるが、このための技術の進歩は近年、特に発達し、かなり昔の天候も推定できるようになった。学者の研究によると、古世代、中世代は概して気温が高かったが人類が生存するようになった新生代の第4紀(100万年位前)から気温が相対的にさがると共に気候の変化が、はげしくなり、きびしい寒さの氷期と暖かな間氷期を4回くりかえしていることが分つた。この氷期は9万年以上の周期で出現しており、最後の氷期はヴエルム氷期といい約1万年前に終つて、その後の気候は相対的に暖かい間氷期になつている。しかし、この間氷期期間にと寒暖のくりかえしがあり、寒い期間を小氷期とよんでいる。図-3はグリーンランドの氷柱のボーリングによる物理化学的分析結果から推定した過去1000年間の気候で、かなり信頼できる資料とされているが、この図を見ると低温期間中は200~300年間位続くが高温期間は、たかだか100年位

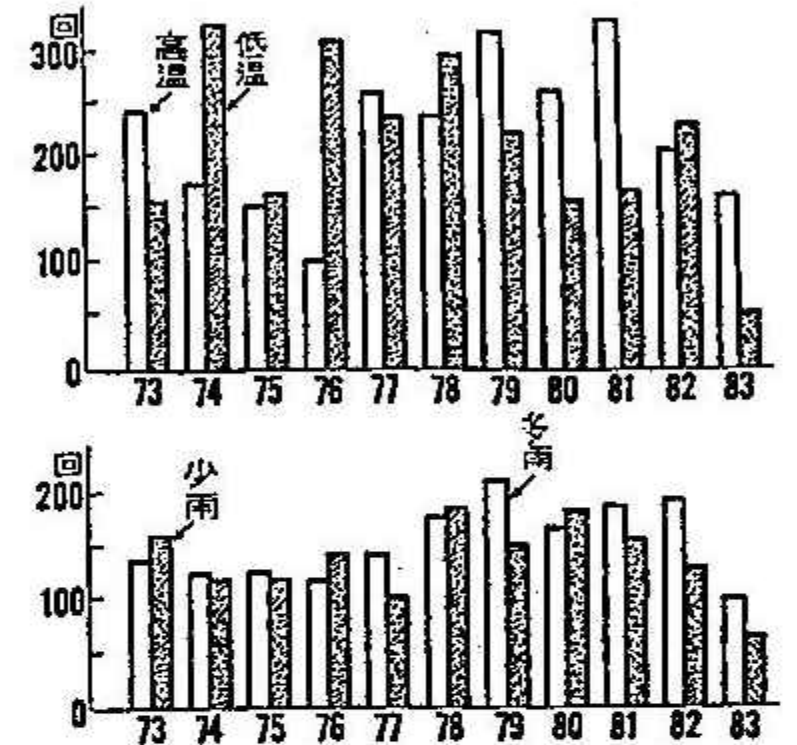


図-1 1973~83(5月まで)年の北半球における異常気象出現回数

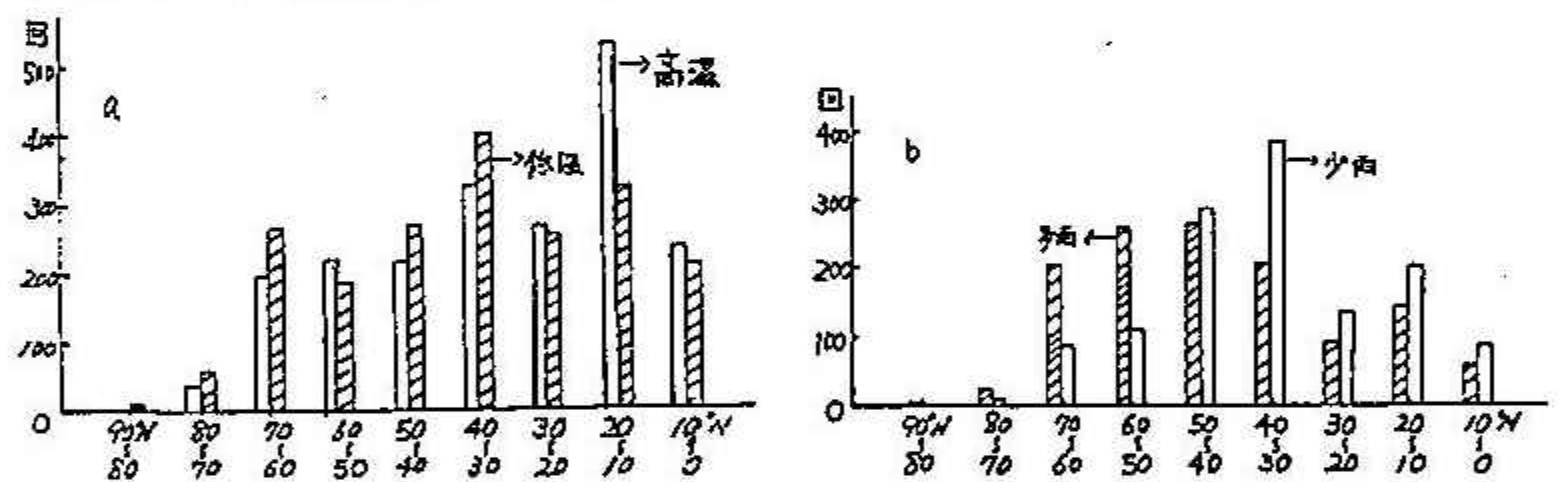


図-2 異常天候の緯度別発生回数(昭和48~56年)

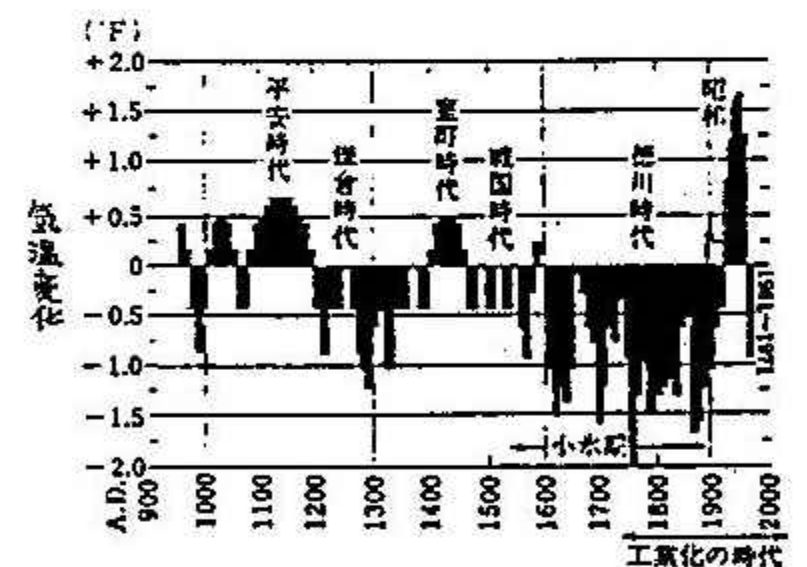


図-3 百年の単位で表した気温変化(グリーンランドの氷柱から)

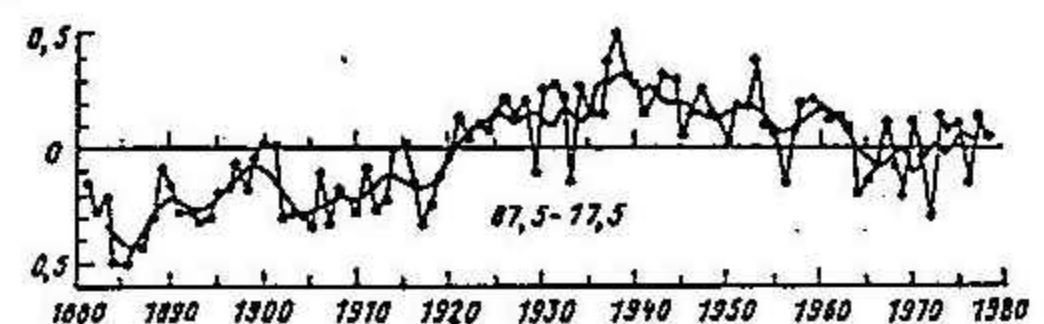


図-4 北半球(87.5~17.5°N)における平均地上気温(1881~1975年の平均値からの差で表してある)と5年移動平均(ブニコフ、1980)

しか続いていることが分る。このことが明治以来続いた高温の気候とそろそろ終りに近づくのではないかと心配される一つの理由になっている。

図-4は気象観測が世界的に開始された1880年から1990年間に於ける北半球の平均気温を示したものである。日本では天明、天保、慶応の凶作群が発生し、米騒動も頻発した小氷河期は世界的に見ると1920年頃に終つて、気温は上昇に転じ1940年頃に高温のピークがみられているが、そののち再び下降線をたどり続けた。このため、上述した気候の周期等を考え合せると、いよいよ気候は小氷河期に近づいてくるのではないかと心配する向きが多くなつてきた。しかし、気温はその後1970年代にはいつて、上昇に転じ、現在は平均値のあたりで変動している。ところで、今後の天候はどのようなのか、今の所、はっきりしたことは分らないが、異常天候の頻発する状態は当分続くと考えられている。しかし、少なくとも近い将来に小氷河期にはいると予測する学者は少なくなっている。

3. 人間活動が世界の気候を変える

気候変動の原因としては、今までは太陽活動や大気と海洋との相互作用、あるいは雪氷分布や火山大噴火など自然現象だけを考えればよかつたが、近年はこれだけで、すまされなくなつてきた。この主な理由は人間活動による化石燃料の大量消費と森林の破壊等により炭酸ガスが、年々増加していることによる(図-5)。

炭酸ガスは太陽からの日射をよく透過するが、地表面から出る赤外線を吸収して下層大気を暖める。将来における炭酸ガスの濃度の予測は、社会活動の変化やエネルギー政策等の変化に左右されるので中々その推定がむずかしいがアメリカの科学アカデミー報告書(1977年)は諸理論を検討した結果2050年には現在の3倍に達すると推定している。仮に炭酸ガス濃度が2倍に増加した場合に地球の気候がどう変わるかについて多数の学者が論文を発表しているが、この中で現在最も信頼性があるとされている米国海洋大気庁の真鍋淑郎博士による精密な理論的数値実験の結果によると世界の平均気温分布は図-6のとおりとなり、中緯度地帯は3度前後、極方面では実に7~8度と気温が上昇することになる。もし、そういうことになれば、自然起源の気候の変動は、数千年から数万年にかけて気温にして数度(氷河期は現在より5度位低い)であつたが、来るべき変動は数十年で、それを走ることになる。このようなスピードの早い変動が起きれば、現在の気候帯が移動し、いろいろの生態系が破壊され世界の食料生産などに想像もつかないような大きな影響を与えるおそれがある。

4. 急がれる気候変動対策

気候の大きい変動によつて、上述したような人類の生存にとって好ましくない影響がでるのをさけるため世界気象機関は、昭和54年5月に世界気象計画を作り国連環境計画、国連食糧農業機関、ユネスコ、国際学術連合など国際機関と協力して気候変動の問題に真剣にとり組んでいる。

日本の気象庁でもかなり以前から色々と気候変動の問題にとり組むと共に対策について検討してきたが昭和56年4月にこれらの対策を総合的に進めるため「気候変動対策室」を設けて「気候変動対策基本計画」を作りこの計画に基づいて気候変動の研究を推進すると共に気候情報の利用について種々検討を重ねている。また、気候変動対策の推進には多くの行政機関がかかわつているので「気候変動対策関係省庁連絡会」を開催し、さまざまな気候情報をこれらの省庁に随時提供すると共に各省庁と密接な連絡をとりながら、できるだけ精度の良い気候情報を使いやすい形で利用者に提供するように努めている。

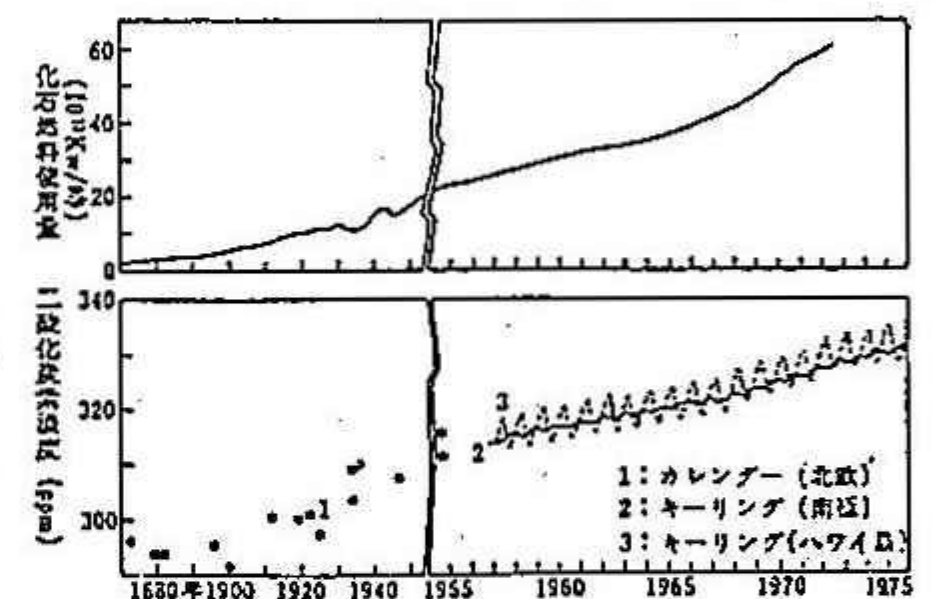


図-5 大気中の炭酸ガス濃度と化石エネルギー使用量の経年変化(門司・内嶋, 1979)

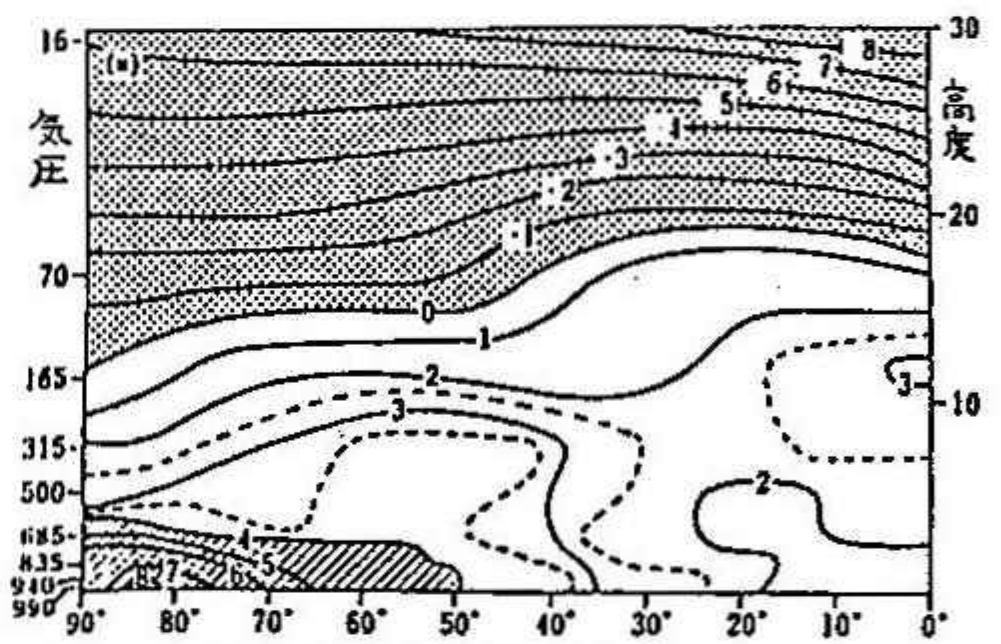


図-6 予想気温分布(数値実験)

北海道の農業と気象環境

北海道大学農学部 堂腰 純
(日本農業気象学会北海道支部長)

1. は し が き

北海道の農業は明治時代より現在に至ってもなお冷害との闘いの連続であると言えます。農業技術は気象災害に錬えられて進歩し、災害を克服して北海道農業を定着させてきました。しかし、昭和58年本年の異常気象もやはり北海道農業にとって大きな打撃となっており、気象条件は低温であれ、高温であれ、生物の生存にとって極めて重要な因子であることと今年度も示しました。高温で乳牛が死亡するなどは西南暖地のことで、本道とは無縁と思われたことか、8月の真夏日が4日続いただけで35頭も高温障害で死亡する等のことか報じられ、北海道は温度が高ければよいわけでは済まされない程気象条件とその変化は農業と密接な関係にあると言えます。洪水は言うに及ばず、水が多過ぎても不足しても作物に影響を与え、温度条件が十分でも播種期に少しでも風が強ければ種子が飛散し、風害となっており、これは十勝地方においてよく知られています。生育初期の晩霜や収穫期の初霜はまた大きな減収に連なり、農家はその対策に気の休まる時がありません。本年も十勝地方は初霜が例年より5日も早くあり、お盆過ぎの長雨の影響と重なり、小豆等は決定的凶作を示し、作況指数15%と壊滅状態となつています。これはすべて農業災害と言えますが、生物は無生物とちがう多くの特質を持つていゝばかりでなく、北海道の寒冷気象と言えども悪いことばかりではありません。すなわち、生物はすべて代謝作用による呼吸を行い、これに伴う熱の発生が行われております。家畜の体温は発熱していることは容易に想像できますが、十勝名産の馬鈴薯やビート等1個体あたりは30℃と発熱していることなど感じることとはできませんが、それむね70トン、25トンで電力約1KWのヒーターから発生する熱量に相当する発熱をしております。この熱を利用することと考へ、数千トンの馬鈴薯やビートを零下30度以下に及ぶ低温時でも凍結を防ぐことができ、これはむしろ、北海道は冬期天然の冷蔵庫とも言える気候条件にあり、この利便を利用し、農産物の長期貯蔵が可能にすることが出来ます。これなどは他の地域には見られない特徴と言えます。また、十勝及び道東地方は酪農等畜産の盛んな地域であります。牛乳や肉の生産は気象環境条件と密接な関係にあり、高温よりはむしろ低温域に属する10～15℃の範囲に適温域があり、個体の発生する熱利用が最も経済的であり、西南暖地よりは北海道地域の家畜の生産に適した地域であると言えます。家畜環境にとって換気は最も重要な対策であり、熱環境を有効に利用しながら良好な環境の畜舎建設が可能であります。よく農業はエネルギー消費量の巨大化と招き批判を受けていますが、もつと生物のもつエネルギーと気象条件の有効利用を考へていくべきであると思われ、太陽光は自然のすばらしい恵みと農業に与え、光合成によって作物を育ててくれます。と同時に太陽熱エネルギーや風力エネルギーも貴重なエネルギー源であり、さらに生物と材料とすゝバイオマスエネルギー等の多角的利用の道と拓き、エネルギー自給自足の自主した農業となることか可能であります。

北海道は日本の食糧基地として

の使命を果たし、十勝地域がその中核になることと思われています。

2. 北海道の農業気象災害

農業の形態は作物、家畜、耕地、山林施設等により千差万別であり、その受ける災害も多岐にわたります。また異常気象にもとづく災害は勿論のこと、毎年発生する気

図-1 過去99年間(1883-1981)における北海道水稲の収獲変遷

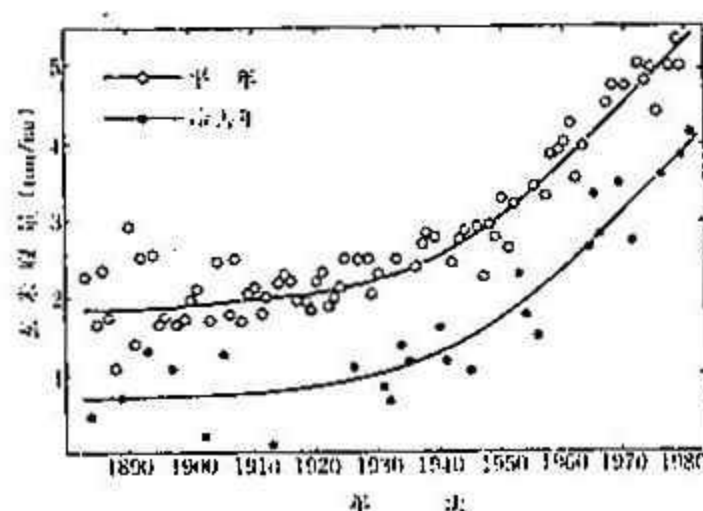


表-1 北海道における冷害年次と稲の収量

年次	10a当たり収量	作況指数	10a当たり平均収量	冷害の形態
1884(明治17)	45kg	(28)	(161)kg	遅延型
1888(21)	105	(63)	(166)	
1889(22)	71	(42)	(168)	
1893(26)	127	(74)	(172)	遅延型
1897(30)	105	(59)	(177)	徘徊型
1902(35)	22	(12)	(184)	徘徊型
1905(38)	124	(66)	(187)	障害型
1913(大正2)	12	(6)	(197)	遅延型
1926(15)	119	(56)	(212)	徘徊型
1931(昭和6)	81	(38)	(219)	遅延型
1932(7)	67	(30)	(220)	"
1934(9)	138	(62)	(223)	障害型
1935(10)	117	(52)	(224)	遅延型
1941(16)	117	(51)	(231)	徘徊型
1945(20)	105	(44)	(236)	遅延型
1953(28)	233	81	289	障害型
1954(29)	177	60	293	遅延型
1956(31)	150	51	293	徘徊型
1964(39)	264	68	389	遅延型
1965(40)	331	86	389	障害型
1966(41)	283	73	389	"
1969(44)	351	86	406	徘徊型
1971(46)	273	66	411	障害型
1976(51)	361	80	451	遅延型
1980(55)	385	81	475	障害型
1981(56)	413	87	477	(遅延型)

注) 1. 10a当たり平均収量は、昭和23年以降しか作成されていないので、それ以前については、直線回帰より求めた傾向値である。

2. 本表の原典は農林省農林経済局統計調査部：作物統計No14

象現象に属する濃霧による作物生育阻害も農業気象災害と考へられています。農業気象災害の種類として次のようなものがあげられています。

(1) 冷害 (2) 冷水害 (3) 凍結害 (4) 霜害 (5) 水害 (6) 霧害 (7) 干害 (8) 塩害 (9) 雪害 (10) 湿害 (11) 寒害 (12) 雹害 (13) 気象原因による病虫害 (14) 降灰による火山害 (15) 異常乾燥による山火害等、多岐にわたっています。これらの農業気象災害は地域性のあるばかりでなく、農業技術のレベル形態や規模により災害のありわれ方は様々ない。突発的な水害のある反面、無降水日の連続による干害等長時にわたるものも多い。

農業気象災害発生予知と防災

近年の気象学の研究の進歩により、災害と減ずることは大きく役立ってきています。しかし災害の種類によつては予知の困難なものもあり、これは事実であり、特に農業は長期予報の正確さを望んでおります。例えば低温の程度と発生時期は水稻の障害と冷害と密接な関係を持ち、分けつ期、減数分裂期、幼穂形成期、開花期の短期特定日の低温は冷害と招き作物に多くの影響を及ぼしています。十勝地方に多く見られる防風林は作物と風害や冷害防止に役立ち今後もその機能維持に心がけようべきものと考えます。近年は防風ネットの利用も冷害防止に役立ちつつあります。

3. 農産物貯蔵と気象環境

馬鈴薯は貯蔵庫貯蔵形式の用いられ、大型化され、建物の断熱と換気により内外温度の熱平衡状態を保つよう設計されます。ビートは土場積みでシートカバーを用いた天端空内に送風ファン設備を持ち、何れも位置や時期、外気条件の変化に影響されることがなく、自動制御の技術が用いられ、品質管理は、市場に準じ、大きな発言権と市場価値を左右する力を持つに至っております。同様の考え方は野菜、果実全般に今後発展するものと思われます。

4. 畜産業と気象環境

北海道の酪農は現在多くの問題と向き合い、その岐路に立たされています。その多くは寒冷環境を克服できず、かと言って疾病や建設コスト等の問題の解決如何にのみかかっていると言えます。糞尿の汚染環境下にある換気不良は畜舎の結露と発生させるばかりでなく、細菌性の悪環境は特に哺育に著しい影響を及ぼす。家畜の本来的な能力を減殺し、生産効率の低下に連なっております。しかし、十勝地方の畜産業は農業の大きな柱となっており、将来畜舎システムの改善等により、将来大きな発展が期待されております。

5. 農業における自然エネルギーの利用及びリモートセンシングの研究

農業そのものが自然エネルギーによって営まれていたこと言うまでもありませんが、水田畑作、酪農の何れも省力機械化の導入により、電力や油のエネルギーに依存する所が大きくなっております。太陽熱エネルギーや風力エネルギーの有効利用の研究が進み、また人工衛星から地上農作物の情報を取りモーターセンシング技術により、作物収量予測が行われております。

図2 農地上の熱の流れ(日中)(内嶋氏)

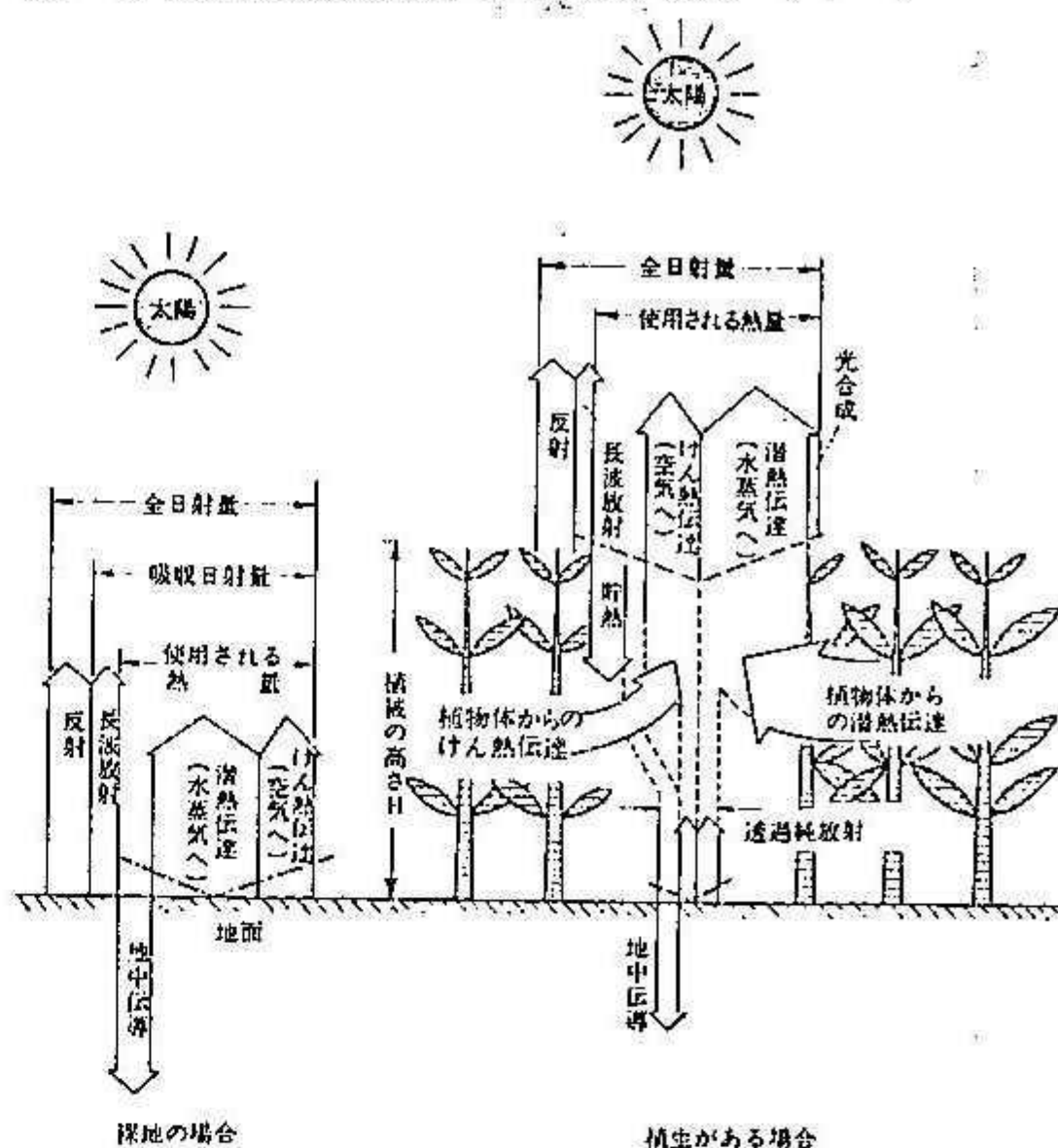
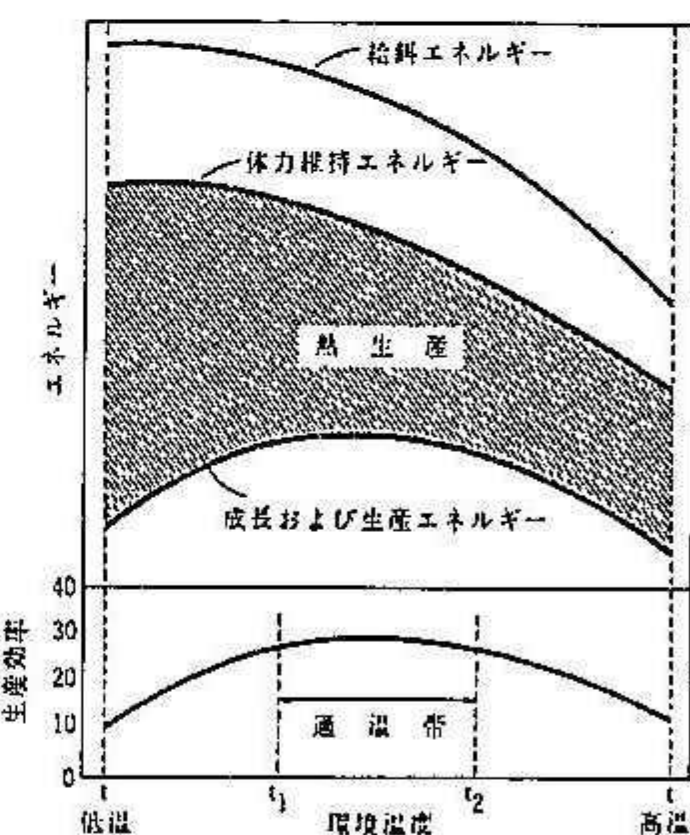


表 2 野菜および果実の貯蔵発生熱量

(単位: kcal/ton·hr)

品名	貯蔵温度 (°C)				品名	貯蔵温度 (°C)			
	0	4.4	15.6	20.0		0	4.4	15.6	21.1
Apples	3.15~15.3	6.20~27.0	23.8~82.7		Lettuce	119	168	483	
Asparagus	62.5~137	125~242			Melons, Cantaloupes	13.9	20.6	39.2	
Bananas			87.8~97.0		Mushrooms	64.7			609
Beans, Green or Snap	57.8~64.7	96.2~120	337~463		Onions and onion sets	6.33~11.6			
Broccoli, sprouting	78.2	116~185	355~525		Oranges	4.41~10.8	13.6~16.4	38.3~54.3	
Brussels sprouts	33.3~875	70.8~117			Peaches	8.92~14.4	15.1~21.3	76.2~97.8	
Cabbage	12.6	17.5	42.8		Pears	6.93~9.24		92.4~139	
Carrots, topped	22.4	36.4	84.8		Peas, Green	85.7~87.8	139~168	412~467	
Celery	17.0	25.4	86.3		Potatoes	4.62~9.24	11.6~18.5		23.1~37.0
Cherries	13.9~18.5		116~139		Spinach	44.5~51.0	82.4~118	388~399	
Cucumbers	17.7	26.8	110		Strawberries	28.7~39.9	37.9~70.9	164~213	
Grape fruit	3.88~9.98	7.61~13.6	23.1~41.8		Sweet Potatoes	12.5~25.6	18.0~35.2	44.9~66.2	
Grapes American type	6.32	12.3	36.6		Tomatoes Mature Green	6.09	11.2	65.4	
Grapes European type	3.15~4.52		23.1~27.7		Tomatoes Ripe	10.7	13.2	59.2	
Lemons	5.04~9.45	6.51~19.8	24.3~52.0		Turnips	20.37	22.6	55.4	

図 3 生産エネルギーと環境温度



Ⅶ 第1回夏季講座「新しい気象」教室実施状況

遠藤 辰雄・谷口 恭・高橋 庸哉

(夏季講座実行委員会^{*}代表)

本学会は気象学の研究の便宜や会員相互の情報交換を図るばかりでなく、気象学の教育普及活動もその主な目的の一つにしています。この目的に沿って、東京では17年前から、大阪でも5年前から「夏季大学」を実施しています。北海道でも教育関係の会員が他域に比べ少ないことを鑑み、同様の趣旨の事業を夏季講座「新しい気象」教室の名で実施することになりました。実施にあたっては、気象教育に大きな実績を有する札幌市青少年科学館の絶大なる協力を得、共催の形を取りました。

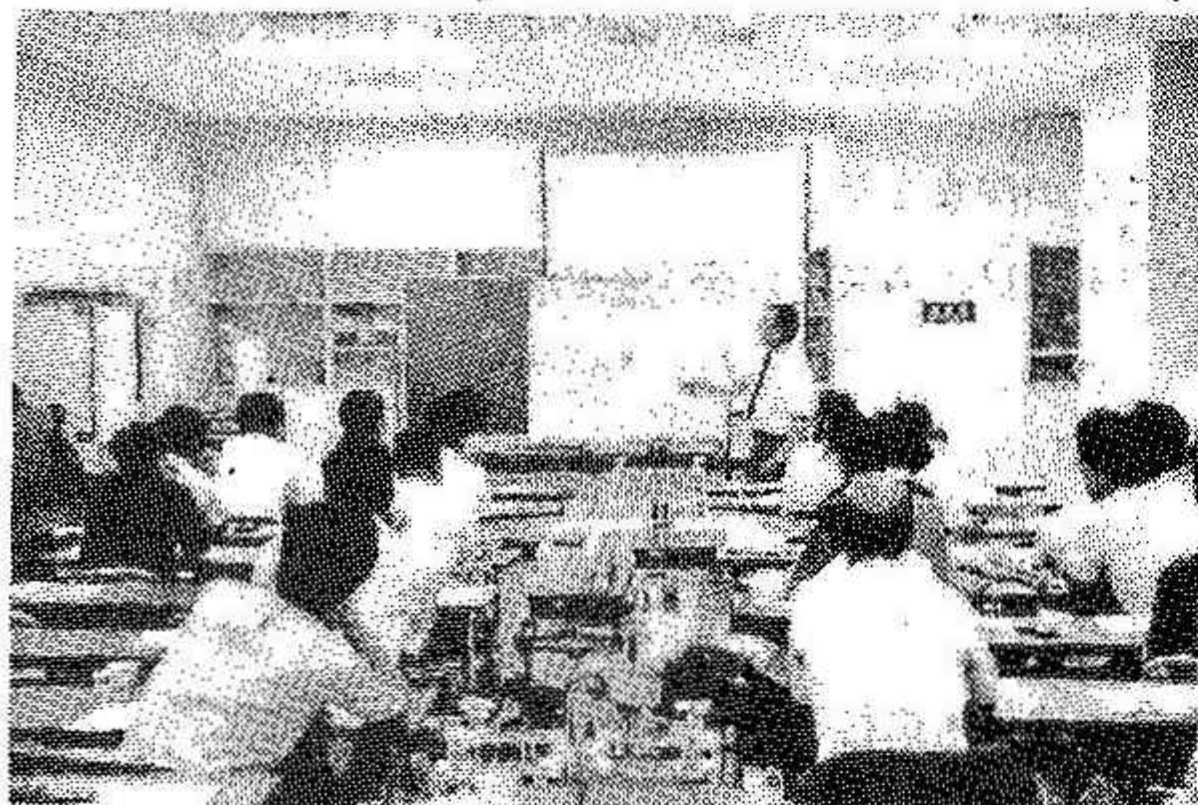
実施は昭和58年8月2、3の両日で、青少年科学館を会場としました。第1日目は、科学館の幡木主幹の開講挨拶にはじまり、実行委員の紹介の後、菊地勝弘講師「雨冠の科学“雲の生成”」、上川松夫講師「新しい天気予報」の講義と青少年科学館見学を行ないました。2日目は、前野紀一講師「自然界の雪と氷を探る」、石井英夫講師「北海道の気候と長期予報」、映画「異常気象」があり、最後にアンケートを取って終了しました。また、その後、幾人かの先生と実行委員会の話合いの時間がもたれました。

受講者は40名で、学校の先生、とりわけ高校の先生の参加が多くありました。内容的には、ややむずかしかったようですが、概ね満足して頂けたようです。人工降雪装置などの館内見学や映画も大変好評でした。しかし、天気図などの実習を取り入れてほしいという要望などがありましたので、改善していきたいと考えています。

今後も本支部と青少年科学館の恒常的な友好関係の下に、本事業を継続し、気象学の普及を図りたいと考えております。

*(学会側) 鈴置 哲朗, 小倉 士郎, 遠藤 辰雄, 松村 博勝, 谷口 恭
(青少年科学館) 田熊 勉, 幡木 誠次, 新保 晴彦, 川井 洋一, 高橋 庸哉

受講風景



VIII 昭和58年度支部事業報告・役員会報告・会計報告

。 事業報告

1. 夏季講座「新しい気象」 58年8月2日・3日、札幌市青少年科学館と共催で同館において実施。
講師と演題：菊地勝弘（北大理）雨冠の科学、上川松夫（札幌管区气象台）新しい天気予報、前野紀一（北大低温研）自然界の雪と氷、石井英夫（札幌管区气象台）北海道の気候、参加者40名。
2. 地方講演会 58年10月29日、帯広市の後援をもって帯広市勤労者福祉センターにおいて実施。標題：「気象と農業」の講演会、講師と演題：伊藤正志（帯広測候所長）十勝地方の気象、小倉士郎（札幌管区气象台）頻発する異常天候とその対策、堂腰 純（北大農）北海道の農業と気象環境、映画「異常気象」、参加者約160名。
3. 第1回支部研究発表会 58年11月25日、札幌管区气象台にて実施。発表論文11題、出席者約50名。
4. 第2回支部研究発表会 59年3月16日、北大低温研にて実施。発表論文10題、出席者約40名。
5. 支部だより（No.29）は発行時期を改正したので、次号と合併で59年6月に発行予定。

。 役員会報告

1. 第1回理事会 58年5月10日、於札幌管区气象台
 - (1) 出席者 駒林・孫野・石田・小林・菊地・鈴置・小倉・遠藤・松村・好本・谷口
 - (2) 議 事
 - ア. 新理事の紹介。
 - イ. 理事の互選により駒林理事が新支部長に、また鈴置理事が常任理事に選出された。
 - ウ. 新支部長あいさつの後、支部長より幹事4名（遠藤、松村、好本、谷口）の指名があり、幹事長に遠藤幹事が任命された。
 - エ. 理事、幹事の業務分担が次のように決定した。
理事 講演：鈴置理事、支部だより：小倉理事、会計監査：石田理事
幹事 総括企画：遠藤幹事長、庶務会計：松村、好本幹事、支部だより：谷口幹事
 - オ. 57年度事業経過報告、会計報告、会計監査報告が、遠藤、松村幹事の説明、石田理事の報告の後、承認された。
 - カ. 58年度事業計画と予算案が審議され次のことが決まった。
 - ① 支部研究発表会を例年通り年2回行い第1回目は道央地区研究会の直後に行う。第2回目は3月北大にて行う。
 - ② 夏季講座を札幌市青少年科学館と共催にて行う。
 - ③ 地方講演会を行う。
2. 第2回理事会 58年8月11日、於札幌管区气象台
 - (1) 出席者 駒林・石田・小林・菊地・鈴置・小倉・遠藤・松村・谷口・好本
 - (2) 議 事
 - ア. 地方講演について次のことが決定された。

標 題：「気象と農業」の講演会、開催地：帯広市、日時：58年10月29日、講師：伊藤正志（帯広測候所）、小倉士郎（札幌管区気象台）、堂腰 純（北大農）

イ、夏季講座の将来計画が審議され、青少年科学館と共催で続けることが決定された。

3. 第3回理事会 59年3月19日、於札幌管区気象台

(1) 出席者 駒林・孫野・石田・小林・菊地・大和田・鈴置・小倉・遠藤・松村・好本・谷口

(2) 議 事

ア、支部運営に関する改訂の提案が遠藤幹事長より出され、審議の結果、次のように承認された。

① 第1回支部研究発表会を6月に行いこれに先だって総会を行う。第2回目は従来通り秋に行う。

② 支部だよりの発行時期を総会の後の6月下旬とする。

イ、支部だよりの内容の経過説明が谷口幹事よりなされ、承認された。（No29）は（No30）と合併号とすることが承認された。

ウ、第14期の支部役員選挙の事務日程が決定された。

エ、松村幹事より地方講演の実施状況と会計の報告がなされた。

。会計報告（昭和59年3月31日現在）

〔収 入〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
前 年 度 繰 越 金	1 9 0,9 0 5	
本 部 交 付 金	2 7 7,1 0 0	700円×253名+10万円
入 会 金	6,0 0 0	12名
預 金 利 子	1,9 1 6	
そ の 他	3 5,8 4 0	既刊「気研ノート」売上金
合 計	5 1 1,7 6 1	

〔支 出〕

項 目	金 額	備 考
理 事 会 費	1 4,2 8 0	3回
研 究 発 表 会 費	4,1 9 0	2回
夏 季 講 座 経 費	4 2,1 6 0	青少年科学館共催
地 方 講 演 会 経 費	9 9,8 6 0	後援 帯広市
事 務 費	9,1 0 0	
通 信 費	2 2,1 1 0	
翌 年 度 へ 繰 越 金	3 2 0,0 6 1	選挙関係及び支部だより 29, 30合併号印刷
合 計	5 1 1,7 6 1	

昭和58年度の決算は上記の通り相違ないことを証明します。

昭和59年3月31日

監 査 石 田 完 ㊟

Ⅸ 第14期（昭和59・60年度）支部役員 選挙結果及び新役員業務分担

○選挙結果

昭和59年5月30日札幌管区气象台にて開票の結果、投票総数176票、有効票数174票、無効2票により、次の各氏が当選しました。（50音順）。

伊藤 正 志
大和田 守
菊地 勝 弘
小林 禎 作
駒林 誠
鈴置 哲 朗
孫野 長 治

○新役員業務分担

第1回理事会（S59.6.5）に於て支部規約に基づき、新役員の役職及び業務分担が次のように決定しました。

支部長	駒林 誠	全国理事候補		
常任理事	鈴置 哲朗	講演企画担当		
常任理事	小林 禎作	会計監査担当		
常任理事	伊藤 正志	支部だより担当	幹事長	遠藤 辰雄 総括・企画
理 事	菊地 勝弘	全国理事候補	幹 事	松村 博勝 庶務・会計
理 事	孫野 長治		幹 事	好本 誠 ”
理 事	大和田 守		幹 事	谷口 恭 支部だより

X 昭和59年度支部総会報告

昭和59年6月13日（水）に、支部研究発表会に先立って、昭和59年度の支部総会が開かれた。
議長には北大理学部の菊地勝弘教授が選任され、下記の順で議事が進行された。

支部長あいさつの後、引き続き支部長より昭和58年度事業経過報告・会計報告がなされ、承認された。
続いて昭和59年度事業計画案・予算案が説明され、原案どおり決定された。

○ 総会次第

開 会
議長選出
議長あいさつ
支部長あいさつ
昭和58年度事業経過報告
昭和58年度会計決算報告
昭和58年度会計監査報告
昭和59年度事業計画（案）及び予算（案）審議
閉 会

○ 昭和59年度支部事業計画

（1）支部研究発表会（年2回）

第1回 6月13日 総会にひきつづき、北大理学部にて行う。

第2回 11月下旬 札幌管区気象台道央地区研究発表会にひきつづき同台にて行う。

（2）講演会

地方講演会 開催地： 札幌、 標題： 近年の異常気象

講師、日時、会場は企画中。

特別講演会（年1～2回）

（3）第2回夏季講座

8月1日、2日、札幌市青少年科学館と共催で同館にて開催。

講師： 菊地勝弘（北大理学部）、福谷 博（札幌管区気象台）、小林俊一（北大低温研）、
串崎利兵衛（札幌市青少年科学館）

（4）支部だより

第29、30合併号を6月下旬発行予定。

（5）昭和59年度支部総会

6月13日 13時30分～14時00分 北大理学部

(6) 役員会

第1回理事会 6月5日 於札幌管区気象台

第2回理事会 8月中旬

第3回理事会 3月下旬

○昭和59年度予算計画

〔収 入〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
前年度繰越金	320,061	選挙関係及び支部だより 29・30合併号印刷
本部交付金	268,000	700円×240名+10万円
入 会 金	5,000	10名
預 金 利 子	3,500	
合 計	596,561	

〔支 出〕

項 目	金 額	備 考
理 事 会 費	15,000	3回
研究発表会費	7,000	2回
事 務 費	35,000	選管及び事務局
通 信 費	40,000	
夏季講座経費	50,000	札幌市青少年科学館共催
地方講演会経費	100,000	
印 刷 費	250,000	支部だより29・30合併号 及び選挙関係物
予 備 費	20,000	
次年度繰越金	79,561	
合 計	596,561	

Ⅺ 第2回夏季講座「新しい気象」のお知らせ

○昨年につき、気象学の普及を目的として第2回目の夏季講座「新しい気象」を開講します。

今年は「南極・北極の気象」の特集とします。

主 催 : 日本気象学会北海道支部、札幌市青少年科学館
 期 日 : 昭和59年8月1・2日(水・木) 10時～15時
 対 象 : 気象に興味のある一般。特に小・中・高の理科担当教諭の方の参加を歓迎します。
 受講料 : 500円程度
 場 所 : 札幌市青少年科学館
 申込先 : 札幌市白石区厚別中央1-5 札幌市青少年科学館内「新しい気象」教室係
 TEL 011-892-5001
 申込締切 : 昭和59年7月15日
 申込方法 : 電話またはハガキ
 定 員 : 45名
 日 程 :

	10	11	12	13	14	15時
8月1日	南極・北極の 降雪現象 (菊地勝弘)	館内気象 関係施設 見学			南極・北極と 大気大循環 (福谷 博)	
8月2日	氷床の気象学 (小林俊一)	映画 「南極の寒さ を探る」		気象データ あれこれ (串崎利兵衛)		

◎ 内 容 要 旨

1 南極・北極の降雪現象

菊地 勝弘 (北海道大学理学部)

大気中に含まれる水蒸気量は温度に比例するので、極地における降雪量は非常に少ない。特に、厳冬期における極地の降雪現象の最も典型的な形は、氷霧や細氷であるが、極地であること、また低温条件下ということで、組織だった観測はほとんどない。

アラスカやカナダ北部の厳冬期の地上気温は -40°C 前後、時には -50°C になることもある。一方、南極点の夏期の地上気温も -40°C 前後を記録する。しかし、両地域共、12月、1月の気温が -40°C 前後だからといって、まったく同じような条件の降水現象だとは限らない。

この講座では、実際に筆者が行ったカナダ北極域でのレーダーや雪結晶ゾンデを用いた観測結果や、南極点基地での現象を、現地の状況を含め、スライドで解説する予定です。

2 南極・北極と大気大循環

福谷 博 (札幌管区気象台)

大気大循環に関する我々の知識は、大型計算機の発展と気象衛星による観測手段の進歩等から飛躍的に広がり、天気予報という実務的な面からも十分に活用できるまでになってきた。

しかし、大気大循環を駆動している個々の物理過程についてみると十分な知識を持っているとは言い難く、その過程を理解するための観測さえ欠落している分野も少なくない。

南極や北極は、大気大循環の中でエネルギーのシンク（消散域）として重要な地域であることが指摘されている。しかし、極域のもつ地理的条件の悪さから、衛星による観測も不十分な点が多く人手による観測も十分なされていると言い難い。最近やっと国際協力のもとに組織的な観測が行なわれるようになってきたが、それらの資料が十分解析されるにはまだしばらくの時間が必要であろう。

3 氷床の気象学

小林 俊一 (北海道大学低温科学研究所)

南極氷床とグリーンランド氷床を合せると地球上に現存する純氷の99%を占める。この二大氷床は極地方にあって地球上の冷熱源として地球規模の気候に影響を及ぼしている。この氷床上で起こる特徴的な気象現象を解説する。

氷床は全体が一様な広大な雪面をもつことから、気象学の理論を検証する理想的な実験場であると主張する学者もいる。現在、氷床の気象学などと体系づけられているわけではないが、試論として、次の項目について述べる。

1. 氷床の地形 2. 氷床の熱収支 3. 氷床上の大気 4. 氷床上の降水
5. 氷床の気候区分 6. 氷床と気候変動

4 気象データあれこれ

串崎 利兵衛 (札幌市青少年科学館)

既存のデータを手に入れて、なにかを調べてみようとか、新しく目的を持って気象観測をやろうとすると、これまで何気なく見聞してきた気象データについて、いろいろの疑問とか、懸念が出てくるものです。

あまり神経質になってはなにも手が着きませんが、全く無知も困りものです。一応、こんなことはそれとなく承知しておいたほうがよいと思われることや気象庁の観測データなどについて触れてみます。

XII 昭和59年度地方講演会のお知らせ

• 今年度の地方講演会は札幌市で行なう予定です。

期 日 : 昭和59年10月前半

テ ー マ : 近年の異常気象について(仮題)

対 象 : 支部会員及び関心のある一般市民

※詳しい日時・会場・内容は8月頃に決まる予定です。

XV 事務局より

1. 支部だよりの内容について

従来は支部だよりを4月に発行していましたが、後述の理由で発行時期を繰り下げました。従って研究発表会の要旨を3回分(1年半分)載せました。尚、号数は欠号が生じては混乱を生じますので、「第29・30合併号」としました。

2. 支部事業の年間スケジュールの変更について

3月19日の理事会に於て、支部事業の年間スケジュールを別記のように変更する案が可決されました。この変更の理由を以下に記します。

- ① 会計年度が4月1日～3月31日であるために、従来は支部だよりを3月中に印刷して印刷費を支払い、4月に発行するという形をとっていました。しかし、4月1日付の会員異動を3月のうちに印刷するという不都合があります。一方、4月に北海道に転勤して来られる方が学会員であるかどうかを確認する機会がないので、会員名簿に記入もれもありました。今回の発行時期変更により、4月1日異動分も含めて会員動静を完全なものにすることが出来ます。
- ② 従来は役員選挙のある年(隔年)は、その選挙結果(投票は5月)を翌年の4月発行の支部だよりに載せていましたが、開票結果を会員に報告するまでに、ほぼ1年間も遅れてしまいます。しかも選出された役員が会員に知られた時には既に他支部に転出してしまいう例もありました。今後は5月の投票結果を6月発行の支部だよりに載せて会員に報告します。
- ③ 第1回目の支部研究発表会を6月中旬に行ない、2回目を11月中旬に行なうことにしました。この理由は、本部の大会(5月下旬と10月下旬)の直後に行なうことにより、発表題数も多くなり、活発な討論が出来るものと予想されるからです。
- ④ 第1回目の支部研究発表会の冒頭に支部の総会を開きます。従来は、支部では総会で議決するような議題もないだろうということで、ほとんどの議決は支部規約に則して理事会が代行してまいりました。しかし、最近は「北海道支部ではなぜ総会を開かないのか」という会員の声も聞かれますので、総会を設けることにしました。時期としては、出来るだけ多くの会員が参加できる機会が望ましいので、研究発表会に付随させることにしました。支部規約によりますと、「総会の開催・議決は日本気象学会定款に準じて行なう」となっていますので、定足数は全支部会員の5分の1(48名)で、さらにそのうちの5分の4(38名)は委任状のみでも可となります。尚、遠隔地で総会に出席出来ない方も多数おられますので、支部運営に関する御意見・御希望のある方は事務局又は支部役員の方へ御連絡下さいますようお願いいたします。

3. 会員名簿につきましても、誤りがありましたら随時事務局へお知らせ下さい。

—北海道支部だより No. 29・30—

昭和59年6月20日 印刷

昭和59年6月30日 発行

編集 日本気象学会北海道支部
発行

060 札幌市中央区北2条西18丁目
札幌管区気象台調査課内
TEL (011) 611-6121 内線411

印刷所 札幌市西区手稲稲穂472
高速印刷センター
TEL 683-2231

(非売品)

支部研究発表会原稿作成要領

原稿の作成は、次の各項による。

(1) 原稿用紙

必ず事務局指定のB4版、2,000字詰(40×50)原稿用紙を使用する。この原稿用紙に書かれたものをそのまま写真でB5版の大きさに縮小して支部だよりに印刷する。そのため執筆者が書いた文字・図表はそのままの姿で印刷され、原稿用紙1枚が1頁となる。

この原稿用紙をB5版に縮小する割合は0.68で、したがって図表もこの比率で縮小されるので注意のこと。

(2) 原稿の記入

原稿の体裁を統一する必要から、最初の行の中央に表題(長い場合は2行にわたっても差し支えない)、1行あけて3行目の右側に氏名(所属)を書く。連名者が多い場合は次の行にわたっても良い。

原稿は1編を原稿用紙2枚に書き、なるべく余白をださないよう留意すること。

文字・図表などはすべて黒インクで明確に記入する。(ボールペンは不可)

本文の文字はます目一杯の大きさに記入する。タイプ打ちの場合はます目や行にとらわれなくて良い。

提出された原稿は編集印刷の際、用語・文字などの訂正が難しいので、原稿作成にあたっては十分に注意する。

(3) 図 表

図表はその大きさや、図表中の文字・数字の大きさなどについて縮小の比率(0.68)を十分に考慮し、印刷されたものが見づらくなならないように作成する。

原稿用紙に直接図表を記入するか、図表をはりつける。グラフ用紙を使用する場合は、図表には、表題と説明文も付加する。

(4) 提 出 先

原稿は研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員へ提出する。