



目次

1. 支部長挨拶	久保田 効	1
2. 解説		
●気圧を‘体感’する実験教材アラカルト	高橋 庸哉 (北海道教育大学)	2
●北海道周辺及び本州東方海域の海況	篠原 吉雄 (函館海洋気象台)	10
3. 平成3年度第2回支部研究発表会要旨		23
4. 平成4年度第1回支部研究発表会要旨		44
5. 第10回夏季大学「新しい気象」講座		
夏季大学雑感	若林 徳司 (気象協会道本部)	68
●吹雪と吹きだまり	植松 孝彦 (気象協会道本部)	70
●自然界の香気成分	中山 交市 (高砂香料工業株)	75
●火山と環境	澤田 可洋 (札幌管区気象台)	95
●長期予報とその利用	若原 勝二 (札幌管区気象台)	102
6. 平成3年度北海道支部気象講演会		
気象講演会雑感	藤山 興二 (札幌管区気象台)	110
●地球の温暖化	菊地 弘明 (旭川地方気象台)	112
●大雪山の雪渓について	兒玉 裕二 (北海道大学低温研)	116
●道北地方にみられる細氷現象	桜井 兼市 (北海道教育大学旭川)	120
7. 日本気象学会1992年秋季大会(札幌)のお知らせ		124
8. 写真訪問		
●新千歳空港気象レーダー		126
●冬季道路交通情報システム		128
9. 会員寄稿		
●人工雪崩実験 (Ryggfonn in Norway) の記録から	西村 浩一 (北海道大学低温研)	132
10. 平成4年度支部総会報告		138
11. 役員会報告		144
12. 平成4年度支部役員		149
13. 支部会員名簿・会員動静		150
14. 交換機関誌		163
15. 通信欄		164

平成4年9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

S. 32. 7.11 制 定
S. 40. 8. 7 一部改正
S. 45. 6.24 一部改正
S. 53. 5.30 一部改正
S. 62. 6.10 一部改正
H. 2. 6.19 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 本支部は事務局を札幌市中央区北 2 条西 18 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が、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 31 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 4 名)
会計監査 1 名
幹 事 5 名
- 第 九 条 理事および会計監査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。会計監査は本支部の会計を監査する。
- 第 十 四 条 役員の任期は 2 年とする。但し重任は妨げない。理事および会計監査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 理事および会計監査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 15 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、文書投票とし理事は定数内の連記とし、会計監査は単記とする。
- 第 四 条 有効投票により得票の多い順に当選とする。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 理事および会計監査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、「細氷」または「天気」に掲載する。

支 部 長 挨拶

この度、日本気象学会北海道支部長を仰せつかりました札幌管区気象台長の久保田です。北海道の勤務は初めてですが、幸い、大学の先生方を初め、気象協会及び気象台職員も、気象学会に強く賛同され、細水の発行など学会活動が充実していると伺っております。皆様の力により、それを維持することによって、責任を果たす所存ですので、どうかよろしくお願い致します。



気象庁における最近の動きを見ますと、小規模現象と大規模現象の二方向に向かっていますので、紹介させて戴き、挨拶といたします。

小規模現象とは、メソ天気系モデルの開発です。本年3月に気象審議会から「欲しい時に欲しい情報サービスの出来る体制を作れ」という答申が出されました。具体的には小規模現象に対する予報の開発、ユーザーが要望する必要な予報は民間気象事業者が役割を担うことなどを答申しています。

大規模現象とは、地球環境問題です。気象庁内には、平成元年以降「オゾン層解析室」、「温暖化情報センター」、気象研究所に地球温暖化を研究する研究室を設置し、本年4月からは「エル・ニーニョ研究センター」も発足しました。

この2つの気象事業は学会活動によって恩恵を受けることが大きいと思います。メソ天気系モデルの組立てには、学会活動で得られた知見を貪欲に取り組むことが重要です。地球環境問題に関わる気候変動の観測、データの解析、解釈、モデルの組立てなどにも、学会活動による成果が、これまで大きく貢献し、今後ますます必要になるに違いありません。北海道支部の学会活動においても、これらへの貢献を期待しています。

さて、本年度は何といても気象学会秋季全国大会が一番大きな事業です。

皆さんの力によって、参加者の多くの方々が充実していたと感じる大会に出来ればと願っています。どうかよろしく願います。

日本気象学会北海道支部長 久保田 効
(札幌管区気象台長)

— 解説① —

気圧を‘体感’する実験教材アラカルト

北海道教育大学附属教育実践研究指導センター 高橋 庸 哉

1. はじめに

『気圧』は気象教育の中で最も基礎的な学習事項でありながら、理解しにくい概念の一つである。大気の底に住む人類にとっては大気の圧力=気圧は絶えず付与されているものであり、実感に乏しいためと考えられる。筆者は10年間ほど理工系博物館において小学校5年生以上を対象に天気図作成を行う教室を実施してきた。ラジオ天気図の作成は長期休暇中の自由学習課題のテーマとして人気があるが、気圧・等圧線の意味を理解させるのに非常な困難を感じた。そこで、気圧を理解させる教材の開発を手掛けた(高橋・小野寺, 1991)。教材の作成に当たっては気圧を‘体感’できることをポイントし、日常ありふれたものを用いて家庭でも実験ができるよう心掛けた。ここでは、気圧を体感させる実験教材を紹介したい。

尚、学校教育における気圧の取扱いを表1に示す。『気圧』という概念が初めて登場するのは中学生になってからであるが、小学校3・4年生で空気の圧力・温度と体積について学習することになっている。ここで、紹介する内容は小学校中学年から取り上げてほしいものである。

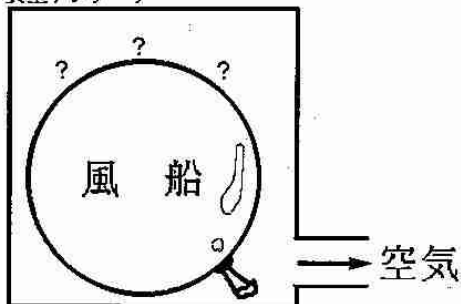
表1 学校教育における『気圧』の取扱い

学 年	内 容
小学校3年生	空気の存在(空気を袋などに集める) 空気の圧力と体積(閉じ込めた空気を押すと縮み、手応えが大きくなる)
小学校4年生	空気の温度と体積(空気を熱したり冷やしたりして、体積の変化を見る)
中学校第1分野	空気の重さ(例えば、圧力容器中の空気を放出して、前後の質量差を測定) 大気圧(大気圧の効果を示す適切かつ意外性のある実験)
中学校第2分野	天気の変化(気圧の変化と天候や雲の様子、空気の上昇と断熱冷却、前線の通過と気圧の変化)

2. 気圧を体感する実験の色々

(a) 『もし、空気がないと…?』

【実験1】 膨らむ風船



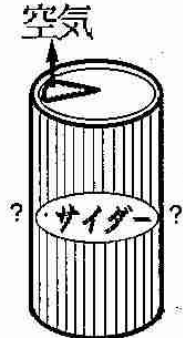
回りの空気を抜くと風船はどうなる
 でしょうか?

1. 変わらない
2. 小さくなる
3. 大きくなる

(破線内は子供に提示する内容。以下同じ)

この実験を行う前に真空ポンプの端を掌に当てるなどして、空気を吸い出す装置であることを納得させる必要がある(強力な電気掃除機であるとすれば良い)。教材として売られている排気盤(ガラス製)は擦り合わせが悪く、真空容器として密閉性が良くないようです。アクリル製の真空デシケータが良い。この現象をよりリアルなものにするにはスナック菓子などが入った密閉の良い袋を持って、山登りに出かけてみましょう。

【実験2】 つぶれる空き缶

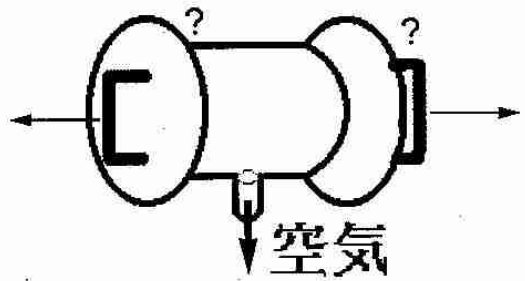


空き缶の空気を抜くとどうなるで
 しょうか?

1. 変わらない
2. つぶれる
3. 破裂する

缶は清涼飲料水やビールの空き缶などアルミ製のものがつぶれやすくして良い。

【実験3】 マグデブルグの実験



側板を当て、中の空気を抜き、引っ
 張ったらどうなるでしょうか?

この実験は300年余り前にドイツのマグデブルグ市長だったゲーリケという人が始めて行ったものです。彼は直径40cm位の銅製の半球2個の間に革製パッキングを挟んで、一方の半球についている穴から真空ポンプで空気を抜きました。そして、両側から馬（8頭、後には12頭ずつ）で引っ張りました。教材用として、この実験器具のミニチュアが売られていますが、高々5分程度しか気密性を保つことができない。そこで、透明アクリル樹脂を用いて、図1のような装置を製作した（高橋・小野寺、1991）。

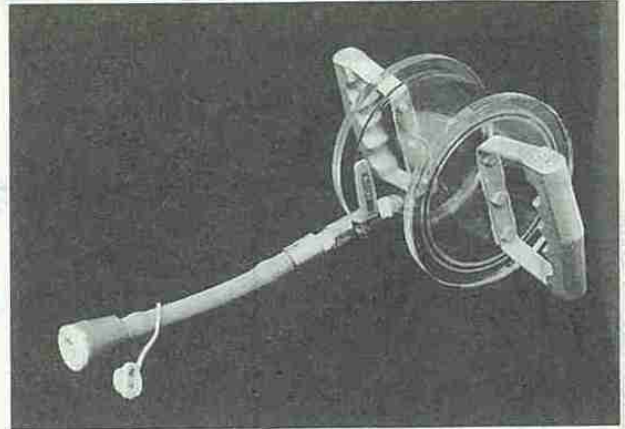


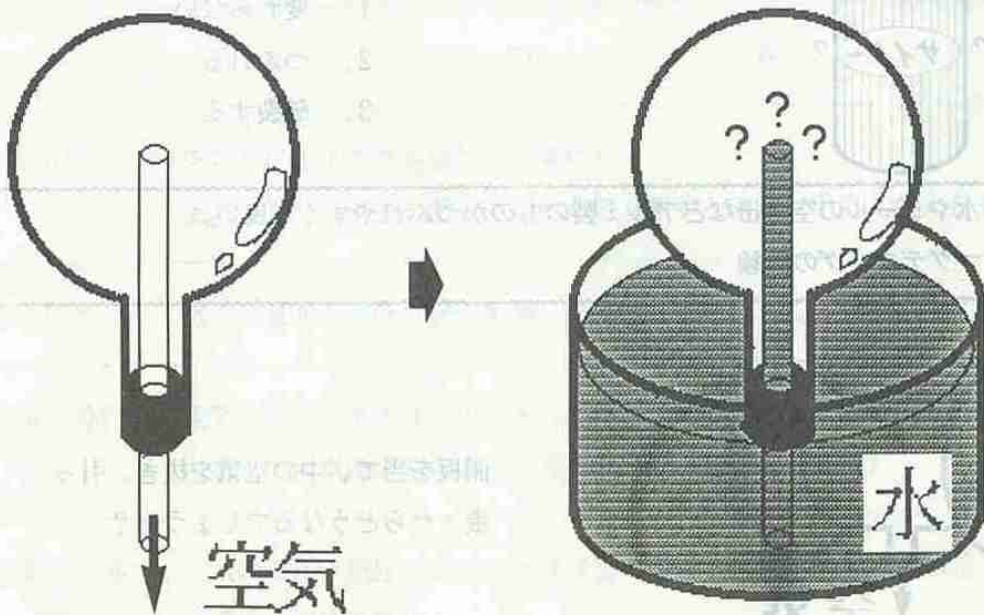
図1 マグデブルグの真空実験装置

アクリルパイプ（外径12cm、長さ8cm、厚さ7mm）の側面にボールバルブ（内径1/4インチ）を取付け、その端には都市ガス用コネクターを付け、真空ポンプと接続できるようにした。パイプの両端には溝を掘り、Oリング（径11.3cm、太さ2mm）をはめ込み、側板（アクリル製、直径14cm、厚さ10mm）との気密を保った。また、側板には取っ手を取り付けた。高い気密性のため、手で引いても半年以上はずれなかった。アクリル樹脂の透明性のために中に何も仕掛けがないことがわかり、驚きも大きく、大気圧の存在をより視覚的に印象づけることができた。

同様の実験は身近なもので簡単に行うことができる。二つの吸盤を合わせて強く押しつけ、空気を追い出してから引っ張ると良い。

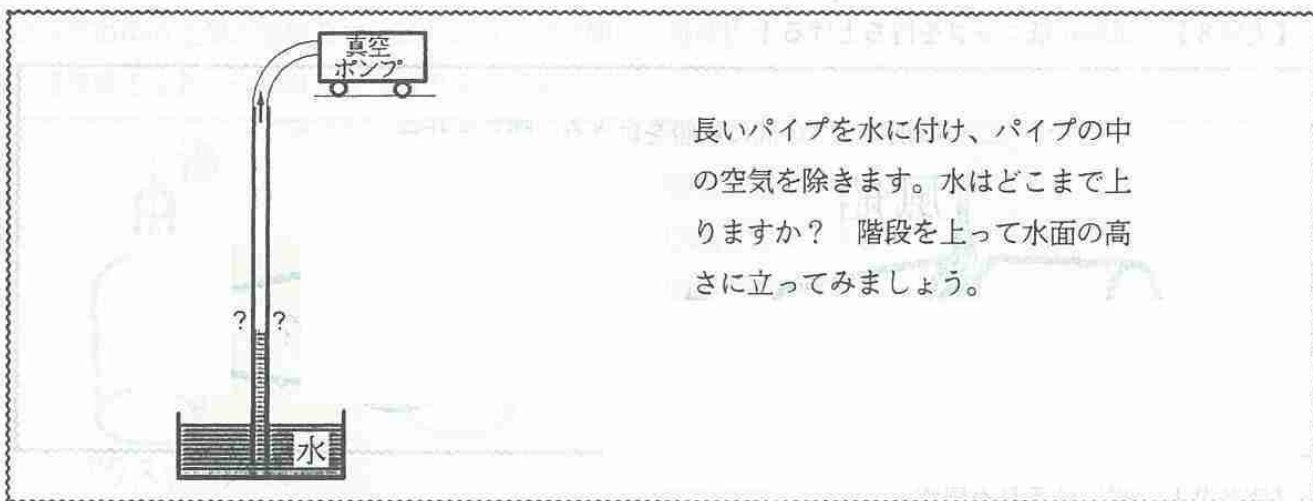
【実験4】 噴水

容器の中の空気を抜いて、水の中で栓を開いたらどうなるでしょうか？



水はウォータブルーやフェノールフタレインなどで着色すると見やすい（以下、水を使う実験では同様）。容器はフラスコや教材用の真空落下実験器のガラス管（長さ約1m）を使うと良い。

【実験5】 どこまで上がるか？



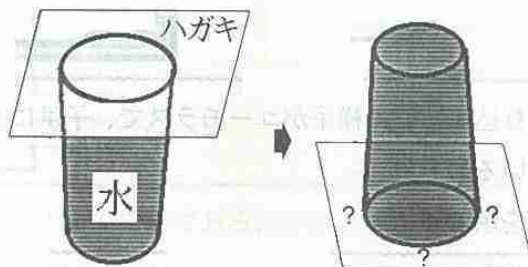
階段の吹き抜けを使って実験を行い、水が上がると思う所まで階段を上ってもらいました。パイプは透明の塩ビパイプをつないで作った。空気を真空ポンプで抜いたが、子供の中には‘ポンプを使うから当たり前’・‘強いポンプならもっと上がる’と考える子供がでますので、説明に工夫するか、真空ポンプを使用しない方法で行うのが良い。

(b) 『大気力を感じてみよう！』

前節は真空ポンプを用いた演示実験でしたが、ここでは子供が実際に行うことができる実験を示す。

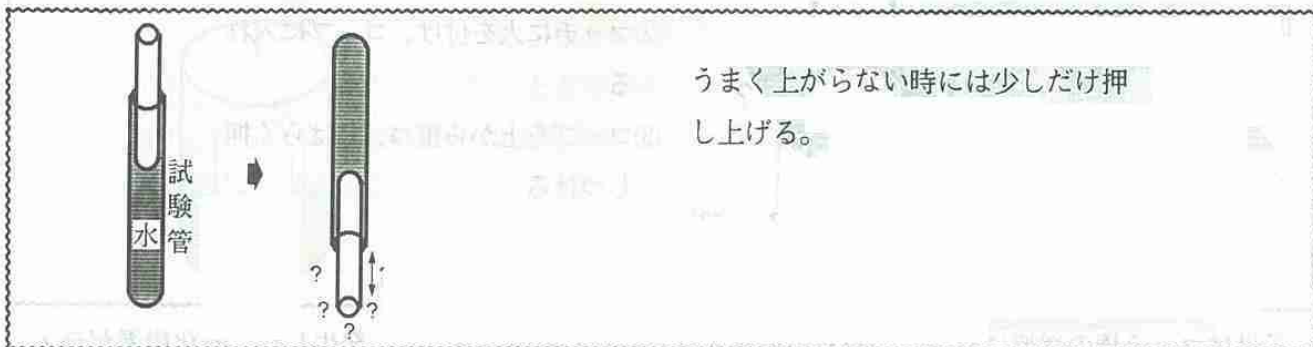
【実験6】 落ちないハガキ

手でハガキを押さえながら、ゆっくりとコップを逆さにし、手を離す。



ハガキの代わりに、ハンカチやラップフィルムなどでも良い。

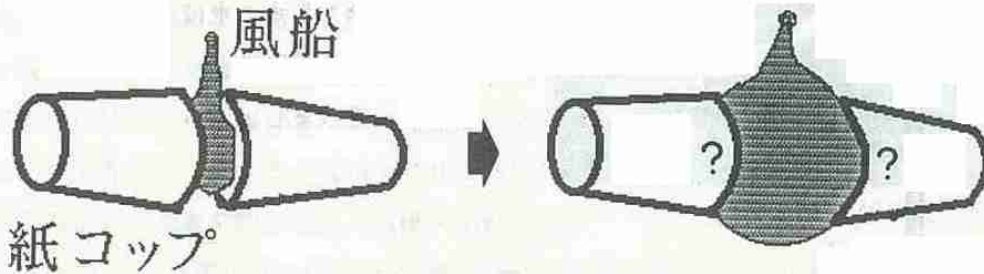
【実験7】 浮き上がる試験管



試験管は径16.5mmと15mmのものを用いると良い。

【実験8】 風船が紙コップを持ち上げる！

二つの紙コップの間に風船をはさみ、膨らませる



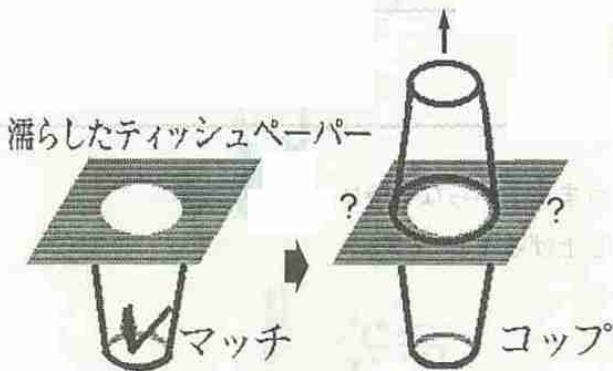
【実験9】 吸い込まれる風船

- ①三角フラスコを湯で暖める
- ②風船を取り付ける
- ③水の中に入れると？



風船が三角フラスコの中にもぐり込んでいく様子がユーモラスで、子供に人気がある。風船の代わりにゆで卵と適当な口径のガラス瓶を用いるのも良い。

【実験10】 コップでコップを吊る

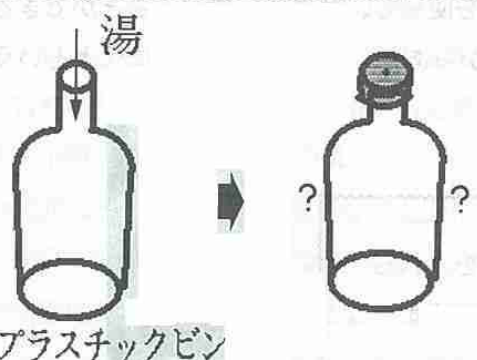


- ①ティッシュペーパーを図のように切り、水で濡らし、コップの上に置く
- ②マッチに火を付け、コップに入れる
- ③コップを上から重ね、しばらく押しつける
- ④持ち上げると？

子供はマッチ棒の燃焼に着目し、酸素が消費されるためと思いがちです。発生した二酸化炭素がティッ

シュペーパーに染み込ませた水に僅かに溶解することもあります。コップがくっつく主な原因は燃焼熱でコップの中の空気が膨張して、二つのコップの間から逃げ出すためです。

【実験11】 つぶれるプラスチックビン



①プラスチックビンに湯を入れる
②湯を捨て、蓋をする
③部屋の中に置いておく?

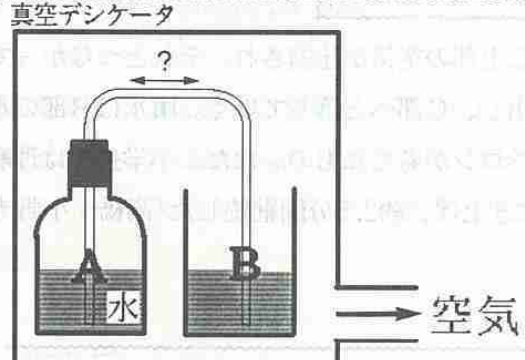
プラスチックビン

清涼飲料水や醤油などのプラスチック容器を使う。

(c) -応用編- 『考えてみよう!』

ここでは、やや複雑で考えながら理解させるのに良い教材を紹介する。

【実験12】 水の移動



真空デシケータ

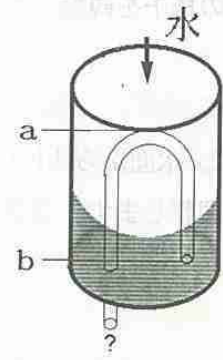
水はどちらに動くか?

1. Aの方へ
2. Bの方へ
3. 動かない

空気

真空デシケータの中の空気を抜くと栓をしてあるAの空気が膨張して、A→Bと水が移動する。空気を再び入れると水はB→Aへ戻る。

【実験13】 教訓茶碗



水を徐々に入れていくとどうなるでしょうか?

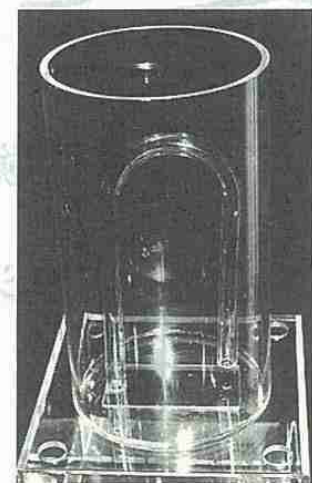
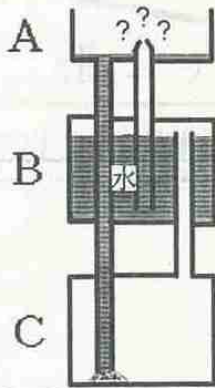


図2 教訓茶碗実験装置

サイフォンの原理を示したもの。仕組みが理解できるように図2のような装置を透明アクリルで製作した(高橋・小野寺, 1991)。容器内に水を徐々に入れ、a面に達すると水はパイプの中を矢印のように流れ、水面はb面まで下がる。U字部分をコの字型にすると、角に空気が溜まり水が流れないことがあるので適当でない。これと同じものは紙コップと端の方が曲がるストローを使って、簡単に自作することができる。この原理を応用した湯呑み茶碗が沖縄県八重山諸島に400年程前からあり、何事も腹八分目にせよという教訓を伝えている。

【実験14】 ヘロンの噴水



- ①C部に予め8割程の水を入れる
- ②逆さにして、水をB部に移す
- ③再び反転
- ④少量の水をA部に注ぐ

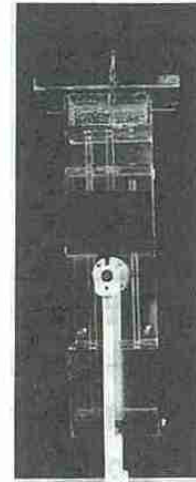
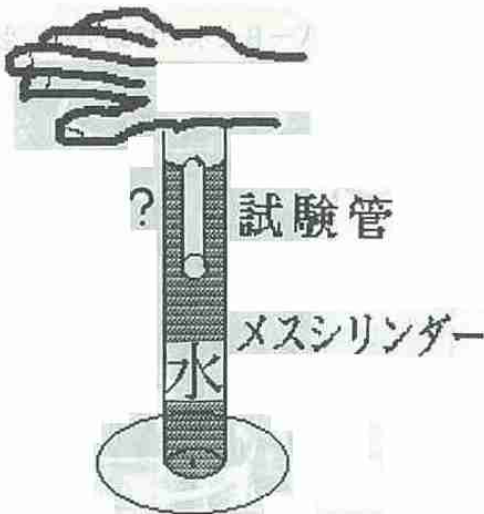


図3
ヘロンの噴水
実験装置

A部に注がれた水はパイプを伝わって、C部に落ちる。C上部の空気が圧縮され、それとつながっているB部の気圧が高くなる。そのため、B部の水はA部で噴き出し、C部へと落ちていく。噴水はB部の水がすべてC部に移るまで持続する。約2000千年前にギリシャのヘロンが考えたもの。ただ、小学生には理解がやや難しい。実際に製作した装置(図3)では最高19cm程吹き上げ、約2.5分間継続した(高橋・小野寺, 1991)。

【実験15】 浮いてこ〜い!



- ①メスシリンダーに9割ほど水を入れる
- ②てのひらで押すと?
- ③試験管の中の空気の様子を観察
★しましょう

※試験管にハンダを巻いて、水面から頭が少し出るように調整します

哲学者デカルトの発明によるもので、‘デカルトの潜水夫’と呼ばれている。日本では‘浮沈子’とも呼ばれる。押したときの試験管内の水の上下に着目させる。原理を説明するポイントとなる。清涼飲料水などのプラスチック容器を使って簡単に同様なものを作ることができる。容器にストロー（片端を塞ぎ、クリップなどで釣合いを取る）を入れ、蓋をし、容器を押しつける。より迫力がある装置として、図4を製作した（高橋・小野寺，1991）。アクリルパイプ（外径12cm、厚さ8mm、高さ60cm）の底面にアクリル円板を接着し、上面には蓋をする。蓋には銅製エルボ（外径9.5mm）を付け、空気を送るゴム製単球と接続する。蓋とパイプの気密性はOリングとネジによったが不十分だったので、シリコンコーキング剤でパッキングを作った。浮きは電球の球や試験管にペンキで絵を書くと良い（ただし、水の中に長期間入れると剥がれてくる）。単球を押すと沈み、放すと浮き上がってくる。



図4 浮沈子実験装置

この実験からストローを使った微気圧計（木村，1986）の原理を説明することができる。この気圧計は浮沈子にストローの浮きを付けたものである。浮沈子だけだと浮き上がったり、沈み込んだりしてしまうので、ストローで上下する量を調節する。

実際に指導を行うときには概ねこの順番に行っていく。また、上記のストロー微気圧計を使って、気圧と天気の関係を知るには次のように進める： 微気圧計作り ⇒ 微気圧計の仕組みの説明（『もし、空気がないと…？』 → 『大気の色を感じてみよう！』 → -応用編- 『考えてみよう！』）⇒ 気圧の測定・天気の観察。

3. おわりに

ここで紹介したものは博物館での教室参加者（小学校4年生～中学生やその親）に人気が高かったものです。意外性があり理解も容易で、知的好奇心を多少なりとも満足させてくれるのではないのでしょうか。是非、お試し下さい。

[参考文献]

- 木村竜治，1986： たのしい気象の実験室。小峰書店，63pp.
 高橋庸哉・小野寺寛，1991： アクリル樹脂で製作した大気圧演示用実験器具。理科の教育，Vol.40，「712-714.

一 解説② 一

北海道周辺及び本州東方海域の海況

函館海洋気象台海洋課 篠原吉雄

1. はじめに

海は地球の表面の約70%を覆っており、私達人間の生活環境に大きな影響を与えています。短期の気象の状況は、その付近の海況に、かなり左右されます。また長期的な気候変動は大気と海洋との相互作用の影響を強く受けています。このように、海洋はその周辺の気象や気候に与える影響が大きいため、北日本の気象や気候について考えるとき、その付近の海の状況がどのようになっているかを知っておくことは大変重要です。ここでは主に函館海洋気象台の観測船高風丸によって得られた観測データをもとに、北海道周辺や本州東方海域の海況について御紹介したいと思います。

2. 地形の概況

図-1に北海道周辺の海域の地勢を示します。北海道は太平洋と日本海及びオホーツク海に囲まれています。太平洋プレートは日本列島の東側で地球内部へ沈み込んでいます。そのため、千島列島に沿うカムチャツカ海溝、三陸沖の日本海溝のような海溝部が形成されており、地震もしばしば発生しています。海溝の東側は深さ約6000mの大洋底となっています。日本海は北部に深さ3000m以上の海域が広がっていますが周辺部は浅く、水位が現在より100m以上も低かったヴィルム氷期には、アムール川の水が流れ込む淡水湖であったと言われていました。オホーツク海は北部は比較的浅いのですが南部の北海道近海には水深3000m以上の海域が広がっています。太平洋と日本海は水深約200mの津軽海況によりつながっており、日本海を北上してきた対馬暖流は大部分この海峡を通過して太平洋に流出すると言われていました。太平洋とオホーツク海は千島列島に沿って多くの海峡でつながっていますが、列島中央部のウルップ水道を除けば浅い所が多く、海水の交換の大半はウルップ水道付近で起こっていると言われていました。日本海とオホーツク海は北海道の北の宗谷海峡と、サハリン北部のタタール海峡（間宮海峡）でつながっています。タタール海峡は狭いうえに大変浅く（水深数m）、この海峡による海水の交換は宗谷海峡におけるそれに比べて非常に小さいと言われていました。

3. 海洋観測について

海況を記述する要素としては、水温・海流、海水中に含まれる塩分、フッ酸塩等の栄養塩及びプランクトン等の生物量があります。このうち水温と海流は最も一般的で重要な指標です。これらについては専用の観測船は勿論のこと、商船や漁船でも観測されており、観測値はSHIP報（海上気象）やBATHY報（表層水温）・TESAC報（表層水温塩分）・TRACKOB報（海流）等の通報により気象局に即時的に伝

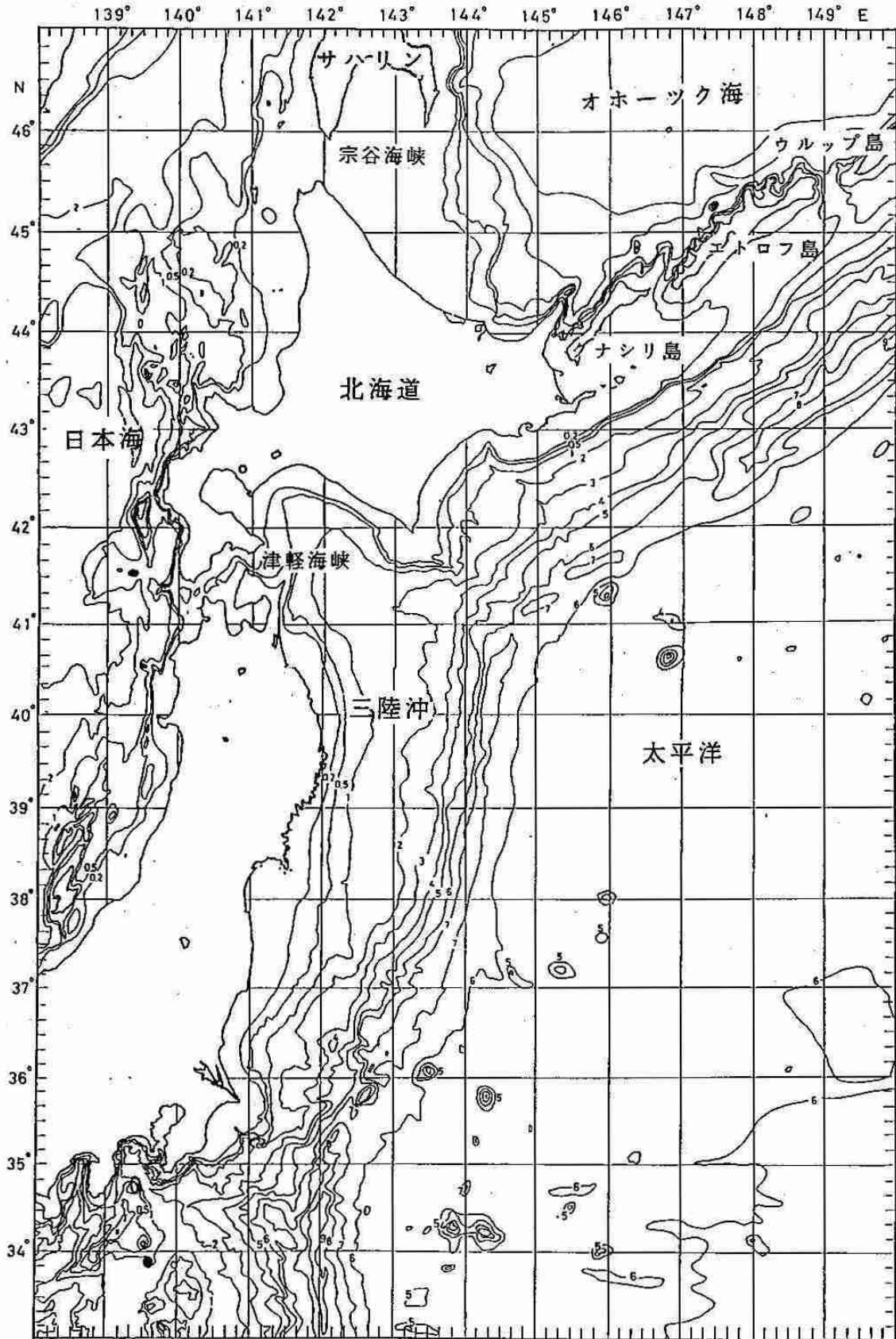


図-1 北海道周辺・本州東方海域の海底地形

送され現業的な解析・予報に使用されています。化学成分や生物量については専用の観測船による観測が主体となっています。

海洋観測航海は気象庁のほか、水産庁・海上保安庁・防衛庁・大学等の研究機関や地方自治体（水産試験場等）によって精力的に行われていますが、海洋は広くまた観測できない厳しい条件にさらされることもあるので、まだ十分に現象を把握するところまでには至っていません。しかし長年の努力の積み重ねによっておおまかな全体像はかなり明らかになってきています。

函館海洋気象台は昭和17年に設立され、昭和24年より観測船夕汐丸・朝汐丸・高風丸一世及び現在就航している高風丸二世により、日本の北方海域の海洋気象観測を行ってきました。かつてはオホーツク海の中央部や千島列島の北部まで観測航海に出かけたこともありましたが、ロシアの200海里水域での観測が難しくなったため、観測の中心は北海道南方や本州東方の海域に移ってきています。

図-2に現在の高風丸二世による観測の概要を示します。高風丸二世は昭和63年（1988年）7月に就航した新鋭観測船で、総トン数は487トン、11.5ノットの速度で航行することができます。観測機器としては海面下の水温・塩分の鉛直分布を連続的に観測できる電気伝導度水温水深計（CTD）や超音波を水中に発射し、反射してくる音波のドップラー効果により海流を観測する表層海流計等の海洋観測機器の他、波浪計や高層気象観測装置等海上気象の観測機器も充実しています。採水器は、CTDと一体になっており、任意の深度で試水の採取が可能です。このほかプランクトンの観測や廃油ボールネットによる海洋汚染の観測・表層水温水深計（DBT、XBT）による水温観測・透明度の観測も行っています。ほとんどの海洋観測は停船して行いますが、表層海流計やXBTによる観測は航走しながらでも行うことができます。

4. 海況

(1) 概況

図-3に北海道周辺及び本州東方の海流の様子とそれに関わる気象現象を示します。親潮は北海道の南方へ流れてくる海流で、ベーリング海方面から、オホーツク海の海水を取り込み千島列島に沿って流れてきます。その流量は10～20 Sv（Svはスベルドラップと読み、海流の流量として通常用いられている単位で $10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ です）とされています。黒潮は房総半島の沖合を北東に流れた後常磐沖まで北上し、そこから東に向かって流れています。対馬暖流は黒潮の分流で九州南方で黒潮から分かれて日本海に入り、その大部分は津軽海峡から太平洋に流出し、津軽暖流となって三陸の沿岸に沿って南下します。残りは北海道の西側を北上して宗谷海峡からオホーツク海に流出し、宗谷暖流となって、北海道の沿岸を流れます。宗谷暖流は冬季には潜流となって海面下を流れているとされています。親潮と黒潮の境目となる三陸沖合では周りより水温の高い暖水塊が生成消滅を繰り返しています。

図-4に北西大西洋の2月と8月の海面水温の様子を示します。2月の海面水温は北海道の南方で3～5℃、北海道の日本海側で3～7℃、オホーツク海側で1～2℃となっています。この時期、オホーツク海の沿岸域は流水に覆われている場合がほとんどです。8月の海面水温は北海道の南方で15～20℃、日本海側で20～25℃、オホーツク海側で15～17℃となっています。一年を通して、北海道南方、本州東方

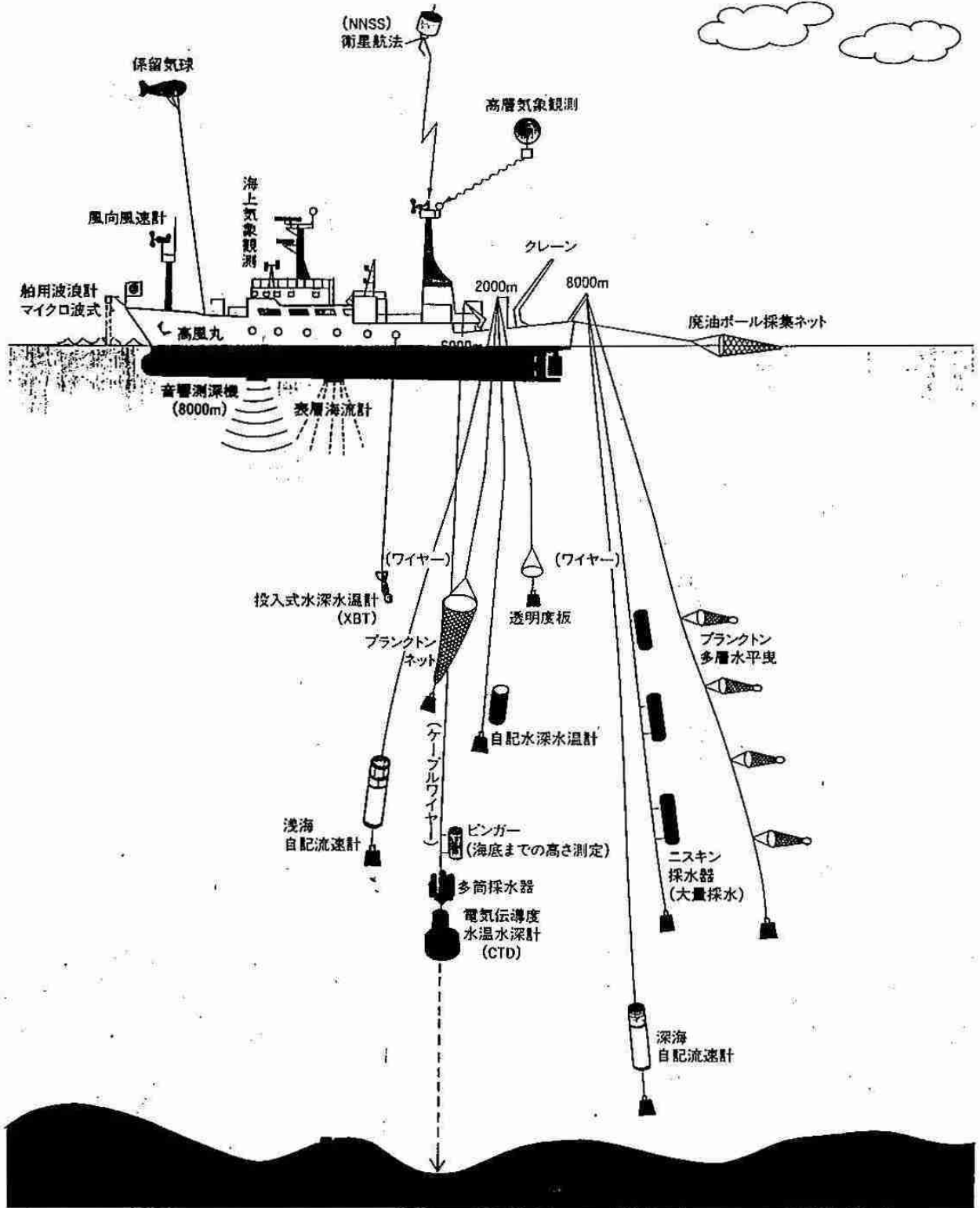


図-2 高風丸による観測図

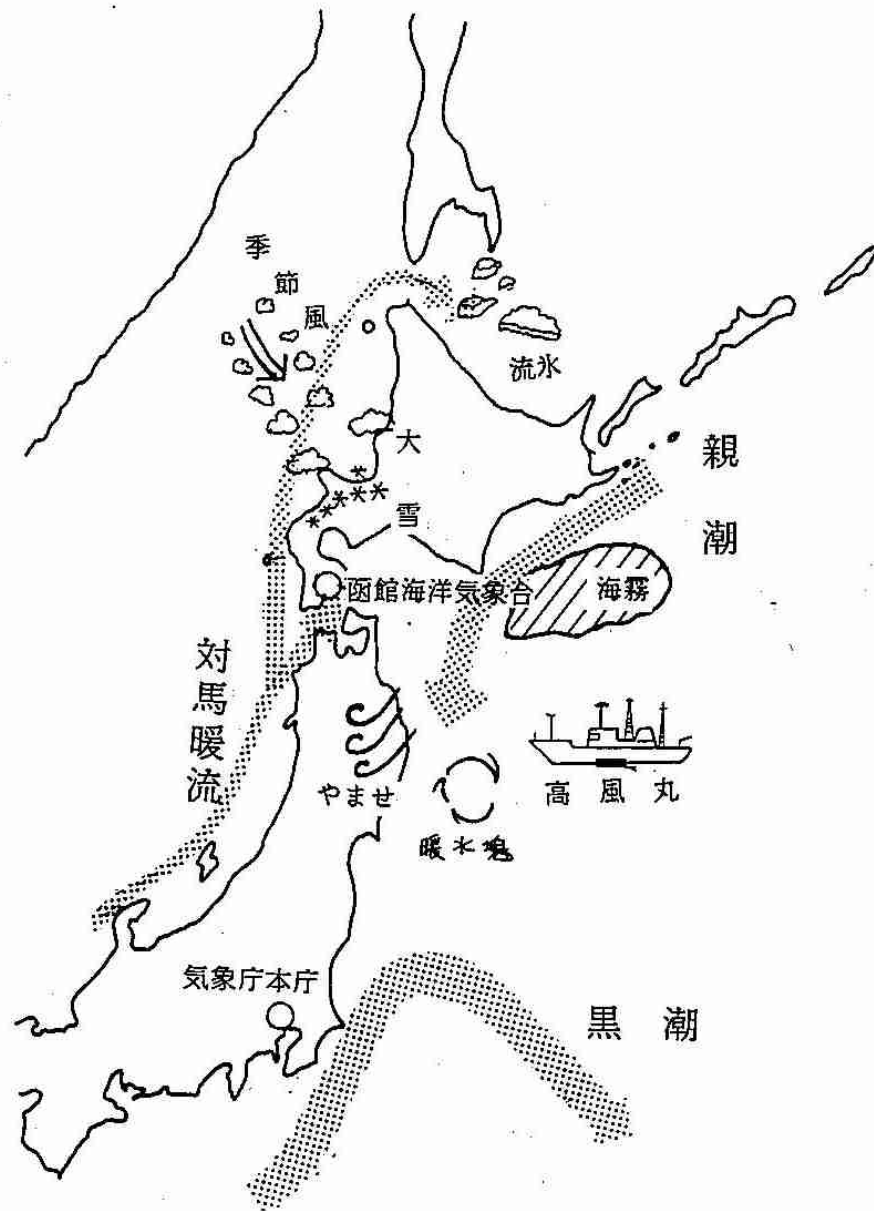


図-3 北海道周辺・本州東方海域の海流の概要とそれに関わる気象現象

の沿岸沿いでは沖合と比べて低い水温になっています。これは寒流である親潮が沿岸沿いに南下していることによります。また、日本海側は対馬暖流の影響で、同緯度の所に比べて北海道沿岸の水温が高くなって（水温の等値線が北のほうに曲がって）います。また、千島列島の中中部（ウルップ島付近）には、夏と冬の水温差の小さい海域があり、深いところまで海水の混合が起こっているものと思われる。

(2) 北海道南方・本州東方海域の海況

——親潮・黒潮・暖水塊——

北海道南方及び本州東方海域は北方からの親潮と南方からの黒潮が接する海域で、その間に潮目や暖水塊

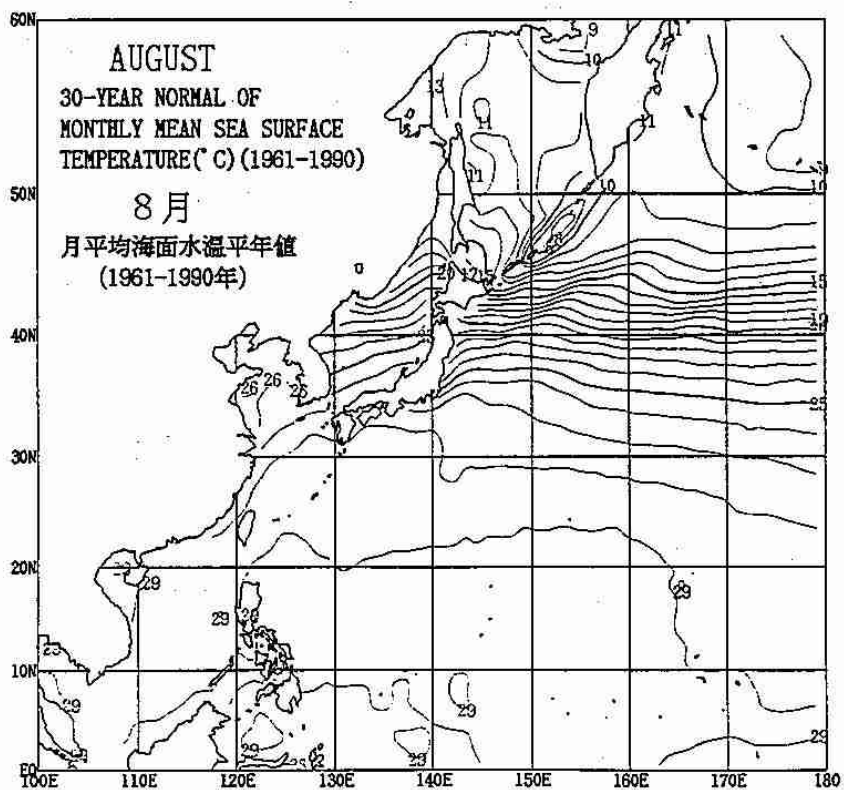
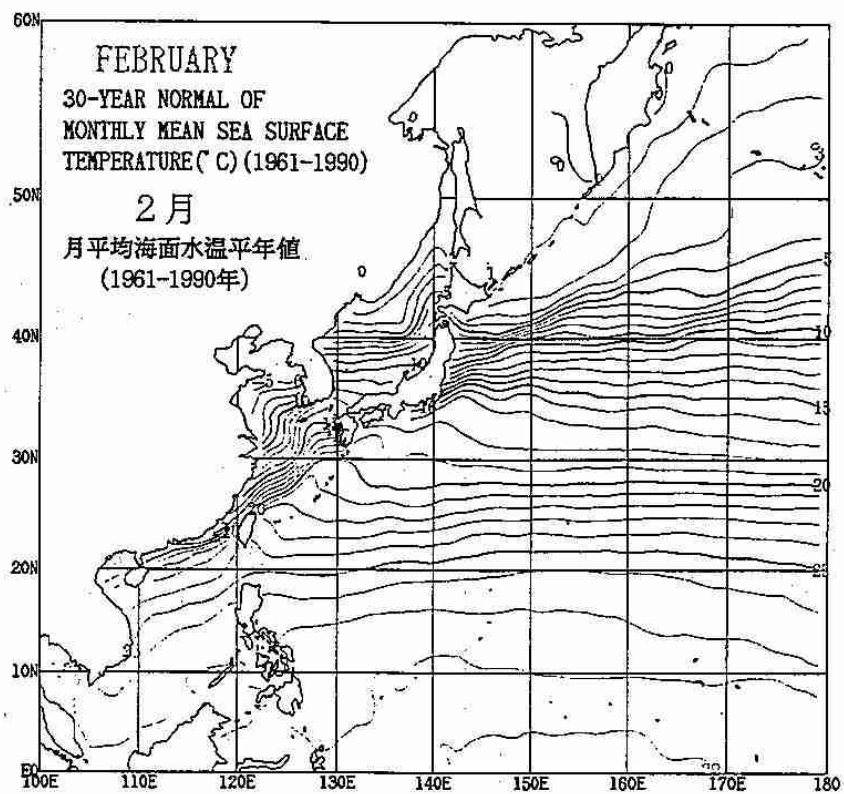


図-4 北西太平洋の月平均界面水温
(2月、8月-1961~1990の平均)
(気象庁、1991による)

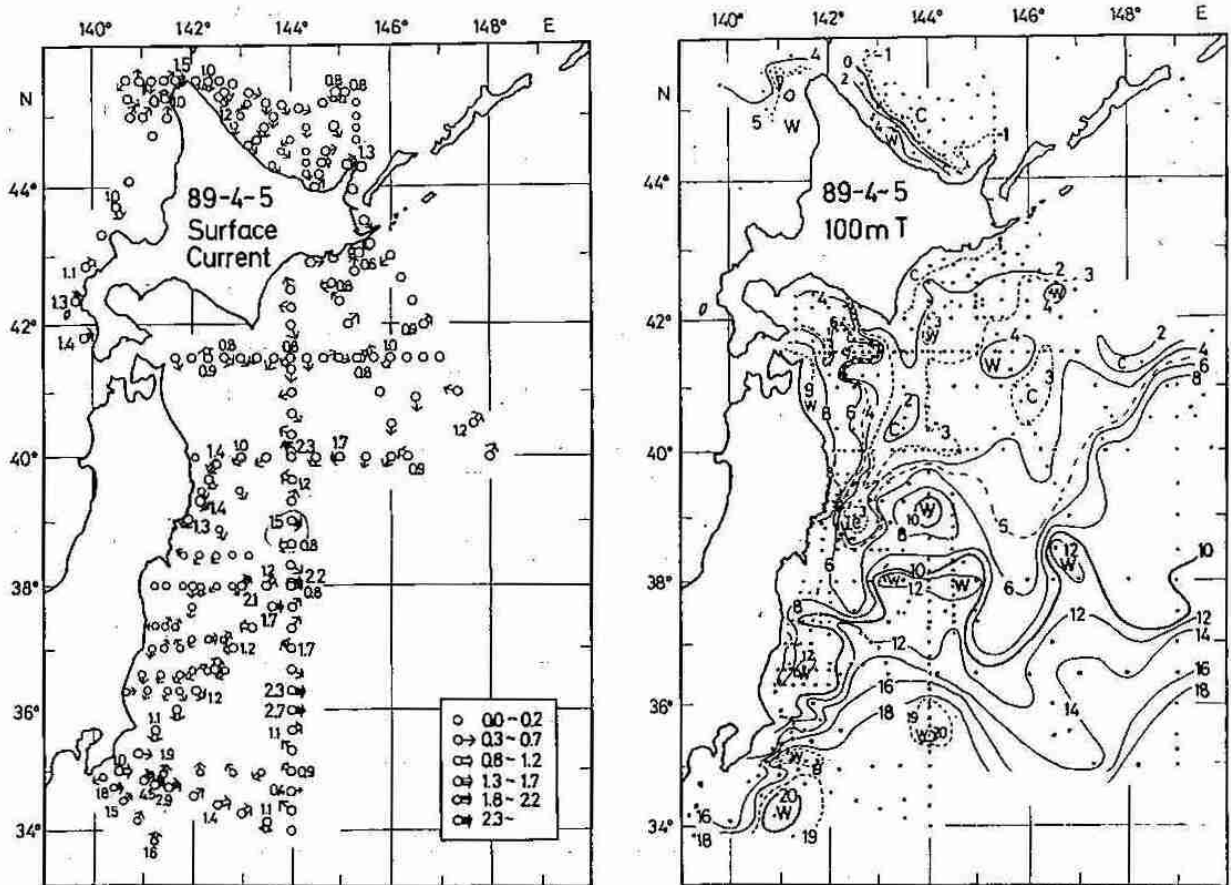


図-5 北海道周辺・本州東方海域の表面の海流と100m深の水温分布

が発生し、さらに津軽海峡よりの津軽暖流も加わって、非常に変化の多い海況を呈しています。函館海洋気象台では一年に4回この海域の海洋観測を定期的に行って、海況の監視を行っています。図-5に1989年春のこの海域の海流と深さ100mの水温の平面分布を示します。親潮は東カムチャツカ海流とオホーツク海水に起源を持っていると考えられている栄養塩に富む冷水です。その目安としては深さ100mの水温で5℃以下の海域とされています。この親潮冷水は先端がいくつかに分かれしながら三陸沖を南下してきています。それらは、三陸の沿岸から沖合に向かって「親潮第一分枝」「親潮第二分枝」/「親潮の沿岸よりの分枝」「親潮の沖合の分枝」/「親潮第一貫入」「親潮第二貫入」等と呼ばれています。図-5によると1989年春には親潮の沿岸よりの分枝は、金華山沖の38°30'N付近まで、沖合の分枝は38°40'N付近まで南下していると考えられます。親潮は黒潮と異なり、広範な海域を深くまで流れる構造になっているため、図-5のような海面の流れの分布からはその様子が明白には分かりにくくなっています。しかしながら、数カ所程度の定点で一定期間測定を行ってみた結果では、ほぼ南向きに流れていることが分かっています。(三宅他, 1985, 図-6)

本州東方海域の南側には黒潮が流れています。黒潮は房総半島の沖合を北東に流れて、常磐沖付近まで北上し、そこから蛇行・直進を繰り返して東に流れています。図-5では水温が18℃の等値線がほぼ黒潮を示していると考えられます。黒潮の塩分は34.5以上(海水中の塩分は海水1リットル中の塩分の重さ

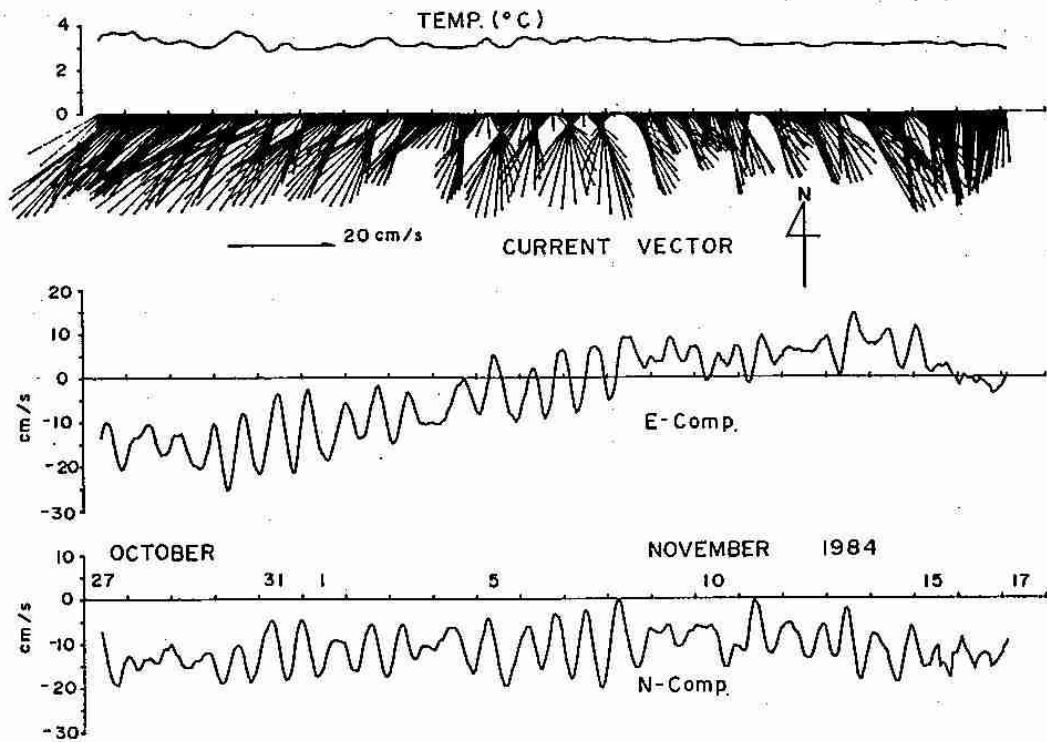


図-6 7時間移動平均した水温・流圧ベクトル、東流及び北流成分の時系列
 (1984年11月、41°30' N、144° E、
 三宅ほか、1985による。)

(g) にほぼ対応する実用塩分という単位：p s s で測定されています。) で親潮系の海水に比べて高くなっています。また、深さ数百mくらいまでで、明瞭な強い流れの帯となって流れていることが海流図から分かります。

親潮域と黒潮域の間には大小様々の渦ができ、複雑な海況を示しています。図-5では、144° E、39° N 付近に暖水域があり、周囲の海域より3~5°C水温が高くなっています。暖水塊の周りでは時計回りの環流が観測されています。暖水塊は黒潮系の暖水が潮目付近で切り放されて生じると言われており、金華山の沖合から釧路付近まで、方向を変えながら移動したり消滅したりすると考えられています。しかしながらこのようなスケールの現象については、観測船で追跡する対象とはなりにくいので衛星等による調査が主体となっており、深いところまで含めたその実態はあまりよく分かっていません。

津軽海峡の東口付近から広がる100m深の水温6°C以上の海域は、津軽暖流の勢力を示すと言われています。津軽暖流は対馬暖流の分枝で津軽海峡から東へ流出した後、三陸の沿岸に沿って南下すると言われています。

海洋観測においては、水温・塩分に加えて水中に解けている酸素・リン酸等の栄養塩、クロロフィル等の植物色素及びプランクトンの鉛直分布などの観測も行っています。図-7に1989年春に観測された、144° Eの観測線に沿った溶存酸素・植物色素(クロロフィル-a)の鉛直分布を示します。海水中の酸素は北方の親潮域では高く、黒潮域では低くなっています。また、300m深付近までの表層で高く、それ以

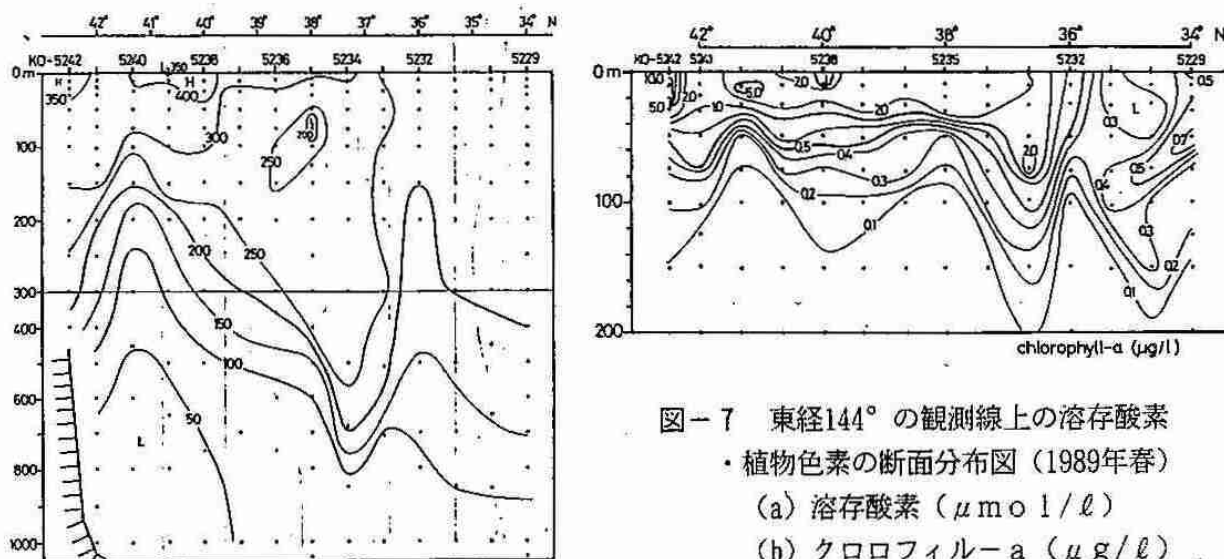


図-7 東経144°の観測線上の溶存酸素・植物色素の断面分布図(1989年春)
 (a) 溶存酸素 ($\mu\text{mol/l}$)
 (b) クロロフィル-a ($\mu\text{g/l}$)

深では次第に低くなってきています。溶存酸素の単位は $\mu\text{mol/l}$ でこれは、 $100\mu\text{mol/l}$ のとき海水1リットルに酸素が約 2cm^3 (標準状態)含まれるということを意味します。空気1リットル中に含まれる酸素の割合は約 200cm^3 ですので、海水に解けている酸素はそれに比べるとかなり少ないようです。酸素は大気中から海水に混入するほか、光合成を行うプランクトンによっても生成されます。水中に溶解できる気体量は水温が低いほど多く、また親潮は鉛直方向の混合が多いために溶存酸素量が大きくなっていると考えられます。

リン酸塩は、海中の植物プランクトンに吸収されます。従ってこれが豊富にある海域では、植物プランクトンが増殖し、それを食する動物プランクトンや魚類も豊富になります。リン酸塩の濃度についても黒潮域に比べて親潮域のほうが高くなっています。しかし、リン酸塩は光合成によって生物体に吸収され、生物体の酸化・分解によって海水中に放出され、沈降するので、海面付近よりも深海部のほうが高濃度になっています。クロロフィルは植物プランクトン中の葉緑体に含まれる色素で、光合成能力(一次生産力)の指標と考えられます。観測ではクロロフィル-aとその酸化物の定量を行っています。144°E線に沿うクロロフィルの濃度は、北部の親潮域で高く、黒潮域で低くなっています。またクロロフィルは太陽光の強い海面付近に局在する傾向が強いようです。

(3) 日本海北部・オホーツク海の海況

---対馬暖流・宗谷暖流・流水---

黒潮の分流である対馬暖流はその大半が津軽海峡から流出します。その残りはさらに北上し、タタール海峡や沿海州の方面にも流れますが、ほとんどは宗谷海峡からオホーツク海に入り宗谷暖流となります。宗谷暖流は、北海道のオホーツク海の沿岸に沿って南東に流れます。宗谷暖流は夏期には比較的明瞭に識別されますが、冬期には流れがよく分からなくなります。流れの深さは100m深までで、その流速は稚内付近と網走付近の潮位差と良い相関があると言われています。

図-8に、1989年4月の宗谷海峡の西の日本海から、東に向かってオホーツク海の145°E付近ま

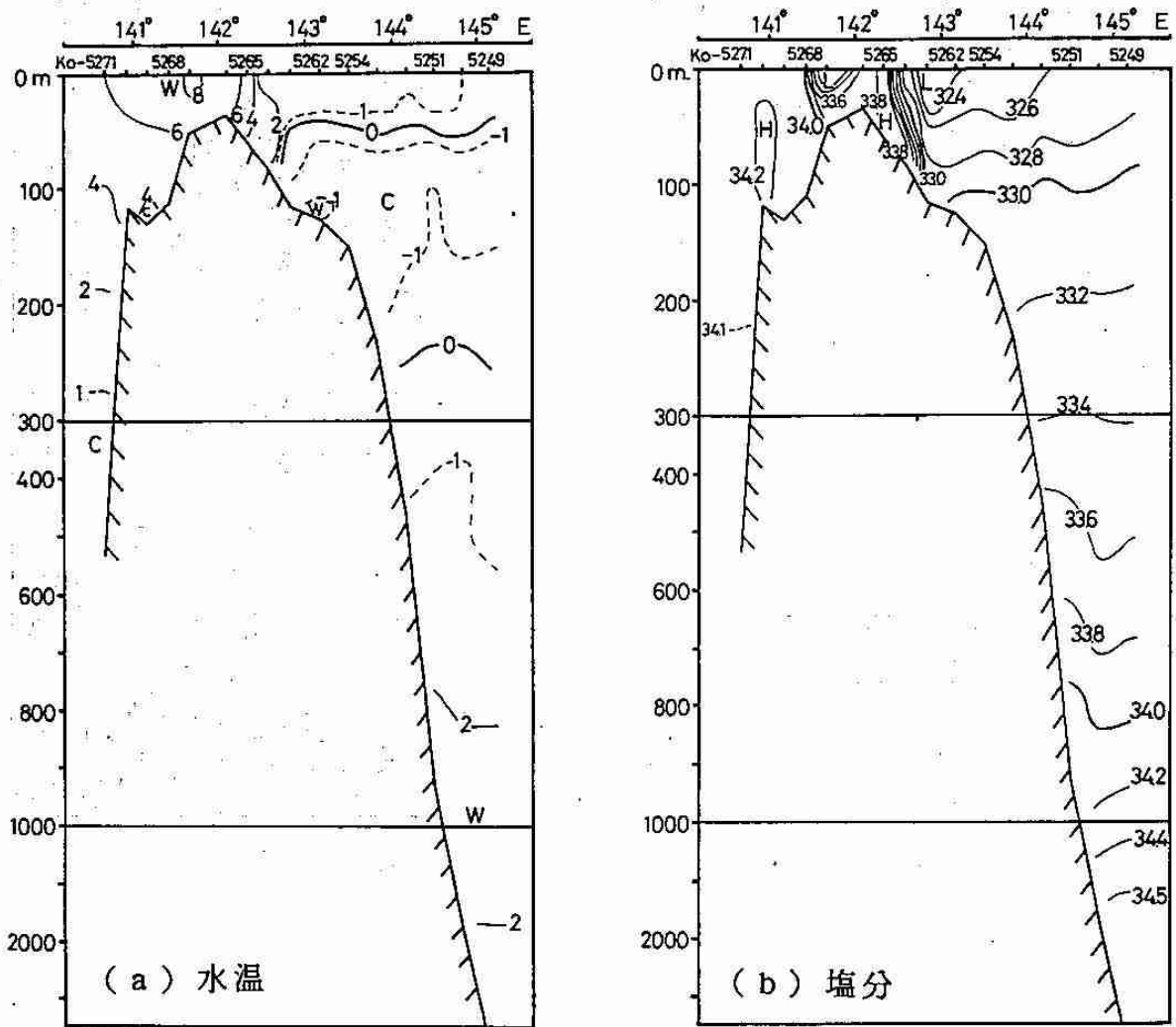


図-8 宗谷海峡を東西に横切る観測線 (O-J線) での水温(°C)・塩分(p s s)の断面図 (1989年春)

までの観測線に沿った水温と塩分の断面を示します。これを見ると、日本海の北部から、オホーツク海にかけて、海面付近の水温が大きく下降しています。また、オホーツク海の50m~200m深付近までには、水温が0°C以下の冷たい海水が存在しています。オホーツク海の特徴は、海面付近の塩分低下にも現れています。海面付近の日本海の塩分は34以上ですが、オホーツク海では33以下となっています。この低い塩分のためにオホーツク海に流氷が生じると言われています。淡水と異なり海水は0°C付近でも温度が低いほど密度が大きくなります。従って寒い海域でも深いところまで対流が起こるため海は非常に凍りにくいと言われています。しかし、オホーツク海では表面に塩分が低く密度の小さい層があるため、この層の深さまでしか対流が起こらず、水温の低下が大きくなって海水を生ずると言われています。オホーツク海は比較的低緯度にあるにもかかわらず、冬期そのほとんどが流氷に覆われます。流氷は10月末頃北西部で発生し冬の到来と共にその勢力を増して南下・東進し、1月末から3月末までは北海道の沿岸にも達します。図-9に

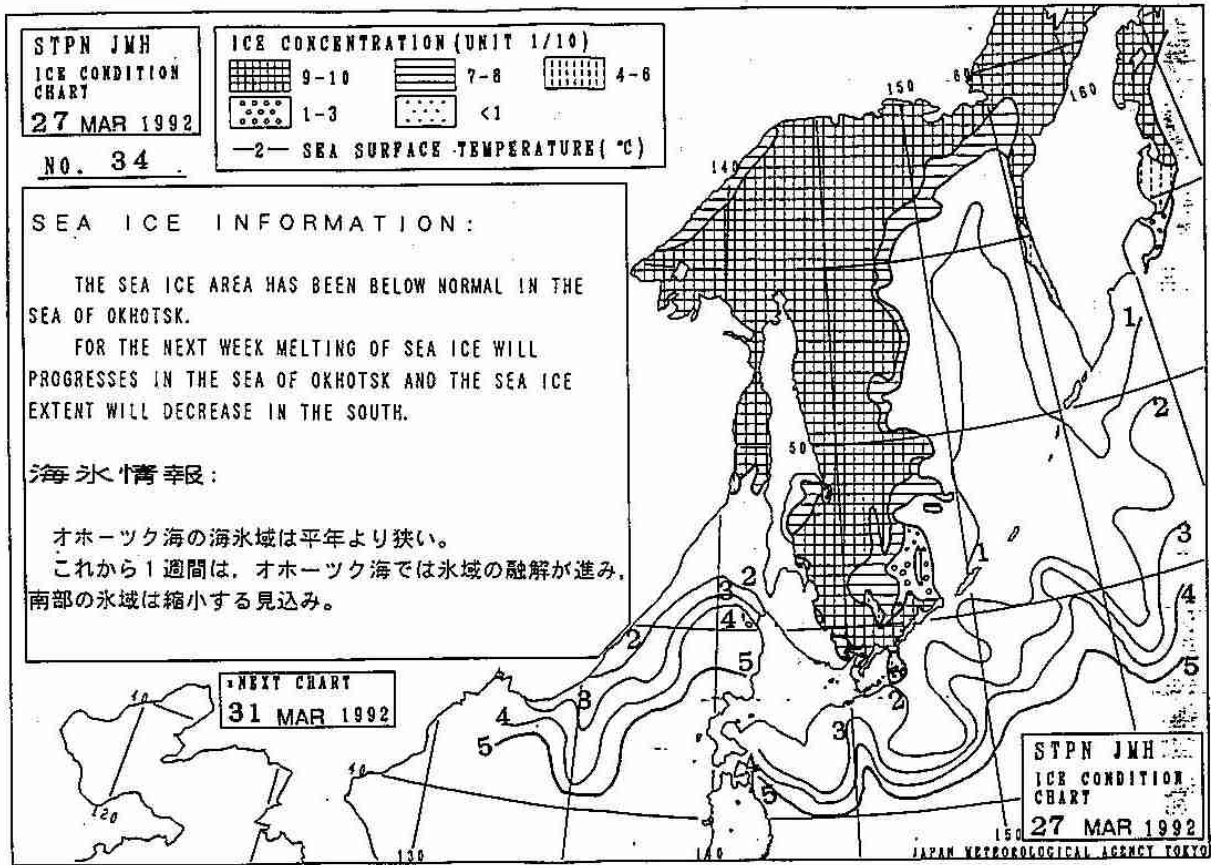


図-9 オホーツク海の海水分布 (気象庁Fax図)

示すように、3月の末でも半分以上の海域が流氷に覆われています。

(4) 津軽暖流

津軽海峡は東西約150 km、幅約30 kmで深さ200~300 mの、日本海と太平洋をつなぐ海峡で

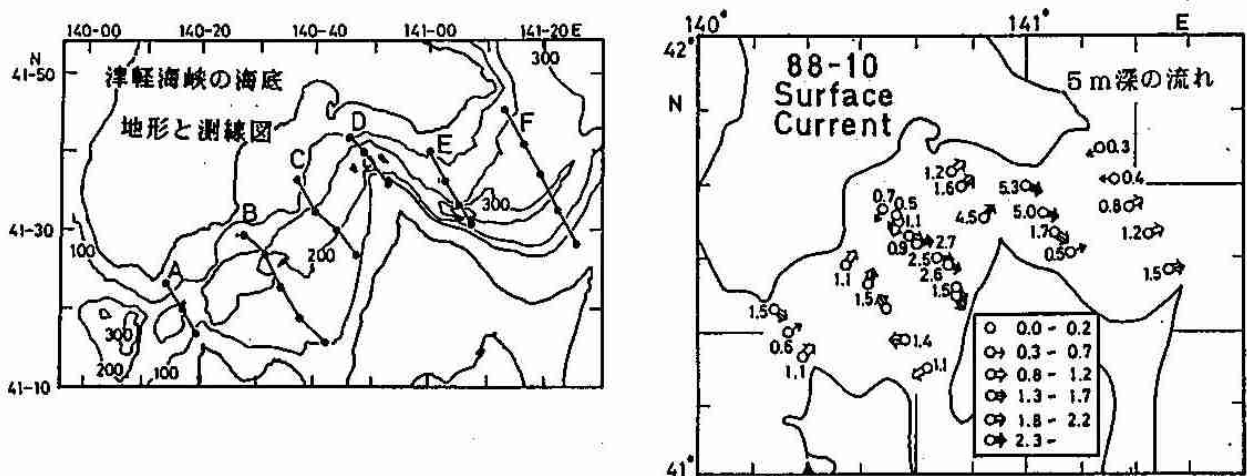


図-10 津軽海峡の海底地形と高風丸によって観測された海流 (石川・藤村、1989による)

す。海峡の流れは対馬暖流の分枝である津軽暖流と潮流とが合わさったものであると言われており、暖流を測定する時刻によって流速が変わってくるようです。図-10に高風丸の表層海流計によって得られた海峡の流れを示します。最近の観測によると、津軽海峡の流量は秋季で0.1~2.6 Svであると言われていす。(岩尾、1992)

5. 終わりに

北海道周辺と本州東方の海域の海況についてあらましを紹介させていただきました。海況はその周辺の気象に大きな影響を与えます。それだけにそれらの海況がどのような機構でどのように変動しているのかは、たいへん興味のあるところで、様々な機関や人々によって数多くの研究が行われています。

北海道の西側を流れる対馬暖流は、冬期の降雪に大きな影響を与えていると言われていすが、その対馬暖流の勢力は10年程度の周期で変動していると言われていす。また親潮については2年半程度の周期で変動しており、大気の南北方向の循環を示す東西指数とも関係があると言われていす。親潮は冷害を引き起こすやませ風などの現象にも強い影響を与えるとされており、研究が続けられています。さらに本州東方海域の海面水温は6~7年の周期で変動し、それはエルニーニョ現象とも対応関係があると言われていす。

このように、北海道周辺や本州東方海域の海況は、気象現象、ひいてはそれらに影響される水産や農業とも関わりを持っています。しかしながら、この海域の海況は暖流と寒流の接点として、複雑な様相を示しており、多年にわたる努力にもかかわらず、まだその機構が十分に解明されるには至っておらず、これからの研究に期待するところが大きいようです。

謝辞

本稿を書くに当たって、御指導・御教唆を頂いた函館海洋気象台海洋課の岩尾尊徳主任技術専門官に感謝いたします。なお、本稿中で用いた観測図は特に断りのない限り海洋速報第27巻第2号(1989年発行)に掲載されているものを使用しました。

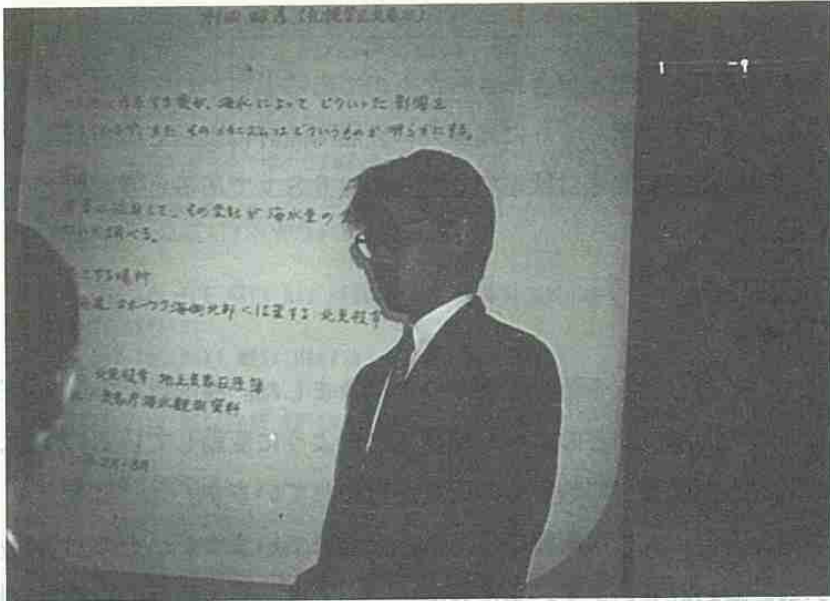
*引用文献

函館海洋気象台, 1989: 海洋速報, 第27巻, 2号.

三宅秀男・福岡二郎・杉浦昇, 1985: 襟裳岬沖の親潮第一分枝下の直接速流, 東京大学海洋研究所大槌臨海研究センター報告第11号, 79-81.

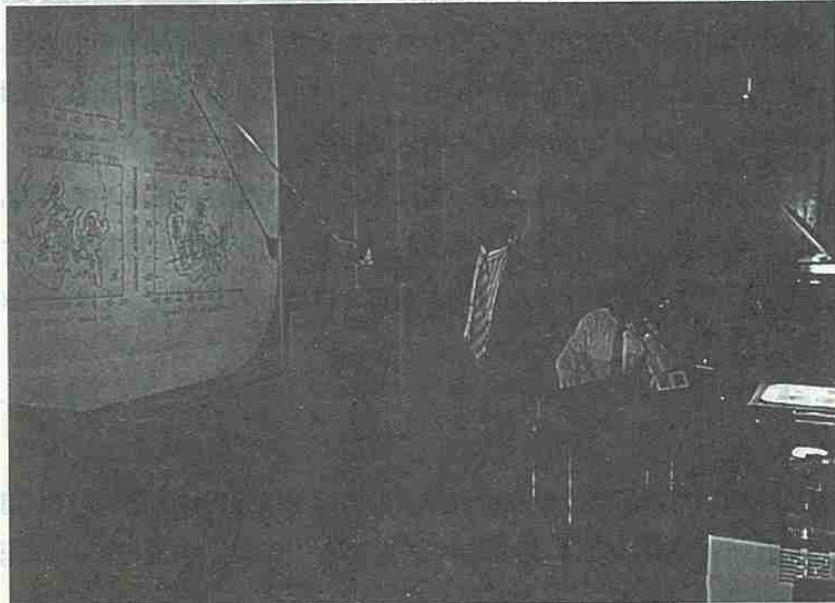
気象庁, 1991: 北西太平洋・全球海面水温平年分布図.

石川孝一・藤村昌彦, 1989: 表層海流計による津軽海峡の速流, 海洋学会 1989年春季大会予稿集, 岩尾尊徳, 1992: 津軽海峡の流れについて, 月刊海洋, Vol. 24, No. 4, 225-229.

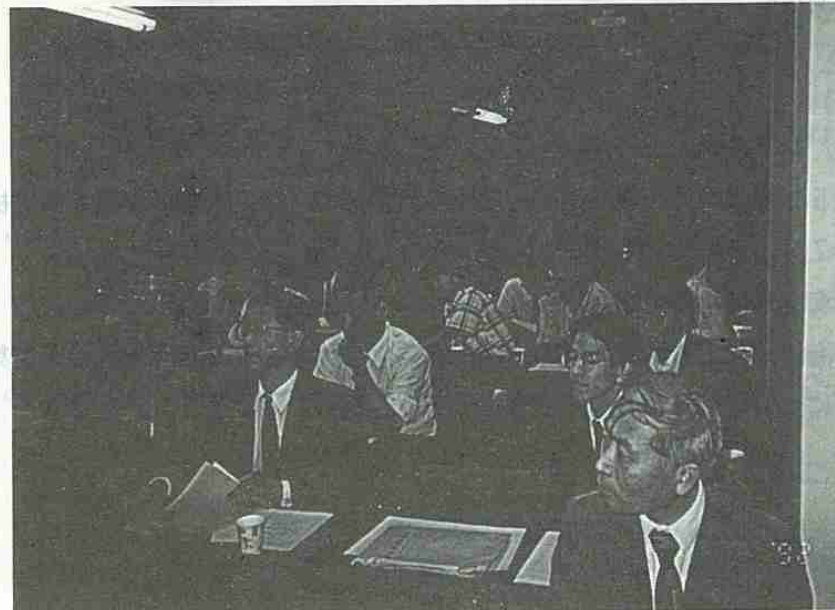


平成4年度第1回支部研究発表会

◀研究発表 村田昭彦会員



◀研究発表 高橋暢宏会員



◀研究発表会場

—発表会要旨①—

平成3年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成3年11月8日（火）

場所：札幌管区气象台 大会議室

1. 陸風の発達・衰弱とエコーパターンの関係……………24		
—1991年1月21日～23日の事例解析—		
	北大・低温研	佐藤 晋介
	"	立花 義裕
	"	遠藤 辰雄
2. 降水量面的予報の可能性について……………26		
	札幌・予報課	若林 正夫
	"	松本 政美
	"	谷内 一弘
	"	八尾 孝
3. えぞつゆについて……………28		大川 隆
4. 融雪期と消雪後の大気—地（雪）表面相互作用の比較……………30		
	北大・低温研	竹内由香里
	"	兒玉 裕二
	"	石川 信敬
5. オホーツク海の流水と北日本の春から夏の気候……………32		
	札幌・予報課	山田 豊
	"	前田 潔史
6. 信楽における梅雨前線降雨の雨滴粒径分布の観測……………34		
	北大・理	石田 晴彦
	"	播磨屋敏生
	"	菊地 勝弘
	"	上田 博
	"	遊馬 芳雄
	"	高橋 暢宏
	"	清水 収司
	"	上野 圭介
	京大・超高層	山中 大学
	福島大・教育	渡辺 明
	東大・気候システム	住 明正
7. 積乱雲中を通る12GHz衛星波の伝搬……………36		
	北海道東海大・工	浅利 英吉
8. 層積雲の雲頂の高度分布……………38		
	北大・環境研	菅野 正人
	北大・理	菊地 勝弘
	"	遊馬 芳雄
9. ドップラーレーダーで見た降水雲中に発生したK-H不安定波について……………40		
	北大・理	高橋 暢宏
	"	上田 博
	"	菊地 勝弘
10. 北海道における大雨の主成分析について……………42		
	札幌・予報課	豊田 威信
	"	四宮 茂晴

1. 陸風の発達・衰弱とエコーパターンの関係 - 1991年1月21日~23日の事例解析 -

佐藤 晋介・立花 義裕 (北大・低温研)
遠藤 辰雄 (北大・低温研)

1. はじめに

1991年1月19日から2月3日にかけて、石狩湾周辺における降雪雲の特別集中観測が行われた。本報告では、そのうち最も降雪量の多かった1月21日から23日の事例について、主に1台のドップラーレーダーのデータを用い解析を行う。

これまでの研究によって、冬季、石狩湾周辺に大雪がもたらされる時には、多くの場合、ごく下層に北西季節風と反対方向の陸風が出現していることが知られている。ところが、この陸風がどのような時間変化をするか、またその変化に伴い降雪雲の形態はどのようなになるか、といったことはあまり知られていない。そこで、本研究では2日半にわたる陸風の発達・衰弱の時間変化とエコーパターンの関係、及びそのときの降雪量分布について調べる。

2. 陸風の時間変化

解析を行った期間は上空に強い寒気が入り込み(第1図)、気象衛星画像によると北海道西岸域は発達した雪雲で覆われていたが、内陸部は晴れており、放射冷却によって陸風が発生し得る場にあった。ドップラーレーダーは海岸線から5km内陸に入った、石狩川の河川敷に設置した。第2図は、VAD法で求めたレーダー真上の風向の時間・高度断面である。陸風(点線で示した領域)は、22、23日とも、前の日の19時頃ごく下層に発生し、その厚さを増していくが(最大800-1000m)、14時頃にはほとんど消滅するといった日変化を示すことが分かる。これらの陸風内の平均風向は北東~東で、風速は4~8m/sである。また風速は、陸風の厚さが増すにつれて大きくなる傾向にある。

3. 特徴的なエコーパターン

解析期間中に見られた特徴的なエコーパターンを第3図に示す。

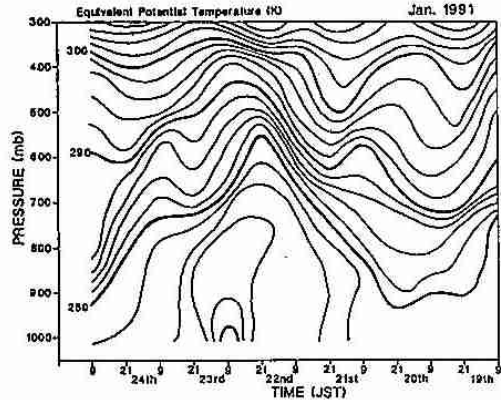
パターンI: 「Tモードの雲」

(21日, 11:26 - 18:01)

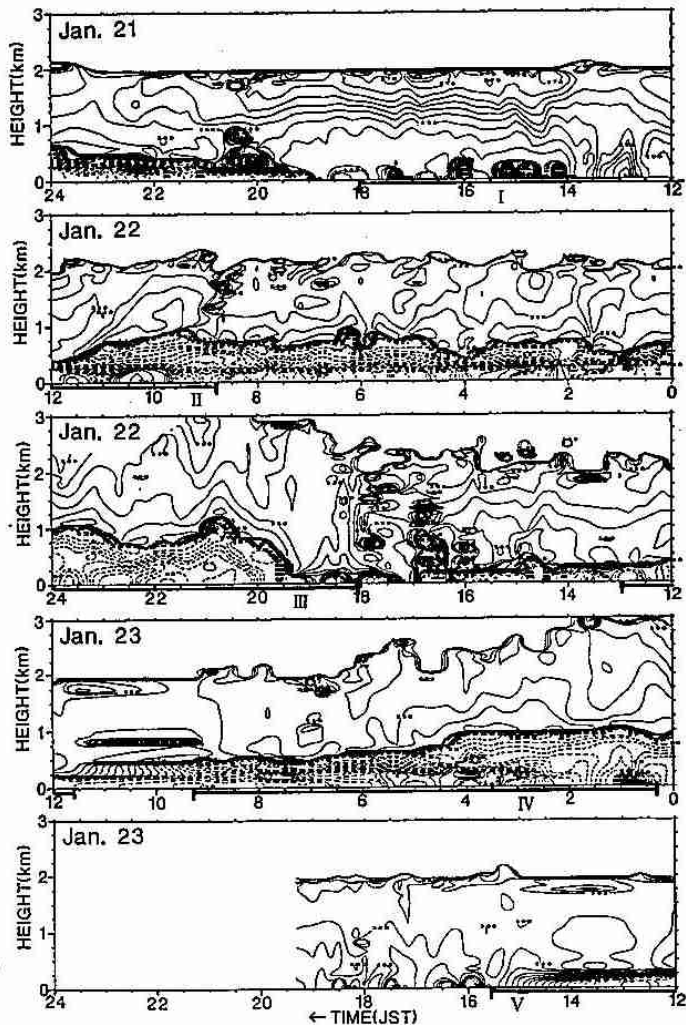
風向が高さと共に変化する場合(第2図)、筋状エコーはシアベクトルの方向(北東方向)に伸びている。また積丹半島沿いに強いエコー域がある。

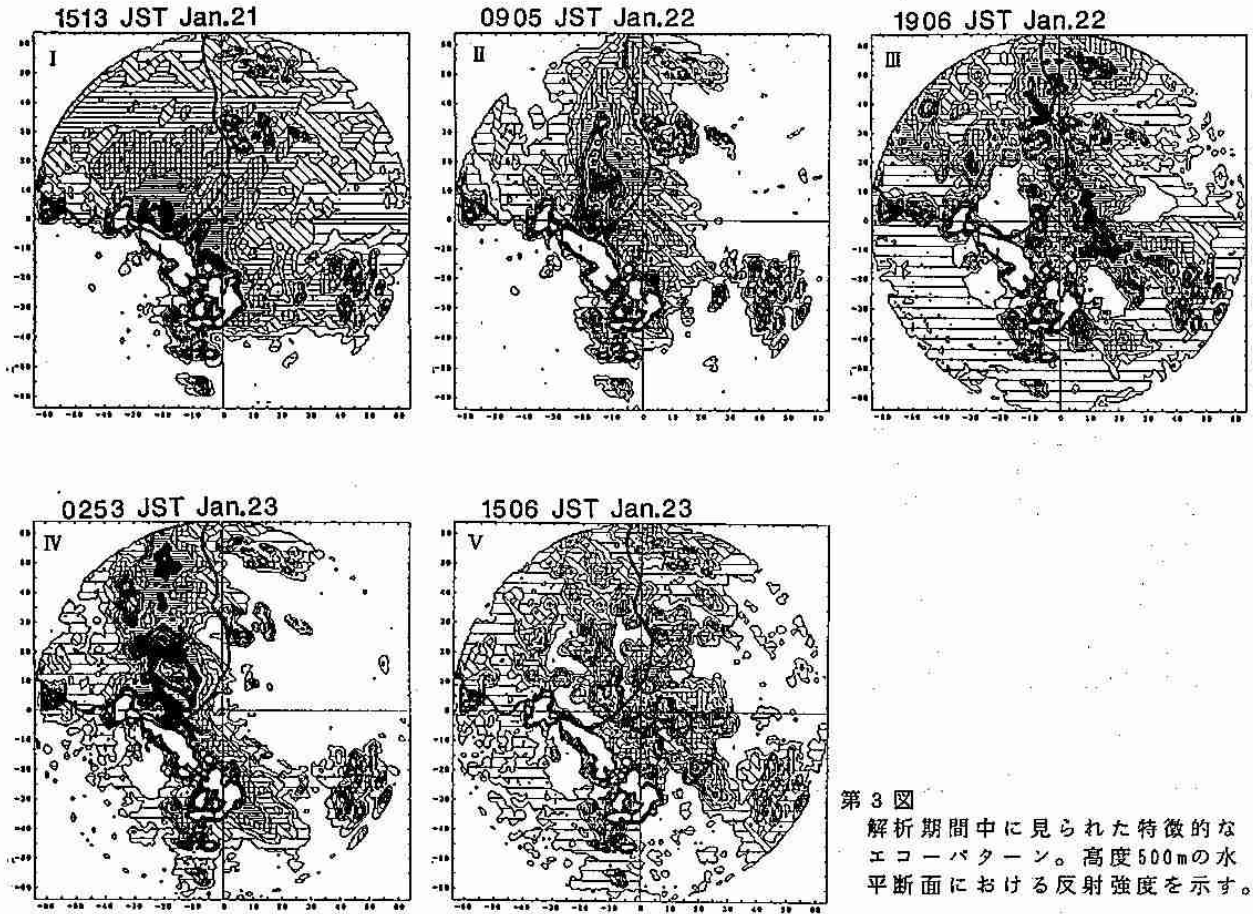
第2図

仰角20°のVAD走査によって求めたレーダー上空の風向の時間変化。点線は東風成分が正の領域を示す。



第1図 札幌上空における相当温位の時間・高度断面図





第3図
解析期間中に見られた特徴的な
エコーパターン。高度500mの水平
断面における反射強度を示す。

パターンⅡ：「温暖前線型带状収束雲」(22日,08:43 - 12:59)

南北に伸びる带状エコーは、陸風が衰退するにつれて、東に移動し上陸する。エコー強度は、陸風がまだ発達している時、即ち収束雲が海上に位置する時に大きい。

パターンⅢ：「寒冷前線型带状収束雲」(22日,18:02 - 23:58)

北から南東方向に伸びる湾曲したエコーは、南西方向に移動する。その後方には発達した陸風がある(第2図、22日,19:30以降)。この収束雲のエコーは、陸上でもかなり発達している。

パターンⅣ：「海上で停滞する带状収束雲」(23日,00:17 - 09:16)

陸風が発達している間は、収束雲は海上のほぼ同じ位置で停滞しているが、陸風が弱まるにつれて(5時以降)、東進をはじめ温暖前線型収束雲となる。

パターンⅤ：「Lモードの雲」(23日,11:37 - 15:36)

陸風がほとんど消えた時に(高度200-300mのごく下層には残っている)、北西季節風に沿った筋状エコーが現われる。

4. おわりに

解析期間中、日変化をする陸風に大きく依存して、いくつかのエコーパターンが現れた。陸風が無い期間は、LモードまたはTモードの筋状エコーが見られたが、陸風が強まると季節風と陸風の間形成される収束線上にいわゆる带状収束雲が発生した。単時間当たりの降雪量は温暖前線型収束雲が最も多かったが、そのほとんどは海上におけるものであり、陸上に最も雪を降らしたものは寒冷前線型収束雲であった。寒冷前線型収束雲の発生した22日夜は、札幌上空を寒気ドームの中心が通過しており(第1図)、下層まで寒気が進入したことが陸風を強める結果になったと考えられる。また、収束雲自体が陸風を強化するメカニズムも知られているが、その効果は総観場の影響に対して小さいと考えられる。

本研究は、文部省科学研究費「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」(研究代表者：菊地勝弘)の援助によるものである。また、観測においては、西山直樹氏(北大・理)、小沢久氏(ETH)に協力していただいた。ここに感謝の意を表します。

2. 降水量面的予報の可能性について

若林 正夫・松本 政美
谷内 一弘・八尾 孝 (札幌・予報課)

1. はじめに

この研究の目的は①各アメダスポイントの降水量が、下層の風系や大気の状態によってどのように変化するかを明らかにする事。②それらの特徴が地形性降水モデルを用いてどの程度再現できるかを調べる事であり、ひいては将来、MRRやFRR等から得られる平均的な降水量を、地形性降水モデルを用いて面的に配分するという方法で、降水量の面的予報が出来るかどうかその可能性を探るものである。

今回は、まず道内でも有数の大雨発生地点である森野と支笏湖畔における降水量の集中性と850mbの風系との関係を取り上げ、実況とモデルの比較を行った。

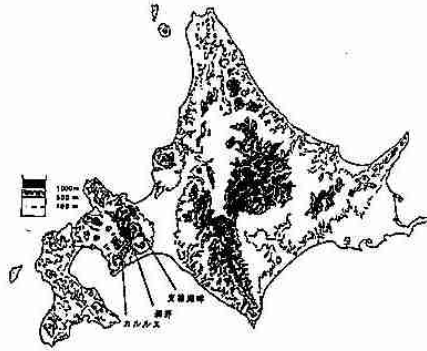


図1 北海道地形図

2. 下層風系から見た森野と支笏湖畔における降水パターンの特徴

図2は胆振支庁の森野で6時間に30ミリ以上の雨が降った時の、札幌の850mbの風との関係を示している。用いた資料は1981年から1990年の10年間で、降水量の値によって記号の大きさを変えている。

森野では札幌の850mbの風がSE~SSW風系の時に、大雨の発生するケースが多く、また特徴的な点として、SE風系の時には多くの大雨が発生しているが、風向がそれより東成分を持ちESE風系になった時には、大雨は1ケースも発生していない事である。

図3は森野の降水量をその時の胆振支庁の面積平均降水量で割った比率をプロットした物で、850mbの風系がどうい風系の時に森野に降水量が集中しやすいかをあらわしている。図2と比較すると、SE風系の時には多くの大雨が発生しているにも関わらず、その時の比率はすべて3倍未満と小さく、SE風系の場合は集中性が小さく、広い範囲で一様に降る大雨になっている事がわかる。それに対して風が南分を強め、SSE~SSW風系になると、比率が大きくなり、森野に集中した局地的な大雨の発生が多くなっている。

以上の点を降水量分布図で見てみたのが図6、7である。図6はSE風系の時に森野で発生した6時間50ミリ以上の大雨13ケースについて、その時の各アメダスポイントの降水量を平均したものである。集中性は小さく、森野、カルルス等の山間部と白老、苫小牧等の海岸地方

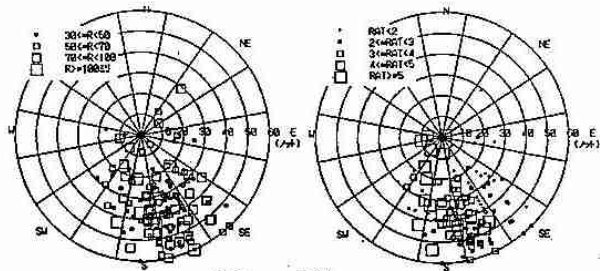


図2 札幌の850mb風向と森野の降水量との関係

図3 札幌の850mb風向と森野の降水量平均比との関係

地域 胆振
地点雨量 30ミリ以上
面積雨量 条件無し
個数 133

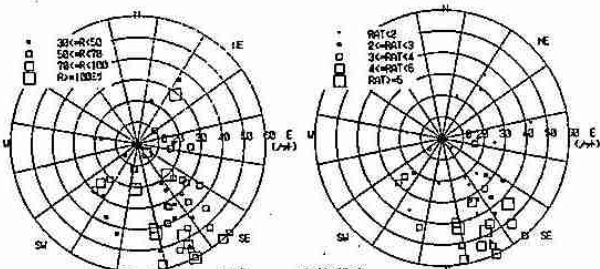


図4 札幌の850mb風向と支笏湖畔の降水量との関係

図5 札幌の850mb風向と支笏湖畔の降水量平均比との関係

地域 支笏湖畔
地点雨量 30ミリ以上
面積雨量 10ミリ以上
個数 52

とで降水量の差はほとんどなく、また、石狩、渡島、桧山支庁にも降水域が広がっている。それに対して図7は、S~SSE風系の時に森野で発生した6時間50ミリ以上のケースで、かつ比率の大きな13ケースを選んで、その時の平均降水量を示したものである。図6と違って、森野、カルルス、支笏湖畔といった山間部に集中しており、白老、苫小牧等の海岸地方の降水量は非常に少ないのが特徴的である。

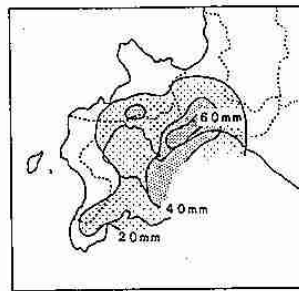


図6 SE風系時の平均降水量分布

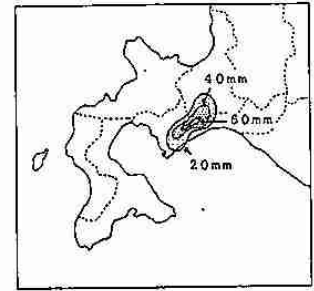


図7 S~SSE風系時の平均降水量分布

図4、5は森野と同様の関係を石狩支庁の支笏湖畔について調べたものである。SE~S風系にかけて多くの雨が発生しているが、比率を見ると風速が30ノット未満の場合には、比率が小さくて一様な大雨で、30ノット以上と風速が強くなると、比率は大きく、支笏湖畔に集中する局地的な大雨になる事がわかる。

以上のように、局地的な大雨になるか、一様性の強い雨になるかは、支笏湖畔の場合は下層の風速に、森野の場合は下層の風向に大きく依存している。

3. 地形性モデルによる計算結果

前期の特徴がモデルで再現できるかどうか調べた。計算で用いたモデルは立平の地形性降水モデルである。このモデルの特徴は①地形による上昇流によって雨滴が成長する事。②この雨滴と非地形性降水粒子が雲水をとらえる事。③おおよびそれらによって雲水が減る事である。簡単化のため1層とし、地形の間隔は10kmではアメダスポイントの降水量を求めるには荒いと思われるので、5kmの地形を用いた。

支笏湖畔について、それぞれ非地形性降水として4mm/hをあたえ、風速を変えて、地形性降水の絶対値、それらの支庁平均に対する倍率を求めたのが図8、9である。支庁平均に対する倍率を見ると、S~SE風系で風速が強い時に、支庁平均の2から3倍となっており、風速が弱い時には2倍以下となっている。これは2.の結果と比べて倍率が低いもののほぼ同じ結果である。なお、図には無いが、非地形性降水の大小によって降水量があまり変わらないのが特徴となっている。

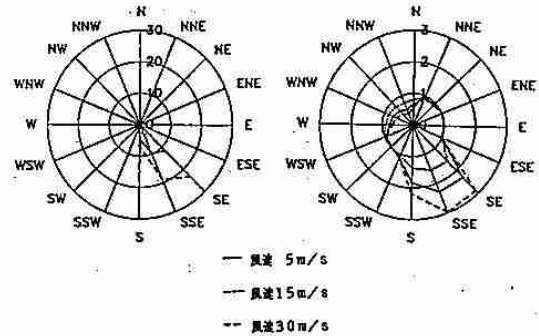


図8 支笏湖畔の地形性降水 (mm/h) 図9 支笏湖畔の地形性降水 支庁平均比

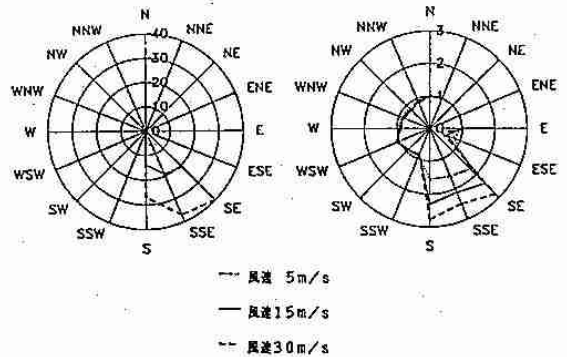


図10 森野の地形性降水 (mm/h) 図11 森野の地形性降水 支庁平均比

図10、11は森野について同様のものを求めたものだが、地形性降水の絶対値としては、S~SEの風系にかけて多いという2.の特徴と同じ傾向となっている。しかし、支庁平均に対する倍率を見ると、SE風系で倍率が低いという2.の特徴に反して大きくなっている。この原因としては、非地形性降水による取り込み効果の過小評価や、地形による収束の効果が考えられる。なお、図にはないが、森野では、非地形性降水を与えた時と与えない時では、降水量の値は支笏湖畔よりも倍率が大きく2から3倍の値となっている。

4. まとめ

2地点の計算でしかないが、今回の計算で観測事実をある程度再現できることがわかった。今後の課題は、下層の風系や大気の状態によって降水の分布がどの様に変化するかに更に詳しく調べ、その特徴的な降水分布をより良く表現できるように、地形性降水モデルを、雲水の成長の過程や、降水粒子が雲水をとらえる割合等を上手に表現する事によって、改良していくことである。

3. えぞつゆについて

大川 隆

1. はじめに

気象庁の定義では、北海道には梅雨は無いことになっているが、巷間では古くから“えぞつゆ”という言葉が流布している。このため北海道の動天候を論ずるには避けて通れない問題である。少なくとも北海道に梅雨があるのか否かの、またあるとするとその地域は、ということについて一つの見識をもたなければならぬ。

2. 梅雨と梅雨期の定義

梅雨とは暦の上の入梅～出梅の期間の頃を中心に雨量が多くなる現象で、もともとは梅雨前線とは直接関係はない。筆者は、梅雨という季節現象であるからには、程度の差はあっても毎年現われるものであり、その現象は降水量で認知されるものでなければならぬ、と考えている。北海道の梅雨を論ずるには、東北地方の梅雨期を汲み取る必要がある。筆者は梅雨型気圧配置のときに出現するE型オホーツ海高気圧の日別の出現頻度から梅雨期と前期(5月30日～6月24日)、後期(6月25日～7月20日)に分けることを提示した。この後期が図1にみるように、新潟から東北地方で雨量が増大する期間であり、筆者はこれを新たに「東日本梅雨期」と称することとした。北海道で梅雨があるということは、この期間が若干遅れて雨量が増大しなければならぬ。「梅雨期には北海道は低温と日照時間の減少が起り、これをえぞつゆという」といっている人もいるが、梅雨というからには雨量で認知されるべきである。

3. 東日本梅雨期の雨量推移

図1は新潟以北の主要気象官署の半月降水量平年値(1951～1980)の6～7月の変化をみたものである。図中、縦の2本の細線で区別した期間は東日本梅雨期である。

これによると、新潟ではこの期間に雨量が増大し、7月20日以後梅雨明けとともに減少している。以下、福島、仙台、酒田と同様な傾向が認められる。しかし新潟、酒田など日本海側の方が太平洋側より雨量増加が顕著となっている。これは、寒冷なオホーツ海高気圧の特性として、三陸沖と沿海州沖に高気圧分枝が、本州日本海沿岸部に気圧の谷がそれぞれ形成されるため、南からの暖湿気流が日本海沿岸部に流入しやすいためである。

さて、東日本梅雨期間中の雨量増加は、盛岡ではやや不明瞭となり、青森、函館では痕跡のみ認められるが、増加は認められる。すなわち、雨量からみた顕著な梅雨現象は東北地方中部までである。しかし空蘭の雨量増加が認められ、札幌では全く認められない。そこで、空蘭の西隣のアメダス観測所の登別、伊達の半月雨量平年値(1979～1987の9年平均)を細破線で記入した。登別の雨量はこの梅雨期中、新潟でみた以上に増大している。そこで9年平均アメダス平年値により、東日本梅雨期の6月25日～7月19日の5半月合計雨量の北海道内の分布を画き、図2に示した。

4. 東日本梅雨期間の北海道内の雨量分布

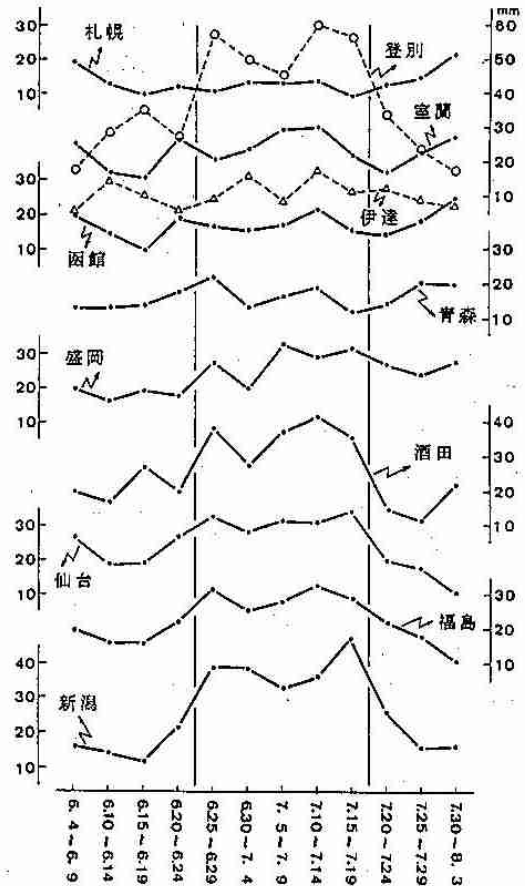
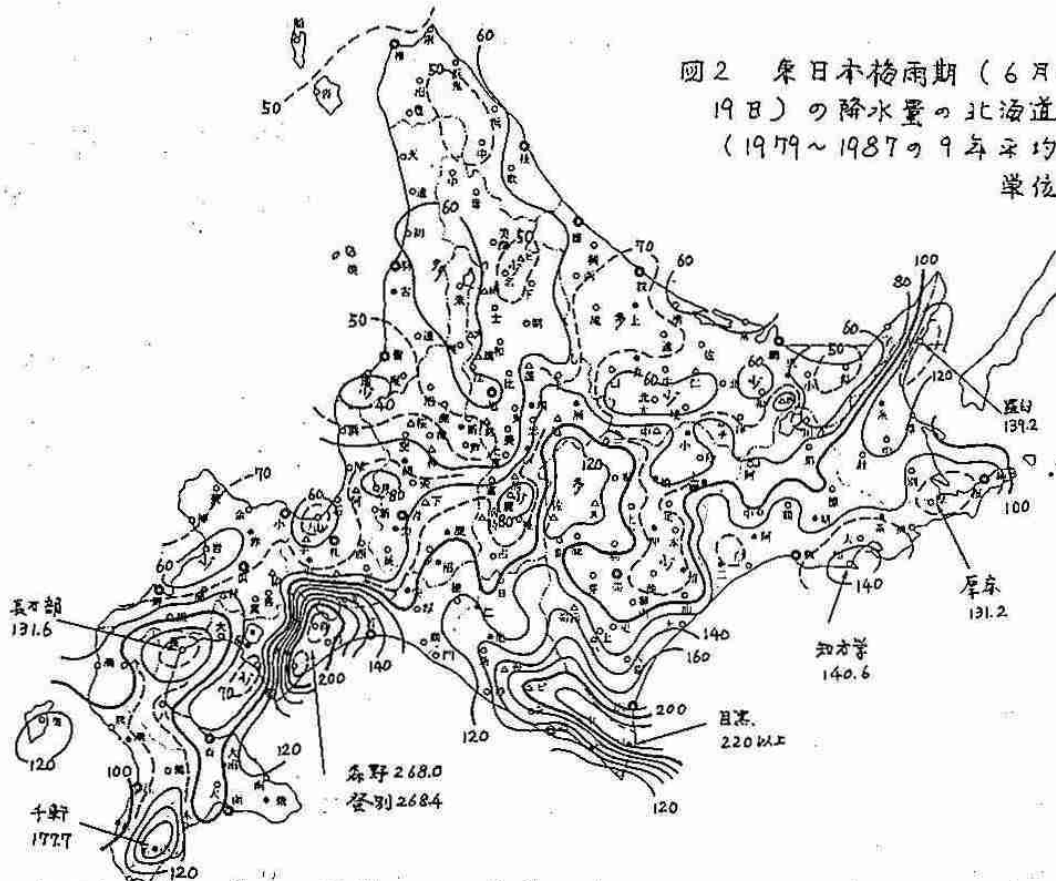


図1 東日本各地の6月～7月の半月降水量平年値の経過図

図2 東日本梅雨期(6月25日~7月19日)の降水量の北海道内の分布(1979~1987の9年平均値)
単位: mm



この5半旬合計雨量は北海道の日本海側やオホーツク海側では一般に50~70mmと少ないが、太平洋側では100~130mm、一部には200mm以上と多くなっている。すなわち、胆振中部:260mm、日高東部:220mm、福島町千軒:170mmと多く、これは長石部、羅臼および厚床湾付近から厚床にかけての地域も130~140mmと多くなっている。これら6地域の6月から7月の半旬降水量の推移をみると、図1の登別雨量でもたうように、この東日本梅雨期間に多くなり傾向が認められる。ただし、知方半、厚床、羅臼の雨量変化をみると、これら釧路、根室管内沿岸部では6月上・中旬にも雨量がやや増加している。これは、その頃、本州南岸の梅雨前線上の低気圧が時々発達して道東沖を北東進することに伴う降雨が関係しているものとみられる。

5. えびつゆ

さて、図2にみた6地区の多雨域の降雨はどのような機構で降っているかが問題である。総観スケールの低気圧や前線系の雨雲のみではこのような局地性をもたない。これらの地域はやはり南東風による地形性豪雨地帯であり、日高東部は南西風による多雨地帯でもある。親潮上で涵養された海霧から変質した下層雲のみでもひと晩に100mm近い大雨(驟か雨)が降ることが筆者によって提示されている。おそらく雲頂高度4000m以下の低い雨雲であるからこそ、このように局地性が大きいのである。

いわゆる梅雨期後半にあたるこの東日本梅雨期に、梅雨前線によらずに雨量が局地的に増大するこれら北海道太平洋岸の6地域の降雨現象を「えびつゆ」と称することこそ筆者は提案する次第である。

(参考文献)

大川 陸, 1991: 動気候学的にみた北海道の季節細分, 日本気象学会北海道支部機関誌 細水, 37号, 52~53

———, 1991: 北海道胆振中部の豪雨, 天竺, 38巻10号

花房老男監修, 1990: 北の天象, 北海道新聞社, 118~120(蝦夷梅雨)。

4. 融雪期と消雪後の大気-地(雪)表面相互作用の比較

竹内由香里・兒玉 裕二
石川 信敬 (北大・低温研)

1. はじめに

積雪のある地域は地球全体の熱収支に大きな影響を及ぼしているといわれている。地球の熱収支における積雪の効果については、これまでに数値モデルを用いて研究されているが、観測にもとづいた研究はほとんどない。そこで、大気と地(雪)表面の熱収支における積雪の効果について、その素過程を明らかにするため、大気の加熱・冷却に対して積雪がどのように効いているかを調べる観測を行った。ここでは、地(雪)表面熱収支と夜間冷却層の解消のしかたについて、融雪期と消雪後を比較した結果を報告する。

2. 観測

観測は、1991年4月から5月初旬にかけて、北海道幌加内町母子里の観測露場で行った。地上気象観測に加えて、カイツーンによる大気境界層の観測を行った。

3. 観測結果

露場の消雪日は4月24日だった。観測期間を通して、晴天日の日射量はほぼ等しかったが、雪面に比べて地面のアルベドが小さいため、正味放射量が消雪後に大きくなった。放射温度計で表面温度を測定した結果、表面温度の日最低値は融雪期と消雪後でほとんど差がなかった。一方、日最高値は融雪期には0℃におさえられるのに対し、消雪後の晴天日には約30℃まで上昇した。融雪期・消雪後の各期間から晴天日(4/12, 5/4)を選んで、地上気象の日変化(図1)と地(雪)表面熱収支成分の日変化(図2)をそれぞれ表した。融雪期は日の出後のわずかな時間を除いて気温が表面温度より高いので、大気から雪面に向かって顕熱が輸送される。これに対し消雪後の日中は、表面温度が気温より高くなるので、地面から大気へ向かう顕熱輸送が起こり、ここに融雪期と消雪後の地(雪)表面熱収支における顕著な違いがみられた。また、電子天秤を用いて地(雪)表面からの蒸発・凝結量を測定して潜熱フラックスを求めた結果、消雪後の地面からの蒸発による潜熱が地表熱収支成分の中で大きな割合を占めることがわかった。

図3に4月12日と5月4日の朝、カイツーンで得た大気境界層下層の気温のプロファイルを示す。4月12日には、第3回目までのプロファイルで逆転層が見られた。5月4日には、第1回目のプロファイルに逆転層が見られ、第2回目には、高さ約100m-200mで逆転層が残っていたが、それより下層では解消されていた。

これと同じデータを用いて、高さ200mと高さ10mの2地点の気温の時間変化を表したのが図4である。200mは逆転層のトップの高さであり、10mは最も低い位置の観測点である。正味放射量が負から正に変化する頃に第1回目のプロファイルを得るようにした。4月12日5時32分の逆転の強さは6.9℃、5月4日5時13分では1.7℃だった。日の出時刻は各々4時30分と3時50分で、日の出から逆転層が解消されるまでに、4月12日は約4時間、5月4日は約2時間かかった。

4. 考察と今後の課題

地(雪)表面熱収支の日変化(図2)において残差を次のように考えた。融雪期の残差は融雪熱量と考えた。一方消雪後の5月4日では、残差が負となった6時から11時頃までは温まった地表面から地中へ伝わる熱流量と考えた。残差が正となった11時以降については、表面温度と地温のデータをさらに詳しく解析する必要がある。

次に、気温のプロファイル(図3)から以下のことはいえる。融雪期の4月12日は大気に比べて雪面温度が低いので、顕熱フラックスによる下からの加熱は考えられない。また、消雪後の5月4日も、逆転層が解消した頃には上向きの顕熱フラックスがほとんど0に近い値であり、地面からの顕熱フラックスだけで逆転層が解消されたと考えすることはできない。そこで、図3のプロファイルが示すように逆転層が解消された要因として、周囲の樹木が加熱されて、そこから熱の輸送があったことが考えられる。4月12日については、第

1回目から3回目までのプロファイルを見ると、逆転層内ではほぼ一様に気温が上昇していることから、下層の冷気が移動し、上層からの沈降が生じていた可能性も考えられる。いずれにしても、両日のプロファイルに見られた逆転層解消時の違いが、雪面と地面の違いを反映したものであるのかどうかを確かめなくてはならない。

逆転層の解消にかかる時間が、4月12日と5月4日で大きく違った。図4から逆転層が解消されるまでの Heating Rate は両日ともほぼ等しいことがわかる。このことから、逆転層の解消時間は逆転の強さの差に起因するといえる。さらに逆転の強さの差は、主に夜間の冷却量によるので、今後は夜間冷却層の生成時についても融雪期と消雪後を比較しながら解析しなければならない。

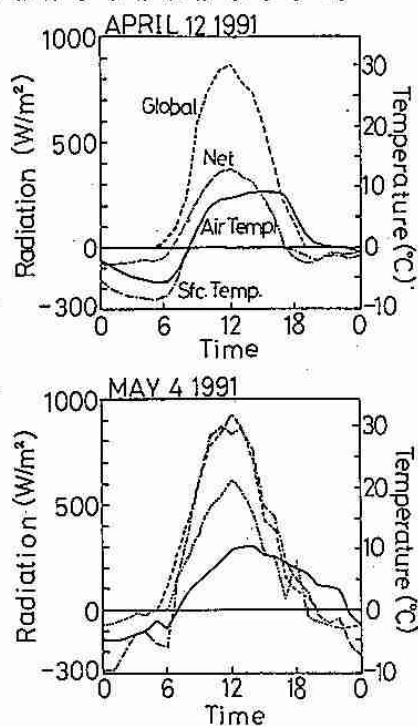


図1 日射量・正味放射量・気温・表面温度の日変化

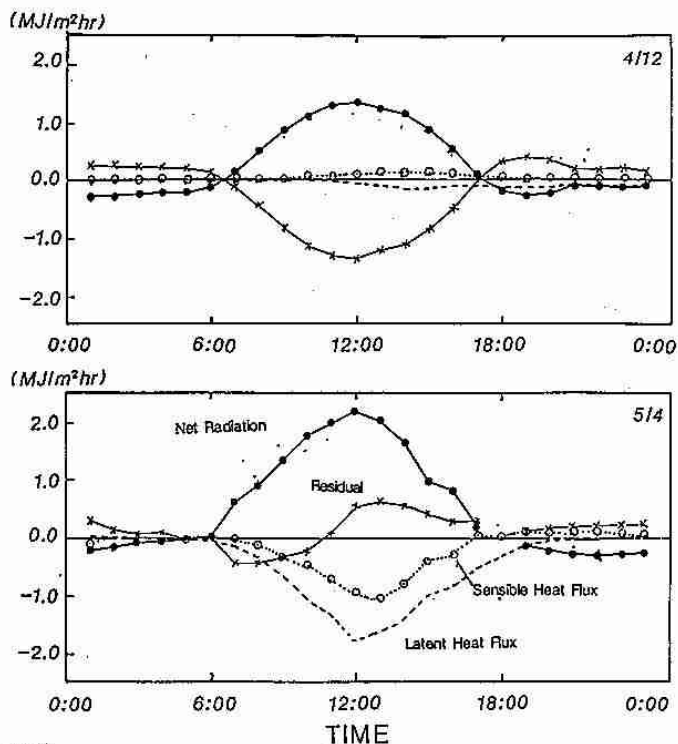


図2 地(雪)表面熱収支成分の日変化

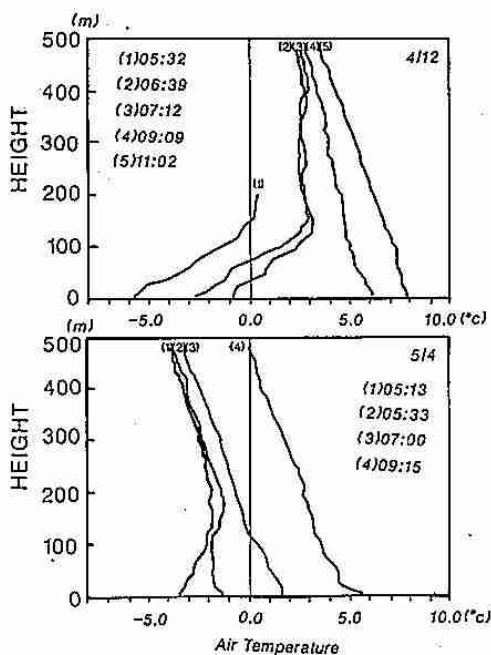


図3 大気境界層の気温のプロファイル

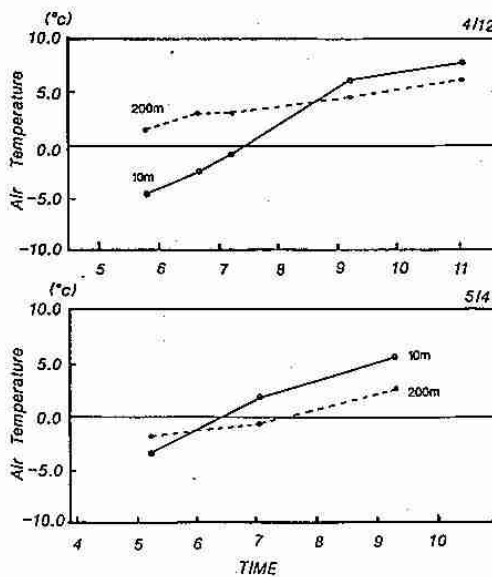


図4 気温の時間変化

5. オホーツク海の流氷と北日本の春から夏の気候

山田 豊・前田 潔史 (札幌・予報課)

1. はじめに

オホーツク海の流氷と北日本の気候との関係は北日本の冷夏及び冷害との関係に結びつき、これまでも多くの調査がされてきているが、ここでは海面水温との相関を調べることによって流氷の融解水がどこへいくのかを調べ、さらに海面水温の偏差との相関を調べた。

2. これまでの調査の回顧

オホーツク海の流氷と北日本の気候との関係は、「流氷が春の融解で親潮の勢力を強め、それによる三陸沖の海の低温が北日本の凶冷に関連している」との考えで、明治の終わりから調査が行われてきた。当時はオホーツク海全体の流氷状況についての情報は不十分で、流氷の勢力の指標として沿岸各地の流氷期間や平均気温などを使って調査が行われ、田畑(1948)は択捉島紗那の流氷期間と太平洋沿岸の4~8月の月平均水温との間に-0.64~-0.09の相関係数を得ている。

その後、気象衛星「ひまわり」等によりオホーツク海全体の流氷状況が得られるようになり、あらためて調査が行われたが主な結果をみると、

「海水面積と東北地方平均気温との間にはほとんど相関がない」

安久津(1986)

「海水面積最大値が夏から秋の海水温、北日本気温に正相関を有する」

大川(1983)

等が得られている。

3. 調査方法

東北地方の地域に注目して、海面水温と春から夏の気温とは「東北地方の冷夏についての研究」(1986)等で密接な関係があることがわかったので、流氷の勢力としてオホーツク海の最大海水面積を用いて次の調査を行った。

1. 月別に日本の東方海上の広い範囲で海面水温との相関を調べ、オホーツク海から流れ出る流氷の融解水がどこへ行くのか。
2. 春から夏にかけての海面水温の上がり方(偏差)との関係はあるか。

4. 使用した資料

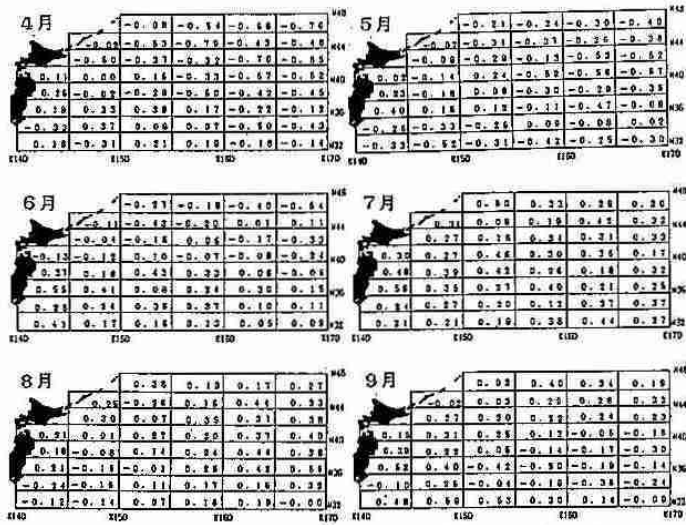
オホーツク海最大海水面積は気象庁海水統計資料第2号(1991)、東方海上の海面水温は北太平洋海洋気候表(1971~1983)より得た。

海面水温は、北緯32度~48度、東経140度~170度の太平洋を緯度で2度、経度で5度ごとの海域に分けた単純平均である。

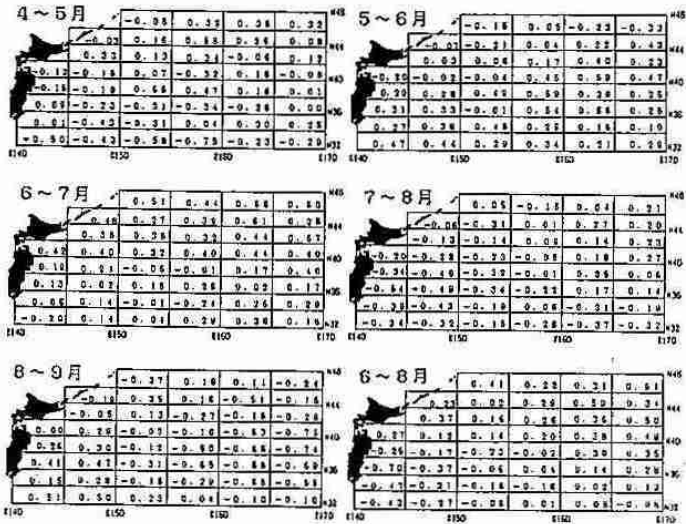
調査期間は1971年から1983年までの13年間で、各年の4月~10月までを調べた。

5. 融解水の追跡(第1図)

これまでの調査では、北日本の海面水温と流氷との関係があまり無いということだが、それでは流氷の融解水はどこへ行くのかという事と、これまでの調査の検証を含めて、各海域の月別海面水温とオホーツク海の最大海水面積との相関を調べた。



第1図 オホーツク海の最大海水面積と月別の海面水温との相関係数



第2図 オホーツク海の最大海水面積と月別の海面水温偏差との相関係数

図で東北地方の沿岸に注目して見ると、これまでの調査の通り正相関となっており、流水が多い年は水温が高いことを物語っている。

次に融解水の追跡だが、4月の根室の東の海域での-0.50やその北東の-0.53、さらにその東の-0.79等は流水の融解が大きく作用していると思われる。その後の動向に注目すると、5月になると-0.5より良い相関は全体に少なくなり、4月に注目した海域の相関の動向ははっきりせず、強いて考えると東南東進して北緯40度、東経155~170度付近に移ったようにも見える。さらに6月になると-0.5より良い相関は一つしかなくなり、追跡は不能となってしまった。

このようなことから、海面水温との相関による融解水の追跡は難しいようだ。

6. 海面水温の偏差との相関 (第2図)

東北沿岸の海域に注目して各月毎の偏差との相関を調べた。

まず、1月毎の偏差との関係を調べると、4~5月、5~6月、6~7月と正相関で、係数も小さくあまり関連はなさそうだが、7~8月になると東北沿岸の海域はすべて負の相関に変わり、福島県沖には-0.54という係数のやや高い相関が突然現れる。

次に、2月毎の偏差との相関を調べると、6~8月に同じ海域で-0.70という係数の高い相関が得られた。このことは、

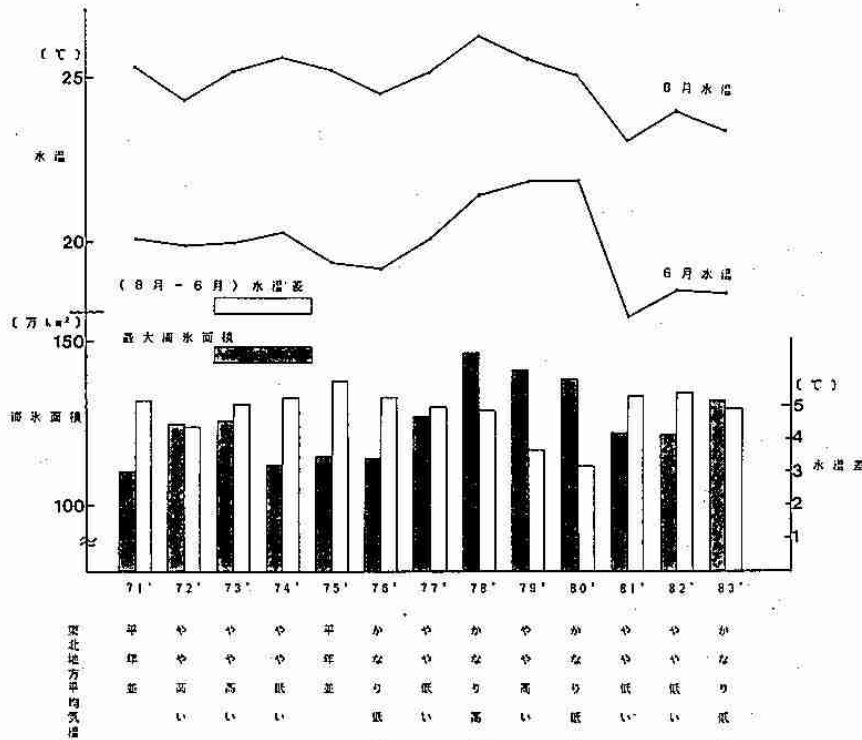
「流水が多い年ほど6月から8月にかけての海面水温の上がり方が少なく、流水が少ない年ほど上がり方が大きい」ということを物語っている。

例えば (第3図)、1980年の最大海水面積は約140万km²で、調査対象の13年間で3番目に流水の勢力が強い年であった。この年の6月と8月の海面水温を見るとその差は3.2度と最も上がり方が少なく、東北地方の

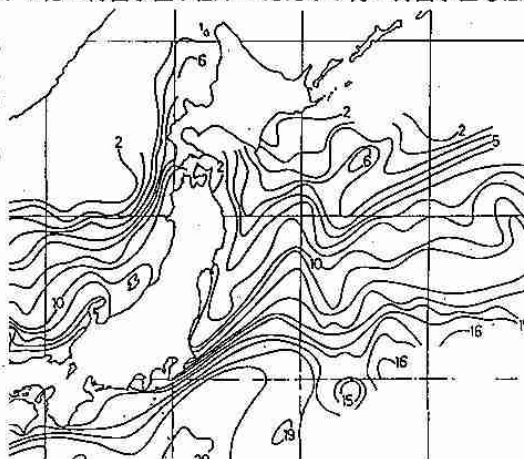
夏期の平均気温は平年よりかなり低くなった。また、1976年の最大海水面積は約115万km²と3番目に勢力が弱い年だったので水温の上昇は5.3度と上がり方が大きかったが、6月の海面水温が低かったため8月の海面水温も低く、平均気温は平年よりかなり低くなった。

この相関は初夏になると突然現れるということから、海面下からの作用と考えられる。6月の水深100メートルの水温を見ると (第4図)、親潮によるものと思われる冷水が北から三陸沿岸に張り出している。流水の融解水も潜流となって南下し、黒潮との境界付近で停滞して海面水温の上昇を抑えているのではないかとと思われる。

まとめると、流水の多い年はその夏の福島県沖の水温の上がり方が少なく、このことが原因で冷害になることもある。



第3図 年別オホーツク海最大海水面積と福島県沖6~8月海面水温及び東北地方平均気温



第4図 6月の月平均水深100メートル水温平年値

7. 参考文献

- 「オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連」 赤川 正臣 (1979)
- 「オホーツク海の北海道の気象への影響」 大川 隆 (1983)
- 「オホーツク海海水の変動と特徴」 安久津 俊幸 (1986)
- 「東北地方の冷夏についての研究」 仙台管区気象台 (1986)

6. 信楽における梅雨前線降雨の雨滴粒径分布の観測

石田 晴彦・播磨屋敏生・菊地 勝弘・上田 博
 遊馬 芳雄・高橋 暢宏・清水 収司・上野 圭介 (北大・理)
 山中 大学 (京大・超高層)
 渡辺 明 (福島大・教育)
 住 明正 (東大・気候システム)

1. はじめに

地上で観測される雨滴粒径分布は、降雨をもたらした雲の中での力学的課程と、雨滴間の衝突や併合などの微物理課程によって決まる。

梅雨期の梅雨前線に伴う降雨の形成を調べるために、雨滴粒径分布の測定を行った。観測は、1991年6月19日から7月9日にかけて、滋賀県信楽町の京都大学信楽MU観測所で行った。雨滴の粒径は、光学的に直接粒径を測定するディストロメーター(森技術研究所製)を用い、これを観測所の屋上に設置して観測した。また、観測所にはMUレーダー、5cmの垂直レーダーの他、北大の3cmレーダーを設置した。

観測期間中9日間の降雨に対して解析した。多くの雨滴粒径分布の特徴を客観的に判断するために、主成分分析を行った。この際に雨滴の数密度を、粒径0.55mmから2.35mm迄0.2mmおきに10段階とって主成分分析の変量とし、2分間の積算値186データを主成分分析のデータとした。

2. 結果

主成分分析の結果、第1主成分の寄与率は69.7%、第2主成分の寄与率は16.1%となり、第2主成分まででこの粒径分布の特徴を表現できると考えられる。

第1主成分のスコア別平均粒径分布を図1に示す。それぞれの分布は指数分布をしているが、スコアが高くなるにつれて粒径分布は数密度の高い方へパラレルに移動していく。スコアがどんな気象要素と関係しているか調べるために降雨強度とスコアの関係を図2に示す。降雨強度が高くなるとスコアも高くなり、第1主成分は降雨強度がパラメーターになっていることが分かる。これから第1主成分の示す分布は、各分布は指数分布をなし降雨強度が高くなるにつれ数密度の高い方へ平行移動する分布と言える。この結果はMarshall-Palmar分布のN₀が一定で降雨強度が高くなると傾きが緩やかなる分布とは異なった結果を示している。

第2主成分のスコア別平均粒径分布を図3に示す。分布の変化を分かりやすくするため固有ベクトルの要素が負から正に変わる粒径1.53mmの点での数密度が各分布で等しくなるように粒径分布を平行移動してそろえた。これを見るとスコアが高くなると分布型がパラボラ型から1.75mm付近にピークを持つ変曲点を持った分布に変化していることが分かる。第2主成分のスコアと降雨強度の関係を見ると(図4)、約20mm/h以下では正負両方の値をとっているが、それ以上では正の値をとっていることが分かる。

ListとMcFarquhar(1990)の数値計算では、1.7mm付近にピークを持つ分布は、2.2mm以上の雨滴が約0.9mmの雨滴と、また約0.3mmの雨滴と衝突することによりできると報告している。図5に第2主成分のスコアが正負両方の値をとる4-6mm/hの分布と正の値をとる20mm/h以上の分布を、それぞれスコア別に分けて重ね書きしたものを示す。降雨強度が弱い分布ではスコアが低いものに関しては大きな雨滴は存在しないがスコアが高い分布では2.2mm以上の大雨滴が存在している事が分かる。これは20mm/h以下の全ての降雨強度に対してこの傾向がみられた。降雨強度が高い分布では、全ての降雨強度で大雨滴が存在していることが分かる。第2主成分の特徴である1.7mm付近にピークを持つためには、2.2mm以上の大きな雨滴が存在することが必要であるといえる。

次に雲の構造との関係を調べた。大阪管区のレーダーエコーと北大の3cmレーダーのエコーから、エコーを“非常に強いエコー”(Very Strong Echo: V.S.)、“強いエコー”(Strong Echo: S.)、“弱いエコー”(Weak Echo: W.)の3段階に分類した。図6に5cm垂直レーダーによる反射強度の高度時間断面、MUレーダーによる鉛直風の高度時間断面(上昇流を正)、降雨強度の時系列、第2主成分のスコアの時間変化を、7月4日15-18時を例に示す。この間7個のセルがサイト上空を通過した。第2主成分のスコアがプラスのものは“非常に強いエコー”、“強いエコー”に対応し、スコアがマイナスのものは“弱いエコー”に対応している。レーダーの反射強度は大雨滴の存在に左右されるため、反射強度の強いところは大きな雨滴が存在していると考えられる。

3. まとめ

変動の69.7%をしめる第1主成分は、指数分布を保ちながら数密度の高い方向に変動し、降雨強度が高くなるとこういった変化を示す。

変動の16.1%をしめる第2主成分は、パラボラ型から1.7mm付近にピークを持つような分布へと変化する。これは粒径分布については粒径2.2mm以上の大きい雨滴がある場合であり、雲の構造については、反射強度が大きくなるにつれこのような変化をする、ということが分かった。

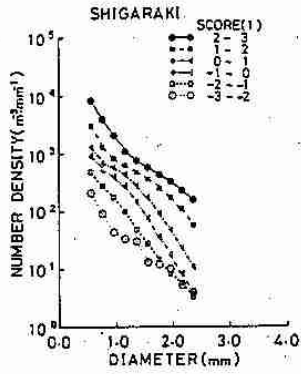


図-1 第1主成分のスコア別平均粒径分布

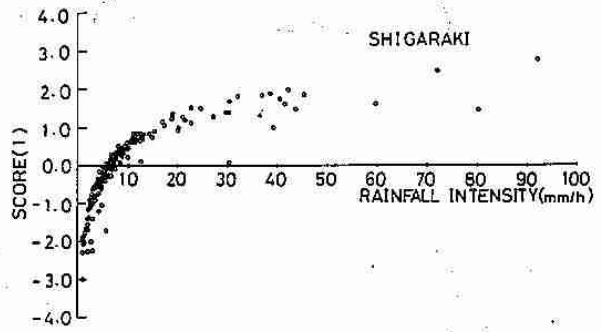


図-2 第1主成分のスコアと降雨強度の関係

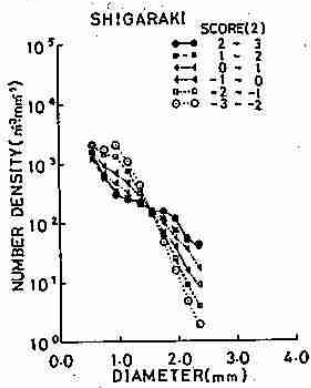


図-3 第2主成分のスコア別平均粒径分布

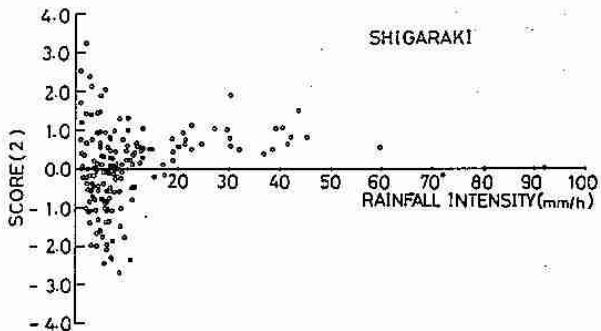


図-4 第2主成分のスコアと降雨強度の関係

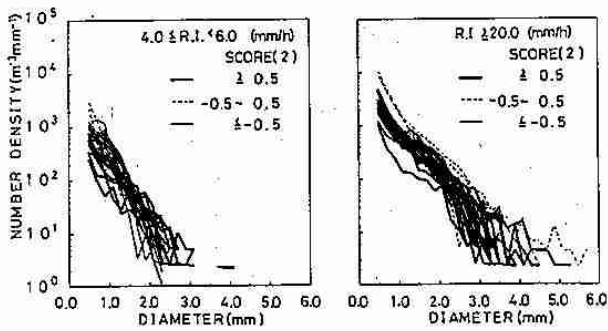


図-5 第2主成分のスコアで分類した降雨強度4-6mm/hの全粒径分布(左)と20mm/h以上の全粒径分布(右)

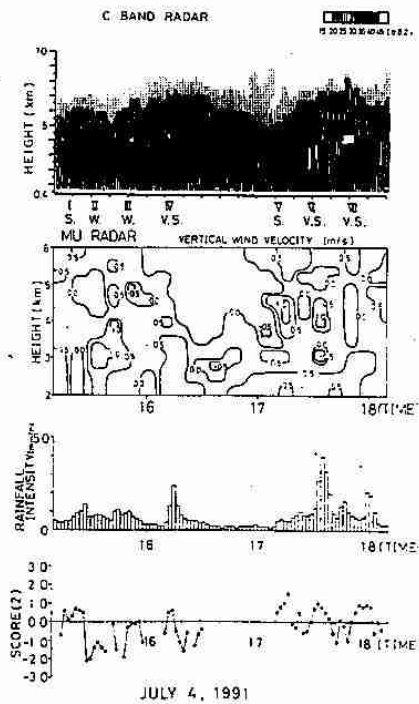
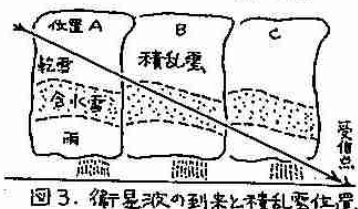
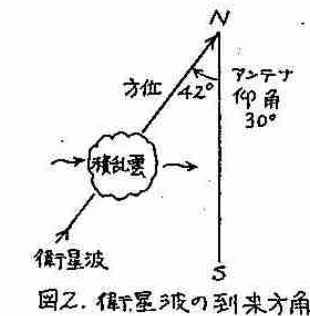
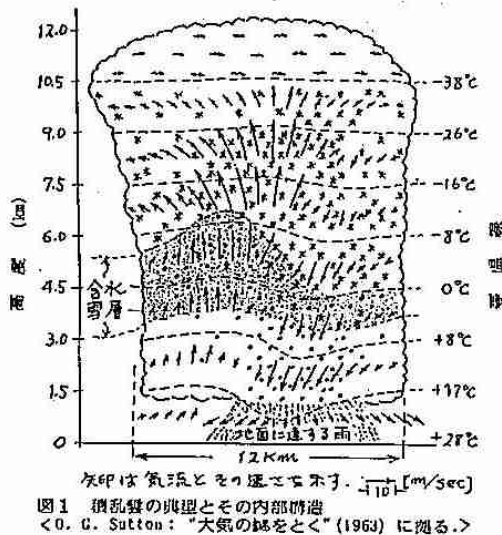


図-6 反射強度(5cmレーダー)、鉛直風(MUレーダー)、降雨強度、第2主成分のスコアの時間変化

7. 積乱雲中を通る 12 GHz 衛星波の伝搬

浅利 英吉 (北海道東海大・工)

1. まえがき 雨や雪の源泉となる積乱雲は、図1に示すように最大直径約12km、高さ10-12kmに達する円柱状の雲で、内部に強い上昇・下降気流の行き交い、また雲頂まで70℃に及ぶ温度差があり、上から氷晶-乾雪-含水雪-雨と降水の階層が形成される活発で複雑な構造を持つ。衛星からのマイクロ電波が積乱雲を通り抜けるとき、内部の大気擾乱と大量の降水粒子による顕著な電界変動が生ずる。北海道では衛星波は水平面に対して30度の角度で到来する。積乱雲を通過するスパンは雲の直径 $\times \sec 30^\circ$ を限度とするが、受信点との位置関係によっては乾雪-含水雪-雨の3層を含むことが起き、その時に生ずる減衰が可能な最大となる。含水雪による減衰は、起こりうる減衰の過半を占める可能性があり、含水雪層の厚み $\times \csc 30^\circ$ に応じて発生する。また、積乱雲の発生する気象は激しい大気の活動を伴っているため、伝搬波に活発なフェーディングをもたらし、逆にそれが雲内の様相を知るための情報資料となる。衛星放送波受信を気象観測に利用することは、広く国民の参加する情報収集システムを形成して、対流圏内気象現象を立体的に把握する新しい可能性をもたらすものと考えられる。



2. 積乱雲による衛星波の減衰 衛星波は図2に示すように真南から西へ約42度の方位から到来する。積乱雲は概ね西から東へ進み、衛星波伝搬路と交叉する。このとき、図3に示すように受信点に対する位置によって波の通過高度が異なり、それに応じて主にどの降水層を経過するかが変わる。単位の空間内に含まれる降水の量が同じならば、波が主に含水雪の層を通るBのケースで最も大きな減衰が生ずる。このケースの起き方はクリチカルで、かつまた雪による減衰の生成機構もそうであることにより、受信電界変動の時間的推移も秒単位の速くかつ深い変化を含む。1987年7月1日に札幌地方および千歳地方であった雷雨について採取した受信電界変動の記録はこの状況をよく表わしたものである。(昭和62年電気関係学会北海道支部連合大会アブストラクト) このときのデータは積乱雲内部に雹を含む空間があったことを示している。雹は図1の積乱雲内部で上昇気流の最も強い空域で生成し発達する。それが気流の押し上げに抗して地上に落下してくるとき、"降雹"として観測されるが、普通は途中で溶けて雨粒になってしまい、大粒子による豪雨の形となる。衛星波が主にその空域を通るとき、図2のCのケースにあたり、変動の振幅の小さい特有の形の減衰が現われる。

3. 衛星波の減衰事例 1991年6月から行なっている観測で得た減衰事例を図4-図6に示す。降水は乱層雲からもたらされるものと積乱雲から降ってくるものとがあるが、前者は比較的小さな減衰が長時間にわたりゆるやかに推移するのに対し、後者は1時間程の間に8dBにも

達する減衰が速く大きな変動振幅を伴って現われる。図4は位置関係が図3のCに相当するときの伝搬において得られた減衰であることが電界変動の様相からわかる。

図5は乱層雲によって生じた雨による減衰の推移が前駆しており、そのあとに図3のBの位置関係で積乱雲が受信点に至る伝搬路と交叉している。その後数時間を経て再び別な積乱雲と交叉し図3のAとBの中間の位置関係で2dB程度の減衰が生じている。それらの間に振幅が約1dBのピッチの速い変動が安定して続き、対応する天気は曇である。

図6の減衰は5分間で6dBに達した後復旧している。これは特別に大きな減衰をもたらす種類の降水粒子が含まれる狭い空域と交叉したものと考えられる。この事象の説明としては次の3つがあげられる。第1は局部的に大降水量の細胞ができたことである。第2は本来クリチカルな図3のBのケースが速い速度で推移したとすること、第3は電の空域との交叉とすることである。固形降水粒子による減衰の生じ方からみて後2者のいずれかあるいは両者の複合である公算が高い。

4. むすび 通観すると、伝搬路に直交して通過する積乱雲によって生ずる減衰にはマクロにみてふたつの谷とひとつの中だるみがみられる。これは他の機会に得た地上伝搬時の記録にもみられる共通の特徴で、降水空域の構造によるものと考えられる。また、降水の始まる数時間前から振幅の大きい急速な変動が続く。これは快晴のときにもある現象で、大気の垂直移動に伴うものである。しかしそれが前兆として降水の予知に有効であることは他の傍証を併用すればすぐ判ることである。

衛星波の受信記録を追跡すると、その時の天気-大気の状態がいろいろな形で反映していることが判る。それらの解説が今後の問題である。

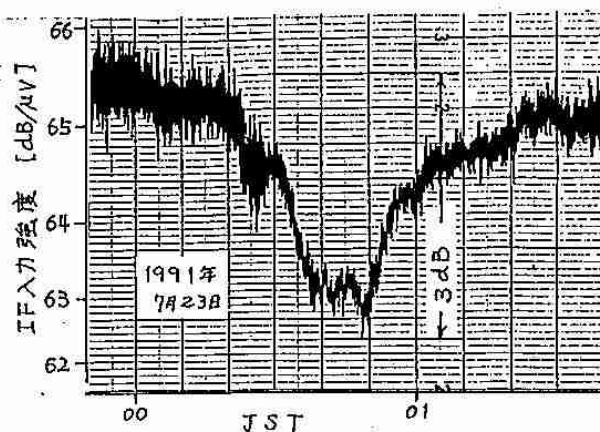


図4. 降水による減衰事例(1)

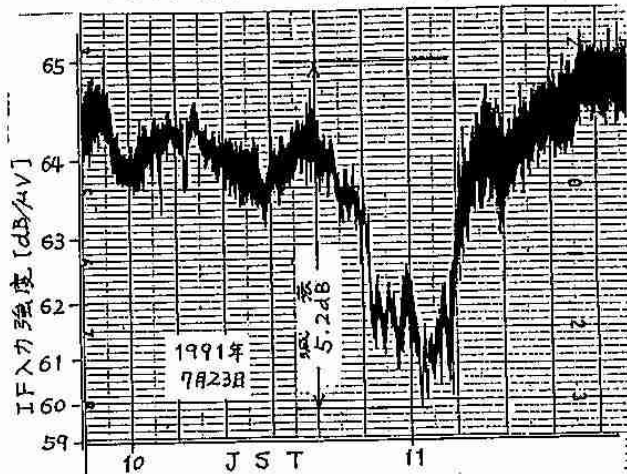


図5. 降水による減衰事例(2)

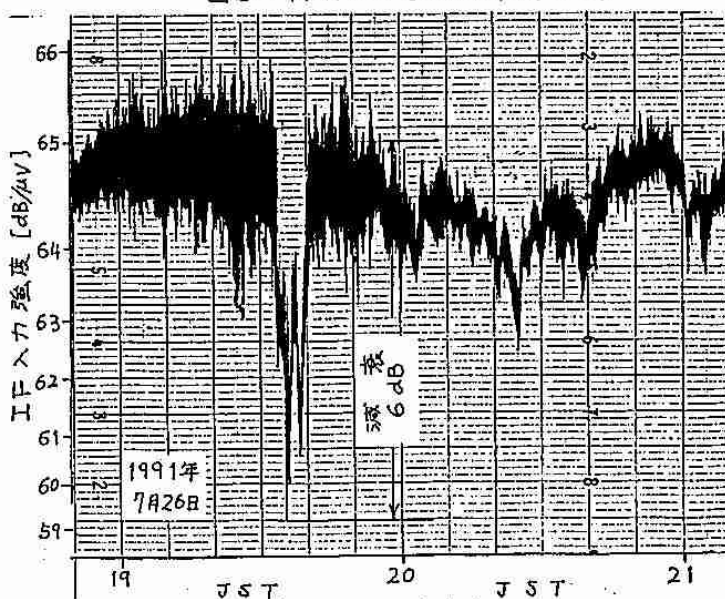


図6. 降水による減衰事例(3)

8. 層積雲の雲頂の高度分布

菅野 正人 (北大・環境研)

菊地 勝弘・遊馬 芳雄 (北大・理)

1. はじめに

ここ数年、WCRP「雲と放射」特別観測の一環として、航空機観測が北海道大学、東北大学、名古屋大学などにより行われているが、今回はそのうち1991年1月14日に奄美大島付近で行われた北大グループによる雲頂の連続ステレオ写真から、層積雲の高度毎の雲の出ている領域の面積比を計算して、反射率と比較した。さらに雲の形状を細かく知るために、雲の出ている領域の個数分布を計算した。

2. 雲頂高度の水平分布と反射率

第1図の下の図は連続ステレオ写真から求めた幅1km、飛行距離10kmの雲頂高度の水平分布である。これを見ると雲頂高度の最低値は1950m、最高値は2350m程度で、約400mの差があるのがわかる。

第1図の上の図は東北大学グループによって得られた、波長0.3~2.8 μ mの全天の下向きフラックスに対する上向きフラックスの比、すなわち反射率の変動を示している。これを見ると、反射率は1km付近で最低の0.46、9km付近で最高の0.70になっているのがわかる。

また、雲頂高度と比較すると、雲頂高度の高いところは反射率が高く、低いところは反射率が低くなっている傾向が見られる。

3. 高度2200m以上の雲の出ている領域の分布

第2図は第1図の水平分布から高度2200m以上の部分を抜き出して、黒で塗りつぶしたものである。この図を見て明らかなように、大小の様々な雲の凹凸が存在しているのがわかる。

そこで、先程の反射率の極値に対応する1km付近(0.5~1.5km)と9km付近(8.5~9.5km)の2つの領域で、高度毎の雲の出ている領域の面積比を計算した。

4. 高度毎の雲の出ている領域の面積比

第3図がその結果である。反射率が小さかった1km付近では、雲頂高度が低くてばらつきが大きく、雲頂が尖っているのに対し、逆に反射率が大きかった9km付近では、雲頂高度が比較的高くてばらつきが小さく、雲頂の構造が平坦であることがわかる。

5. 雲の出ている領域の円近似半径分布

さらに、雲の形状をさらに細かく知る手段として、第2図の個々の雲の出ている領域を等面積の円の半径で近似し、その半径に関する個数分布を計算した。

第4図がその結果で、反射率の極小値を含む0~5kmと、同じく極大値を含む5~10kmの2つの領域で、又、しきい値の高度を2200m、2250m、2300mと変えて計算を行った。

しきい値の高度を変えたときの直線の傾きの変化、全体の個数の変化などから、のこぎり状やパルス状などの大体の雲の形状を知ることができるが、グラフを見て明らかなように、グラフの傾きの変化や全体の個数の変化が2つの領域で異なっているのがわかる。そして、この計算結果を反射率と比較することによって、今後、雲の高さなどの他に雲頂の形状と放射の関係についても調べることができると期待される。

6. まとめ

航空機観測の連続ステレオ写真から、高度毎の雲の出ている領域の面積比を計算したところ、反射率の小さい領域では雲頂高度が比較的低く、雲頂が尖っているのに対し、反射率の大きい領域では雲頂高度が比較的高く、構造が平坦であることがわかった。

又、さらに雲の細かい形状を調べるために、個々の雲の出ている領域を円近似して、個数分布を計算した。その結果から、雲の形状と放射の関係についても調べることができると考えられる。

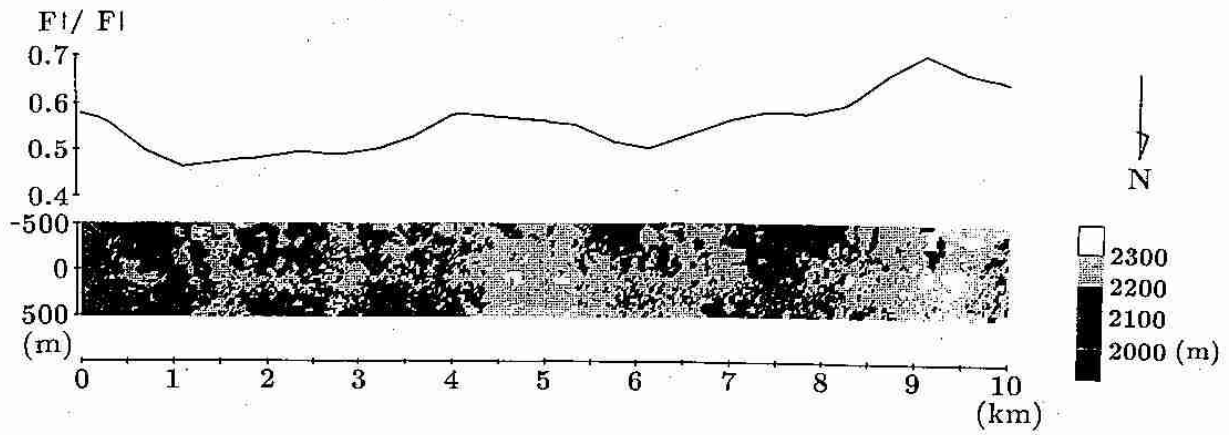


図1 層積雲の雲頂の高度分布と反射率

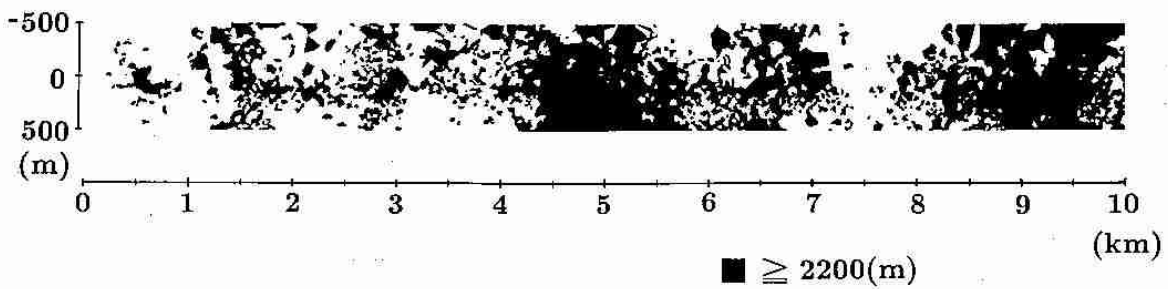


図2 高度2200m以上の雲の出ている領域

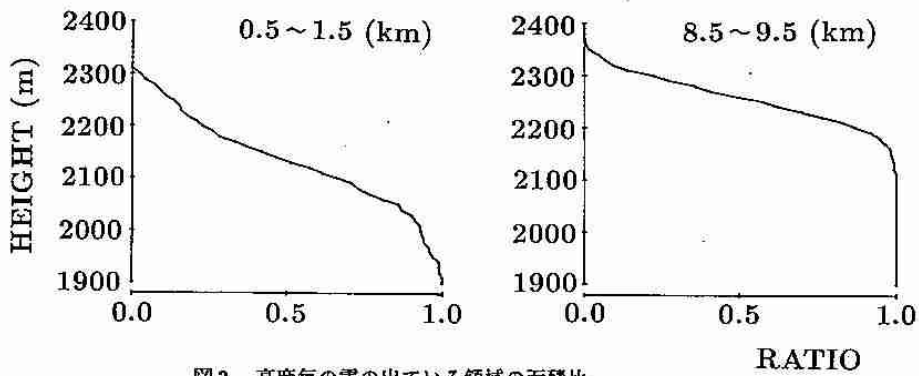


図3 高度毎の雲の出ている領域の面積比

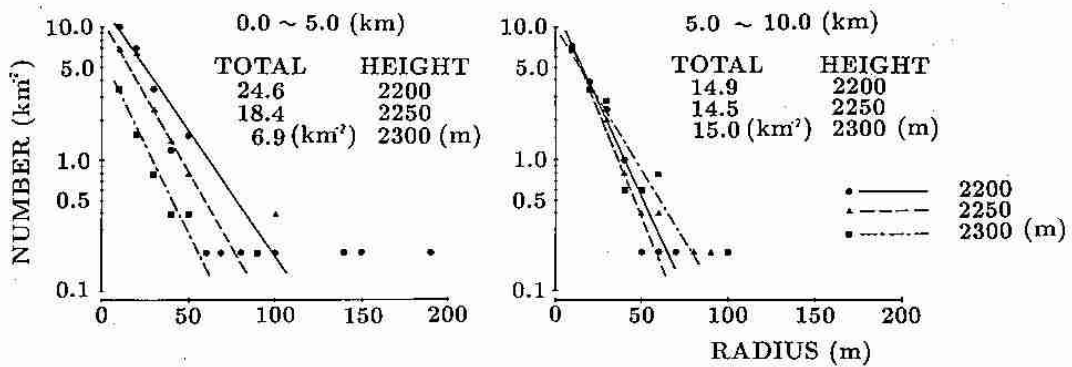


図4 雲の出ている領域の個数分布

9. ドップラーレーダーで見た降水雲中に発生した K-H不安定波について

高橋 暢宏・上田 博
菊地 勝弘 (北大・理)

<はじめに> Kelvin-Helmholtz不安定波 (K-H波) は強い鉛直シアー中に発生することはよく知られており, リチャードソン数 (Ri) が 0.25 以下の条件下で発生する。この不安定波のレーダー観測例としては, FM-CWレーダーを用いた晴天乱流の観測や, ストームの下降流に伴うガストフロントによって発生する K-H波のドップラーレーダーを用いた3次元の気流解析がある。ここでは, 1989年9月6日に, 洞爺湖西岸に設置した北大理学部ドップラーレーダー (図1) の観測中, 弱い降水雲中で発生した K-H不安定波について報告する。

<観測・結果> まず, 総観場を図2に示す。地上天気図から, 北海道付近はカムチャッカ付近に中心を持つ低気圧の後面に位置し, 風が弱い状況であった。500mb面では, 北海道は気圧の谷の接近により風速が増しており, このような総観的な状況が強い鉛直シアーをつくり出していた。

観測された K-H波の特徴的な一例として, 05時18分の PPI の反射強度を図3に示す。レーダーサイトの東北東約40kmの高度約3~4kmに北西~南東に走行 (図中の破線) を持ち, 波長約3.5kmの細かいエコーパターンが見られる。また, ドップラー速度場も同様なパターンを示した。図4に示した様に,

その時の VAD法による風の鉛直プロファイルは高度3~4km間に約 $20\text{ms}^{-1}\text{km}^{-1}$ の強い鉛直シアーがあった。また, VADデータ

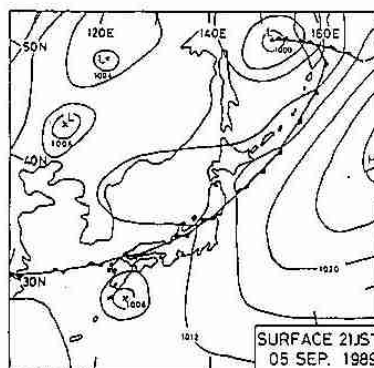
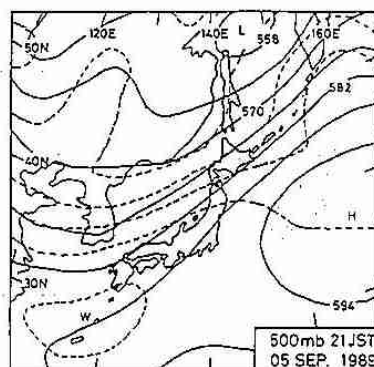


図2. 1989年9月5日21時の地上及び500mb天気図。

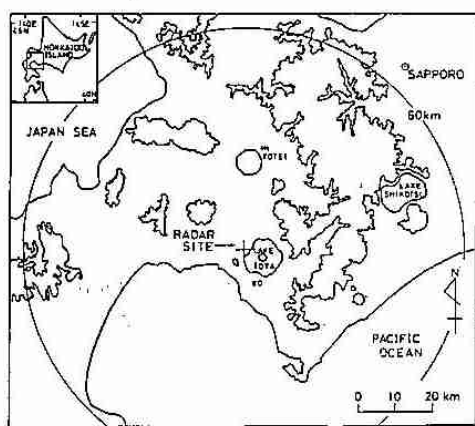


図1. 観測域の地図。地形を500mの等高線で示す。北大理学部レーダーの探知範囲を円で示す。

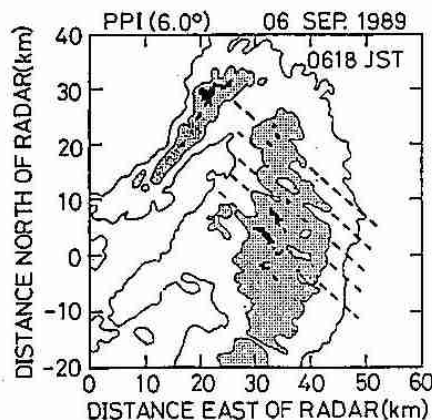


図3. 05時18分の PPI の反射強度。コンタは18dBZから2dBZ毎。

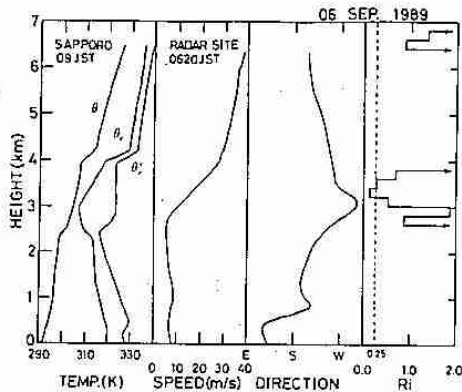


図4. 温位(09時,札幌), VAD法による風及び, リチャードソン数の鉛直プロファイル.

と, レーダーサイトから約60km離れた札幌の09時のサウンディングのデータを用いて求めたリチャードソン数(Ri)はこの高さで0.25以下の値を示した(図4). このようなエコーはおおよそ05時34分~06時28分の間に見られ, とくに05時48分頃と06時20分頃に顕著に現われていた. その時間帯を含む05時14分から06時51分まで約15分毎のVAD法による風の鉛直プロファイルを用いて, それぞれの時間でのRiを求めた. 図5にRiの時間変化を示した. Riの小さい値を示したのは高度3~4kmのみであった. この期間中で臨界リチャードソン数(Ric=0.25)以下の値を示した時刻は, レーダーで波状のエコーを観測していた時刻に対応し, 特に顕著に波が現われた時刻(05時48分, 06時28分)でのRiはこの期間での極小値(ともにRi=0.14)を示していた.

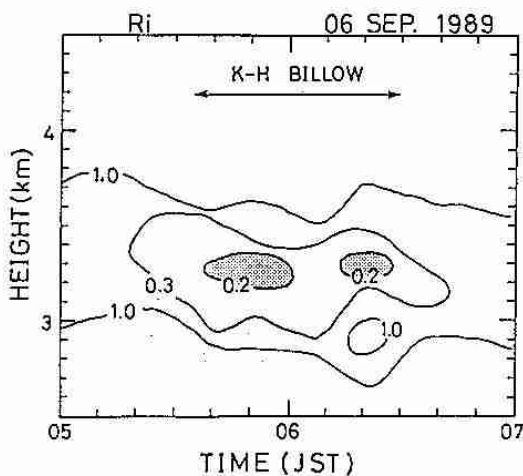


図5. リチャードソン数の時間変化.

これらの時刻における構造に関して, RHIのエコーとドップラー速度場の詳細な解析を行なった. 図6は, 05時56分のRHIの距離19km~29.5kmのドップラー速度の等値線に, 24dBZ以上のエコー域を重ねたものである. ドップラー速度の等値線間隔が密なところが強い鉛直シアアの領域を示しており, この部分で等値線のうねりが見られる. 図6ではこのようなうねりは3カ所(21, 25, 29km付近)見られ, そのうち2カ所では, 強エコー域(24dBZ)がみられた. 層状の降水においてはドップラー速度は, 高度毎にはほぼ一様であると考えられる. そこでドップラー速度の等値線を等温位線になぞらえれば, このようなうねりは等温位線のうねりであると考えられる. また, このうねりは0℃高度にはほぼ位置し, この高度付近でブライトバンドが現れていた状況であった. 従って, この等温位線のうねりが, ブライトバンドを局所的に強化した事により図3に見られる波状のエコーとして現われたと考えられる.

<まとめ> 強い鉛直シアア中に観測された降水エコー内に発生したK-H波は, 波長約3.5km, 北西-南東の走行をもち, その発生は, VAD法から求めた細かい時間間隔の風の鉛直プロファイルの変化によく対応し, かつ, Riが0.25以下の時に現われていることがわかった. また, この波動はドップラー速度のうねりとして現れ, そのうねりの効果としてブライトバンドを強化して, うねりに対応してエコーが現われたと考えられる.

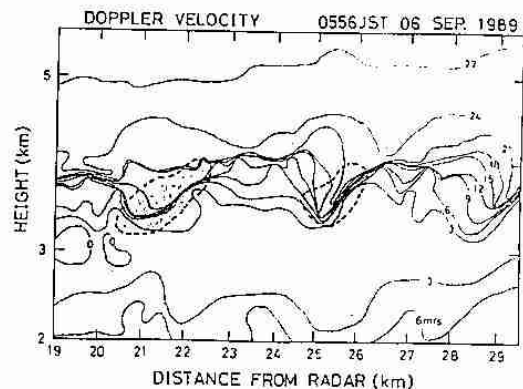


図6. 05時56分のRHIのドップラー速度場. ドップラー速度の正の値はレーダーから遠ざかる成分, 点描部は24dBZ以上のエコー域を示す.

10. 北海道における大雨の主成分分析について

豊田 威信・四宮 茂晴 (札幌・予報課)

1. はじめに

北海道で大雨が発生したときの降水量分布の特性を、客観的に把握するために、主成分分析を行った。

2. 資料

1981年～89年の9年間の4月～10月にかけて、1つの擾乱により北海道のどこかの地点(アメダス地点)で総降水量50ミリ以上、または1時間に20ミリ以上の降水があったものを1つの大雨の事例としてサンプリングした。(計237例)

3. 固有ベクトル分布図

第1から第4主成分まで固有ベクトルを求めた結果を第1図に示したが、その分布から見た降水パターンの特徴は以下の通りである。

(1) 第1主成分固有ベクトル(寄与率57%)

各地の降水量の平均値を基準として、全道的に降水量が多くなるパターン。

(2) 第2主成分固有ベクトル(寄与率11%)

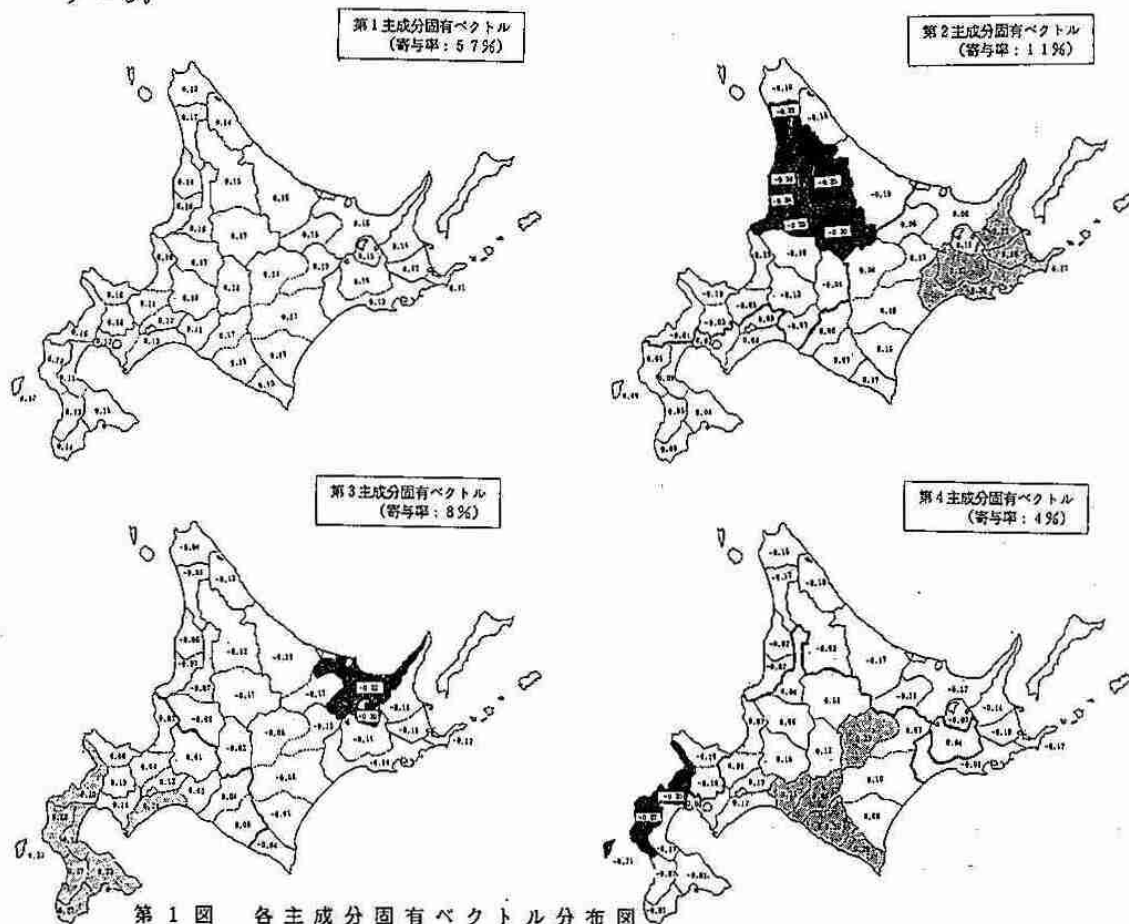
太平洋側東部で降水量が多く、日本海側北部で少ない。またはその逆のパターン。

(3) 第3主成分固有ベクトル(寄与率8%)

渡島半島と胆振中部で降水量が多く、網走方面で少ない。またはその逆のパターン。

(4) 第4主成分固有ベクトル(寄与率4%)

日高方面で降水量が多く、日本海側南部及び根室方面で少ない。またはその逆のパターン。



第1図 各主成分固有ベクトル分布図

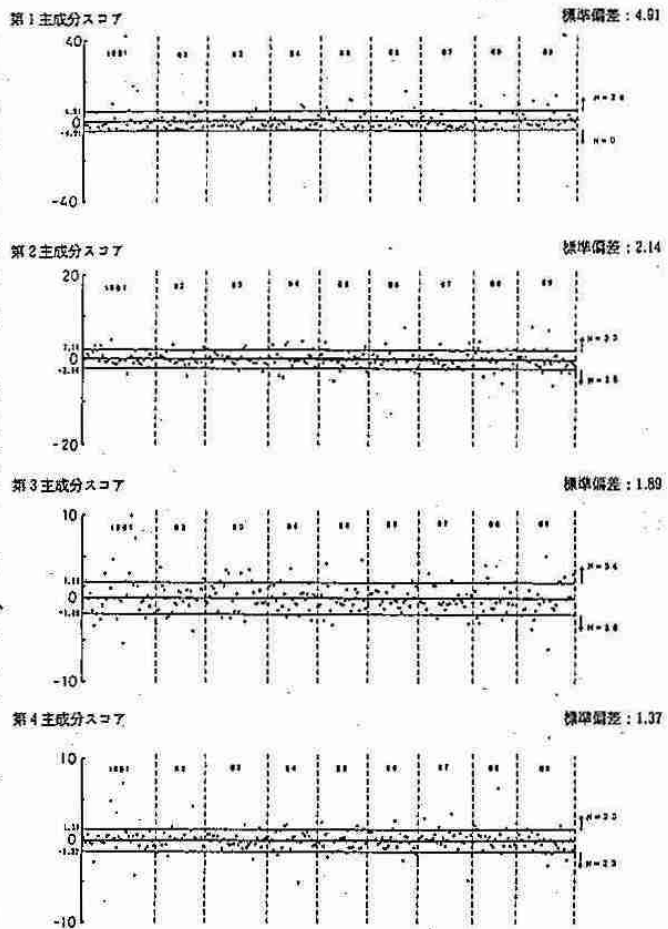
4. 各スコア卓越例の抽出

先の降水分布はどういった擾乱によってもたらされるのかを知るために、各スコアの時系列を作成し(第2図)、その中でスコアの標準偏差を超えるものを卓越するものとみなして抽出し、その時の擾乱の種類、コースを調べ、また、アメダスの降水量を平均して総降水量合成図を作成した。第2主成分スコアの負値が卓越した場合(第3図)を見てみると擾乱は、低気圧と前線が多く、低気圧のコースはB:本道北部を東~北東進、前線はJ:寒冷前線が東または南東進が圧倒的に多く、このパターンには擾乱の種類とコースが大きく関係していることが明らかになった。

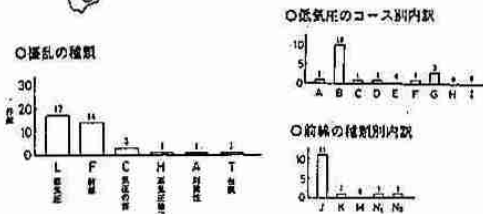
また、どの主成分も卓越しない61個の事例について調べたところ(第4図)、擾乱の種類は低気圧が関与しないものが約半数を占め、大雨の継続時間が短い特徴的であった。継続時間が5時間以下のものの中には、日中昇温による熱雷、森野の山岳性強雨が含まれ、局所的短時間強雨のパターンがこの中に含まれていることがわかった。

5. まとめ

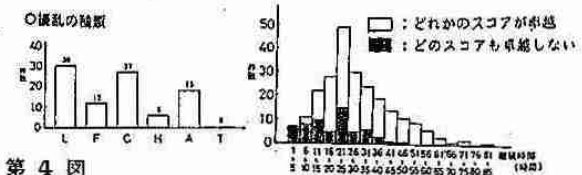
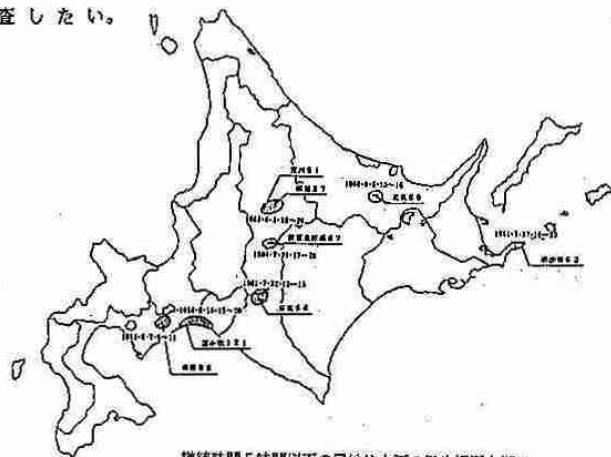
主成分分析により237例中191例を分類することができたが、各パターンが卓越するときの気象的背景は、擾乱の種類やコースだけで説明できるものは少なく、今後は下層風系や暖湿気移流などに注目して調査したい。



第2図 各主成分スコア時系列と標準偏差



第3図 第2主成分スコアの負値が卓越する場合



第4図 どの主成分も卓越しなかった事例

一 発表会要旨②一

平成4年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成4年6月12日（金）

場所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室
3-401講義室

1. オホーツク海側北部における雲と海水の関係.....	46
札管・予報課	村田 昭彦
2. 人工知能の手法による長期予報の試み.....	48
札管・予報課	保谷 信親
3. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測.....	50
-その1：観測の概要-	
北大・理	菊地 勝弘
都市の豪雪災害に関する研究グループ	
4. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測.....	52
-その2：1992年1月23日の降雪雲の構造の時間変化-	
北大・理	上野 圭介
"	上田 博
"	遊馬 芳雄
"	菊地 勝弘
降雪雲レーダー観測グループ	
5. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測.....	54
-その3：小規模渦状擾乱-	
北大・理	高橋 暢宏
"	上田 博
"	遊馬 芳雄
"	上野 圭介
"	菊地 勝弘
6. 近年における大気オゾン量変動の季節による違いについて.....	56
札管・予報課	居島 修
7. 気象衛星画像等で観測された火山爆発.....	58
札管・技術部	澤田 可洋
8. ドップラーレーダーで観測された津軽地方のLモード降雪雲の解析.....	60
-1990年1月25日の事例-	
気象協会	大槻 政哉
弘前大・理	児玉 安正
防災科研	真木 雅之
"	中井 專人
"	八木 鶴平

9. 西南北海道西胆振地域における降雨・雪のイオンバランスの季節変化.....	62
室工大・工	大浦 宏照
"	尹 松
"	白幡 浩志
10. 冬型気圧配置における雪雲の流入と天気との関係（上川・留萌地方）.....	64
札幌・予報課	大橋 雅寿
11. 北海道都市型降雪と陸風の規模との関係について.....	66
北大・低温研	立花 義裕
"	佐藤 晋介
"	兒玉 裕二
"	山田 知充

1. オホーツク海側北部における雲と海水の関係

村田 昭彦 (札幌・予報課)

1. はじめに

近年、気象学においては、大気と海洋の相互作用に大きな関心が払われている。北海道の海洋に関して言えば、冬の間海水によって海水面が閉ざされてしまう、オホーツク海が特徴的である。海水の分布は、海流、海水温度と共に、風など大気の状態に大きく影響される。逆に、海水があることによって気温が下がるなど、周辺の気候も変化する。大気中に存在する雲も、海水のあるなしによって何らかの影響を受けると考えられる。

そこで、海水量の変動によって、雲量の変動が受ける影響がどの程度か、こういったメカニズムで起こるのか、ということ調べてみた。

2. データ

対象とした場所は、北海道のオホーツク海側北部の北見枝幸で、用いたデータは、大気の方は北見枝幸の地上気象日原簿、海水の方は気象庁海水観測資料である。期間は、1986年の2月及び3月で、海水については午前10時の1日1回の観測であるので、気象データの方も比較する場合に日平均値を用いた。

3. 結果

まず、2月3日から19日の期間(図1(a))では12日から13日にかけて、海水量の減少に伴い下層雲量が増加している。同様な傾向が5日にも見られる。反対に、14日以降はほぼ一定して海水が多くなっており、それに対応して下層雲量が少なくなっている。両者の相関係数は-0.64である。全雲量(図2(a))は下層雲量に支配されていて、ほぼ同じ経過をたどる。

3月18日から31日の期間(図1(b))についても同じような傾向が確認できるが、両者の対応に多少のずれがみられる。つまり、海水の谷(山)の位置よりも、下層雲量の山(谷)の位置の方が1日程度遅れている。このことから、海水の方が下層雲量に影響を及ぼしている可能性が示唆される。全雲量の変化(図2(b))は少し異なり、下層雲量が減少傾向に転じるときそれが遅れたり、海水量が多い場合でも必ずしも少なくなっていない。これは、海水の影響が大気下層(およそ2000mまで)までにしか及んでいないことを示している。

これらの期間における、気温の様子を図3(a),(b)に示す。海水が多いときは気温が低く、海水が少ないときは気温が高い、という関係が2月についてはほぼ成り立つ。両者の相関係数は-0.54であり、海水の多いときは大気下層の安定度が増していることが推察される。3月については、同じ様な傾向が若干みられるがあまり明瞭ではない。これは、海水の最盛期に当たる2月の方が退去期に当たる3月よりも、気温の変動に与える寄与が大きいためだと考えられる。

海水が少なく、下層雲量がまさに増加しようとする直前の風向風速をみると、3月に関しては主に北よりの風となっていた(図4)。この時期は北部の方から海明けとなっていることを考えると、この開水面から水蒸気の供給があったとすれば風向とも矛盾しない。

4. まとめ

海水の少ないときは開水面が多いことになり、熱や水蒸気の供給が多くなるので、雲が発生しやすい、あるいは消散せずに雲として維持されやすいと考えられる。反対に、海水の多いときは、海からの熱や水蒸気の供給が少ないので、雲が発生しにくい、あるいは消散しやすいと考えられる。

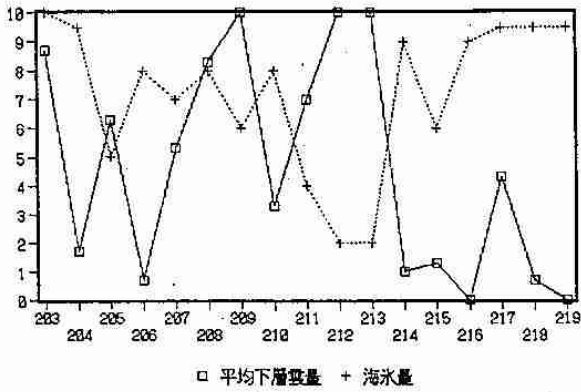


図1 (a) 平均下層雲量と海水量の時系列
(2月3日~19日)。横軸は日付。

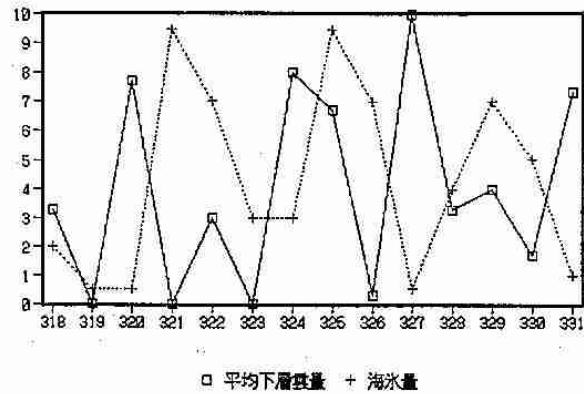


図1 (b) (a)と同じ。但し、3月18日~31日。

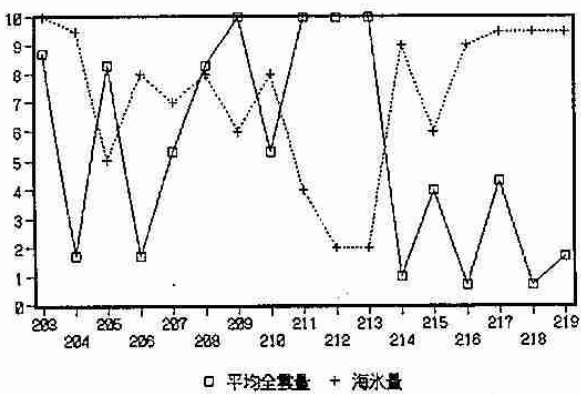


図2 (a) 平均全雲量と海水量の時系列
(2月3日~19日)。横軸は日付。

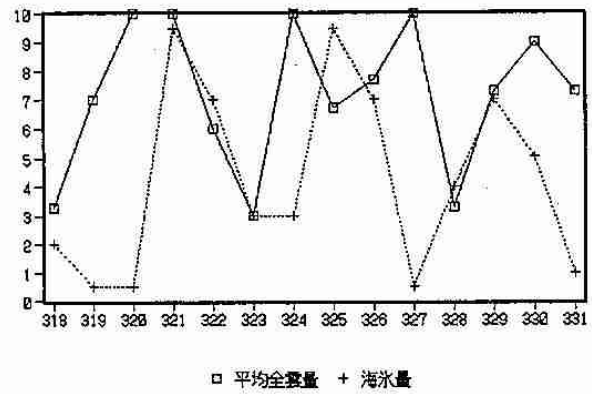


図2 (b) (a)と同じ。但し、3月18日~31日。

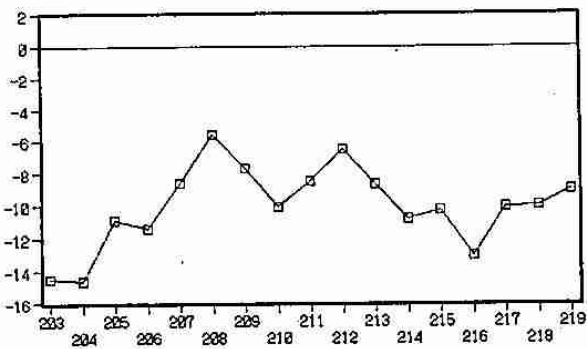


図3 (a) 日平均気温(度)の時系列
(2月3日~19日)。横軸は日付。

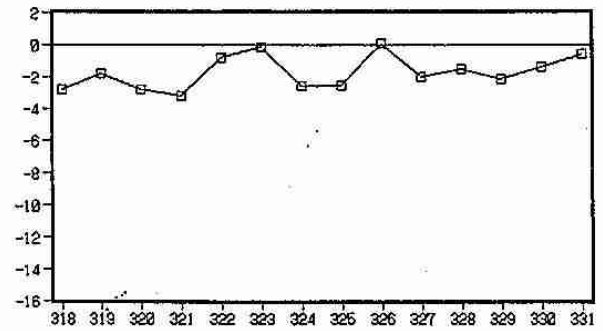


図3 (b) (a)と同じ。但し、3月18日~31日。

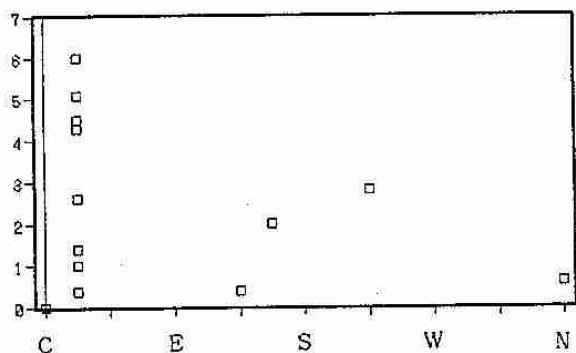


図4 3月23日9時から24日21時までの
3時間おきの風向風速。
横軸が風向で、縦軸が風速(m/s)。

2. 人工知能の手法による長期予報の試み

保谷 信親 (札幌・予報課)

1. はじめに

人工知能の一つであるニューラルネット (生物の神経細胞を模倣しており、ニューロコンピュータとも呼ばれる) の手法を、月平均気温の予想に試してみた。このモデルは階層構造をもった非線形の重回帰式といったようなもので、係数の決定は最小二乗法ではなく「学習」により行われる。結果はまだ実用に供せられるものではないが、興味深い技術として紹介する。

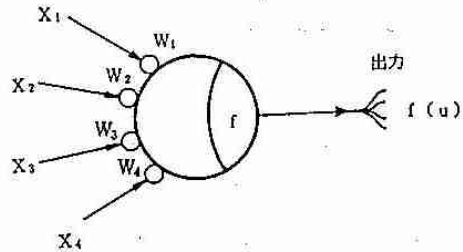


図1 ニューロンの人工的なモデル

2. ニューラルネット

動物の神経細胞には単一で高度な機能を持つものもあるが、ニューラルネットでは図1のような簡略化した多入力1出力のニューロン (神経細胞) を組みあわせて、モデルを作る。

1個のニューロンは次のように数学的に表現される。

$$u = \sum_i W_i X_i$$

$$Y = f(u - h)$$

X_i : 入力信号 Y : 出力信号 W_i : 結合の重み
 h : しきい値 f : 応答関数 (図2)

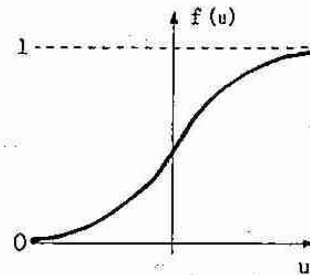


図2 応答関数の例 (シグモイド関数)

ニューラルネットには、ニューロンの組みあわせ方や学習アルゴリズムによりいくつかの種類があるが、今回は図3に示すような『バックプロパゲーションモデル』と呼ばれるものを用いた。このモデルでは入力された信号は、まず入力層の個々のニューロンによって処理され、順次中間層、出力層へと伝えられる。各ニューロンの結合の重み W_i は最初ランダムな状態にあるが、「学習」によって調整されていく。すなわち、出力層の結果を正しく導いたものは強化され、出力層の結果を誤らせたものは矯正される。従って経験を積むに従って正しい答えを出力するようになる (はずである)。

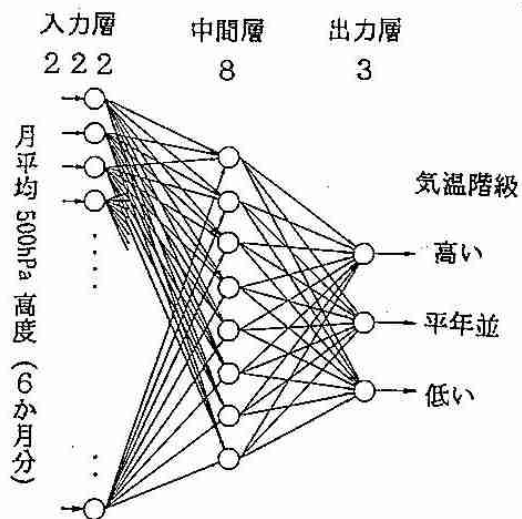


図3 長期予報用試作ニューラルネット
 各○は一つのニューロンを表す
 出力層は月平均気温の階級に対応させる。
 バックプロパゲーションモデルと呼ばれる階層型ネットワーク

3. 長期予報への試み

0~3か月先の月平均気温の階級、すなわち「高い」「平年並」「低い」のどの階級になるかの予想を試みる。出力層の3つのニューロンをそれぞれの階級に対応させる。入力信号 (説明変数) としては、月平均

500hPaの格子点値を37の領域(図4)で平均したものの過去6か月分である。用いた資料は、1946年から1980年までの35年分をモデルを学習させるために使用し、検証用には1981年から1990年までの10年分を使った。計算は各月毎に行った。

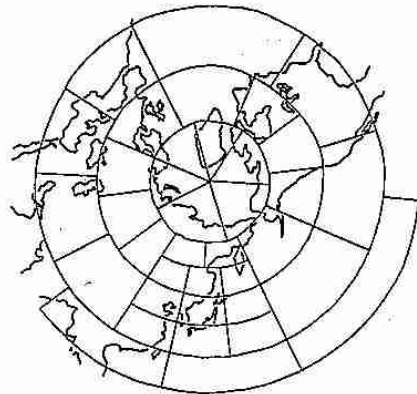


図4 北半球を37の領域に分割
入力層には、北半球500hPa格子点値を各領域で平均し正規化したものを与える

4. 結果

検証はスキルスコア(を100倍したもの)を用いる。スキルスコアでは完全な予測では100、気候値予報やランダム予報では0になる。図5は、ある月を含む過去6か月のデータを用いてその月の気温を推定させたものである。(つまり0か月予想)。学習用に用意した35年分の学習で1回としている。

期待されたとおり、学習が進むにつれて従属資料(学習させるために用いたもの)についてはどんどん成績が良くなっている。しかし検証資料については、始めは学習の効果が現れるもののすぐに横ばいになってしまっている。

図6は1~3か月先を予想させたものである。実際の長期予報ではスコアが20くらいあれば、資料として利用できるが、5程度では「全くのたまため」ではないといったところである。これでは参考にはならない。

5. まとめ

コンピュータに学習させるという手法は、人間は苦勞しなくてよいのではないかという期待を抱かせるが、やはりそれほど簡単ではなかった。特定の問題だけをくり返し学習させると、その問題の答えは覚えてしまうが、他の応用問題についての成績は逆に悪くなる

という、「人間的」な振る舞いを示した。他の分野の応用例をみると大量の学習用データを用意して強引に処理させているものが多いようだが、長期予報ではせいぜい50年程度の資料しかなく、同じデータをくり返し学習させるしかない。結局、重回帰式と同様に説明変数となる資料を別の方法で絞りこむ必要がようだ。またネットワークの形や、データにノイズを加えることによって故意に混乱させるなどの方法を現在検討している。

参考文献 中野 馨,1989:入門と実習ニューロコンピュータ,技術評論社

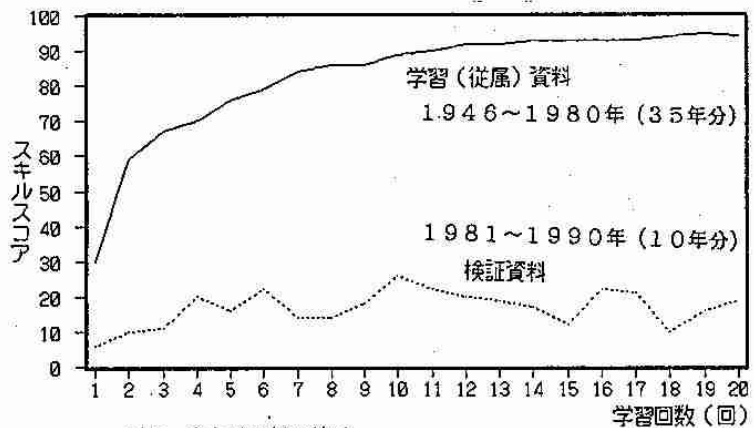


図5 0か月予想の結果
学習資料と検証資料によるもの

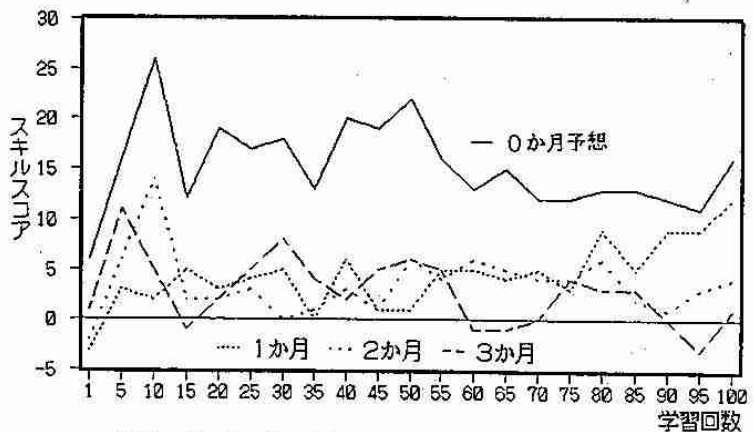


図6 0・1・2・3か月予想のスキルスコア
いずれも検証資料によるもの

3. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測 —その1：観測の概要—

菊地 勝弘 (北大・理)

都市の豪雪災害に関する研究グループ

1. はじめに

冬期の日本海沿岸において、筋雲、収束帯状雲及び小低気圧等によってもたらされる降雪現象に関する研究はこれまで多くなされているが、最近では、ドップラーレーダー網等による集中観測によって、降雪機構を解明することが期待されるようになった。そこで、文部省科学研究費重点領域研究「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」の第2年度の本観測として、石狩湾周辺で、気象庁及び地元関係機関の協力を得て、降雪雲の発生・発達過程に関する集中観測を行なったので、その観測概要について報告する。

2. 観測方法

石狩湾周辺に図1のような観測網を敷き、ドップラーレーダーを中心とし、ビデオゾンデ、飛行機観測も適宜加え、ドップラーソーダー、レーウィンゾンデ及び地上気象要素等の観測を行なった。1991年度の集中観測期間は、1992年1月17日～2月8日までで、この期間内の一週間は気象庁の啓風丸、高風丸による日本海北部定点周辺での観測もなされた。北大理学部の偏波ドップラーレーダーは1991年12月14日から観測体制をとった。これらのレーダー網の観測範囲は図2に示されている。

3. 観測結果の概要

観測期間中の北大理学部のレーダー観測点における気象概況を図3に示した。観測期間中は平年より降雪量は少なかったが、1月22～24日には降雪が持続し、23日09時には札幌市で日降雪深約10cm、24日09時には小樽と岩見沢で日降雪深約20cmを記録した。集中観測期間を通して石狩湾周辺における収束帯状雲、筋雲及び小低気圧にともなう雪雲の発生・発達過程及び札幌市周辺での消滅過程の詳細なデータを取得することができた。個々のケースの詳細については、以下の発表で述べる。

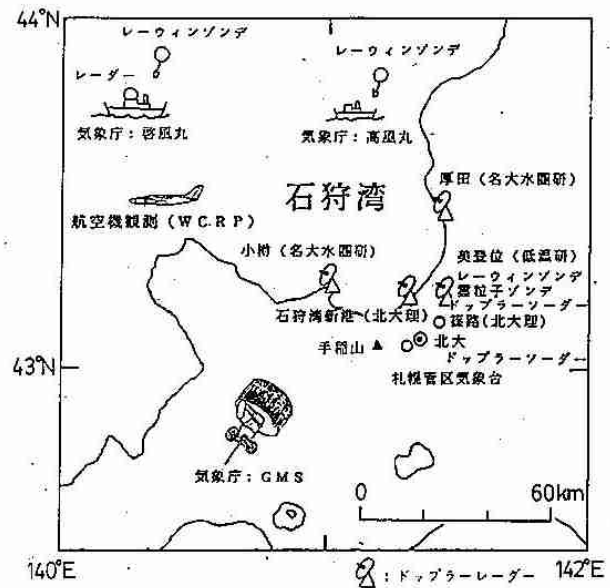


図1. 石狩湾周辺のレーダー等の観測網。

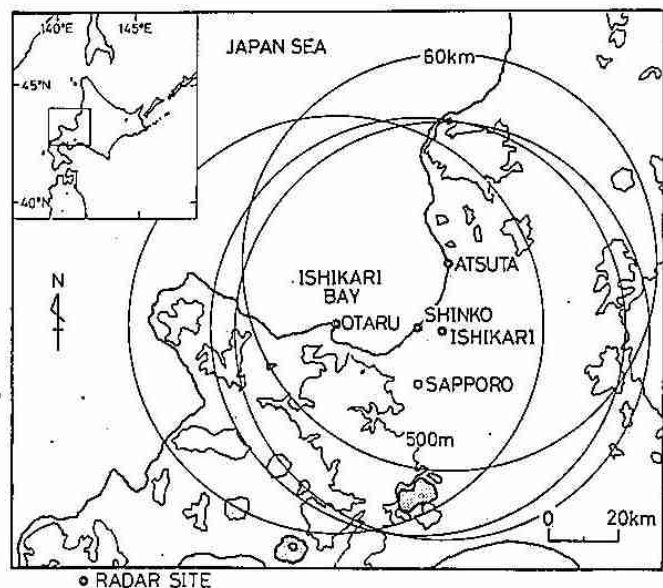


図2. 4台のドップラーレーダーの観測範囲図。

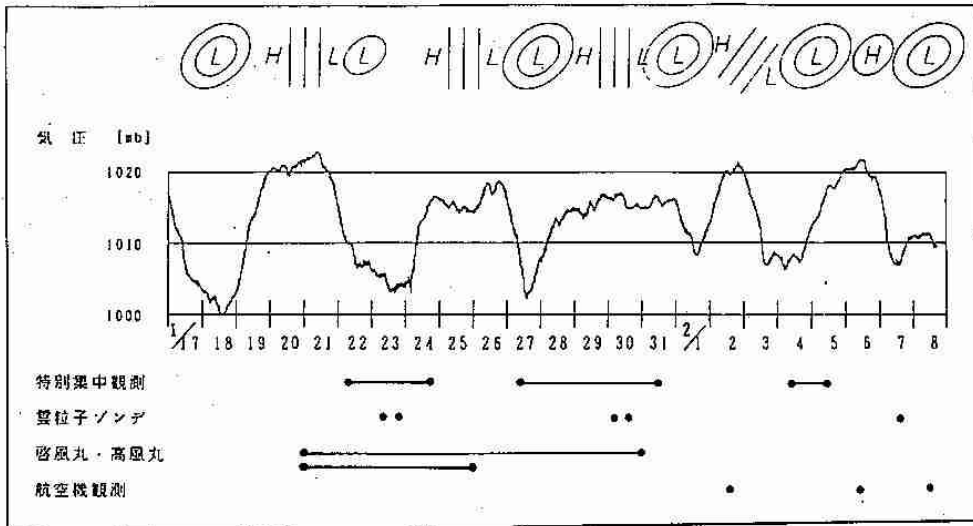


図3. 1992年1月17日から2月8日の、気圧パターン、石狩湾新港での気圧変化及び観測概要。

4. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測 -その2: 1992年1月23日の降雪雲の構造の時間変化-

上野 圭介・上田 博
遊馬 芳雄・菊地 勝弘 (北大・理)
降雪雲レーダー観測グループ

1. はじめに 冬期の石狩湾周辺には帯状雲及び小低気圧等によって多くの降雪がもたらされる。このような降雪雲は、これまでも気象衛星やレーダー等で観測されているが、それらの微細構造や、その時間変化などについては必ずしもよく分かっていない。そこで1992年1月17日～2月7日に石狩湾周辺で行われた集中観測期間のうち、1月23～24日に観測された帯状雲の微細構造について詳しく解析したので報告する。

2. 観測・解析方法 新港レーダーサイトでの、偏波ドップラーレーダーによる観測は、10分を1シリーズとしてドップラーモードで仰角2°のPPI及び2～3方向のRHIのデータを収録し、適宜直交2偏波モードでのRHI観測を行なった。また観測点において1分おきの気温、微気圧の測定を行った。

3. 結果 図1に1月23日21時の地上、700hPaの天気図を示す。地上では、低気圧が千島沖に去ったあと、北海道付近の等圧線の間隔はゆるみ、ふくらんでいる。また700hPa(高度約3000m)では-30°Cのかなり強い寒気は入りだして、非常に石狩湾小低気圧の発生しやすい状況であった。1月23日00時から24日12時の間、レーダー観測範囲内に帯状雲に対応するエコーが見られ、レーダーサイトでは、23日18時頃と24日04時頃の2度強い降雪が観測された。

図2にレーダーサイトでの23日00時から24日12時の気温、気圧の時間変化を示す。気温は23日12時頃から日変化を伴わず徐々に降下し、急激な変化も何度か見られた。気圧は23日10時から24日05時にかけて、天気図での等圧線のふくらみにあたる約3hPaの低圧部が見られ、急激な変化は23日18時頃と24日04時頃の2度の降雪イベントに対応している、特に後者で顕著であった。またこの後者の時間の前後約2時間の2hPa程の低圧部は、図3に示したPPI画像に見られる、新港サイトの北約10kmに中心を持つ渦状のエコーに対応すると考えられる。この渦状のエコーは東南東に約12m/sで移動し、その速度は観測領域の平均風とほぼ一致していた。またこのエコーは、レンジ内に入った

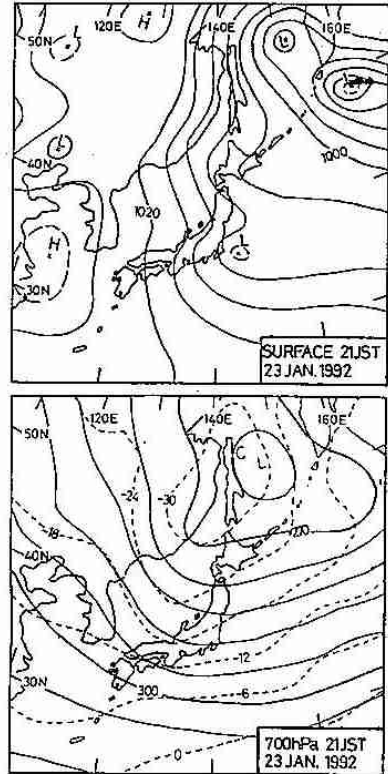


図1. 1月24日21時の天気図
上 地上天気図
下 700hPa高層天気図

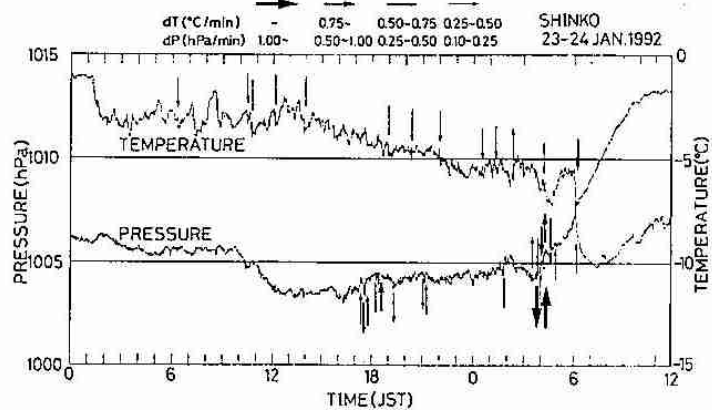


図2. 新港レーダーサイトでの気温・微気圧の変化

* 高橋 暢宏・清水 収司・竹本 明生・山本 浩也・加藤 禎博・アフト'レイ=A' ロワ'ルコフスキー (北大・理)
大倉 誠司・尾崎 尚則・菅野 正人・吉沢 深雪・泉 裕明・于 連生 (北大・環境)

02時30分頃には形状はあまりはっきりしないながらも既に存在し、04時40分頃までの少なくとも2時間以上の継続時間をもっていた。速度パターンでは帯状雲の南側で西風、北側で北風が吹いており、風の収束域にエコーが発達していた。さらに渦状のエコーに巻き込まれる形で、帯状雲の南はじが特に発達していた。図4は図3中のAの方向のRHIの反射強度の図である。石狩湾での一般的なエコー頂である2~3kmをゆうに越えるエコー頂4.5km程のかなり発達したエコーであった。このようにエコーを非常に発達させる風の場をより分かりやすく表現するため、北大低温研と名大水圏研のレーダーでのDualの解析を行った。

図5(a)を見ると2本のバンド状のエコーと、そのエコーに吹き込む風の様子が見える。さらにエコーは図5(b)の収束が大きい領域(1.5×10^{-3} 以上)とほぼ対応していた。その収束量は、より発達した南側のバンドの方が大きい値を持っていて、収束がほぼ解消する高度約2000mでの上昇流は最大で5m/sであった。図5(c)には、図3で見た渦状エコーに対応する位置に大きな渦度(6.5×10^{-3} 程度)も見られ、渦度は他にバンド状のエコーの合流点付近にも見られた。

4. まとめ 1992年1月23日から24日にかけて、帯状雲の観測を行った。レーダーによる細かい観測を行うことにより、多量の降雪をもたらす雲の、複雑な構造を見ることができた。今後さらにDual等による他の事例と合わせた解析を進めてゆくことによって、降雪雲の微細構造を解明し、降雪のメカニズムをとらえることができると期待される。

謝辞 レーダーデータを提供いただいた、北大低温研、名大水圏研の方に、またDual解析ルーチンを提供いただいた、北大低温研の佐藤晋介さんに感謝致します。

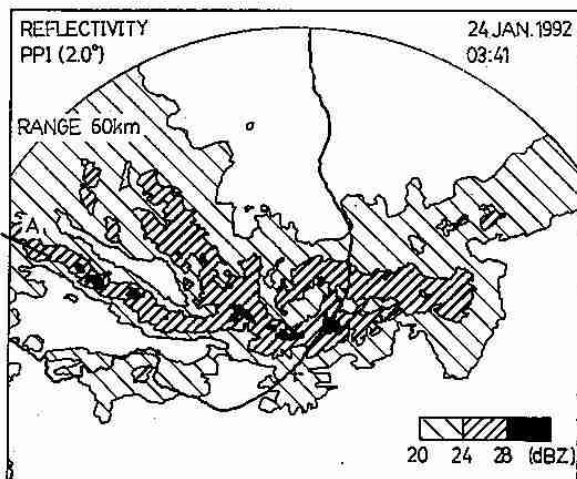


図3. 3時41分の仰角2.0°のPPI反射強度

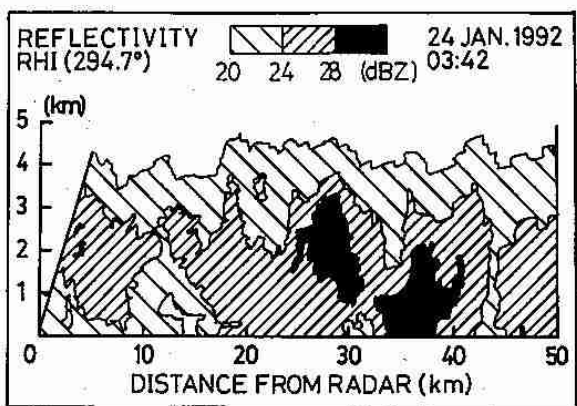


図4. 図3中のA方向のRHI反射強度

今後さらにDual等による他の事例と合わせた解析を進めてゆくことによって、降雪雲の微細構造を解明し、降雪のメカニズムをとらえることができると期待される。

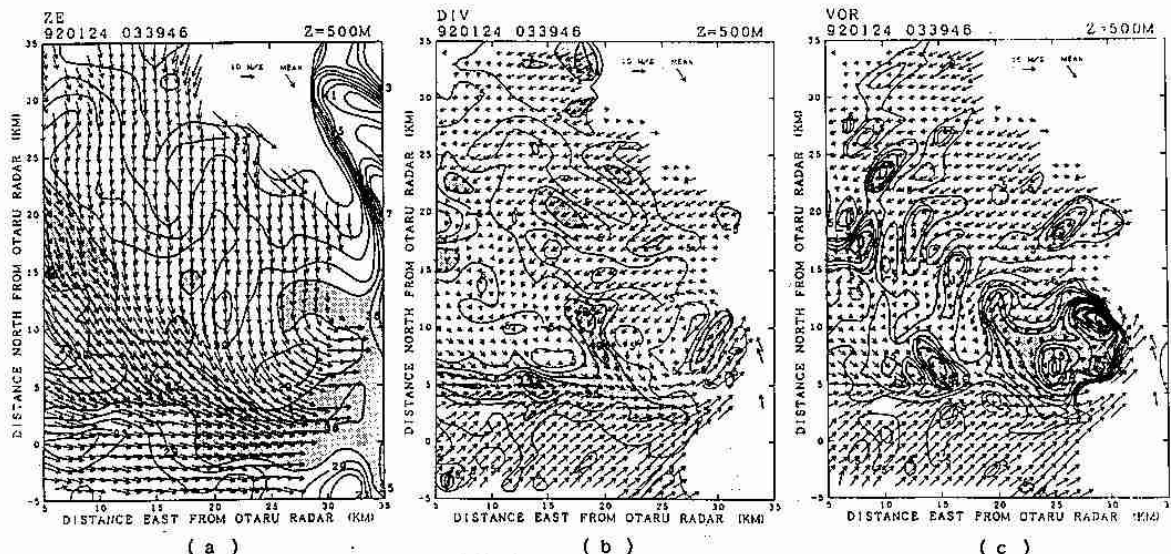


図5. 高度500mにおける (a)反射強度 (■ > 32 dBZ) と一般風, (b)水平発散 (■ > $15 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) と相対風, (c)渦度 (■ > $20 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) と相対風

5. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測 - その3 : 小規模渦状擾乱 -

高橋 暢宏・上田 博
遊馬 芳雄・上野 圭介
菊地 勝弘 (北大・理)

<はじめに> 冬期、日本海上で発生する渦状擾乱は直径数kmから数百kmのスケールをもち、これまでも数多くの研究がなされてきた。しかしこのような渦状擾乱のドップラーレーダーを用いた気流解析は少なく(例えば、城岡と上田, 1990年気象学会春季大会予稿集)、今後事例解析を増やす必要がある。ここでは、1991年12月石狩湾で発生したいくつかの渦をもつ擾乱についての解析を示す。

<観測・解析方法> 観測データは1991年12月26日から27日にかけて石狩湾新港に設置した北大理学部偏波ドップラーレーダーによって得られた(図1)。この期間中、渦状擾乱は明確に複数観測され、そのうち1つは、レーダーサイト上空を通過し、もう一方は小樽付近を通過した。その時の地上気象要素は、レーダーサイトで得られた気温、微気圧データ、および小樽測候所の自記記録から得られた。今回の解析は後者の小樽付近を通過した渦状擾乱について行った。

これらの渦は、レーダーエコーの反射強度からは直径約数十km程度のものであった。ドップラーレーダーによる渦の判断は、(1)セクターVAD法などにより計算された風場の場が[(渦)+(一般風)]の形として表わさ

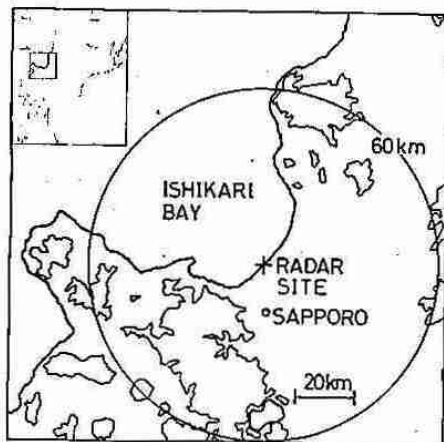


図1. 観測域の地図。地形を500mの等高線、北大理学部レーダーの観測範囲を円で示す。

れる(2)スパイラル状のエコーであり、かつ渦に相当するドップラー速度のアノマリーが見られること、のどちらかを満たす事を条件として行った。特に(2)に関してはランキン渦を仮定した場合の渦をドップラーレーダーで観測したときに得られるドップラー速度パターンとの類似性に着目して渦を同定した。

<結果> まず総観場として、図2に12月26日21時の地上と、700mb面の天気図を示す。地上天気図から北海道付近は冬型の気圧配置が緩み北海道西岸では等圧線がふくらんでおり渦の発生しやすい状況であった。また、700mb面では北海道付近に-24℃の寒気渦が見られた。このような状況で北海道西岸には弱い収束帯状雲が形成されていたことがGMS画像から確認された。実際に偏波ドップラーレーダーで観測したエコーの時間変化を図3に示す。図3では50~60kmのスケールを持つスパイラル状のエコーが23時54分にかけて形成されてゆくの

が分かる。ドップラー速度場からは、解析方法の(2)により渦を判断すると、10km~20kmのスケールを持つ渦が数個存在してスパイラル状のエコーを形成していた。その中でも顕著な渦をエコーを重ねて図3に示した。渦は、23時07分の時点ではエコーの西端に位置していたが時間の経過とともに渦の西側に新

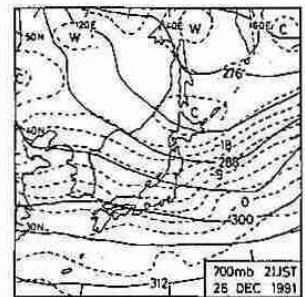
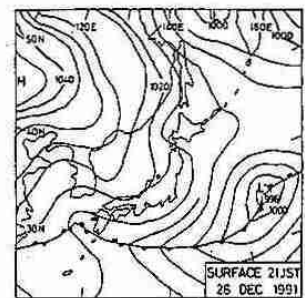


図2. 11月26日21時の地上と700mbの天気図。

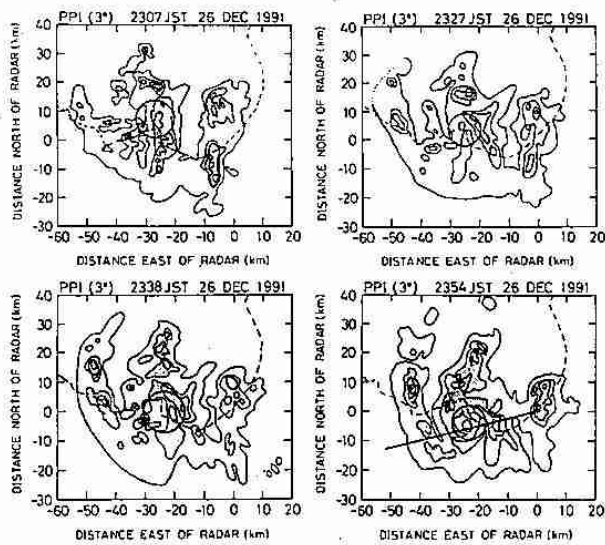


図 3. 23時07分から23時54分のPPI3'の反射強度。コンターは1.9dBZから3dBZ毎。点描部は22dBZ以上の領域を示す。渦を円で示す。

なエコーが形成されて23時54分のエコーにみられるような渦状のエコーが形成されていた。このようなエコーの形成を調べるために図3中の23時54分のエコー中に直線を示した測線上の鉛直断面のドップラー速度からこの面内での2次元性を仮定してこの面内の気流を計算すると(図には示さない)渦の東側のエコーには強い上昇流は存在せずエコー頂も低かったが(約2.5km)、渦の西側のエコーは強い上昇流によって支えられておりエコー頂も4kmに達していた。この強い上昇流は渦の西側から流入する気流と渦との間に収束が起こっていたと考えられる。この渦の移動は、渦が観測レンジ内に入ってきた22時35分頃から連続的にとらえられ

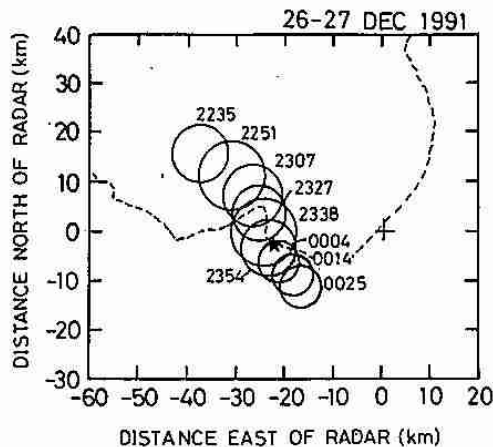


図 4. 渦の時間的推移。

た。図4にその渦の移動を示した。渦は、石狩湾から南東進して小樽付近に上陸した。図中、星印で示した地点は小樽測候所を示しており、渦の中心付近がそこを通過していることが分かる。小樽測候所の自記記録(図5)からは、図中の矢印で示した渦の通過時刻付近では明確な風向風速の変化が見られ、それは小樽測候所の位置が相対的に渦の中心に対してやや南西を通過したことを示唆する。また、渦の通過に伴って気圧が約1mb降下した。これは、渦の力学的性質を表わしていると考えられる。

この渦の、渦度はランキン渦を仮定すると $10^{-3} s^{-1}$ 程度であった。

<まとめ> 1991年12月26日～27日にかけて発生した渦状擾乱は、エコパターンからは60km程度のスケールの渦の形成過程が見られたが、ドップラー速度から得られた気流系からは直径十数km程度のいくつかの渦からなっていた。渦度の大きさは大きくても $10^{-3} s^{-1}$ のオーダーであった。また、エコの発達には渦と周りの環境との相互作用が重要であることが示唆される。

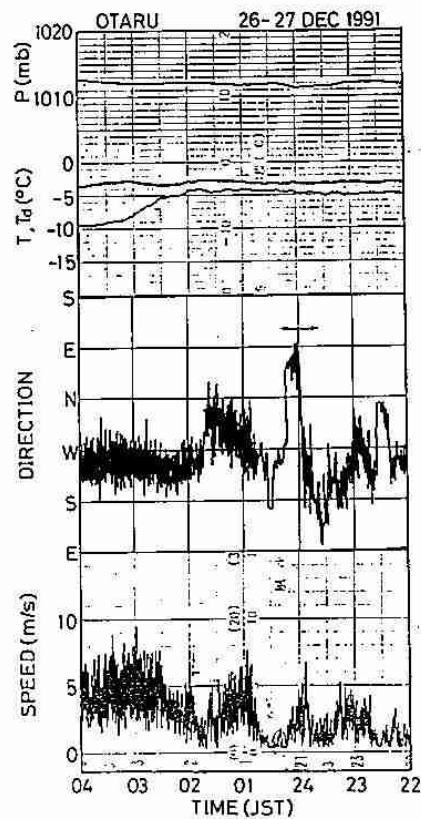


図 5. 小樽測候所の自記記録。

6. 近年における大気オゾン量変動の季節による違いについて

居島 修 (札幌・予報課)

1. はじめに

昨年の調査研究から札幌のオゾン鉛直分布の経年変化は、1982年以降において下部成層圏(3~5層)では減少、上部対流圏(1,2層)では増加していることが確認された(第1図)。当研究ではこれらの減少及び増加が、どの季節で大きいかを反転観測データを用いて考察を試みた。

2. 調査期間及び資料

地 点: 札幌

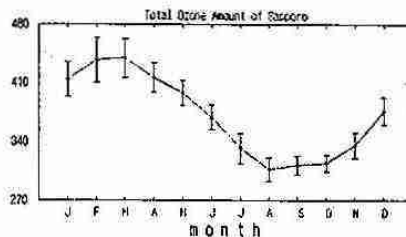
調査期間: 1960~90年

資 料: AEROLOGICAL DATA OF JAPAN SPECIAL VOLUME (OZONE)

3. 考察

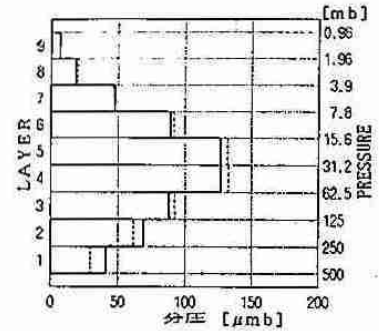
1) オゾン全量とオゾン鉛直分布の季節変化

大気を0℃・1気圧の標準状態にしたとき、その大気(厚さ約8km)の中に占めるオゾンの総量をオゾン全量といい、単位は [n atm-cm] (ミリアトモセンチメートル)である。第2図は全量の季節変化を示した図で、2~3月に最大、8~9月に最小となる。



第2図 全量における1960~90年の平均値 (単位:n atm-cm)

反転観測によって得られたオゾン鉛直分布は、約5キロ毎に9層に分けて分圧で表されており、単位は [μmb] である。鉛直分布の最大は4層で、約25kmの高さにある。第3図は鉛直分布の季節変化を示したもので、5層より下層においては全量と同じく、2~3月に最大、8~9月に最小となる。



第1図 鉛直分布における1960~80年の平均値(破線)と1982~90年の平均値(実線)との比較(単位: μmb)

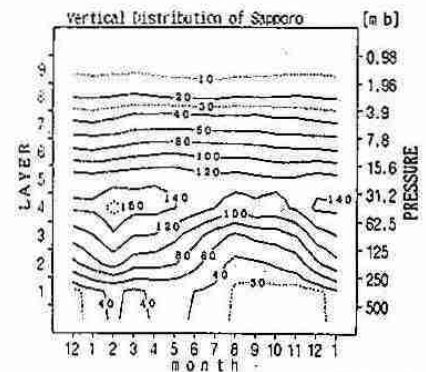
2) 全量と鉛直分布の偏差率

当研究では偏差率を、

$$\text{偏差率} = \frac{(1982\sim 90\text{年の平均値}) - (1960\sim 90\text{年の平均値})}{1960\sim 90\text{年の平均値}} \times 100$$

とした。

第4図は全量の月別偏差率である(単位: [%])。8月と12~4月に大きなマイナスの偏差率となっている。



第3図 鉛直分布における1960~90年の平均値(単位: μmb)

鉛直分布における月別偏差率を第5図に示す。8層より上層の4~6月を除いた月と、3~4層の2, 4, 8, 9, 12月でマイナス5%以下の偏差率となっている。特に8月の3層ではマイナス15%以下と、顕著なマイナス偏差率となっている。また1~2層の9~11月ではプラス20%以上の偏差率であった。

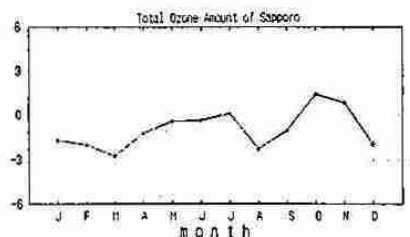
3) 全量と鉛直分布の絶対偏差の比較

2) の偏差率では増減の絶対量が分からないため、絶対偏差を求め全量と鉛直分布を比較した。

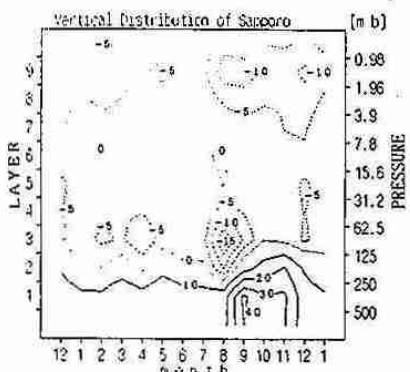
当研究では絶対偏差を、

$$\text{絶対偏差} = (1982\sim 90\text{年の平均値}) - (1960\sim 90\text{年の平均値})$$

とした。



第4図 全量における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との偏差率(単位: %)



第5図 鉛直分布における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との偏差率(単位: %)

鉛直分布を得るための反転観測は晴天でなければ観測できない。全量と鉛直分布を比較するために、全量の平均値を直射光・晴天天頂光観測だけで求めた。

(曇天天頂光観測は全量値が見かけ上増加するとの知見もある。)

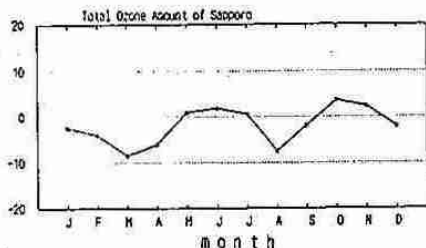
第6図は全量の絶対偏差を示したものである。

第7図は鉛直分布の各層の分圧を、全量と同じ単位に変換して各層毎に絶対偏差を示した。全量と鉛直分布を比較すると、各月とも対応が良いが3月については対応が悪いように見える。

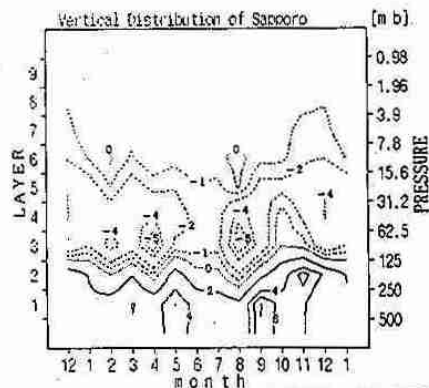
もっと詳しく対応をみるために、鉛直分布の値を全量に算出し、絶対偏差を示したものが第8図である。第6図と比較すると3月と12月の値が大きく違っている。12月については観測回数が少ないためと思われ、3月は全量のピークから減少していく変動の大きな月であり、数回の観測から算出した全量値と全量が一致するのは難しいと考える。

4) 2・4・8月のマイナス偏差と圏界面の関係について

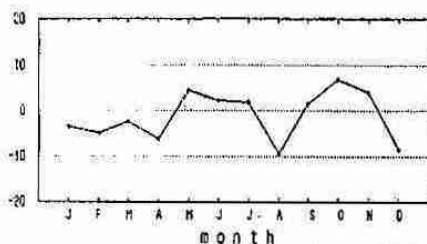
第9図にオゾンゾンデで観測した鉛直分布のグラフを示す。この図から圏界面を越えてからオゾン分圧が増していることが分かる。また一般に圏界面が高くなると全量は減少する。第7図の3層において、2・4・8月の



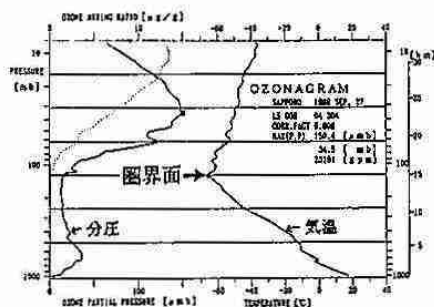
第6図 全量(直射光・晴天天頂光観測のみ)における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との絶対偏差(単位:m atm-cm)



第7図 全量と同じ単位で表した鉛直分布における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との絶対偏差(単位:m atm-cm)



第8図 鉛直分布から算出した全量値における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との絶対偏差(単位:m atm-cm)

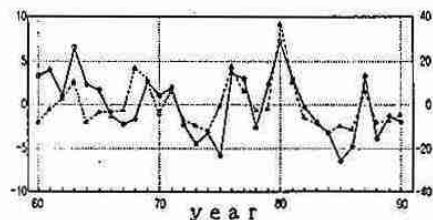


第9図 オゾンゾンデで観測した鉛直分布図

マイナス4 (m atm-cm)以下の偏差に注目し、圏界面との関係を調べてみた。第1表に各月の全量と圏界面気圧との相関係数及び平均圏界面気圧を示した。2・3月の平均圏界面気圧から鉛直分布の増減に影響があるのは2層までと考えられ、全量ではマイナス偏差だが、鉛直分布の2層にはプラスの偏差があり、3層のマイナス偏差は圏界面の影響とは考えにくい。しかし8月の平均圏界面気圧から、圏界面の変動に伴う鉛直分布の3層への影響は大きく、全量及び鉛直分布の3層のマイナス偏差は、圏界面が高くなったからと考えられる。第10図に8月の全量と圏界面気圧の、1960~90年の平均値と各年毎との偏差率を示した。

月	相関係数	平均圏界面気圧
2	0.51	312 mb
4	0.59	252 mb
8	0.67	146 mb

第1表 全量と圏界面気圧(21時)との相関係数及び平均圏界面気圧



第10図 全量(実線)と圏界面気圧(破線)の1960~80年の平均値と各年毎との偏差率(単位:% 左縦軸:全量 右縦軸:圏界面気圧)

4. まとめ

1960~90年の平均値と1982~90年の平均値との比較で、オゾン全量では8月と12~4月で顕著なマイナス偏差があり、鉛直分布でみると3層においても全量と同じような月で顕著なマイナス偏差があることが分かった。マイナス偏差となった原因を考察すると、8月については温暖化等の気候変動の影響等で熱帯の気団が北上し、圏界面が高くなったためオゾン全量及び鉛直分布の3層が減少したと考えられ、冬期間については鉛直分布からみると、圏界面の影響がない3層にマイナス偏差があることから力学的作用によるものではなく、フロンによるオゾン層破壊等の化学的作用によるものと考えられる。今後は9~11月における鉛直分布の1~2層のプラス偏差について調査する予定である。

7. 気象衛星画像等で観測された火山爆発

澤田 可洋 (札幌・技術部)

1 目 的

爆発的な火山噴火（以下爆発と略す）で発生する現象が衛星画像、レーダー、微気圧計などによって観測される。すなわち、噴煙は気象衛星の可視、赤外面像で、オゾン測定用衛星では亜硫酸ガス塊として、濃い噴煙はレーダーによって検出され、爆発で生じた気圧波が微気圧計で記録される。また、成層圏へ上昇した噴煙は火山性エアロゾル層としてライダーで観測される。これらの観測結果は、爆発の検出、爆発規模の評価などに応用でき、爆発機構や噴煙のダイナミクスの解析にも活用できるものである。

ここでは、爆発の規模の評価にとって静止気象衛星の噴煙の画像データが有効であることを検討する。また、噴煙の識別と挙動、レーダーによる噴煙のエコー、微気圧計による気圧波の記録について若干の考察を行う。

2 方 法

広域に広がった噴煙の全貌を把握し、特に、噴煙を短い時間間隔で追跡するには静止気象衛星が有効である。静止気象衛星「ひまわり」（以下GMSと記す）の視野内で発生した爆発の噴煙の有無について、GMSが1977年に打ち上げられて以来の画像を詳細に調査した。爆発の資料はスミソニアン協会のSEAN（現在はGVNに改組）月報、IAVCEIの世界噴火年報(BVE)によった。

噴煙の到達高度は、噴煙の表面温度は上昇した高度の気温にほぼ等しいと仮定し、周辺の高層観測点の気温プロファイルと赤外面像データによる噴煙の表面温度とを対比させて推測した。爆発規模の評価としては、噴煙の最高到達高度、その高度での風速、噴煙の広がり求め、Briggs(1969)の plume rise の式を用いて熱放出率を計算し、観測報告にもとづくおおよその噴火継続時間から放出熱量を算出した。比較のために、報告された総噴出物量から Yokoyama(1957)、および中村(1965)の方法により噴出物による放出熱量を計算した。

3 結果 および 考察

(1) GMS の 噴 煙 の 検 出 率

GMSの打ち上げ以降、1977年12月～1991年6月までの13年6カ月の期間に、GMSの視野内で生じた爆発の年別回数合計は332であり、噴煙の年別の検出件数合計は30火山の爆発による44噴煙であった。これによれば、GMS画像による噴煙の検出率は約13.3%となった。検出できた噴煙の下限は、雲が少ない状態の可視画像で、広がり20～30km、高度は4～5kmであった。噴煙を検出できた火山の分布を図-1に示した。これらの検出率、噴煙の検出の下限は現在のGMSの検出器の特性上ほぼ限界であろう。しかし、大きな爆発による高度10km以上へ上昇した噴煙(10事例)については、周辺に雲がある場合でもほぼ良好に噴煙を

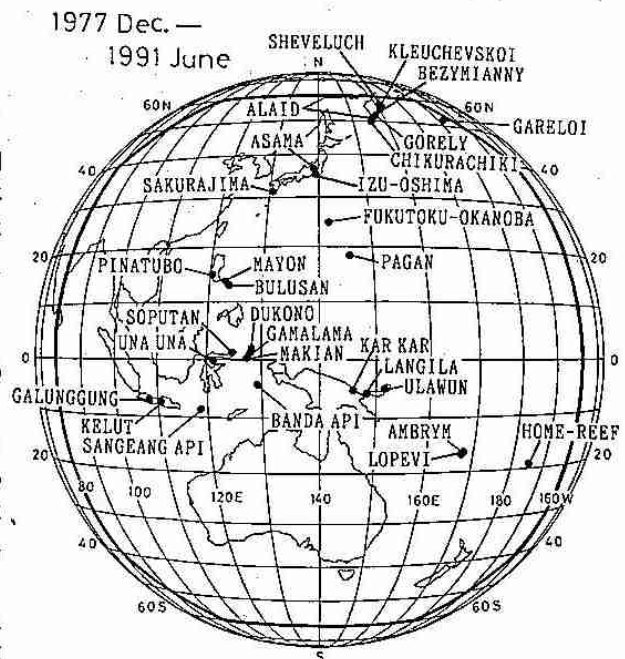


図-1 噴煙を検出した火山の分布

検出、追跡することができた。噴煙を検出した爆発は赤道付近に多い傾向があるが、この地域で大きな噴煙を上昇させる爆発の頻度が高かったことによるものである。

(2) 爆発の規模の評価

噴煙のデータ、および総噴出物量から推測した放出熱量との間には、両対数グラフ上でおおよその比例関係が得られた(図-2)。一般に、規模の大きな爆発では噴出物量が多いことからこの結果は衛星画像の噴煙データの解析によって爆発の規模を即時的に判断することが可能であることを示している。

(3) 噴煙と雲の識別

噴煙が可視画像では周辺の雲より暗いトーンを呈する事例がある。同じ高度(同じ表面温度)を示す噴煙と雲について、albedoを比較すると、1981年Alaidの噴煙は雲と明瞭に分離できたが、1981年Paganの噴煙は全く区別がつかない。1982年Soputanや1983年Una Unaの噴煙は高度が高いほど噴煙のalbedoが雲のそれよりも小さかったが、通常は、1982年Galunggungの噴煙のように殆ど雲と分離ができない。

(4) 噴煙の挙動

- a. 画像の時間間隔から求めた噴煙の縁の移動速度が、同一高度の風速より若干速い事例がみられた。このことは、誤差を十分検討する必要があるが、噴煙上部は上昇停止後にも水平方向への運動量を保有している場合があることを示唆している。
- b. 1986年伊豆大島の噴煙では、表面温度から推測した最高到達高度が地上での写真などから求めた値より5~7 kmも低い値であった。この差については、噴煙の位置とGMSの視差の関係とから補正することができた。しかし、噴煙の表面温度が実際の高度の気温よりも高温であった(低い高度に推測させた)ことは、上昇した噴煙の表面で活発な熱の放出があったことを反映するものであろう。

(5) 気象レーダーによる噴煙の解析

これまでに日本では1977年有珠山、1986年伊豆大島、1991年雲仙岳などの噴煙がレーダーで検出されている。レーダーでは噴煙が見かけ上降水領域として観測されるが、その領域は実際の噴煙塊の広がりほんの一部であり、水蒸気や噴出物の分布密度が特に高い部分が検出されていると考えられる。

(6) 微気圧計による気圧波の解析

気象庁が展開している微気圧計によって1980年のセントヘレンズと1991年のピナトゥポの爆発で生じた気圧波が記録された。気圧波は爆発の際の大気の急激な熱膨張によって生じると考えることができ、その解析は大きな爆発の規模の評価に有効なものである。なお、両者の波形は著しく異なっており、前者が単発の爆発タイプであるのに対し、後者はいくつかの爆発が続いたことを反映している。

4 今後の課題

衛星画像やレーダーで噴煙を観測して、爆発の発見、高度の観測、噴煙の追跡に活用するためには、噴煙の識別能力と検出率の向上、薄い噴煙の広がりの検出が不可欠である。このためには、画像処理手法、検出器の機能向上、開発とともに噴煙の物理的、光学的特性についての資料の蓄積が必要である。噴煙のダイナミクスの解析、爆発機構の研究にも応用可能であるが、まだ詳細な資料は少ない。なお、噴煙による災害防止という観点では、火山活動の国際的な即時連絡体制の確立が強く望まれる。

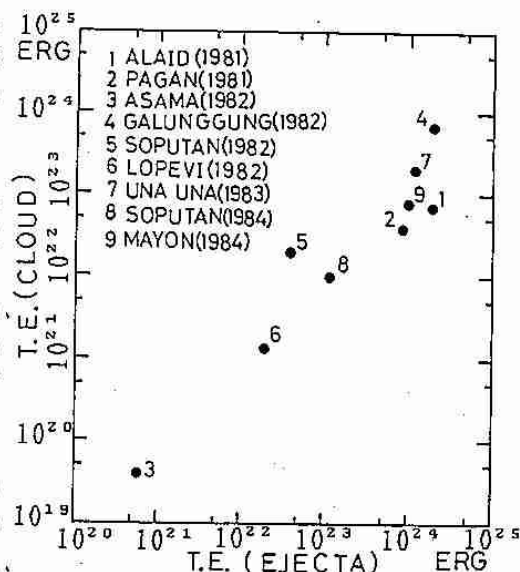


図-2 噴煙(縦軸)と噴出物(横軸)の放出熱量の比較

8. ドップラーレーダーで観測された津軽地方の Lモード降雪雲の解析 - 1990年1月25日の事例 -

大槻 政哉 (気象協会) ・ 児玉 安正 (弘前大・理)
真木 雅之 ・ 中井 専人 ・ 八木 鶴平 (防災科研)

1. はじめに

青森県津軽地方は、冬型の気圧配置時には激しい降雪に見舞われる豪雪地帯であるが、北海道・北陸地方に比べリモートセンシングによる観測や研究が立ち後れていた。今回は防災科学技術研究所が地吹雪等の研究のため観測したドップラーレーダーのデータをもとに、1990年1月25日津軽地方に見られたLモード降雪雲を解析した。この降雪雲の振る舞いには地形の効果が大いと考えられたので、今回その事を中心に報告する。また今回の解析は1990年1月25日19時59分から20時55分までのデータを用いて行った。

2. 地形特性と気象状況

図1に津軽地方の地形図を示す。北部津軽半島は三方を海に囲まれまた津軽山地があり、南部では岩木山や八甲田山という標高1000m以上の山々が連なっている。

1990年1月下旬は西高東低の気圧配置が続き、1月25日も季節風に伴う筋状の雲が日本海上に見られた(図2)。解析の対象である25日21時は北日本の気圧傾度は非常に大きく、レーダーサイト付近では鉛直シアのほとんどない強い西風が卓越していた(図3)。同時刻は寒気の流入がピークで500mb面は -39° となっていた。

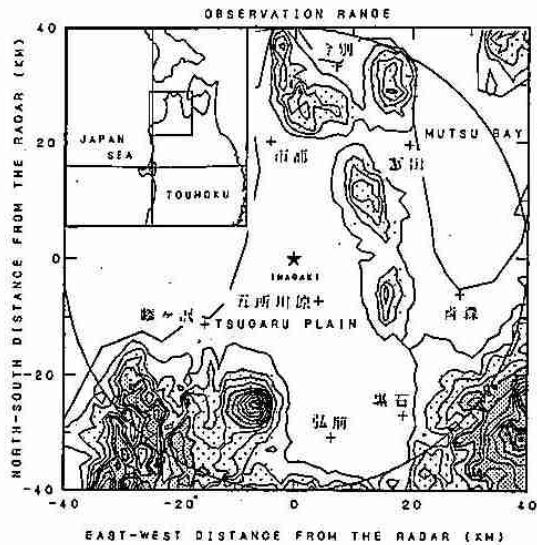


図1. 津軽地方の地形とレーダーサイト(★)

3. 解析結果

図4に20時55分のレーダーエコー(a)とドップラー速度(b)を示す。この時刻津軽地方中部に幅10km以下に配列した帯状のエコーが見られる。図解析図から活発な筋状雲の先端である事がわかる。またドップラー速度の零線から津軽地方南部で一般風である西風が変化しているのがわかり、約1500m以下の層では岩木山や八甲田山系の地形の影響により西風が南下の成分をもったと考えられた。この降雪雲は季節風による筋状のLモード降雪雲であり、ローレル状はそれ以外の南部の西南西風と北部の西風との収束・上昇により、バンドに形成されているのだろうと考えられた。

図5に降雪セルの進行方向にほぼ平行な $AZ=261^{\circ}$ での、エコーの鉛直断面図の時系列を示す。これはRHI走査のものではなく、CAPPIのデータを鉛直方向に重ねたもので最大仰角 21.6° より内側はデータがない。この図からLモードの降雪雲はいくつかの降雪セルから構成されているのがわかる。日本海上から季節風によって運ばれてきたセル(スケール約10km以内)が津軽地方に上陸しレーダーサイトを通過したと考えられる。そして津軽山地上で25dBZ以上の強いエコーが現れてセルは衰弱して山を通過するとエコーは弱くなる降雪セルは衰弱していく。ある一つのセルに注目するため20時38分の鉛直断面図を示す。セルを維持しているスケール約10kmの対流を一般風向(西)に平行な鉛直面内の二次元対流と仮定し、ドップラー速度から降雪雲の平均移動速度を差引いた(図6,上)。矢印の気流の収束・発散が考えられ、下層1000m以下の収束・発散量は(図6,中)の様になる。津軽山地西側麓では約 $8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の収束によって強い上昇流があり多くの氷晶が形成され、エコーが発達した(図6,下)。

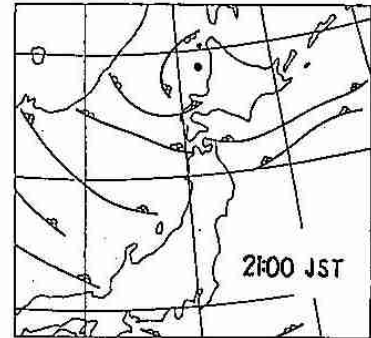


図2. GMS画像による雲解析図。

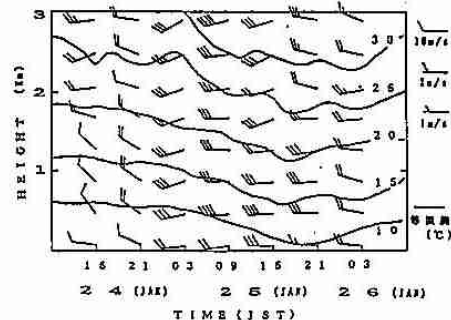


図3. レーダーサイトの風と気温の
TIME-HEIGHT CROSS SECTION.

これは日本海上から維持されてきた対流活動に標高200~600mの津軽山地による強制上昇が加わったためであると考えられる。その前方では下降流があり地表とぶつかるところで突風が吹いていると推測される。その後には降雪セルは雪を降らせながら衰弱していくが、これは下層の不安定層が解消されたためと思われる。各セルは全てこれらの過程を経験するだろう。

4. まとめ

日本海上から進入してきた降雪雲は、津軽地方においては地形による気流の収束・上昇域の形成によって帯状に維持されていた。またそのしモードの降雪雲は約10km以内のスケールでの降雪セルから構成されており、それによって対流は一般風向に平行な成分を有していた。対流は一般風向に平行な成分を有していた。対流は一般風向に平行な成分を有していた。対流は一般風向に平行な成分を有していた。

*現在所属：日本気象協会

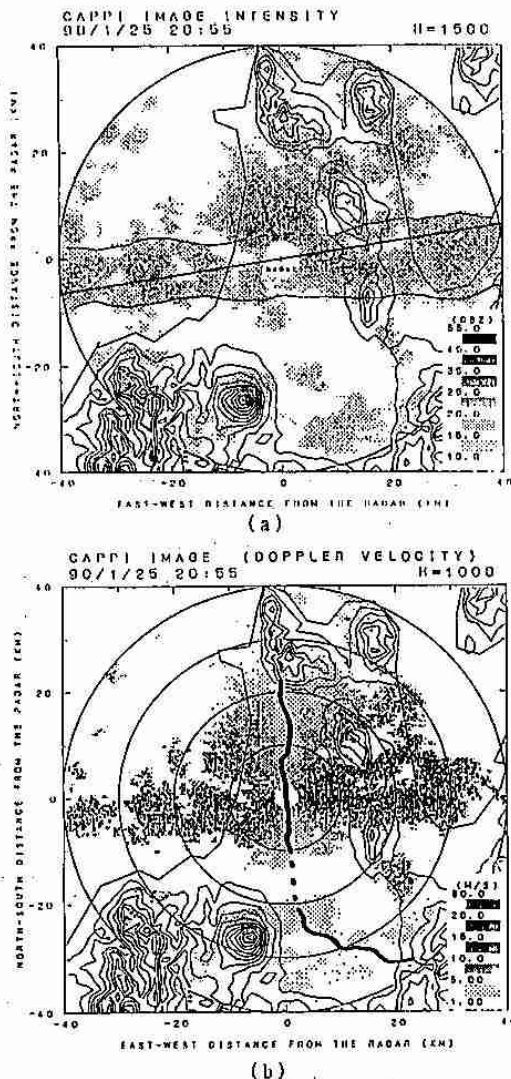


図4. 20時55分のレーダーエコー(a)とドップラー速度(b).
——はドップラー速度の零線.

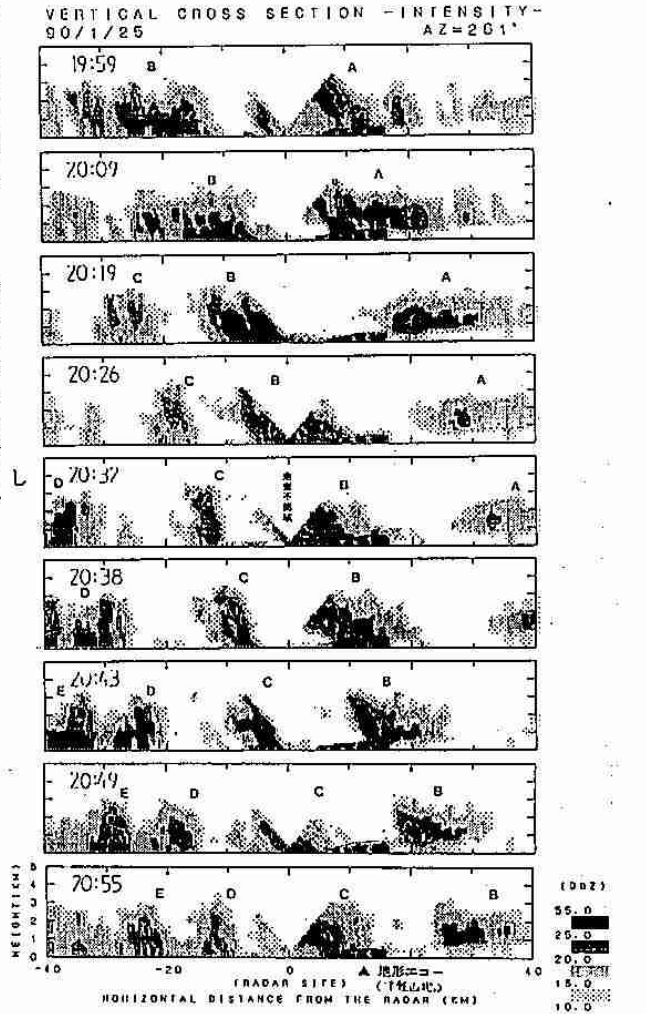


図5. AZ=261°でのエコーの鉛直断面での時系列.

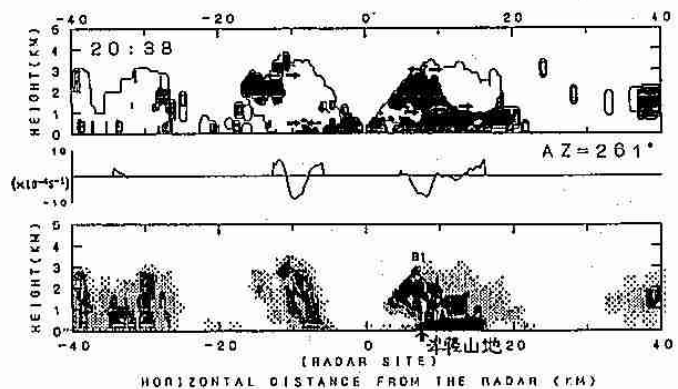


図6. 20時38分の降雪雲の鉛直特性(AZ=261°)

9. 西南北海道西胆振地域における降雨・雪のイオンバランスの季節変化

大浦 宏照・尹 松
白幡 浩志 (室工大・工)

1. はじめに

わが国における湿性降水物のpHや主化学成分に対する通年観測は、環境庁を初め地方自治団体、研究機関などが各地域で行なっている。しかし積雪寒冷地である東北、北海道地区においては、通年観測は、部分的に実施されているようである。積雪寒冷地では、冬期間の化石燃料消費量の増大やスパイクタイヤ装着によるいわゆる車粉の発生など、他地区にない特有の大気環境汚染の問題があり、年間を通じた湿性降水物の観測が重要であると考えられる。演者らは、西南北海道室蘭—苫小牧工業地帯をモデル地域とし、積雪寒冷地域における重工業地帯での降雨・雪中の化学成分の季節変化、地表風向などとの関連性について研究している。本報告は、平成2年6月から平成4年5月の2年間にわたり「1降雨全量採取法」により採取した、湿性降水物の主化学成分の季節変動と地表風向によるイオンバランスの変化について述べる。

2. 観測地点及び試料分析法

室蘭市香川町および白老郡白老町字森野で降雨・雪の試料を採取した。両地点は、市街地より5km以上離れた草地であり、周辺に局地的汚染源は認められない。降水・雪の採取は、採取器具を降雨直前に設置し、降雨・雪終了後直ちに回収する「1降雨全量採取法」とした。また採取器具は、使用後アセトンおよび蒸留水で十分に洗浄した後、蒸留水を満たしたタンクに浸漬保管した。さらに設置直前に再度蒸留水で洗浄後ポリエチレン製コンテナに入れ観測地点に運搬し、極力人為的汚染防止に努めた。

pHは、降雨試料の一部を用いて、回収後速やかにガラス電極法で測定した。主化学成分は、試料を0.45μmミリポアフィルターでろ過したものを供試体とした。Na⁺, NH₄⁺, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻はイオンクロマトグラフ法により、K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺は偏光ゼーマン原子吸光光度法でそれぞれ定量した。また、降雪試料は室温で融解した後、降雨と同様に処理した。

3. 結果および考察

全観測期間を通じたpHの雨量加重平均は、室蘭・森野ともに4.6であった。この値は、道内他地点の観測結果、4.6~5.3の低い値に属している。

1年間を降雪の有無に着目して積雪期間、非積

雪期間に分類すると、室蘭でのpH値は顕著な季節変動が認められないのに対し、森野ではpH値が積雪期間にやや低下する傾向が認められた(表1)。この事は降雨・雪のpHに影響するイオンバランスに季節的変化があることを示唆している。

イオンバランスの変化を検討する目的で、海塩寄与分を除いた主要イオンの当量和(H⁺+nssSO₄²⁺+NO₃⁻+NH₄⁺+nssK⁺+nssCa²⁺+nssMg²⁺)と各イオン成分の比(当量比)を算出した。その結果、室蘭では積雪期間にnssCa²⁺の当量比が高くなるとともにnssSO₄²⁺の当量比もやや増加する傾向が認められた(図1)。また先に述べたように室蘭のpH値には明瞭な季節変動が認められないにも拘らず、水素イオン濃度の当量比が見かけ上低下している。これは、陽イオン濃度の増加分が陰イオン増加により相殺され、水素イオン濃度がほぼ一定となるとともに、水素イオン以外のイオンの濃度が増加したため、見かけ上の当量比が低下したことによるものであると考えられる。また森野でも水素イオン濃度の当量比が低下し、nssCa²⁺の当量比が高くなった。

季節別にみれば、非積雪期間の各イオンの当量比は観測地点による明瞭な差が認められない。一方、積雪期間には森野に比べ室蘭のnssCa²⁺当量比が高く、水素イオンの当量比が低くなっている。このように、積雪期間にイオンバランスが地点により異なる事実は、局地的な汚染源の影響を明瞭に受けていることを示すものと考えられる。

また、地表風向別の積雪期間のNO₃⁻/NH₄⁺およびNO₃⁻/nssSO₄²⁺の比は、不明瞭ながら森野でE-ESEおよびS-SSW、室蘭でS-SSWの方向で高NO₃⁻となっている。一方nssSO₄²⁺/NH₄⁺比は、明瞭な風向による構成比の差は認められない。NO₃⁻は、当量比としても同じ風向の場合に高くなる傾向を示すなどから、局地的汚染を反映している可能性がある。さらに、nssCa²⁺は室蘭でSE-SSE、森野でS-SSW方向の際に当量比が高くなる傾向を示す(図2)。これらの方向には、室蘭は市街地・工場が、森野では国道・高速道路が位置する。このような、積雪期間のnssCa²⁺の過剰傾向はスパイクタイヤ走行によるアスファルト粉塵中に含まれるCaの寄与によるものと推定される。

表 1 季節別雨量加重平均

	MURORAN				MORINO			
	90/06-90/11	90/12-91/03	91/04-91/11	91/12-92/04	90/06-90/11	90/12-91/03	91/04-91/11	91/12-92/04
Rain fall (mm)	1301	364	1172	170	1632	388	1579	497
pH	4.78	4.83	4.60	4.60	4.73	4.54	4.55	4.48
Cl ⁻ (μeq/L) (μeq/m ²)	72.4 94.4	174.9 63.8	87.6 100.5	82.7 14.1	60.5 100.8	99.1 38.5	61.2 96.8	82.0 40.9
NO ₃ ⁻ (μeq/L) (μeq/m ²)	8.2 10.7	16.3 5.9	11.0 12.6	26.4 4.5	8.6 14.3	19.5 7.6	12.4 19.6	20.8 10.4
nssSO ₄ ²⁻ (μeq/L) (μeq/m ²)	16.2 21.2	42.3 15.4	23.6 27.1	61.4 10.4	18.7 31.1	45.4 17.6	29.3 48.3	46.1 23.0
NH ₄ ⁺ (μeq/L) (μeq/m ²)	12.8 16.6	26.3 9.8	14.7 16.9	37.2 6.3	12.2 20.5	20.4 7.9	17.6 27.4	21.9 10.4
Na ⁺ (μeq/L) (μeq/m ²)	62.4 81.7	149.8 54.7	75.3 86.4	69.9 11.9	53.3 89.3	90.7 35.2	54.3 84.7	71.5 35.6
nssK ⁺ (μeq/L) (μeq/m ²)	3.6 4.7	4.3 1.8	2.2 2.6	3.9 0.7	3.0 5.0	2.7 1.0	2.2 3.4	2.7 1.4
nssCa ²⁺ (μeq/L) (μeq/m ²)	5.6 7.3	27.2 9.9	4.4 5.0	32.6 5.5	4.9 8.1	19.4 7.5	4.2 6.6	18.0 9.0
nssMg ²⁺ (μeq/L) (μeq/m ²)	0.3 0.4	1.5 0.5	0.2 0.2	5.5 0.9	0.2 0.3	1.2 0.5	0.2 0.3	1.3 0.8

nss:neglect sea salt

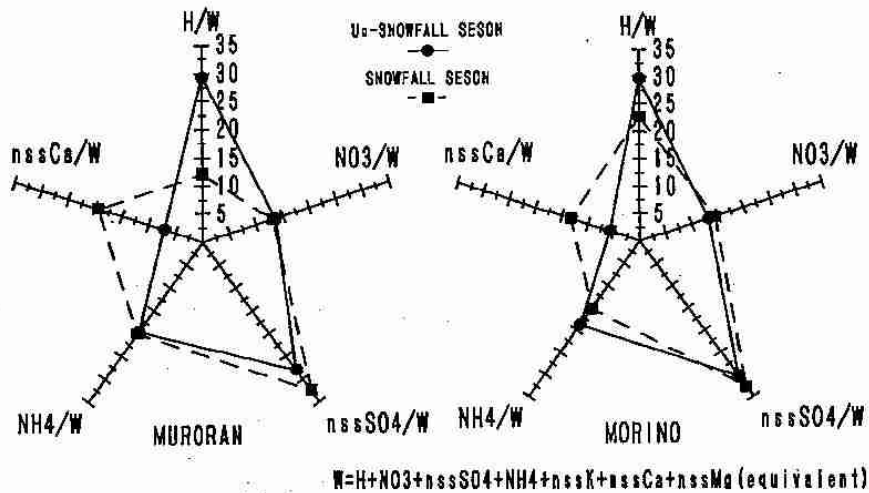


図1 各観測地点のイオンバランス (当量比)

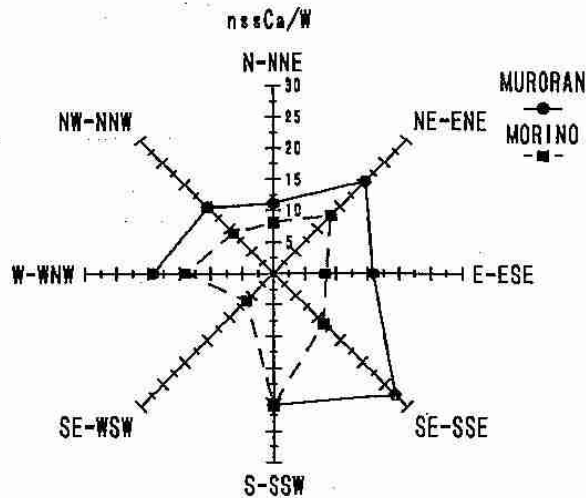


図2 地表風向によるCa当量比の算術平均 (積雪期間)

10. 冬型気圧配置における雪雲の流入と 天気の関係 (上川・留萌地方)

大橋 雅寿 (札幌・予報課)

1. はじめに

北海道の冬型気圧配置時における天気は、一般に海水温度に対して一定の温度差の上空寒気が流入するとき雪雲が発生し、この雪雲の、①流入の有無、②流入の地域、③内陸への流入距離、の3項の振舞の組み合わせによってほぼ決定づけられる。各項を左右する基本的な要素は、850mbの風向と風速であることが知られているが、③については別に『雪雲中に含まれる水蒸気量の多少』が大きく関与していることが分かった。これらを基に北海道北部の上川・留萌地方に現れる天気の様子を調べたので報告する。

2. 調査期間と天気の定義

調査の対象期間は1980~1983年、12月~2月、冬型出現日数150日。天気は日照時間から決定したため日中のみに限定。旬毎に日照時間が異なるので、これと毎日の日照時間との比から天気を次の様に定める。

①晴：日照時間の75%以上 ②晴時々(一時)雪：日照時間の50%以上75%未満 ③雪時々晴：日照時間の25%以上50%未満 ④雪又は雪時々日がさす：日照時間の25%未満

基本天気は①、②が晴主体③、④が雪主体となる。この中で曇りの表現を使用しない理由は、北海道北部の冬型気圧配置における降雪は雪雲の流入とほぼ同時現象として起きるとされ、曇りは低気圧前面か気圧の谷に伴う以外は出現しづらいことが観測上、経験的に知られている。

このことを調査期間中の旭川市に現れた天気を見ると、各天気出現率は雪が57%、晴が30%、曇りが12%、雨が1%となっている。したがって雪と晴の出現率の合計は87%(現象の出現時間を考慮すると比率はこれより高まる)になり、ほぼこの組み合わせを基本とした天気表現で代表できることが分かる。

3. 雪雲中の水蒸気量=飽和蒸気圧

雪雲中に含まれる水蒸気量を測る指標として、海面水温と700mbのそれぞれの飽和蒸気圧の和(以下、 $E_{s,700}$)を用いる。一般的に雪雲形成時の大気の状態は、おおむね温度が3以下になることが分かっているため、これを近似的に飽和に達しているものと見なしてこの合計値を代用する。これは、海上で顕熱・潜熱及び水蒸気の補給を受け生成・発達し内陸へ流入する雪雲は途中で水分(雪)を落下させながら移動するため、距離が長くなるとエネルギーの無補給で次第に減衰しながら消滅に向かうが、雪雲中の水蒸気量(蒸気圧)が多い(高い)ほど相対的に減衰も少ないと考えられる。第1表から、北海道西海上の雪雲は一般的には2.1~2.3kmの高度で、高くても3km以下(700mb以下)の中に大部分が収まると見てよい。したがって海面からこの雪雲の高度までの空気中の水蒸気含有量が地上の降雪量の多少となって現れるものと解釈でき、ひいては基本天気にも大きな影響を与えている。また、この水蒸気量は海水温度によって左右されるため、月毎で値が違ふ。期間中の $E_{s,700}$ の平均値は、12月:12.0mb・1月:9.7mb・2月:9.2mbで、12月が最も高い。第3表は雪雲中の任意の高度における12月に対する1月及び2月の平均比を見たもので、各高度とも1.2月は12月に比べ全般的に低く、特に2.7~2.8km付近では約半分になっている。

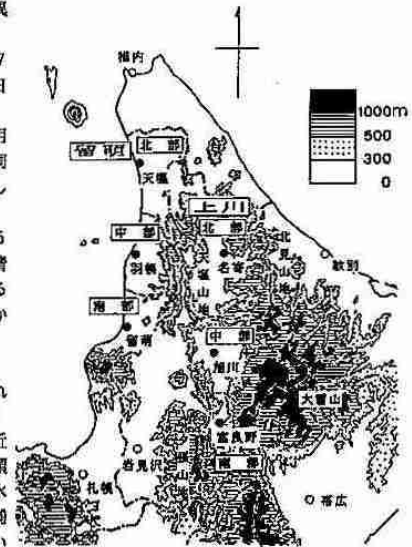
4. 月別の天気出現状況

第2図から、12月は海岸部の留萌地方はほとんど雪主体(内陸部の上川地方は雪主体ながら晴主体の天気が20~30%出現)。1月は留萌地方が85~90%雪主体、上川地方は雪主体だが晴主体の天気が30~40%を占めるようになる。2月は海岸部でも地較差が現れる。すなわち留萌地方南部の留萌市では依然として雪主体の天気が80%だが、北部の天塩は60%と低くなり、北の地域ほど晴主体の天気が多くなる。これに対し上川地方の各地は75~85%晴主体となって様相を一変させ、雪雲の内陸への流入が少なくなっていることを示している。このように天気は月によっても異なっているが、海岸部と内陸部の比較でもはっきりした相違が見られる。

5. 850mb風速と $E_{s,700}$ の関係における日照時間(天気)の差

第3図は、旭川市における冬型時の毎日の天気を850mbの風向・風速別にプロットしたもので、相対的な出現頻度によって領域をA~Hにまで分割。おおまかには風向別(地形による)に天気出現を大別できるが、B、C域においては850mbの風速が強いと雪主体の天気が多く、弱いと晴れの頻度が高くなる傾向が見られるが、風速の強弱による天気の境界は明瞭でない。以下、この同じ領域に混在する天気の違いは何によってもたらされているか調べてみる。3項に述べた通り、雪雲中に含まれる水蒸気量が雪雲の内陸流入距離に差をもち、天気を左右していると考えられることから、その様子を850mb風速と $E_{s,700}$ の関係から見てみる。

第4図上図は850mb風速と $E_{s,700}$ との関係における旭川市と留萌市の日照時間の差(旭川の値-留萌の値)をプロットしたもので、下図は $E_{s,700}$ の代わりに不安定層高度(Z=雪雲の高さ)を用いて関係を見たものである。



第1図 北海道北部の地形図

第1表 850mb風速・不安定層高度及び海水温度と700mb気温差の月平均値

	DEC	JAN	FEB
850mb平均風速(KT)	29	21	19
不安定層高度(Km)	2.08	2.31	2.24
T_{s-700} (°C)	29.9	29.9	30.0

第2表 雪雲の特定高度における飽和蒸気圧の比の平均値(12月に対する1月・2月の比)

高度(Km)	1.5	2.2~2.3	2.7~2.8
飽和蒸気圧の比			
(1月と2月の平均) (12月の平均)	69%	55%	50%

これは、雪雲流入時に①850mbの風向がほとんど変動していない、②地形（山脈）の阻止効果や水平的収束がない、の2条件を満たしている日時と地点を選び対応を調べる。②の条件に適合する箇所として、留萌-旭川ライン（第1図参照）を選択した。このラインは旭川市の西側にわずか500m未満の山が存在するのみで対応を見るのに適している。

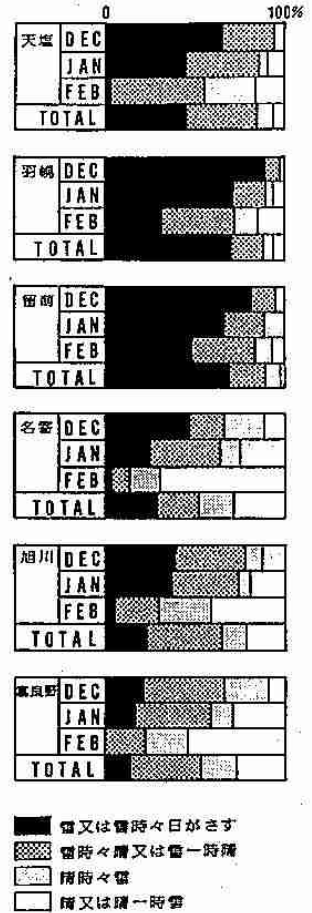
これら二つの図から次の特徴が認められる。

- a) E_{s+700} が10.0mbより高い領域Cは平均日照時間差1.8時間、10.0mb以下の領域Bは2.8時間で、 E_{s+700} が大きいと日照時間の差が小さくなる。
- b) 850mb風速が10~30kt未満の範囲のB、C域では留萌と旭川間の距離約60kmにおいて日照時間の差は、風速による差異が認められない。
- c) Zの関係では、高度の高い領域Eが日照時間の差が3.0時間と大きく、反対に低い領域Dが1.9時間と小さくなり、雪雲の高度が高いと内陸への流入距離は短いことが示される。
- d) 850mb風速が30kt以上するとき（A、A'領域）は E_{s+700} の大小、Zの高低と無関係に雪雲が旭川まで流入している。

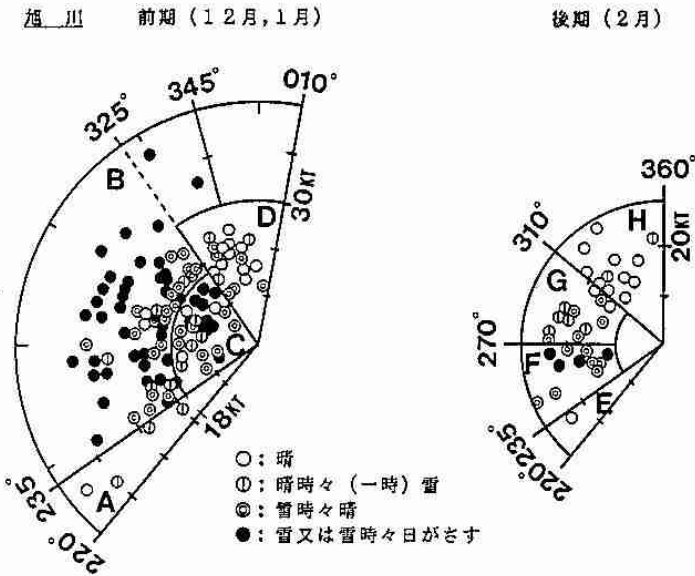
これらのことから、雪雲の内陸流入距離を決定する基本的な要素は850mb風速が第一義的な役割を果たしているが、 E_{s+700} も大きく寄与していることが分かる。一方感覚的にはZが高いほど雪雲が内陸へ流入しやすいと思われるが、この調査結果では、Zの高低に無関係であることも分かった。

6. おわりに

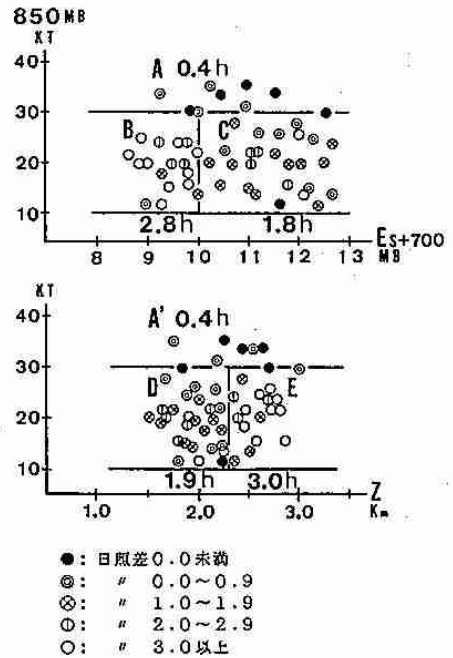
北海道北部の冬型季節風時における天気を決定づける雪雲の流入に関して、その流入に寄与する要素は①850mb風向・風速、②雪雲中に含まれる水蒸気量の二つが重要であることが示された。また、これとは別に、流入を妨げるものとして①内陸高気圧の形成、②山脈（地形）が考えられ、この両面の微妙なバランスにより様々な天気パターンが現れる。この報告は雪雲の振舞に関する基礎的な紹介に重点を置いたが、最終的には上記要素などを用いて天気判別の方法を作成している。



第2図 各地の天気出現率



第3図 850mb風向風速別の旭川の天気分布



第4図 850mb風速と E_{s+700} ・Zの関係における旭川と留萌の平均日照時間差分布

11. 北海道都市型降雪と陸風の規模との関係について

立花 義裕・佐藤 晋介
 兒玉 裕二・山田 知充 (北大・低温研)

1 はじめに

冬期平均の北海道付近の気圧配置は基本的にいわゆる西高東低の冬型である。ところが、地衡風とは反対方向の陸風がしばしば大気境界層内のごく下層で発生し、札幌付近では大雪になる場合が多い。そこで冬期にこのような現象が現れた時を「北海道都市型降雪」と名付ける。この現象は、気象衛星からみた場合の呼称として北海道西岸収束帯状雲と呼ばれたり、地上気圧配置図から北海道西岸小低気圧等と呼ばれている。「北海道都市型降雪」を過不足なく抽出することは、気象衛星ひまわりからも、地上気圧配置図からも、非常に典型的な場合を除いて不可能である。しかし、典型例は必ずしも大雪になるわけではなく、寧ろ両者からは鮮明に読み取れない場合に大雪になる場合が多い。

本研究では、「北海道都市型降雪」が起こっている日時を抽出し、そのときの陸風の規模を推察した。陸風は、北海道の内陸が放射冷却によって冷えるために起こるといわれているが、その規模や継続時間またその日変化に着目した研究は例がない。また、オホーツク海の海水が「北海道都市型降雪」に影響を及ぼしているという多くの指摘があるが、これらは陸風すなわち、内陸側の寒気の形成が、海水が存在するために、海からの大気への熱輸送を遮断する効果によって促進されることを指摘したものである。しかしながら北海道は2000m級の脊梁山脈が南北に走っているために、山脈を越えてオホーツク海側の下層寒気が日本海側に流入することは考えにくい。そこで本研究では、内陸に形成される大気境界層の寒気がオホーツク海の海水の影響と判明できるシグナルを包含しているか否かを調べるために、北海道の中心部の、冬期にはまったくの無人地帯になる大雪山中に、温度計を設置して観測を行った。

2 観測及び用いたデータ

1990-1991年にかけての冬に、北海道の大雪山の山地斜面の標高2000m(白雲岳観測点)と1690m(ヒサゴ観測点)の地点に無人の温度計を設置して、30分毎の気温を観測した。また、同高度の自由大気温と比較するために、札幌管区気象台の高層ゾンデの結果と大雪山の気温データとを比較した。

また、「北海道都市型降雪」を抽出するために、北海道の石狩平野の海岸部の気象庁のアメダス観測地点の「石狩」と「厚田」の2地点の、冬期(12月から2月)の毎時データから、風向に東成分がみられ、かつそれが3時間以上継続した場合を抽出した。さらに、温帯低気圧の直接の影響を受けて東成分の風が検出されている場合を除くために、地上気圧配置図を用いて、北海道付近の地衡風が明らかに南西成分の風向きを示す日を除いた。

3 結果

図1は1990年12月から1991年2月までの間の「北海道都市型降雪」の全41ケースの時間別の発生時刻頻度、消滅時刻頻度及び発現頻度を表している。これによると、「北海道都市型降雪」は夜間に発生し昼前頃に終わることが読み取れる。また、平均の継続時間数は15.4時間であることから日変化する降雪現象であり、それはいわゆる海陸風循環の陸風と同等のものであると考えられる。但し、継続時間が24時間以上の事例も6例あり、全てが海陸風循環で説明されるわけではない。

次に、大雪山の気温との比較を行った。その結果図2のように、継続時間が長い場合には、大雪山の2000m地点と1690m地点の温度差と、月平均の両地点の気温差からの偏差が負になっている。これは、大雪山の山地斜面の大気がより安定になっていることを表している。しかし、このときの札幌のゾンデの結果(図3)は安定度が低い。また、大雪山の斜面の方の気温が低温になっている。このような結果になったのは、山地斜面が放射冷却によって冷えて、気温の鉛直逆転が発生していると考えられる。

4 考察

継続時間が長い「都市型降雪」は、北海道中央部の大雪山の山地の鉛直気温勾配と非常に良い相関がみられた。この結果から、山地斜面を含めた石狩川流域全域の大気境界層に形成された寒冷気塊が、重力流としてあたかも川が低地へ向かって流れるように、石狩湾に流出していると考えられる。これは通常考えられている陸風よりも非常に規模が大きい、「大規模陸風」である。図4は、石狩川の流域と分水嶺を示した図である。これを見ると「大規模陸風」の規模が、以外に大きいことが十分推察される。また、石狩川やその支流の上流域で形成された寒冷気塊が石狩湾に到達するまでには非常に時間を要し、例えば寒冷気塊の重力流の進行速度が8m/sであるなら、石狩川上流域から石狩湾に到達するまでに約8時間かかることになる。従って、石狩川下流域周辺の夜間放射冷却によってつくられた寒冷気塊が日中に解消した頃に、石狩川の上流域から到達した遠来の寒冷気塊が石狩川河口域に到

達するために、見かけ上陸風が継続する形となり、「北海道都市型降雪」長続きするのであろう。

海水は日本海側と対岸のオホーツク海沿岸にのみ接岸するので、その影響が「都市型降雪」に及ぶためには、少なくとも北海道全体を冷やし且つその冷気が日本海側へ流出する必要がある。従って、長く継続する「都市型降雪」に対しての海水の影響は十分考えられるが、日変化をする短い継続時間の「都市型降雪」に対しては、直接の影響はないと考えられる。観測を行った年は、海水が北海道沿岸に全く到達しなかった特異年であった。しかし、「都市型降雪」は例年よりも多く発生した。これは、継続時間の短い「都市型降雪」が例年よりも多く発生したことが原因であると考えられる。

5 結論

北海道の日本海側、中でも札幌に大雪をもたらす降雪は、陸風が吹いていることが本質的に重要である。また、その陸風の規模は、降雪継続時間が短いときは、石狩湾周辺に限られる。一方降雪継続時間が長いときは、陸風の規模は、石狩川水系全体まで及び非常に大きいことが分かった。

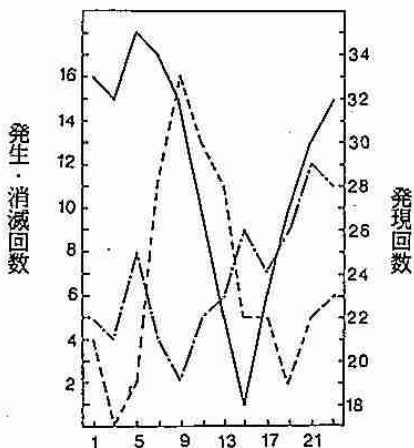


図1 都市型降雪の発生時刻(1点鎖線)、発現(実線)、消滅時刻(波線) 横軸(時刻)、縦軸(回数)

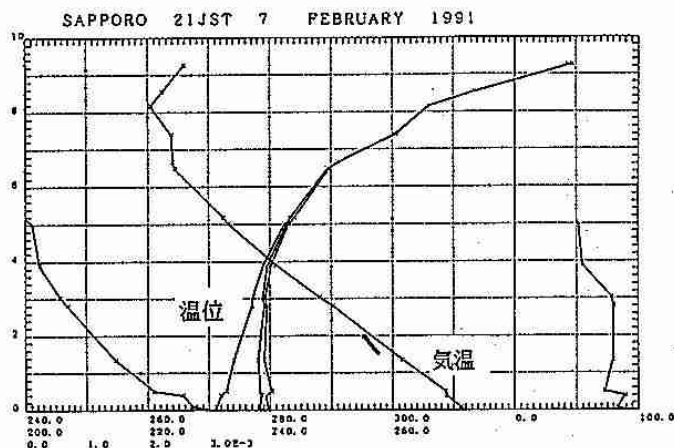


図3 都市型降雪が起きているときの札幌上空の気温及び温位。太線はそのときの大雪山の気温。

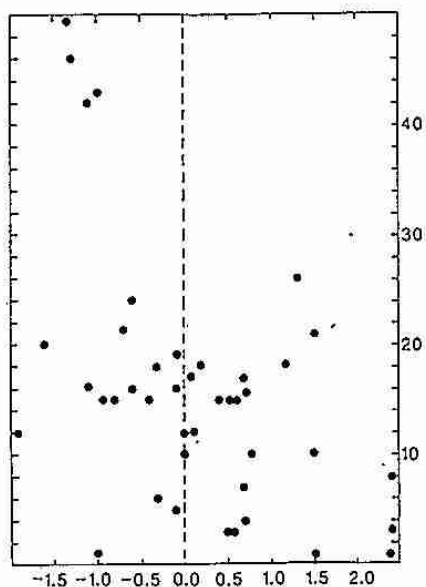


図2 都市型降雪の継続時間(縦軸:時)とそのときの大雪山の2000m から1600m の気温を引いたときの平均気温偏差からの偏差(横軸:°C)。すなわち、鉛直気温勾配偏差と継続時間の関係。

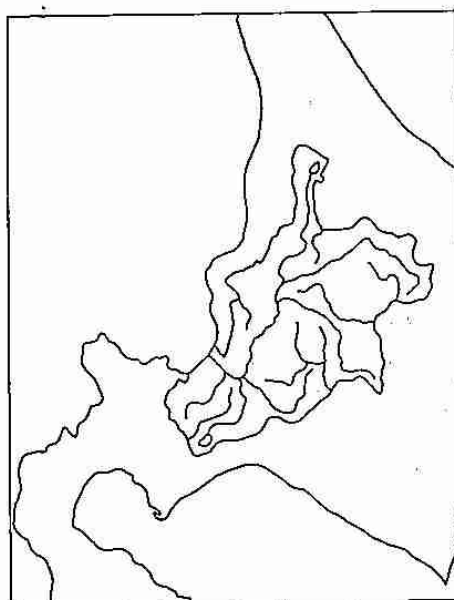


図4 石狩川水系とその分水嶺

—夏季大学雑感—

第10回夏季大学「新しい気象」講座雑感

気象協会道本部 若林徳司

日本気象学会北海道支部では気象学の啓蒙普及活動の一環として、毎年、気象講演会と夏季大学講座を開催しております。

本講座は“科学の箱舟”として札幌市民から親しまれている札幌市青少年科学館との共催により、毎年、夏休み期間中に開催をしております。

この講座は今年で第10回を数え、その歴史の長さを感じるとともに、その間、多くの学会員を始めとして青少年科学館の担当者の大変なご苦勞に対して深く敬意を表します。また、何よりもこの講座に熱心にご参加いただいた聴講生の皆さんに感謝いたしたいと思います。

この様に皆さんにささえられて毎年開催しているものの、担当幹事としての悩みは、身近で生活と密接な関わりのある気象学、または判りやすい気象学という意味での演題探しと講師の依頼であります。これがなかなかの難問で結局は例年テキスト作成期限ぎりぎりの6月の下旬に決定することになります。従って原稿を依頼された講師各位やテキスト、アブストラクト印刷担当の青少年科学館の水野氏に随分なご迷惑をかけています。

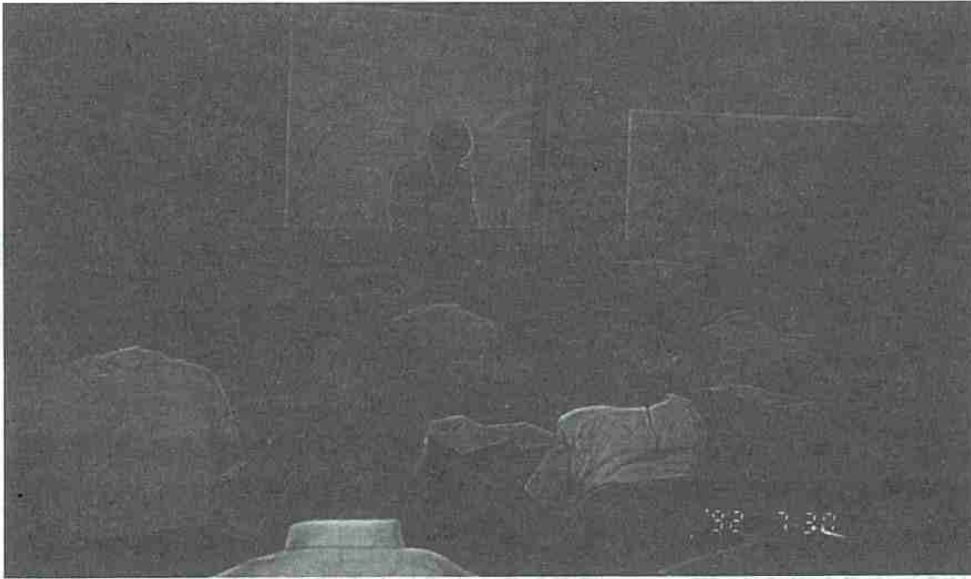
今年こそ、この泥縄式から脱出することを目標にとり組んで来ましたが、結果的には例年と同じになってしまいました。しかし、関係各位の献身的な努力により何とか開催に漕ぎ着けることが出来、今はホッと胸をなでおろしたところです。

今年の講座は7月30日と31日の蒸し暑いさかりに行われ、会場は第1日目が気象協会北海道本部会議室、第2日目は札幌市青少年科学館実験室でいずれも冷房のきいた室で環境としては申し分ないものでした。ただ、気象協会で開催するのは今回が最初のせいか、会場を間違えたり、建物を探すのに時間がかかったなど開講時間に間に合わない人達が続出するハプニングがあり、第10回の記念にと計画した表彰式を繰り下げて行なう事となったのは残念でした。

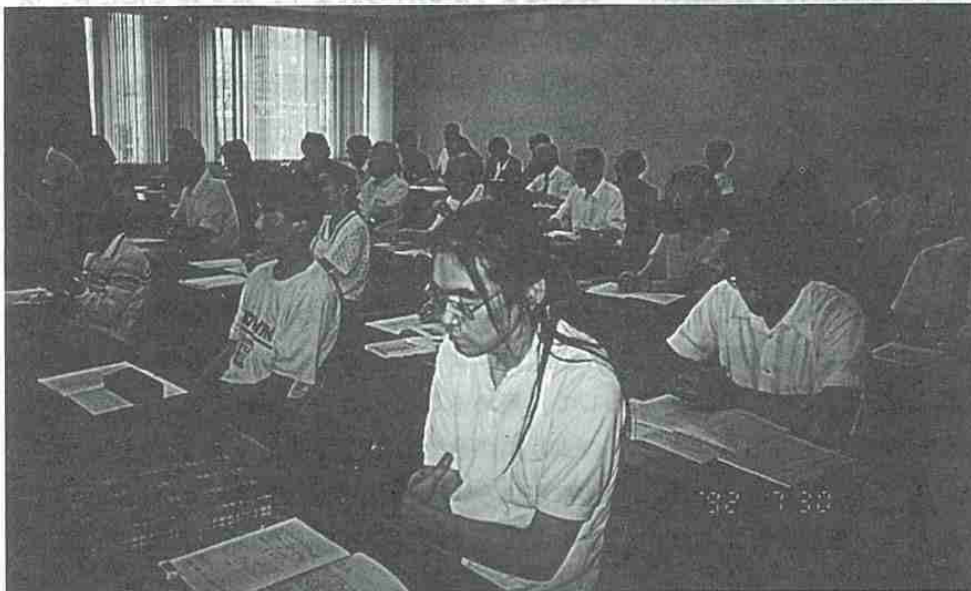
しかし、小・中・高等学校の先生を始めとし、小学生・高校生・大学生・および一般の多くの方々が参加され、今更ながら気象に興味をもたれている人達の多さに感心させられました。

講義は、最近の利雪・克雪をとらえた「吹雪・吹きだまり」、雲仙不賢岳の爆発に関連して「火山と環境」、流通産業界に利用の拡大が見られる「長期予報とその利用」などを用意しました。各講師にはOHPやスライドを駆使しながら、いずれも予定時間をオーバーするほどに熱心に講演をしていただき、また聴講生の方々からも活発な質問が寄せられ活気ある講座になったことは言うまでもありません。

最後になりましたが、この講座開催に当たり、会場の設営などの事前準備をしていただいた、気象協会北海道本部総務係、札幌市青少年科学館の学芸係の皆様にはこの紙面をお借りし厚くお礼申し上げます。



◀開講式あいさつ



◀受講風景



◀表彰式

—夏季大学講座内容①—

吹雪と吹きだまり

気象協会道本部 植松孝彦

1. はじめに

吹雪、吹きだまりは、北海道など、寒冷多雪地帯ではごくありふれた現象です。しかし、吹雪とか、吹きだまりを定義しなさいと言われると、困ってしまいます。そこで、雪氷辞典から、吹雪の項目を引用することとします。

吹雪 blowing / drifting snow

一般に雪粒子が風によって空中を舞う現象を吹雪という。降雪がない場合の吹雪は、地吹雪とも呼ばれる。

吹きだまり snow drift

地表面の凸部や構造物に近づくにつれて風速が減少するため、それらの風上側近傍では吹雪、地吹雪による飛雪が跳躍運動を停止し堆積する。また、風下にできる乱流渦の中では、浮遊粒子が沈降し堆積する。このように飛雪が移動を停止してできる丘のような雪の堆積が吹きだまりである。

このように、学問的には難しい定義がありますが、ごく身近の現象であることには変わりありません。

たとえば、吹雪といえば交通障害のことが連想されます。今年の3月17日には、記録に残る交通事故が発生しました。実に事故に巻き込まれた車両は186台、死者2人、重軽傷者108人の被害がありました。この交通事故の原因が吹雪ではないかと言われています。この例ほどではないものの、吹雪による視程障害が多くの交通事故をもたらしていることは否定できません。吹きだまりも、同様に交通障害をもたらすものとしてとらえられることが多いようです。北海道各地に、一晩の吹雪

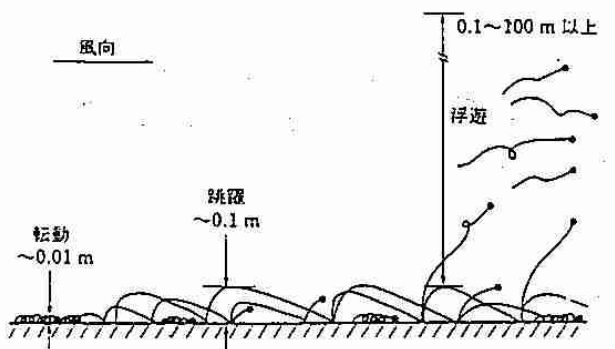
で吹きだまりに埋もれてしまう道路あるいは区間がみられ、このような道路の改良が検討されています。また、身近な問題としては、家のまわりの吹きだまりがあげられます。家を建てたとき、吹雪のことを考えなかったために、玄関の前にいつも吹きだまりができて除雪が大変だ。などとはよく耳にする話です。

ところで、日本ではとかくやっかいものとして扱われる吹きだまりも、アメリカでは有益なものとして考えられることがあります。つまり、アメリカの西部の乾燥地帯においては、降水量が少なく、吹雪によってもたらされる雪を吹きだまりとして、集めることによって、はじめて、作物が育つようにできたという話があります。

このように、身近な吹雪、吹きだまりについて、どんな現象か、次にみてみます。

2. 吹雪の性質

前にも述べたように、吹雪は雪粒子が空中に舞う現象です。では、雪粒子はどのような運動をしているのでしょうか？ 図1には、雪粒子の運動を模式的に描いたものを示します。図1に示したように、これまでの研究では、雪粒子が雪面上を転がったり這ったりする運動（これを転動と呼んでいます。）、雪面上を跳ねる運動（これを跳躍と呼んでいます）、風によって高く舞い上がる運動（これを浮遊と呼んでいます）の三つの運動によって構成されていると言われています。図1には、運動形態別にそのおおよその高さも示しています。これによれば、跳躍運動は高さ10cmの運動



飛雪の運動には転動、跳躍、浮遊の3つの形があり、地吹雪は転動、跳躍からなる低い地吹雪と風速が大きく浮遊粒子を含む高い地吹雪に分けられる。

図1 飛雪の運動形態の模式図

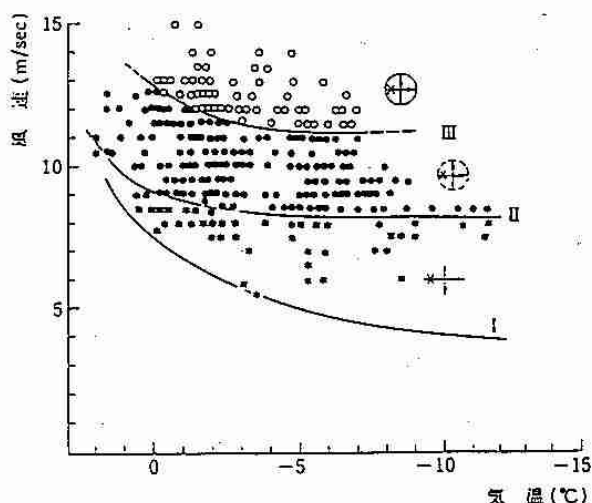
であり、浮遊運動はおよそ100mの運動であることがわかります。では、それぞれの運動をしている雪粒子はどんな割合になっているのでしょうか。表1には、単位時間に風向に直角な単位面積の上を移動する雪粒子の量を飛雪流量と呼びますが、この高さ別の割合を示しています。これによれば、その多くが跳躍運動で構成される10cmまでで、飛雪流量は40から80パーセントに及んでいることがわかります。

つぎにどんな時、吹雪が起きるのか見てみましょう。図2は、吹雪の発生条件を示したものです。図2の横軸は気温、縦軸は風速をとってあります。これによれば、吹雪は気温が低く、風速が大きい時起きることがわかります。

表1 高さおよび風速別の飛雪積算量の割合

雪面からの高さ(z) (m)	高さzまで積算した飛雪流量の割合		
	12(m/sec)	17(m/sec)	22(m/sec)
10	100	100	100
7	97	95	92
5	96	92	87
3	94	87	79
2	92	83	74
1	89	77	65
0.5	87	70	56
0.1	83	58	43

10m高さまでの飛雪流量の積算量を100%とした時の雪面から高さzまでの飛雪量の割合を10m高さの風速との関係で表わした。風速が大きくなると浮遊粒子が大きくなり高いところの比率が増すのがわかる。(参考文献15)をもとに作表)



Iの曲線をこえると低い地吹雪が発生しII以上で断続的な高い地吹雪がIII以上では連続した高い地吹雪になる。降雪が無い時にはIの曲線は、より大きくなり雪質による違いが大きくなる。

図2 吹雪の発生条件(降雪時)

さらに、どのくらいの雪粒子が跳んでくるかを図3に示します。この図は、横軸が風速縦軸が飛雪流量を上空まで足し合わせた吹雪量と呼ばれる

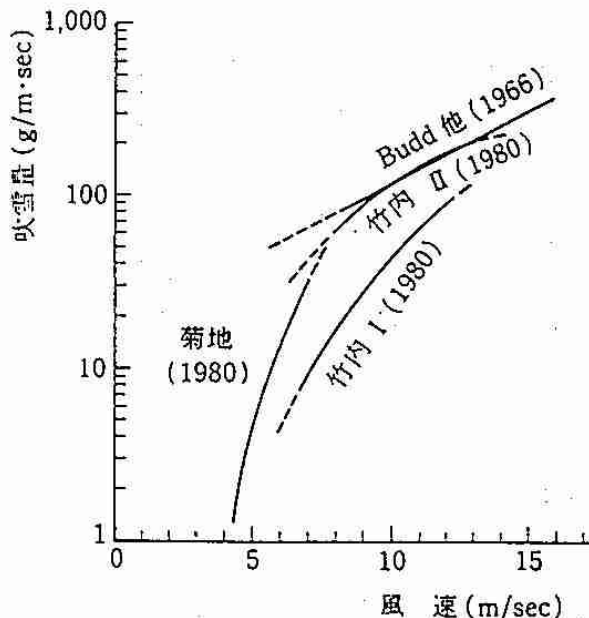


図3 吹雪量と風速の関係

ものになっていますが、風速が大きくなると、急激に吹雪量が多くなることがわかります。

一般には、風速の3乗に比例するといわれています。

3. 吹きだまりの性質

吹きだまりは、その影響の大きさ、身近さの割にその性質がわかっていません。1. はじめにの定義に記述されていることが現在わかっていることのほとんどといえるかもしれません。つまり、雪粒子の運動がさまざまであるため、風によって運ばれない雪粒子がたまってできたものだ。という以上のことをいえないというわけです。したがって、吹きだまりがどういう形になるのか? といったことは、似た現象を再現することによってはじめてわかることになります。それが風洞実験であり、水槽実験であったわけです。

図4にはいろいろな吹きだまりの例を示します。一般には、風にとって障害となるものがあると吹きだまりができ、したがって、吹きだまりの形は障害物の形に大きく左右されます。

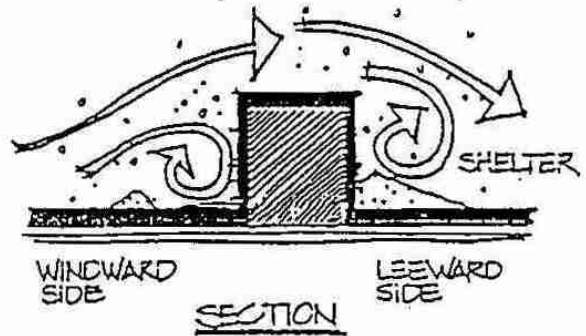
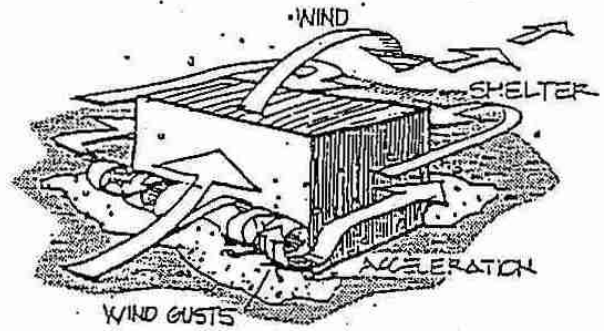
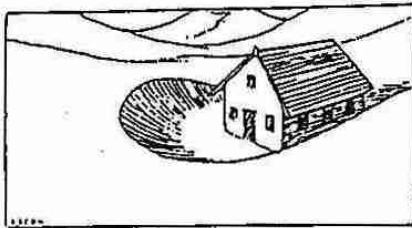
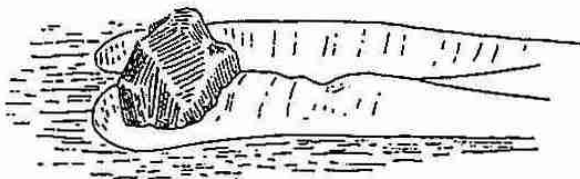


図4 いろいろな吹きだまり



a. 家のまわりの吹きだまり (Seligman(1936))



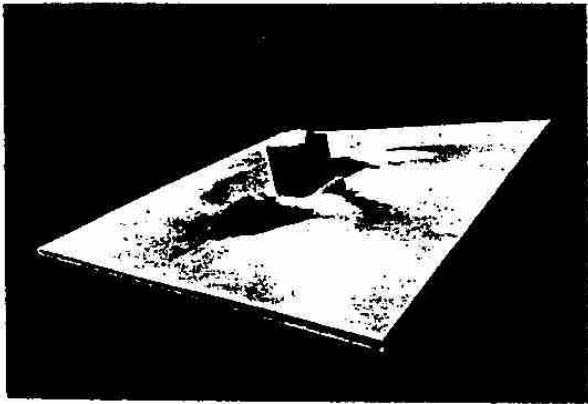
b. 岩のまわりの吹きだまり (Seligman(1936))

4. 吹雪、吹きだまりの数値シミュレーション

前にも述べたように、吹きだまりのシミュレーションは、これまで風洞実験、水槽実験によって行われてきました。これらの方法は結果として得られる吹きだまりが現実のものときわめて似ているため、良く用いられてきました。しかし、これらは当然ミニチュアを用いるためどこかで問題が出てきます。つまり、現実と同じ空気を用いて良いのか? とか、雪粒子と模型実験の粒子は同じ挙動をするのか? といった問題です。

そこで近年、計算機の発達とともに開発された手法が数値シミュレーションです。この方法によって得られた、建物のまわりの吹きだまりをグラフィック化したものが図5です。数値シミュレーションにおいては、前に述べた雪粒子の3つの運動形態を取り入れ計算するため、雪粒子の運動と吹きだまりがどのような関係になっているかわかること、また、雪粒子について得られた性

質を計算に取り入れることができること、つまり忠実に現実を再現できることなどの特徴があります。

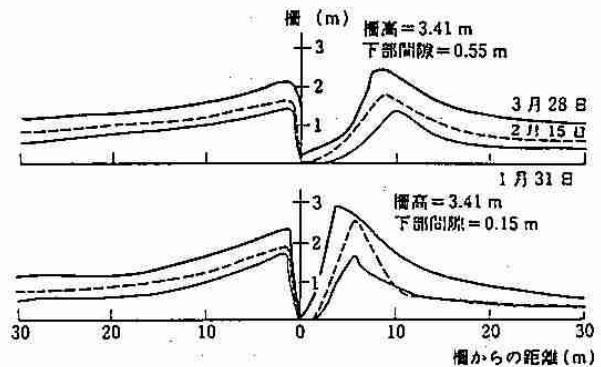


5. 吹雪・吹きだまりの防御

吹雪・吹きだまりの防御は、吹雪・吹きだまりが風によって起きるものでありますから、風を制御することにはかなりません。しかし「風速が大きいと吹雪が発生し、風速が小さくなると吹雪は消滅し吹きだまりができる。」といった定性的なことはわかっていますが、実際に適用するのはきわめて難しいものがあります。

ここでは、これまで用いられてきた、吹雪・吹きだまりの対策として、防雪柵と防雪林について紹介します。

防雪柵は一般には吹きだまり柵と吹き払い柵の2つの種類に分けられます。しかし、2つの防雪柵は、ともに柵の下部にあけた間隙の大きさをかえることによって吹きだまりの雪の丘の位置をコントロールすることが原理となっており、吹きだまらない領域に道路など吹雪・吹きだまりから守らなければならないものがくるようにするわけです(図6)。



下部間隙が大きくなると風上雪丘は小さく、風下雪丘は柵から離れる。

図6 下部間隙と雪丘

図7には数値シミュレーションによって、再現した防雪柵周辺の気流を示します。これによれば、防雪柵の下部の間隙を吹き抜ける気流が顕著であることがよくわかります。

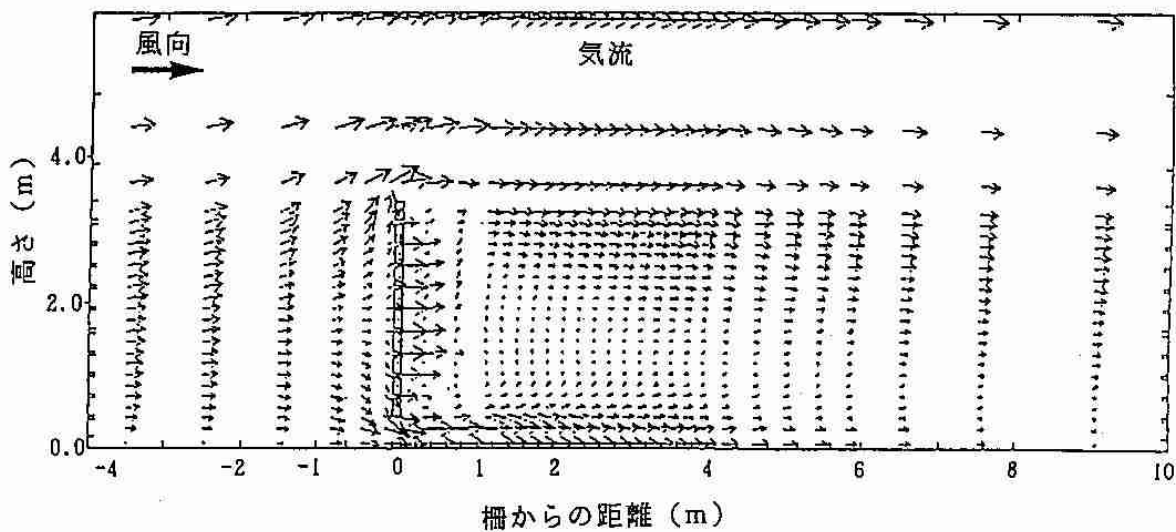


図7 計算された防雪柵の周辺の気流

また、防雪林は林によって風を弱め吹きだまりを林の中、あるいは林の直後に作るようにするものです(図8)。防雪林は、その原理が柵より複雑であることから、これからの研究にまたなければならぬ要素が多くあります。

このほか、道路においては、切土の風上側法肩での気流の剥離が切土内の大きな吹きだまりを形成する原因となるため、法面の勾配を緩やかにして、吹きだまりを防ぐ防雪切土と呼ばれる切土が工夫されています。

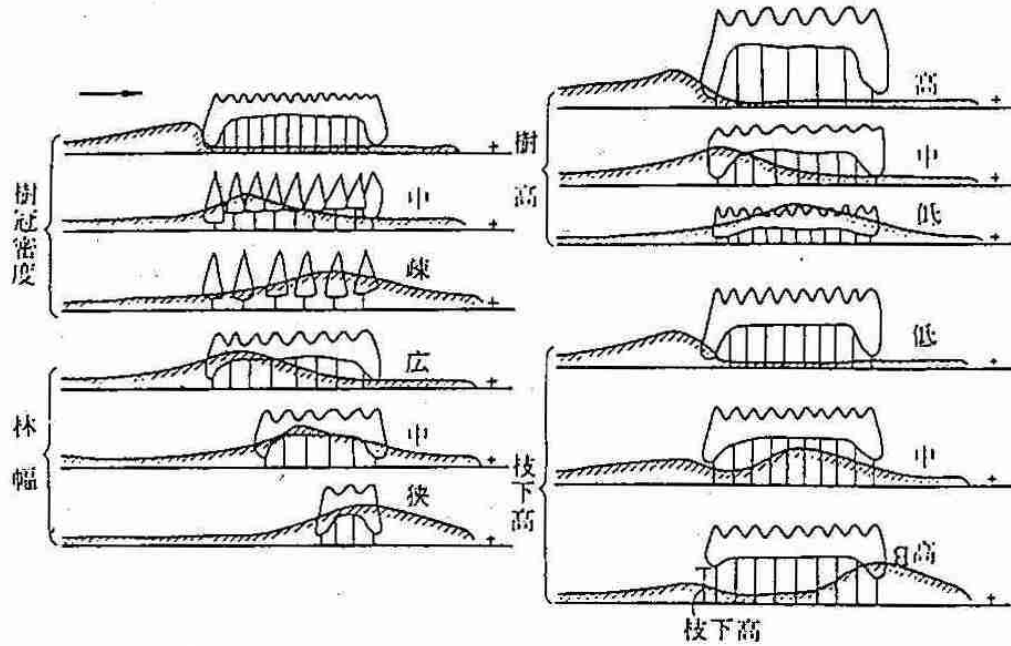


図8 防風林の防雪効果

6. まとめ

吹雪・吹きだまりは、寒冷多雪地帯ではごくありふれた現象であり、昔から多くの研究者によって研究されてきました。その結果、吹雪・吹きだまりの性質が明らかになってきています。しかし、実用面ではまだまだこれからの感があります。たとえば、吹雪が頻繁におこる地域でも、吹きだまりを考慮せず家を建てたりしています。これは吹雪をシミュレートする方法が限られていたからかもしれません。このように吹雪をシミュレートする方法を開発しなければならないなど、残された課題は大きいといわなければなりません。

参考文献

1. 日本雪氷学会編(1990) 雪氷辞典、pp196.
2. (社)日本建設機械化協会編(1988) 新編防雪工学ハンドブック、pp527.

—夏季大学講座内容②—

自然界の香気成分

高砂香料工業(株) 中山 交市

緒言

二足歩行（直立歩行）と道具を使用した証拠の明らかな人類の発生は、今を遡ること200万年前の第四紀であるという学説が定説となっている。人類の生活技術が幼稚であった時代には、それだけ自然環境に対する対応は身体面の適応、つまり五感によつての適応をせざるを得なかった。

生活技術が進歩するにつれて、むしろ環境を変え、自らが有利な人為的環境を作って生きるようになった。現在見られる三大人種（コーカソイド、モンゴロイド、ニグロイド）の発生が自然環境に対する身体的適応の現れであることは疑いないが、今日の文明社会では、例え身体的適応に欠陥があつても、これを文化によつて補うことができる。このような状況のもとにおける今後の人類の進化は、自らの飼育環境のうちで独自の道を辿ることになるであろう。

自然界には様々な香気成分が存在する。

匂いの数は極めて多く、有機化学者によれば、有機化合物200万種のうち、その5分の1が匂いを持っているという。完全に同じ匂いを持つ物質はないから匂いの数は40万位である。

人類は、二足歩行により、視覚依存の行動が優先した結果、嗅覚に対する依存度が低下し、五感のうち特に嗅覚受容機能が低下した。ヒトが犬のように四肢歩行で行動するならば、いかに多くの情報を嗅覚で得られるかは、想像を絶するものがある。

人類は生活技術を向上させ、自らが有利な人為的環境を構築し、その環境に適応した結果、自然

環境に対する五感の適応度が低下した。自然界は無数の香気成分を大気中に放出し、大気の浄化作用を行っている。この偉大な自然の摂理に対し、現代文明社会で生活する我々は、その恩恵に浴しているにも拘らず、極めて無意識、無関心である。

しかし、社会構造の複雑且つ急速な進展は、それに伴う様々な弊害を産出している。

公害病の発生、環境汚染、交通障害などに代表される弊害は、健康阻害とストレスの蓄積などを誘発する要因となっている。

現在、多くの科学者によつて、自然界が有する香気成分について科学的解析が行われている。

これらの香気成分がヒトに対して、生理的・心理的效果を発揮することが解明されてきた。この香気成分の有効性を利用した治療法がアロマセラピー（Aromatherapy）と呼ばれている。「森林浴」、「海気浴」、「日光浴」の三大浴法に代表される。これらの浴法に関与する自然界の香気成分がヒトの嗅覚受容器を通じて、ヒトにいかなる生理的・心理的效果を及ぼすかを考察する。

『新しい気象』講座には場違いの感があるが切り口を変え、気象に関係がある「森の匂い」、「海の匂い」、「水の匂い」、「風の匂い」、「雪の匂い」について科学的な解説を試みる。

1. 人類の起源と人種形成

人種の起源については、多元論と単元論がある。今日では全ての人種は単元論にまとめられ、ホモ・サピエンスのなかに包含されている。多元論は人種の差を原人の段階まで追う立場であり、

単元論はサピエンス段階で分化したという見解である。

人間は他の動物と異なり、精神活動が盛んであるため、異民族意識が強く、伴侶の選択において、同一形態の人間を選択する傾向が強く、似たもの同志が集合体を形成し、人種形成の元となった。この点で人種特徴のうち、目に着きやすい形質が重視され、人工的淘汰の過程が継続して行われた。一方、環境の影響も無視しがたく、特に気候は人種形成における重要な要因である。

人種形成に当たって、環境についての動物学的法則が当てはまる。

人類は本質的に多型的且つ多様的である。人種はその種内の変異を示すものであり、動物における亜種に相当する。人種は生物学的区分であって、言語や風習習慣とは無関係である。人種という概念は集団を現わす。

人類遺伝学者のスターンは「人種とは遺伝的に多少なりとも隔離された人種集団で、他のいかなる隔離集団とも違った集団遺伝子構造を有するもの」と定義している。従って人種は統計学的概念によって理解されるものである。

2. 嗅覚と匂い

ヒトという生物は後肢で直立するようになってから著しく嗅覚が退化し、鈍感になった。ヒトは直立することにより、視界が遥かに遠く、広くなり、視覚に依存することによって外敵の来襲や異性の存在、食物の在抛の発見が、より容易になったので、匍匐していた時代と異なり、嗅覚によってそれらの存在を知るといった機能が衰えた。しかし、ヒトの嗅覚は他の生物、動物に比較して著しく鈍感になるには、数百年に亘る時間の経過があった。

ところで、ヒトの嗅覚が以前の状態のまま保持されていたならば、現在のような安穏な生活保持が可能であろうか。おそらく空気や水や風など自然界の全ての匂いに敏感に対応していたとするならば、ヒトの神経は疲労困憊し、その刺激に絶え

得ずして、滅亡していたかも知れない。嗅覚の減退は、五感のバランスによるもので、退歩か進化的いづれとも判断し難いものである。

ヒトの発生以来、好ましい匂いと、しからざる匂いは、試行錯誤的に長期間かかって、頭脳に少しずつ印象づけられ記憶されてきた。ヒトが何時の時代から好ましい匂いで身を飾るようになったか判らないが、洞窟の原人時代にはもう、花を身辺に置いて飾っていたと思われる。すなわち美的官能感覚には非常に長い歴史があると共に、この感覚は善し悪しにつけ、一朝一夕で変化するものでないことを示している。

歴史は繰り返されるといえるが、匂いの嗜好にも循環がある。しかし、その循環は単なるリバイバルではなく、その時代の流行に沿った上でのリバイバルである。軌道修正型スパイラル性と表現できる。そして第一に言える事は、何時の時代でも良い匂いは良く、悪い匂いは悪いという至極当然のことである。

人夫々、国夫々にその歴史があり、風俗、習慣が異なれば、匂いに対する嗜好も異なる。

① 生物の匂いの存在価値

生物の香りや匂いの存在について、種々の学説がある。生物の有する香りや匂いは、特別な存在価値を認めるものではなく、単に生物の生活廃棄物にすぎないという廃棄物説。

他方、生物の生活上必要があって存在するという必要説。この代表的二説の真偽は神のみぞ知るところであるが、もし香りが生活廃棄物であるとしたら、こんなに複雑微妙な多くの種類でなくとも良さそうである。従って、後説の必要説をとりたい。

② 匂いの必要説

花は香りで昆虫を誘導し、昆虫は花に蜜のあることを知って群がる。その為、花粉が雌しべに付着して受精する。即ち、種族保持上、香りが重要な役割を果たしている。

果実の有する美味しい味と芳香は、鳥獣の食欲を満たし、果実は鳥獣によって方々に運搬され、

その結果、種子は広範囲に分布する。即ち、種族の繁殖を行っている。

また、香りの化学成分は有力な殺菌性を有し、その為に草木の香りは外敵から自身を守ることが可能で、自己防衛を果たしている。

動物の分泌する麝香、シベットやカストリウムは、明らかに異性間の愛の誘引物である。昆虫類の雌雄間の性交渉を誘発する為の分泌物は、全て香りを持つ成分である。人間の化粧も、異性誘引の一手段である。人間の体臭も、かつての雌雄間の愛のシグナルの面影であると思われる。それが体臭が薄弱になるにつれ、身体を香りで化粧する事を覚えた。香りの化粧は種族保存以外の何者でもない。

しかし、動物中で人間のみが辛い宗教と芸術を会得し、宗教と芸術の底流に神仏が存在する叡智を得た。香を焚いて身を淨め、神仏に祈り、神仏との交流を図り、或いは、妙なる花の香りに身体を託す芸術も得た。現在あらゆる分野に香りが応用されているが、香りは元来、人間が神仏との交信、交流に用いた神聖なものであると言う事を忘れるべきでない。

③ 匂いの記憶

「匂いってものは不思議だな」「一番頼りない感覚なのに一番強く記憶を運んでくる」阿刀田高の「花の図鑑」からの文章である。ここ数年前から話題になっている香りの心理的・生理的作用や抗菌性などのはかに匂いの持つ他の性質を良く表している。

夏目漱石も「十月ニナルト去年ノ十月ヲ臭デ思出ス」とメモに書いている。

先般、新聞記事で、香りによる記憶回復の報道があった。新潟の海の事故で記憶を喪失した人が、二年後の沖縄の海の塩水を口に含んだ時、その海水の匂いで、突然記憶を回復した。記憶回復のキーワードが海水の匂いということができる。

中村重信氏は「化学、447～449(1987)に記憶物質は存在するかを論じている。

以前はリボ核酸やペプチットが記憶物質である

と信じられていたが、現在では、殆どの研究者は誤りであると考えている。

しかし、記憶の成立には物質レベル抜きでは考えられない。神経伝達物質と記憶との関係が検討され、神経伝達物質の候補に、アセチルコリン、ノルアドレナリン、バソプレッシンなどがある。

香りの種類によって、このような記憶物質を刺激しやすかったり、刺激しにくかったりすることも考えられる。

タイムスリップに有効な香気成分があったら面白い。若者もやがて大人になり、老人となる。楽しく、嬉しい時は勿論、悲しい、辛い時も、その記憶は香り結び付いて、全ての甘味な思い出となって蘇って欲しいのである。

④ ヒトの嗅覚

ヒトの嗅覚は過度の視覚依存によって嗅覚使用頻度の減少による能力低下の結果生じたので、使用頻度を上げるとその能力は回復する。香料を創造するパヒューマーがその良い例である。ヒトの行動科学と生理学的知見によると、ヒトの嗅覚細胞は、外から鼻に入ってくる匂いの分子数が、8個あれば興奮し始め、40分子で匂いとして意識できるほど敏感である。ヒトは直立歩行によって手を自由に使用でき、又、目の高さが上がって視野が拡大して、広く情報を得ることができるようになったが、その代償として、上半身を腰で支えることによる腰痛と、他の動物より重い脳による鼻中隔湾曲に悩まなければならないことになった。

嗅覚の感度は、匂い物質の分子濃度によって異なる。匂いの感知可能濃度と不可能濃度の境界濃度を閾値という。味覚の閾値は味を感ずる最小濃度であり、嗅覚閾値と類似する。

⑤ ヒトの嗅覚受容器

受容器は鼻腔の背側部の嗅上皮と呼ばれる黄褐色の粘膜部分にある。普通の呼吸では、吸入した空気は下及び中鼻道を流れて直接嗅上皮には触れないが、匂い物質は拡散によって達する。嗅ぐ運動をするときは、空気は上方に向かって流れ、嗅上皮の表面を多量の空気が流れるようになる。

嗅上皮には三種類の細胞がある。感覚細胞である嗅細胞と、これを支える支持細胞及び基底細胞の三つで、支持細胞の周辺には三叉神経の自由神経終末がきていて、アンモニアのような強烈な匂いや、機械的の刺激などに対して反応する。嗅細胞は鼻腔へ細長い突起を出し、粘膜表面の粘液層に埋まっている。

嗅細胞の軸索は第一次嗅中枢である嗅球に入り込み、僧帽細胞や房細胞とシナプスを構成している。僧帽細胞の軸索は外側嗅索を通り前梨状葉や扁桃核に入る。房細胞の軸索は内側嗅索を通り、前交連を経て反対側の嗅球に終わったり、両側の分界上核や中心扁桃核に終わる。

(図 1、2、3、4)

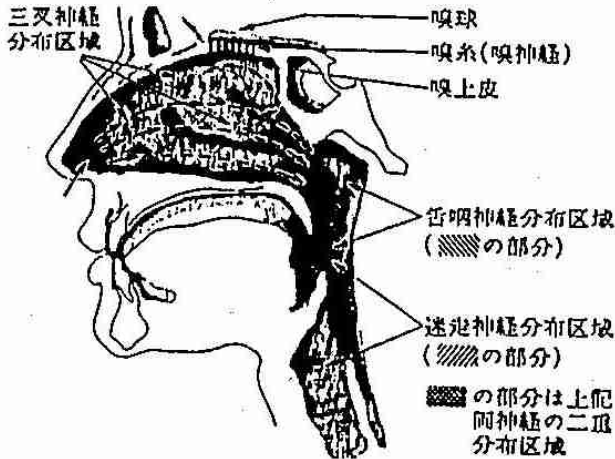


図1 鼻腔と匂いを感じる神経

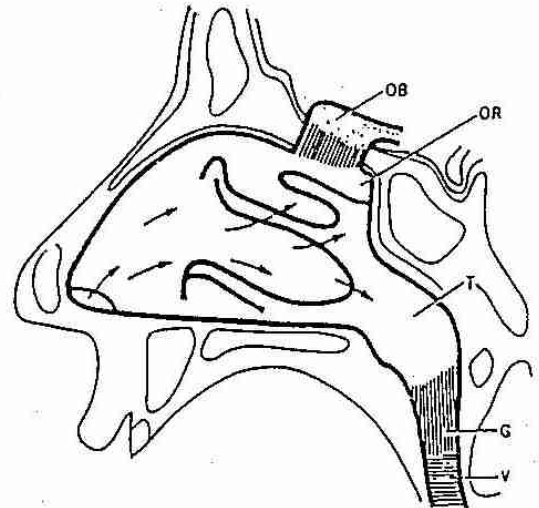


図2 ヒトの嗅粘膜の位置と鼻腔内の空気の流れ
 ○B：嗅球、○R：嗅粘膜、上気道は三叉神経(T)、舌咽神経(G)、迷走神経(V)の支配を受けている

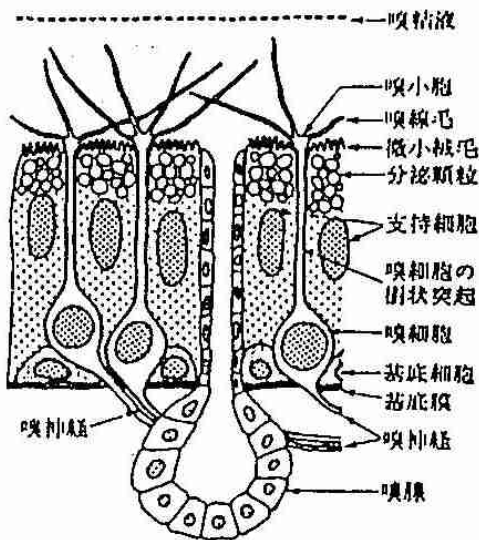


図3 嗅上皮の構造

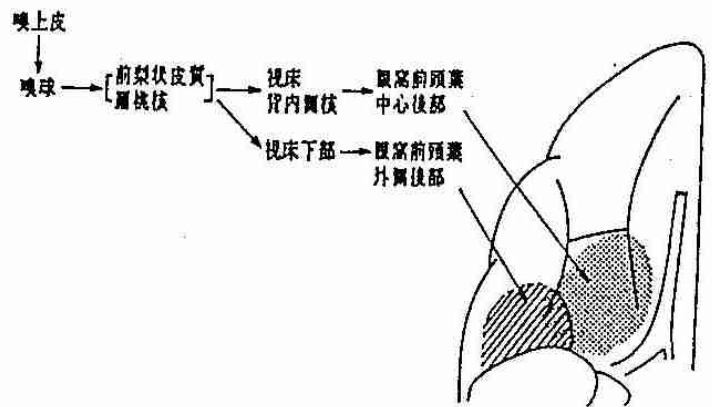


図4 新皮質に見出された二つの嗅覚領(前頭葉の腹側面を下から見た図)

扁桃核は食欲や性欲を調節している大脳辺縁に属しているから、嗅覚が動物の食生活や性生活に深い関係があることを考えると、この腺維連絡は当然のことである。

前梨状葉や扁桃核などを高位嗅中核と呼ぶ。

※匂いに対する閾値

物質	嗅閾値(mg/%)
メルカプタン	$4 \times 10^{-8} \sim 10^{-10}$
スカトール	4×10^{-10}
天然麝香	$1 \times 10^{-2} \sim 7 \times 10^{-6}$
合成麝香	$2 \times 10^{-6} \sim 10^{-9}$
バニリン	$5 \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{-10}$
石炭酸	$4 \times 10^{-3} \sim 12 \times 10^{-4}$

ヒトが識別できる匂いの数は約10万以上で25,000個の嗅細胞は68個の房細胞と24個の僧帽細胞とに連絡しているから、この組み合わせで無限の数

の匂いの識別が可能である。

嗅覚は刺激が続くと容易に順応して消失するが、異なった種類の刺激に対しては反応しうる。匂いの物質を混合すると緩和されるが、完全に相殺されることはない。又、混合によって、全く別の嗅覚を生じる。

※嗅細胞の数：嗅細胞の匂いに対する機能的特性を研究する上で、嗅細胞の微細構造、数量、密度などを知ることは不可欠なことである。一般的に嗅覚の鋭敏な動物は夥しい数の嗅細胞を有する。しかし、個々の嗅細胞には夫々に機能的相違が認められる事から、嗅細胞数と匂いの感覚の関係は多様である。

嗅覚の鋭敏さは、単に細胞数に比例するのではなく、細胞同志の繋がり方、細胞網の組み合わせの複雑さにも関係する。(表1)

表1 6種類の脊椎動物の嗅細胞の概数(片側)

種	ウシガエル	スッポン	ヨツユビガメ	クサガメ	カモ	ハト
嗅細胞数	3.9×10^6	8.5×10^6	7.5×10^6	1.3×10^6	5.8×10^6	3.0×10^6

※嗅粘膜(片側)の嗅細胞数

ウサギ	約 5,000万個
ウシガエル	約 390万個
クサガメ	約 130万個
牧羊犬	約 1億個
ヒト	約 500万個

※イヌの嗅覚能力：ヒトの100万倍～1,000万倍

3. ヒトの行動における匂いの役割と重要性

嗅覚は人間を取り巻く環境を判断する五感の一つであって、他人の匂いや環境の匂いに強く影響される。

① 嗅覚と行動

嗅覚は人間の本能的衝動を司る脳の部分に最も直結している感覚である。

嗅覚のメッセージは、脳への中継器官である視

床を通らずに、直接行動中枢に行く。

即ち、嗅覚のメッセージは理性の管理を受けることが少ない。

嗅覚器官は、行動を起こさせる視床下部及び周辺の組織と密接な関係がある。

② 匂いに対する行動

感知した匂いは夫々意味を持っており、嗅覚による感覚を構成する。

そして記憶している思い出やイメージによって、夫々の匂いを解釈したり、補足して理解する。新しい匂いは、或る意味のイメージと結び付けて記憶する。イメージが良く肯定的な匂いは「良い匂い」であり、否定的イメージの匂いは「悪臭」ということになる。

或る匂いが全ての人に悪臭というわけではなく、或る人々には快いと感じられ、或る人々には不快と感じられるのであって、夫々の習慣や生活環境

によって異ってくる。

嗅覚によって識別された匂いは、認識されて心の中にイメージとして記憶される。

視聴覚のイメージよりも嗅覚のイメージの方が早く記憶を呼び起こすと研究者はいつている。匂いは一度記憶すると決して忘れられない。嗅覚は他の感覚が休息しているときも働いている。睡眠中も聴覚と触覚は、部分的には働いている。嗅覚は常に覚醒していて、鼻腔を通じて、ヒトは呼吸する度に、匂いを何のフィルターも無しに嗅でいる。

我々は認識しているが否かに拘らず、動物と同様に匂いによって行動させられている。ヒトの嗅覚細胞は動物のそれと全く同じ仕組みになっていて、ヒトの方が機能が低いにしても四六時中嗅覚を働かしている。

フィトンチッド

植物は、森林浴で知られるフィトンチッド等の芳香物質を放出して、他の生物に信号を送っている。

「フィトン」は「植物」、「チッド」は「殺す」の意味で、微生物など自身に害する恐れのある敵から、動くことのできない我が身を守るために作り出す防御物質である。

※嗅覚と行動パターン (図5)

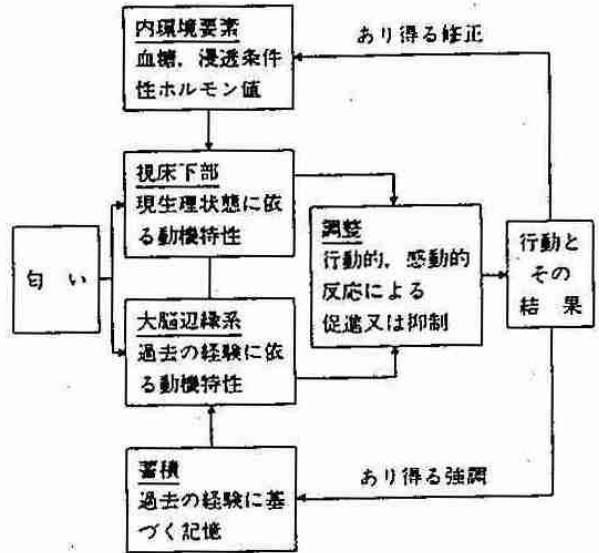


図5 行動のパターン (P. Karli)

表2 植物が分泌する各種防御物質

種 類	植 物	分 泌 物 質
動物の攻撃に対する防御物質	サクラソウ	ベンゾキノン誘導体
昆虫の攻撃に対する防御物質	バルサムモミ	ジニバビアン
フィトンチッド (殺細菌、殺原生動物、殺真菌の性質あり)	ナナカマド	青 酸
フィトアレキシン (細菌、原生動物、真菌の生長を阻害)	ジャガイモ	テルペノイド(例 リシチン)
アレロパシー物質 (他の植物の生育を抑制する物質)	サルビア	シネオール、カンファー
ウインドガス (細菌、昆虫、その他の攻撃に対して防御を行い、自分自身の生長を促進する)	ク リ	スチレン、ローズフラン、他

松岡英明「植物のコミュニケーション」『日本音響学会誌』43巻8号(1987)の一部

この物質の殺菌効果やヒトに対する好ましい生理効果に期待するのが、森林浴の理屈である。この現象は、1930年頃、ソ連レニングラード大学のポリス・ペトロビッチ・トーキン教授が、動物の発生学の研究途上で、植物で初めて発見した。

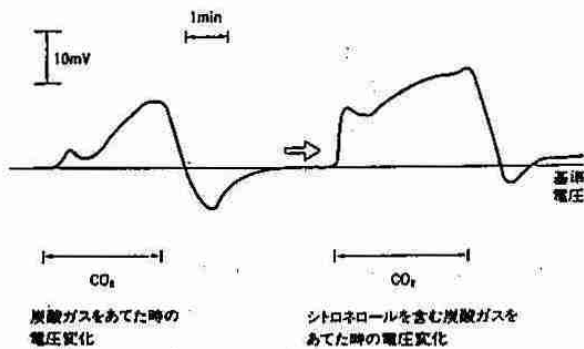
(表2)

植物にこのような発信機能があるのなら、受信機能もあるはずである、東京農工大学工業化学科の松岡英明助教授は実験を重ねてきた。ツユクサ等24種類の植物の葉に0.1~0.05ppm(1ppmは十億分の1)の極めて低い濃度の化学物質を含むガスを当てると、細胞内電圧が変化することを発見した。

バラの主要な香気成分である芳香物質シトロネロールを炭酸ガスに混合して、クチナシの葉を覆うと、電位変化が認められる。

これら植物の受信機能を利用して、将来植物を利用した香りのセンサーの開発が可能ではないかと期待される。(図6)

図6 植物の細胞内電圧の変化
『日本化学会61年秋季大会講演要旨集』より



4. 自然の香り

① 青葉の香り

新緑の若葉を指先で揉むと、青臭い匂いがする。植物により、季節により、青臭さの質と強さが微妙に異なる。この青臭さの本体は、主として炭素数6個からなる青葉アルコールと青葉アルデヒドである。(図7)

お茶の生葉を摘んだ時に感じる香りが、その典型である。生葉2トンから約100グラムの青葉アルコールが得られる。

緑茶の香りや風味は青葉アルコールに負うところが大きく、同じ茶の葉から作られるウーロン茶や紅茶は発酵過程を経るため、その香りや味を異にする。

メロンや青みの残ったトマトにも、又キャベツを刻んだときに感ずるみずみずしく、爽やかな香気にも青葉アルコールが潜んでいる。

この青臭い香りは香水にも用いられており一般に「グリーンノート」と呼ばれている。

フレッシュで新緑のイメージを持つ香りの特徴とする香水は、1960年代の終わり頃から、主として若い女性向けに作られ、大変な流行となった。この流行は世界的なもので、川や大気汚染、緑の少ない都市生活に自然を取り戻したという。自然回帰への憧れによるものであったと考えられる。

グリーンノートは、虫や鳥達の世界でも多様な働きをしている。蝶や蛾は、異性を呼ぶ性ホルモン、保護色の決定、脱皮の促進作用等世代交代の重要な手段として、蟻は道標として、夫々青葉アルコールを用いている。

青葉アルデヒドは、蟻の警告、通信フェロモン、ゴキブリの防御、忌避、集合フェロモンといった、生態保全のための欠かせない手段として用いられている。

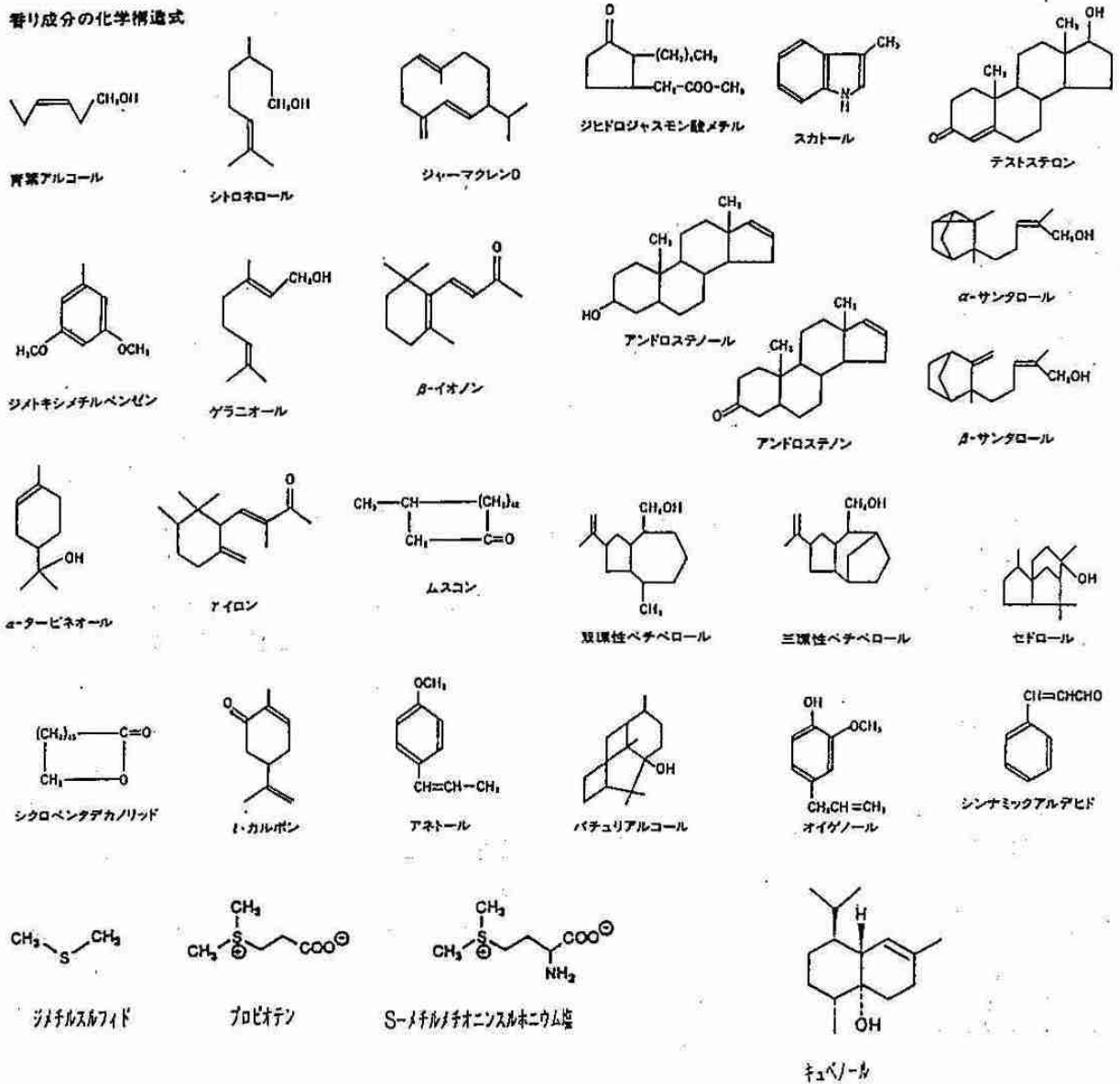
或る種の鳥類は、卵の孵化の際に、必ず新鮮な緑葉を巣に敷く、これを欠くと卵が孵化しないのである。

シンビジウムの花の香りは、どれも青臭く、香りからは、その花のような華やかなイメージは感じられない。大輪のボタンの花もその開花時に、絢爛たる姿に不似合いな、青臭い匂いが漂う。両方の花に共通することは、虫が近寄らないことである。

華やかな芳香を犠牲にして、青臭い臭いで身を防御しているのであろうか。

図 7

香り成分の化学構造式



② アロマセラピー (Aromatherapy)

アロマテラピーは、1930年代から始められた。ハーブや芳香性生薬の精油や成分を利用した治療に対して命名されたものである。

当時は服用、塗布という形で用いた場合の経験的な、或いは伝承的な効果を示しているのみで、現在の科学的解析はなされていない。最近になり、これらの生理的・心理的効果が科学の尺度で認められてきた。

現在では、香りの嗅覚刺激による生理的・心理的影響についての新アロマセラピーをアロマコロ

ジー (Aromachlogy) と呼ぶようになった。

では、今なぜアロマロジーなのか。その原因には、現代の生活環境が都市化し、時代の変化が急速化することによって、精神の不安が増加し、自然回帰の要求や今までになかったような刺激に対する要求が強くなっていることが考えられる。

その一端が森林浴、海気浴などのブームを起し、匂い刺激による精神の安らぎや高揚を目的としたような商品を開発、ひいては快適空間作りへと利用され、注目されている。

アロマセラピーの歴史は古く、古代エジプト、

ギリシャ、ローマ及び中国、インドで既に実用化され、民間療法として広く普及していた。しかし、医術の進歩につれて薬物の利用面にも様々な革新があり、殊に合成医薬の出現によって的確な治療と効果が高く評価されるようになると、アロマセラピーは次第にその輝きを失った。

ハーブ(Herb、香草)や芳香性生薬中の精油や呈味成分、アロマを治療に導入して、新しい領域を開拓したのは、フランスの比較病理学者 R.M.Gattefosse (1937) である。

彼は精油の生理活性に注目し、精油とその含有成分を利用する治療法をアロマセラピーと命名した

当時アロマセラピーに対する関心は、フランスとイタリアで最も強く、睡眠に対する作用、神経系統に対する作用、催淫、制淫に対する作用などの研究がなされた。

以来、アロマセラピーでは、嗅覚刺激によって誘発される薬学的反応と快、不快、興奮、鎮静などの心理的効果の両側面における作用が有効であるとする治療法であり、主として神経系統に対する治療効果が大きいと期待されている。従って心因性自律神経症、即ち心身症の治療に最も有効とされている。(表3)

表3 精油類と香料の作用 (内用、経皮)

作用	使用目的	主な精油 香料	備考
下等動植物に対する作用	殺菌、防腐、消毒、駆虫、殺虫、昆虫類の誘引、忌避	ユーカリ油、ショウノウ油、ゼラニウム油、タイム油、ハッカ油、クローブ油、アニス油、シトロネラ油、ベルガモット油、レモン油、テレピン油 チモール、オイゲノール、メントール、カルボン、アネトール、ボルネオール、カンファー、シトロネル酸、アスカリドール、ケイ皮酸エステル、安息香酸エステル アズレン、カンファー、チモール、メントール	
	皮膚、粘膜に対する作用	炎症防止 (消炎) 刺激、興奮 (引赤) 遮光 (紫外線吸収、日焼け防止) 局所麻酔	芥子油、クロトン油 クマリン誘導體 ベンズアルデヒド、ベンジルアルコール、フェニルエチルアルコール、メントール、サルチル酸メチル
中枢神経系の機能に対する作用	興奮	カンファー、フェンゴン、ボルネオール、カルボン、ツヨン、メントール	
	鎮静	吉草油、メリッサ油、ハッカ油、カモミル油、ラベンダー油	
	麻酔	クマリン、アセトフェノン、ミリスチシン、脂肪族ケトン メントール、吉草油	
循環系に対する作用	興奮	ラベンダー油、吉草油、ショウノウ油	
	血管拡張 (血圧低下) 血管収縮 (血圧上昇)	メントール、ボルネオール、リナロール、ゲラニオール、シトラール オリガナム油、ツヨン、ゾロチカテキップアルデヒド	皮下注射 皮下注射
平滑筋に対する作用	駆風	芥子油、ケイヒ油、ハッカ油、クローブ油、ラベンダー油 メントール	
	ケイレン	ベンジルエステル、クマリン	
	胆汁分泌促進	コスタス油、クルクマ油、ハッカ油、アニス油	
	子宮収縮	ジュンパー油、ボレイ油、ヘンルーダ油、サビナ油、ヘノボシ油、サビノール、アピオール、ミリスチシン	
外分泌	麻痺、ケイレン	ヘノボシ油、ショウノウ油、タイム油、チモール、ベンジルエステル	
	気管支分泌促進 (去痰)	テレピン油、タイム油、ユーカリ油、シネオール、カンファー、チモール、カルバクロール、グアヤコール	
	胃腸粘膜の分泌と運動促進 (健胃整腸) 尿の分泌、排泄促進 (利尿)	ハッカ油、アニス油、メントール テレピン油、サンダルウッド油	
血液に対する作用	溶血	カルボン、メントン、カルベノン	in vitro
	凝血抑制 血糖増加	オクチルアルコール、クマリン誘導體 カンファー	
内分泌	甲状腺腫の抑制	芥子油、チモール、βイオノン、シトラール、アリルチオ尿素	
	発情作用	アニス油、アノール	
細胞に対する作用	有核細胞分裂促進	カンファー、ボルネオール、アセトフェノン、オクチルアルコール	
	植物の発根、発芽抑制	クマリン、ベルガプテン、ピンビネリン	
	腫膜の生成抑制	ジアリルサルファイド、シトラール、チモール、アネトール、シトロネラール、エナントール、サルチル酸メチル	

「香道」はわが国が世界に先駆けて築いた芸道であり、「香を聞く」事によって、精神的安定化、鎮静、清浄化に役立つこと、ひいては全身の健康回復に有益なことは、既に良く知られている。この事実は香即ちアロマが心身症に有効なことを立証するものであり、古来の芸術のもたらす有用性の新しい側面として開発された治療法が「芳香療法」であり、アロマセラピーと同軌道的性格が強い。

「香道」、「茶道」、「華道」は仏教と深い関

係にある。いわば三位一体のものであったが、後年、夫々が分化したものである。「香道」において、香を聞くと言う事は、沈香の香を通じて、その奥底にある天の摂理を探らんとするものである。

「香道」は一種のアロマセラピーである。

京都大学の檜教授は、眩暈が起きる平衡失調症患者28例にムスク様芳香を嗅がせたところ、半数以上の症例が改善されたと報告している。

(表4)

表4 アロマ療法剤とその主な機能

機能	芳香療法剤の例
覚醒(眠気さまし)用香料	精油(はっか、ユーカリ、ベルペナ、シトロネラ、カヤブテ、サルビア、タイム、クローブ、ローズマリー、ヒソップ、ベージル等)、エキス(オニオン、ガーリック等)、蟻酸、酢酸、蟻酸エチル、蟻酸プロピル、酢酸エステル(エチル、プロピル、ブチル、ヘプチルノニル、メンチル、イソメンチル等)、亜硝酸アミル、トリメチルシクロヘキサノール、アリルサルファイド
催眠用香料	精油(カモミル、ネロリ等)、ノニルアルコール、デシルアルコール、フェニルエチルアルコール
食欲抑制用香料	よもぎ油、ローズマリー油、ユーカリ油、ミル油、フェニル酢酸エステル、グアヤコールインドール、クレゾール、チオフェノール、p-ジクロロベンゼン、p-メチルキノリン、イソキノリン、ピリジン、有機アミン類、カンファー、メルカプタン、アンモニア、硫化水素
食欲促進用香料	精油(ベージル、ペリラ、マジョラム、タイム、ローレル、ジュニパーペリー、レモン、ナッツメグ、ジンジャー、オニオン、ガーリック等)、カルボン、エストラゴール、エレモール
抗偏頭痛用香料	精油(オレンジ、レモン、ベルガモット、ラベンダー、ローズマリー、ベージル、ペパーミント、脳、ユーカリ等)、メントール、シネオール
嫌煙用香料	精油(オレンジ、レモン、ベルガモット、クローブ、シナモン、ナッツメグ、メース、ジンジャー等)、オイゲノール、シトラール、ヒドロキシシトロネラール
制吐、抗失神用香料	ペパーミント油、アブシンス油、ユーカリ油、ローズマリー油、メントール、シネオールシトラール、カンファー、酢酸、酢酸エステル
催淫性香料	サンダルウッド油、コスタス油、ラブダナム油、アンバー、ムスク
無性欲化香料	精油(せいようになじんぼく、アルチミジア、カンファー、脳、ユーカリ、サルビア等)カンファー、シネオール
不安解消、抗うつ用香料	精油(ラベンダー、ベルガモット、レモン、マジョラム、ローズマリー、クラリーセージペパーミント、ベージル、ローズ、ジャスミン、プチグレン、ナッツメグ、シナモン、クローブ、メース、ジンジャー等)、シトラール、シトロネラール、ボルネオール、リナロール、ゲラニオール、ネロール、ロジノール

表5 アロマテラピーに用いられる精油とその特性

	強心作用	消腫作用	癒傷作用	去痰作用	鎮静作用	利尿作用	驅風作用	収れん作用	鎮痙作用	血圧降下作用	抗うつ作用	緩下作用	強壯作用	健胃作用	通経作用	驅虫作用	消化促進作用	鎮痛作用	解熱作用	抗炎作用
ベンゾイン	○	○	○	○	○	○	○													
シブレス	○				○	○		○	○											
イランイラン	○				○					○	○									
ウイキョウ	○		○				○	○				○	○	○	○	○				
ネロリ	○	○			○			○	○			○					○			
カミツレ	○	○			○	○	○	○	○	○			○	○	○		○	○	○	○
カルダモン	○					○	○	○					○	○			○			
クラリセージ	○				○	○	○	○	○	○			○	○	○		○			
ブラックペパー	()					()	()	()	()			()	()	()			()	()	()	
シダーウッド	()		()	()	()		()													
ジャスミン	○				○			○	○			○								
ジュニパー	○	○			○	○	○	○	○				○	○	○					
樟脳	○	○			○	○	○	○	○	○						○		○	○	
ゼラニウム	○	○			○	○	()			○			○							
乳香	○	○			○	○	○	○									○			
バジル	○		○				○	○	○	○			○	○	○		○			○
パッチューリー	○				○			○			○		○							○
ローズ	○				○			○	○	○		○	○	○	○					○
ヒソップ	○	○	○	○	○	○	○	○	○				○	○	○	○	○			○
白檀	○		○	○	○	○	○	○	○	○			○							○
ペニロイヤル	○		○				○	○						○	○		○			○
ペパーミント	○	○			○		○	○	○					○	○	○	○	○	○	○
ベルガモット	○	○	○	○			○	○	○	○						○	○	○	○	
マジョラム	○			○	○		○	○	○	○			○	○	○		○			○
メリッサ	○				○		○	○	○	○			○	○	○		○			○
没薬	○	○	○	○			○	○					○	○	○					○
ユーカリ	○	○	○		○			○								○		○	○	
ラベンダー	○	○	○		○	○	○	○	○	○			○		○	○		○		
ローズマリー	○	○	○			○	○	○	○						○	○		○		

渡辺洋二他「フレグランス・ジャーナル」77号(1986年)の一部

最近、香りや匂いが人間の心理状態にいかにか作用するかという科学的研究が始められた。東邦大学の鳥居鎮夫教授は、随伴性陰性変動の脳波を測定して、香りの脳波に与える影響を測ろうとするものである。その結果、人間の精神の平静化を著明に表すものに、ラベンダー、白壇、沈香類があり、興奮作用をするものに、バラ、ジャスミン、桂皮油等がある。脳波の研究は、種々の現象、特に人間の心理状態を解明するのに用いるようになった。

脳波には、 α 波と β 波がある。 α 波が優位な状態では、心は平静で思考力が高い。 β 波が優位な状態では、逆に興奮して心がエキサイトしている。

※アロマセラピーの有用性

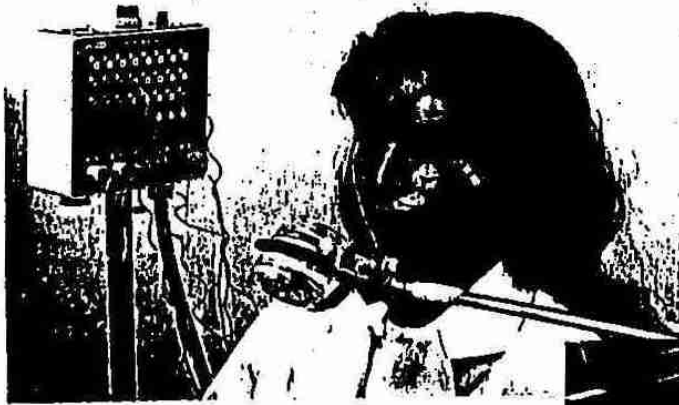
香気性植物の原始的利用に端を発し、生薬、ハー

ブ類による植物療法へと発展した治療法は、幾多の変遷を経て近代化され、今日に至った。この過程でアロマは香りを主体とする芳香工業へと分岐成長し、薬としての視点から分離進展した。近代医学に支えられて発展した化学療法剤は、不測の奇病発生により、厳選を余儀なくされた。公害病の発生、環境汚染、交通障害など健康阻害とストレスを誘発する原因は日毎に増大している。心の安らぎと、これに伴う健康保全に役立つ薬と治療は、多くの人が望むところである。

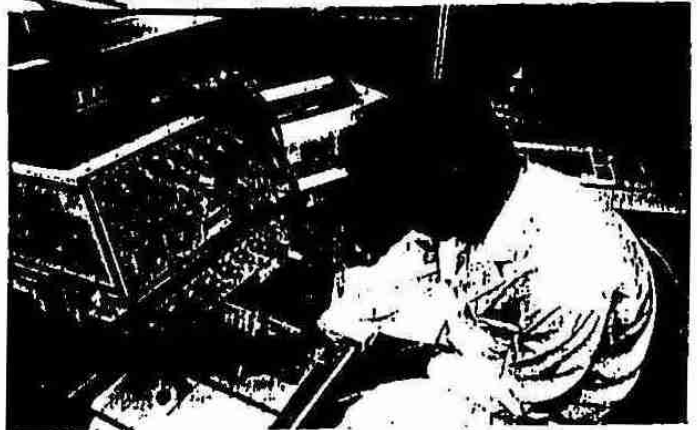
この時期に応える薬物の一つとしてあげられるものは、天然性の豊かなアロマであり、アロマセラピーは時宜に適した療法として、その有用性に期待が寄せられている。

(図8・図9・図10・図11)

図 8



CNV実験 各精油の香りを嗅ぎながら実験を進める試験者(左)から出る脳波を記録する(下)



CNVから得られるトポグラフ
何も嗅がなかった状態(上段)と比べてラベンダー様香気(中段)では青い部分が多くなる「鎮静」を、ジャスミン様香気では赤い部分が多くなる「興奮」を示している。

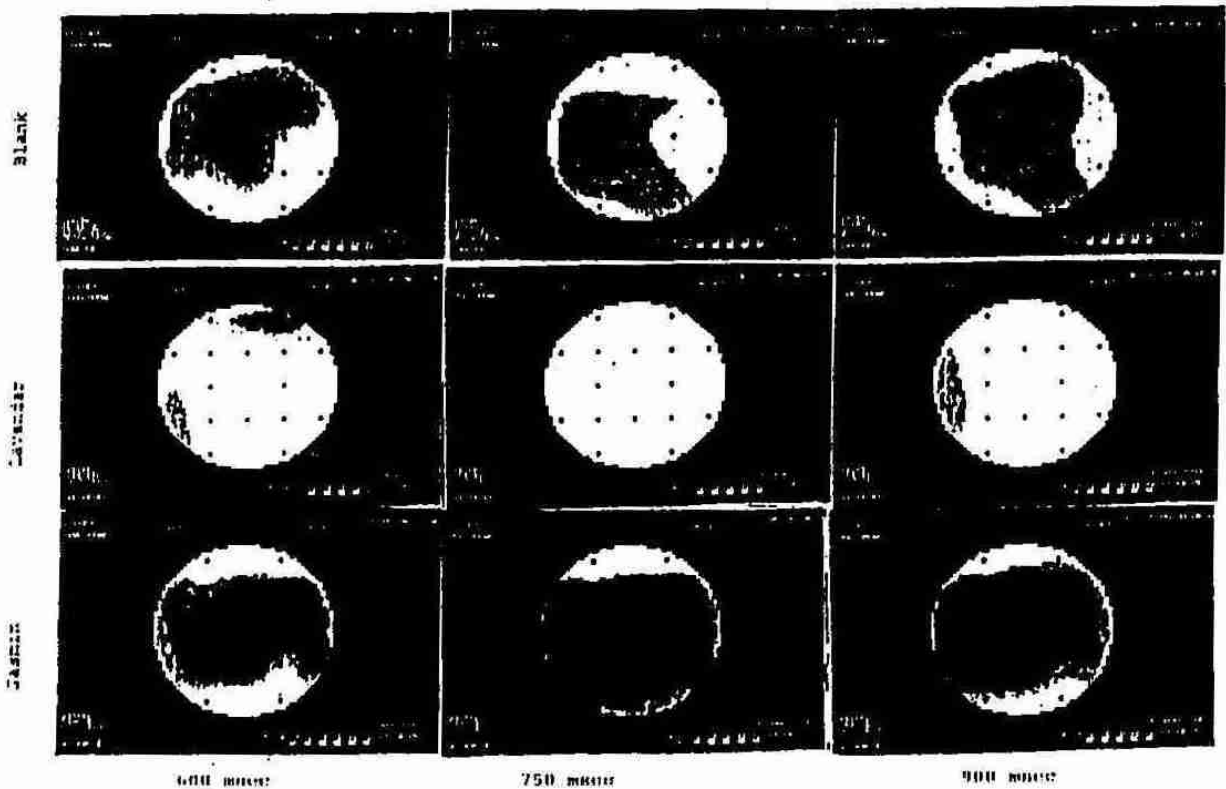


図9 CNV測定実験中のSPLの変動パターン。ブランク条件測定中はほぼ-20mVレベルで、カモミール
 呈示中はそれ以下、ジャスミン呈示中はそれ以上を示している。
 (金村ら：第21回味と匂のシンポジウム 1987年より)

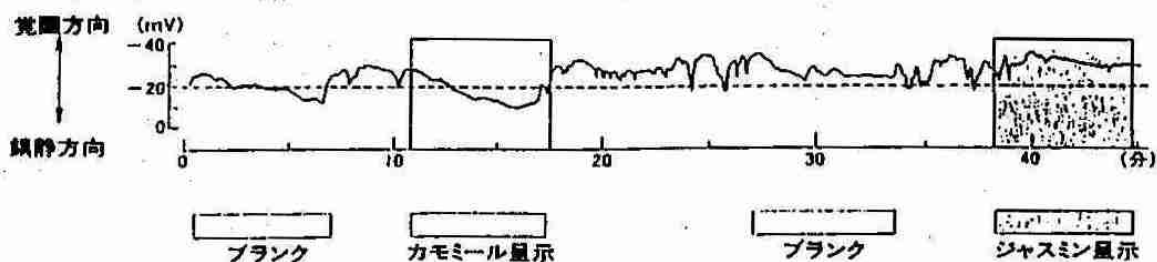


図10 仮眠をとる前のブランク (眠気状態) と仮眠後の
 ブランク (覚醒状態) および精油 (ジャスミン、
 ラベンダー) 呈示下のCNVの平均加算波形
 の例
 (枠内が前期成分を示す)
 (Torii et al "contingent negative variation
 (CNV) and the psychological effects of
 odour" Perfumery 1988年より改変)

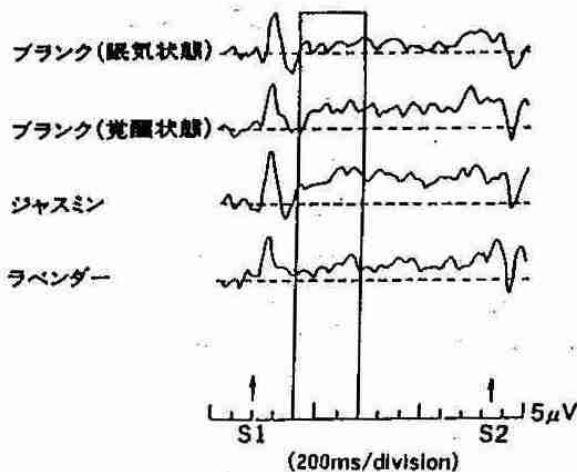
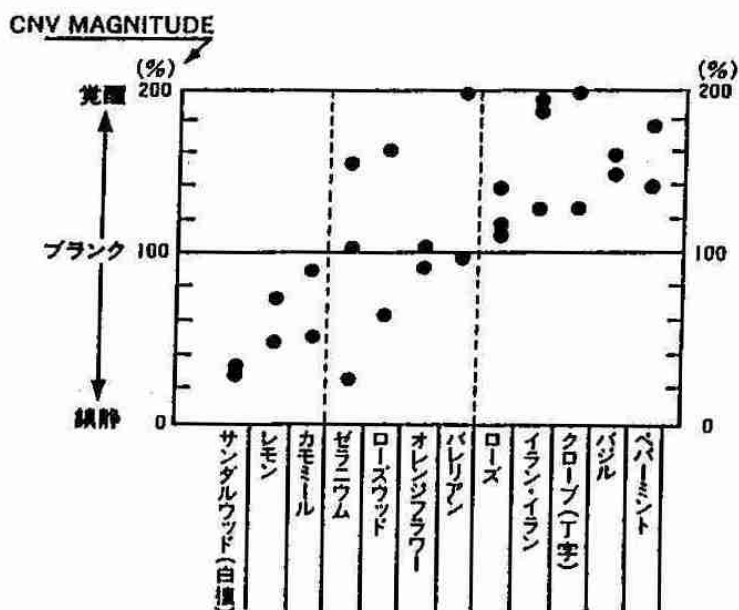


図11 各精油によるCNV前期成分の変化。各精油について2~3名のデータを示してある。各精油はブラン
 クに対して前期成分の標幅が増加する群、一定の傾向が認められない群、減少する群の3群に大別
 できる。
 (緒方ら：第20回味と匂のシンポジウム 1986年より)



③ 森林の匂い

『森林浴』は、1984年版「現代用語の基礎知識」（自由国民社）に記載されてから、1985年前後に日常語となる。森林浴は現在、国民の健康意識と結び付いて、ブームとなり、海気浴、日光浴と並ぶ三大浴の一つとなっている。日本には、古くから各地に森林についての不思議な伝承があった。

「森の中で暮す人には、長生きの人が多い」「森に入ると、二日酔いが治る」などである。1980年、共立女子大学の上山恵三教授（生気象学）が、「植物の不思議な力＝フィトンチッド」という著書で、植物の体から放出する殺菌作用のある成分「フィトンチッド」を紹介した。

森林の樹木は炭同浄化作用により、酸素を供給し、大気の浄化作用を行う。更に、芳香性揮発性物質（香り）を放出している。フィトンチッドは森の空気中の害菌を殺菌し、空気清浄化を行う。

ヒトは芳香物質を嗅ぐと、脳に一種の刺激を与えることになる。この刺激は鎮静作用をする。森林浴とは、この芳香物質を積極的に浴びて、大脳の働きを活発にし、健康増進を図ろうというものである。

樹木から発散される主な香気成分は、テルペン系物質で、炭素数5を倍数にした不飽和炭化水素の一群である。特に2倍数のモノテルペン類が重要である。

α-ピネンやリモネンが多く、その他ミルセン、サビネン、γ-テルピネン、p-サイメンなどのテルペン物質がある。

α-ピネンは炭素数が十個繋がった芳香物質である。この物質は新鮮な青臭い匂いであり、苔、茸、枯れ草のような匂いで、少し甘いバルサミックな匂いがする。それが樹木の匂いである。

植物が、このテルペンを空気中に放出し、森林地帯の空気を清浄化している要因は、昼間における植物の呼吸は空気中の炭酸ガスを吸い、酸素を放出する。植物は根から水分を吸収し、葉に存在する葉緑素と太陽光線で、光合成によって、樹木の生命に必要な糖類や澱粉質やセルロースを生産

する。その為、その主原料たる炭酸ガスが大気中の、害菌で汚染されたら、樹木自身にとって死活問題である。それを防御するため、テルペン類の香気成分を放散し、殺菌しているのである。

森林の草や茸類も同様に、草の根に至っては、地中に生息する無数の細菌が寄生するのを防御するため、テルペン類を含む様々な殺菌性化合物を放出して、害菌の侵入を防御している。（表6）

表6 針葉樹の葉から得られた精油成分

○印＝主成分 ○印＝他の葉種の主成分でその精油の主要10成分に入るもの

成分	針葉樹	スギ葉油	トマツ葉油	ヒノキ葉油
α-ピネン	○	○	○	○
カンフェン	○	○	○	○
サビネン	○	○	○	○
リモネン	○	○	○	○
ボルニルアセテート	○	○	○	○
ターピネ-4-オール	○	○	○	○
ターピニルアセテート	○	○	○	○

渡辺孝、市川順次「やすらぎの匂い・フィトンチッド」『フレグランス・ジャーナル』65号（1984年）より

神山教授によると、森の樹木が発散するテルペン物質は、青い霞（ブルーヘイズ）として間接的に目で見ることができるといふ。遠くの山を眺めたとき、山が青味かかって見えるのは、空気による光の散乱の他に、テルペン物質が大気中に漂うと、それが核となり、細かい水滴となり、太陽光を更に乱反射させ、青が一層強調されるという。

テルペンは気体であるから、核とはならないが、複雑な過程でテルペンが上昇し、断熱膨張で温度が低下したとき、凝結核になるのかもしれない。地球上に発散されるテルペン物質は年間1億8千万トンにも達する。

農林水産省林業試験場林産化学部の谷田貝光克博士は、「植物が放出する抗菌性物質の作用は、抗生物質のように強くはなく、穏やかに作用するものが多いが、害菌が繁殖する速度を和らげるといふ点では十分な役割を果たしている。」と述べている。

「レバノンの香、柏は神の香り」（旧約聖書）

「樹木を伝わり落ちる甘露法雨は、煩惱の炎を滅除する」（観音經）とあるように、昔の森林浴は、樹木から発散する芳香物質に薬効を説いていた。

現代の森林浴は、同時にベンゼン、ヘキサン、キシレンなど、大量の公害物質が樹木に吸着されている事実も考慮の必要がある。

④ 海の匂い

「森林浴」に似て、海藻から発散されるフィトンチッドを吸おうという「海気浴」という言葉がある。生物は太古、海より発生したものである。海も揮発性物質を発散する。

海藻からは、樹木と同様に、テルペン類として、リモネン、 α -ピネン、 β -ピネン、フェランドレンなどが検出される。

海岸では、森林の中のような単純な成分でなく、多くの起源を持つ各種成分の中で、炭化水素やアルコールが多く、僅かにテルペンが存在する。

海藻由来の有機ブrom化合物は検出されていないし、水産物の臭気成分であるアミン類やジメチルスルフォキサイドなどの含硫化合物も比較的検出されていないのは、磯臭さの少ない快適な場所でのことであり、磯臭の強い場所ではジメチルスルフォキサイドはかなり検出されるであろう。また、テルペンが変性された酸化物として、オゾンイドやパーオキシドなども認められていない。これらは分析中に分解してしまった可能性が強い。

我々は海藻を「海の野菜」として手軽に食する機会が多い。海洋植物が生産する生理活性成分の探索研究が盛んになり、フランスを中心にヨーロッパでは、海水や海藻を使ったタラソテラピー（海洋療法）は、アメニティーの追及概念と共に普及しつつあるアロマテラピーとも関連しており、「海の匂い」や「海藻の匂い」に関する関心が高まっている。

「森の中に公害物質が見出だされたのと同様

に、大気の汚染の広域化が進んでいることをクロロホルムの検出が物語っている。森や海は、本来自らの内に浄化作用を持っている。汚染を抑えれば、森も海もその快適性を保ち続けることができる。環境破壊や汚染を広げる開発は、避けなければならない。」

⑤ 水の匂い

水は化学的に言えば、水素原子2個と酸素原子1個の化合した液体である。

分子式で書くと、 H_2O と表される全く簡単な化合物である。しかし、メタンなどは、 CH_4 で分子量は H_2O とそれ程変わらないのにガス体である。ではなぜ、 H_2O で表される簡単な化合物である水が液体であるか、これには理由がある。

この水1分子が水素結合という力でお互いに何分子かが会合して $(H_2O)_n$ の形になっている。即ち、単なる H_2O ではない高分子的集合体のために、液体になっているのである。

メタンなどには水素はあるが水素結合し得る酸素がないから集合体になり得ないし、炭酸ガス CO_2 も全く同様である。

水はそのために沸騰点も高く $100^\circ C$ でないと沸騰しない。

水は生物にとって必要欠くべからざる生活の基本物質であり、水無きところに生物は存在しない。日本のように温帯に位置し、季節風の吹く、海洋国では水は豊富に得られる。

「湯水の如く使う」の言葉があるように、全くコストを無視した贅沢な使い方をする。これに反して、中近東の砂漠地帯では、水を得るのに大変な苦勞と努力をしている。

昔、これらの国では豊富なオイルダラーを使って、南極の氷山を大型船で牽引し、溶解して水を得たとの報道があった。わが国と比較して大きな差がある。

世の中に「水くさい」という言葉がある。「匂う」と言う場合は、大体嗅覚に快適な感じを与えることを言い、和歌などでは、素晴らしく、良くて、絢爛たる場合も「匂うが如し」と表現する。

一方、くさい(臭い)と言う表現は、嗅覚に不快感を与える場合に用いられるのが普通であるから、「水くさい」と言えば、全ての場合が芳しからざることを言う。

諺辞典を引用すると「水くさい」とは、江戸期の大阪言葉で、塩気が足りない、水っぽいと言う意味から、又「薄情」、更に転じて「他人行儀」となったと記載されている。

「水くさい」とは、嗅覚上の表現であり、「水っぽい」とは味覚上の表現であり、大分ニュアンスが違ふ。

本来、水(純水)は全く匂わない。今、仮に水自体に匂いがあったらどうなるか。人間の身体は体内外共に水と共存しているから、それこそ「水くさく」て、到底生活ができない。この無臭の水を「水くさい」と表現した解釈や原因がある。

水のように「あっさりしている」、「無味無臭」だから「水のような」と「水くさい」を同義語と解釈したものと思う。

これらの言葉を化学的分析する。現在ならば、純水、蒸留水は容易に入手できるし、加熱殺菌した腐敗しない水も容易に得られる。いずれも無菌であるが、昔はそうはいかない。水は腐敗したのである。腐敗の原因は、微生物の汚染と繁殖である。浄化装置や滅菌剤のない頃の上水は、天水か湧水か河水である。当然、微生物が繁殖するし、藻類も繁殖し、これら生物からの代謝物質として種々の低分子の有香成分が溶存する。水の匂いはこれらに基づくものである。

鮭が孵化した母川の微妙な有香成分を記憶して、3~4年後に、その匂いを求めて回帰する事は今日多数の学者によって実証されているし、北海道に存住する我々は実際、その光景を見ている。河川の水は、降雨が土壌中の様々な有機物や無機物を溶存して、集積し、河川となって流出するもので、水はこれら不純物のため、匂うのである。「水くさい」とは、かくして水に含まれる微量の有香有機物の匂いが、水の匂いとされ、その匂いで水を連想し、水に関知し、水自体の何物を

も溶かし、何物をも犯さない中立的な物性の印象をもって「水くさい」と表現したものであろう。

⑥風の匂い

風は目にも見えないし、手で捉える事もできない。風は空気の移動する現象である。煙を使えば、その移動で空気の移り変わりが良くわかる。科学的表現をすれば、高気圧の空気が低気圧の空気の方向へ移動するときの空気の移動現象である。風はもともと空気である。空気の90%は、酸素と窒素であるから、ヒトの嗅覚には無臭である。

村上春樹氏の小説「めくらやなぎと眠る女」の冒頭に次のような一説がある。

「背筋をまっすぐのぼして目を閉じると、風の匂いがした」。この表現を厳密にいうと「風の気配がした」、というのが本当であるが、その辺りの風情を、彼の鋭敏な動物的感覚によって、空气中に微量含まれる有香成分を嗅ぎ分けたものかもしれない。だとすれば、彼の嗅覚器官の鋭敏さに驚くべきものがある。ところが、実際に風には匂いがある。

地球は全体が空気で覆われている。

この地球上に棲む全ての生物は絶えず匂いを出している。例えば、地中、水中の微生物、植物、動物はもとより人間までが匂いを空中に発散している。海中では海藻、バクテリア、魚類、獣類など皆多かれ少なかれ匂いを出しており、これらの発する匂いは累積されて膨大な量となって空中に存在する。

この匂いの存在は、人間に様々な影響を与える。森林や海気の利用は自然の恩恵に浴するものであるが、環境汚染がもたらす風の匂いも、紛れもない風の匂いである。空気の移動が風であるから、風にも当然匂いがあるべきである。北海道の春風の匂いは、梅花の香り、桜花の香り、スズランの香り、そしてリラの香りと多彩であり、初夏であれば清々しい緑の香り、秋には、焼きトウモロコシの香り、冬は雪の匂いをもたらしてくれる。しかし、都会の真中では一年を通じて、いわ

ゆる巷の香りが、排気ガスの匂いがする。

どこ吹く風にも匂いがある。

⑦ 雪の匂い

日本では古来、色の美しいのを称して「匂うが如とき」という表現をしているが、美しい雪景色を詠ったのに、「白雪匂えるが如とし」と表現している文章は少ない。所が実際に、雪は匂うのである。少年、少女期の思い出を「雪の匂い」に結び付けて記憶している人も多いのではないだろうか。

新雪の朝、透明で鼻の奥をツーンと刺激するような匂いで目が覚めたという懐かしい記憶がある。

雪の美しい結晶形は千差万別で、同じものは二つと存在しないという。その繊細な美しさは、昔から多くの人々に親しまれてきた。

民話の世界には、雪の降る夜、雪の精が白い着物を着た女に化けて出るという「雪女」や「雪女郎」がいる。また、北川歌麿の描く錦絵の「雪女」は優美な姿である。

雪女のアポクリン腺から分泌される匂いは、沈香、ムスク、或いはグリーンノートのシャネル19番の匂いであったか知る由もないが、もし、出会が可能であれば、是非確認したいものである。

雪の匂いも色々あるようで、金属性の清潔感のある、いわゆるオゾンと磯の香りのするものが多い。鼻の奥にツーンと来る刺激臭の本体は、空气中に大量に存在する窒素化合物の混合体、即ちノックス (NOx) であり、稀には亜硫酸ガスであろう。元来オゾンは無臭であるが、酸素がオゾンになる場合、同時にNOxが生じる。これが金属臭を放つので、これをオゾン臭と称している。

雪の場合、空気中の微量なNOxが付着して降下し、地上に積もって雪の匂いとなる。

従て、大気汚染の著しい大都会と、人里離れた山奥とでは、雪の匂いにも差がある。また、磯の香りがこのオゾン臭に混在するのは、日本海上に漂う塩の香りを多く含む水蒸気が日本列島を縦断する山脈に衝突して雪となるためである。

雪の匂いを科学的に分析すると、以上のようなことであるが、このような現実的説明は、北国の淡いロマンチックな想いを破ることになり、何か夢のない話になってしまう。

私にとって、雪の匂いは冬を象徴する匂いであり、少年期への淡い郷愁の匂いでもある。とにかく、雪が匂うことは確かである。

※香料の特徴

SNOW FH-9079: 淡いグリーンフローラルのボディにメントールでミンティフローラルに纏め、雪のイメージを出した。

WHITE SNOW FH-9080: フローラルグリーンを冷たいイメージで纏め、白さと冷たさを感じさせる雪のイメージにした。

FANCY SNOW FH-9081: フルーツノートを積極的に用い、ソーダに通じる冷たさ、爽やかさを雪に感じさせるようイメージした。

WHITE SNOW FH-9424: FH-9080を残香性改良

※雪の香り (氷点下30°C研究会)

稚内	SNOW FH-9079
名寄 (朝霧)	WHITE SNOW FH-9080
(夕焼け)	FANCY SNOW FH-9081
	WHITE SNOW FH-9080
大雪	WHITE SNOW FH-9424
富良野	WHITE SNOW FH-9080

結語

自然界に存在する様々な香気成分の中で、特に気象に関連する香気物質が、歴史的な変遷の過程で、人間にとって、いかに重要な存在であったか、又、現在その科学的解析がなされ、ヒトに対して生理的・心理的效果を発揮しているか、解説を試みた。

二十世紀末から二十一世紀に向けて、更に時代の変化は急速化し、生活環境、精神環境の不安は増大する傾向にある。従って、自然回帰の欲求から、快適空間に対する希求や精神の不安を解消する目的商品、精神安定や高揚を目的とした商品開発に、これらの香気物質が利用され、嗅覚刺激治

療で、神経系の様々な症候群の症状改善に有効性を発揮することが期待される。

天然の摂理である、自然界の浄化作用の限度を、遥かに超えた環境破壊や環境汚染から、人間の身体と心の健康を防御する為にも、自然界に存在する香気物質に関心を示したい。

【参考文献】

- 白 木 善三郎著：「食品のにおい」
（光琳書院）1965年
- 藤 巻 正生他編：「香料の辞典」
（朝倉書店）1980年
- 諸 江 辰 男著：「香りの歳時記」
（東洋経済新報社）1985年
- Ph.nallet 他 著：「香料」第155号
（日本香料協会）1987年
- 中 村 祥 二著：「香りの世界をさぐる」
（朝日選書）1989年
- 吉 原 正 明著：「香料」第161号
（日本香料協会）1991年
- 天 野 章著：「香料」第171号
（日本香料協会）1991年
- 渋谷 達 明著：「香料」第173号
（日本香料協会）1992年
- 諸 江 辰 男著：「香りの博物館」
（東洋経済新報社）1992年

—夏季大学講座内容③—

火山と環境

札幌管区气象台 澤田可洋

1. はじめに

火山は豊かな温泉や熱源、美しい景観の提供者であるが、噴火した場合には人的、物的、社会的な被害をもたらす。環境にも大きな影響を及ぼす。火山は自然の摂理にのっとって活動しているだけのことであるが、自然現象と人間の生活活動の接点において火山噴火は災害の原因者、環境の破壊者と位置付けられてしまう。ここでは人間サイドから、火山現象は環境に悪い影響を及ぼす困ったものとして眺めてみることにする。

2. 火山国日本

日本は火山国、地震国と良く言われる。日本には北方領土の10活火山を含め北海道から沖縄県まで83の活火山が分布している。地球上には約1000の活火山があるが、その約10%がこの広いとは言えない国土に集中している(図-1)。ちなみに、日本周辺の地震による年総放出エネルギーの平均値も世界全体の約10%であり、この点が火山国、地震国と言われる所以であろう。

火山噴火の際の地形変化、ガスや火山灰などの放出は環境に悪影響をもたらすが、噴火の規模が大きい場合は、その影響は火山周辺に留まらず地球規模に及ぶこともある。また、長期にわたって環境の汚染源となることもある。噴火していない時でさえも火山ガスや湧水の流出によって定期的に環境に影響を及ぼしているケースもある。

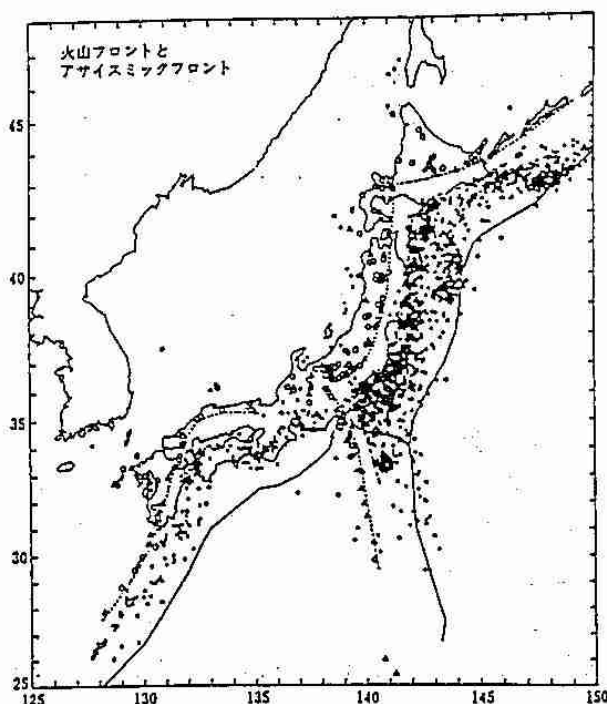


図-1 日本周辺の地震(黒丸)、火山(白丸、三角)の分布。点線は火山フロント、実線は海溝、トラフ軸を表す(吉井による)

3. マグマ

火山とはマグマの活動によって活動によって形成された山である。マグマとは地下で生じる高温の溶融した岩石である。少し詳しく言えば、珪酸(SiO₂)を主成分とし多量の揮発成分を溶かし込んだ、高温高圧下では液体としてふるまう珪酸塩熔融体ということになる。マグマは地下数十～三百km程度の深さで局所的、かつ一時的に発生すると考えられており、地表に向かって上昇して噴出した場合に固結した溶岩などが火山体の形成する。

マグマが上昇する段階では周囲の温度、圧力が低下するので、溶かし込んでいた金属や揮発成分が分離する。マグマが地表へ上昇するにつれて液体、気体の分離は一層促進されマグマ内部には大きな圧力が蓄積されるが、これが地表を突き破る火山噴火の原動力となる。地下からのマグマの供給が盛んであれば、火口からは気体、液体、固体として、マグマからの物質そのもの、あるいは既存の山体物質を放出する。

1989年の伊豆東部の海底噴火の研究により、活火山の地下10~10数kmにマグマの溜りがあり、ここから枝分かれしたマグマが地震を伴って上昇し、微動を伴って割れ目を形成しつつ地表に達したというパターンが確認された。これにより多様な地震の分布、地殻変動、地磁気や重力の変化などがマグマの貫入過程に伴う現象として解釈できた。

4. 活火山

一つの火山を形成したマグマの寿命は数万年のオーダーに及ぶので、数百年ぶりに噴火するということは活火山にとっては極くあたりまえのことである。しかし、私たちは火山を人間の時間感覚で見ると、数十年も噴火しない火山は普通の山のように思ってしまう。それどころか1年、いや1ヶ月も静かであれば、もう噴火は治ったという感覚にさえなってしまうものである。

火山にはマグマの活動が終わりもはや噴火する可能性が無くなったものや、地下ではマグマが生きていて今後も噴火する火山もある。後者が活火山であり、active volcano の和訳である。学問的には活火山とはマグマの寿命によって定義されることになるが、火山災害の防止という観点からは、ある火山の過去の噴火のインターバルがどのくらいであったのか、どのくらいまでさかのぼるべきかという検討が必要である。この基準は世界的に統一されている訳ではなく、1万年とか3千年とかバラバラである。

気象庁では、過去の噴火活動がおおよそ2千年

前まで確認できた火山を活火山としている。北海道では昨年、3火山(丸山、恵庭、倶多良)が新たに活火山として追加されたので、現在の道内の活火山は14である。過去の噴火の調査は、地質調査、噴出物の放射性同位元素法による年代測定、古記録の発見などによって解明されるが、活火山の数は今後も増加することであろう。

5. 火山活動と環境とのかかわり

火山活動とは、広義にはマグマの挙動に伴うあらゆる現象であり、狭義には地表への急速な物質の移動を行う火山噴火である。前者には地震、地殻変動、定常的な噴気活動、温泉の湧出などがある。なお、火山爆発とは火山噴火現象のうち爆発的な様式の場合の表現である。

(1) 定常的な火山活動 (非噴火時)

a 噴煙、噴気

火口や噴気孔からは多量の水蒸気とともに火山ガスが噴煙、噴気として常時放出されている。火山ガスの主成分はCO₂ガスであり、SO₂、H₂S、HClなどの酸性ガスも放出されている。全世界の活火山から放出されるCO₂の量は化石燃料使用によるCO₂量の約1/3、あるいは、ほぼ匹敵するという見積もある。また、火山活動が活発な時期には1日に数百トン以上ものSO₂が放出されることが観測されている。ただし、酸性雨の発生機構にはまだ未解明な点があり、火山周辺で顕著な酸性雨が卓越しているとも言い切れないようである。

地球温暖化、酸性雨とのかかわりは今後の研究課題ではあるが、直接的にはこれらの火山ガスによって周辺の植物の枯死や小動物の中毒死がしばしば見られるし、化学変化による粘土化のために地盤が軟弱化して地滑り常襲地帯となることもある。

b 熱水、湧水

火口や活火山周辺では地下からの湧水が見られる。マグマから直接分離した水は珍しいとしても、強酸性で高温、かつ多くの成分を溶かしこんだ湧水は温泉として喜ばれる反面、河川、湖沼、

海へ混入した場合には各種の成分が析出するため、水質を汚濁させて生態系、養殖、耕作、浄水機能などに悪影響を及ぼすことがある。火山ガスと同様に地盤の軟弱化を促進することもある。

c 地 熱

活火山の高温の地熱地帯は植物の成育を拒み、活火山特有の荒涼とした地帯となり、通常は前述の火山ガスの放出、湧水が共存している場合が多い。

(2)噴火による噴出物(噴火時)

a 溶 岩 流

斜面やくぼ地に沿って流下して森林、構築物、耕地、居住区などを焼失、破壊させるが、溶岩の固結は長期にわたって地表を荒廃させることになる。植生地域の埋没、焼失、生態系の破壊などは深刻で、回復には長期間を要するが、社会的な利用の回復が不可能な場合もある。

b 降下火山砕屑物

火山岩塊、火山弾、火山餅、火山礫、軽石、スコリア、火山灰など、マグマ物質が固結して破碎されたものや、既存山体の構成物質が破碎されたものから形成される。

火山弾など粒径の大きなものは空中を飛行して落下する際の直撃による破壊と、高温状態で落下した場合の火災発生が植物、耕作地などを破壊する原因となる。粒径が大きなものは火口周辺で落下するが、mオーダーのものは火口から3~5km程度の距離まで放出され得る。

前者より粒径が細かい火山灰は、噴煙の上昇とともに上空高く運ばれ、より細かな粒径のものは卓越風によって遠方まで運ばれる。

大きな噴火では数百km~千kmの範囲まで降灰が見られる。このため、環境へ及ぼす影響は広範囲、長期間、多様な形態をとる。

すなわち、火山の近辺では堆積した火山灰の重みにより樹木の倒壊、埋没が重大な影響をもたらす。植物や作物への降灰は火山灰の自重に加え、雨水による固結、火山灰の酸性物質による化学反応、火山灰粒子の不規則な形状による植物のキズ

などによる倒壊、損傷、枯死が生じる。また、牧草に付着した火山灰は家畜の内臓の損傷も招く。人間にとっても呼吸器系、消化器系、眼の損傷などをもたらす。河川、湖沼、海への多量の降灰は水質の汚染、汚濁をもたらすことになる。山体への多量の火山灰の堆積は降雨のたびに土石流の発生の原因となる。

c 火 碎 流

火砕流とは火山砕屑物流のことであり、構成物質によって軽石流、スコリア流、火山灰流などと呼ばれる。その動き方は飛行と流下との中間的なタイプでもある。極端に言えば、マグマから分離した多量の高温のガス塊の中に高温の砕屑物が浮遊した状態であり、塊としての密度は高いものの粘性が小さく、重力のみによって流下するために地形を無視して高速で流下することができる。

高速での流動による破壊のほか、高温であることによる焼失や蒸し焼き状態が広範囲に広がるために大きな環境破壊をもたらす。流下した場所での堆積物は、降下砕屑物と同様に長期にわたり陸域でも水域でも物理的、化学的な環境破壊をもたらすことになる。なお、溶岩ドームの成長、崩壊による火砕流が続く雲仙岳では、斜面に厚く堆積物が蓄積されており(図-2)、降雨のたびに土石流が発生する危険性が残る。

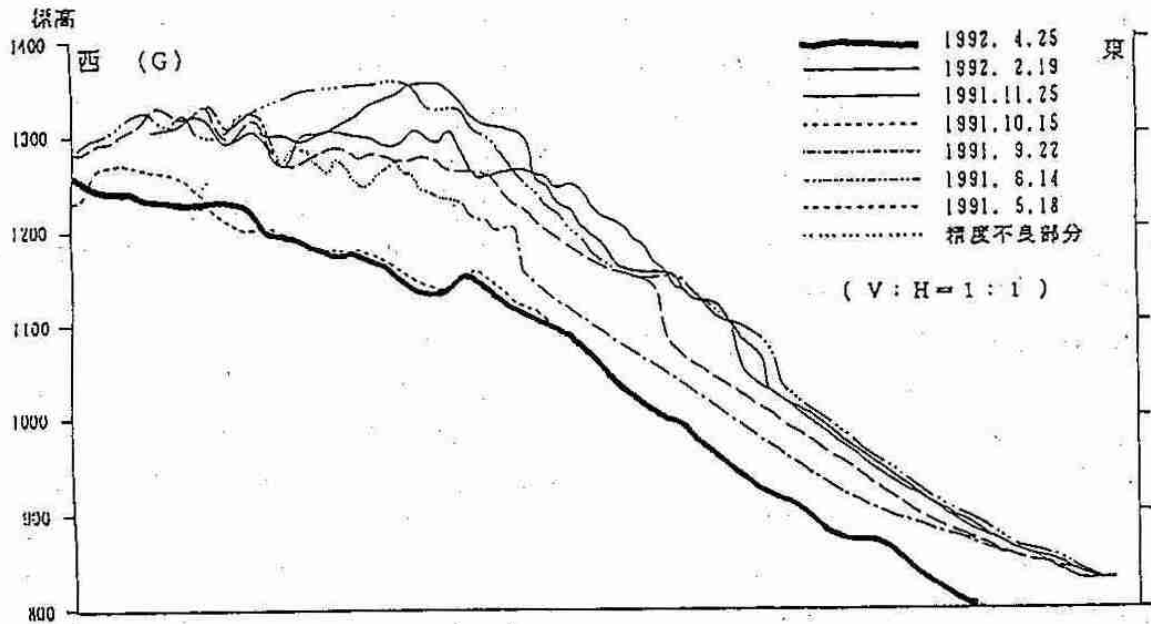


図-2 雲仙岳の山頂ドーム、斜面の地形変化 (国土地理院による)

d 火山泥流

北海道では、積雪期の噴火の高温噴出物が雪を溶かして大規模な泥流を発生させる可能性が高い (例えば1926年十勝岳の噴火)。泥流は噴出物が水と混合して流下する現象であり、山体内の地下水の流出、火口湖の決壊、雪氷の溶解、河川や湖沼への噴出物や火砕流の突入などによって生じる。また、堆積した火山灰層が降雨によって泥流、土石流化するという2次的発生もある。泥流もまた火砕流の項で述べたような環境破壊をもたらす。

e 地殻変動

噴火に先立って火山体はマグマの貫入などにより弾性変形を呈するが、一般にはその変動は微小である。しかし、多量の溶岩、火砕流、噴出物を放出した噴火のあとに顕著な沈降が生じる事がある (例えば1914年の桜島の噴火) (図-3)。

また、ほぼ固結したマグマや溶岩ドームが地表付近で貫入を続けた場合には、1977年の有珠山噴火の場合のように山体周辺で顕著な地殻変動が長期にわたって続くことがある。これらは地形変化、構築物の被害のほか、地下水系の変化などによる生態系の変質をもたらすこともある。

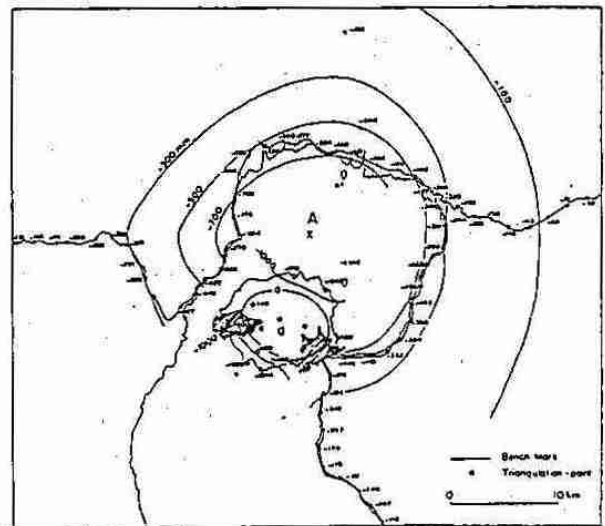


図-3 1914年桜島噴火のあとの地盤の沈降 (Omori による)

f 山体崩壊

極めて破壊的な噴火によって山体が大きく吹き飛ばされることがある(1888年の磐梯山噴火、1990年のセントヘレンズ噴火など)。この場合には、噴出物放出、火砕流、泥流などの諸現象が大規模に、しかも、ほぼ同時かあるいは連続して発生することがしばしばあり、環境破壊や被害の程度が格段に大きくなる。

g 火山ガス、硫黄、熱湯の噴出

噴火の様式としてはまれであるが、これらの噴出が集中して発生する事がある(例えば、1936年の知床硫黄山の硫黄流、1986年のニオス湖でのガス突出等)。いずれもくぼ地沿いに流下するが、ガスの噴出は植物、作物などを枯死させるほか、時には人命、家畜を殺傷することもある。硫黄や熱湯の噴出は植物、耕地に損傷を与えるが、特に水域を著しく汚染させる。

h 地震、津波、空振

これらは物理的な破壊、倒壊、流失などの被害をもたらす。噴出物や火砕流などが海、湖へ突入

して生じる津波は環境へ及ぼす影響が大きい(例えば、1640年の北海道駒ヶ岳の噴火)。

(3) 海底火山

海底、あるいは海面付近での火山噴火は噴出した物質が海水と激しく化学反応、混合を起こすことにより顕著な海水の変色、汚濁をもたらす。また、海水の温度上昇による生態系への影響も大きい。海底火山噴火以外にも、海底からの定常的な火山ガスや熱水の噴出による水銀や重金属などの析出が観測されている(桜島付近の海底、琉球海溝など)。

(4) 地球規模の影響

大規模な噴火は10km、20kmの高度へ噴煙を上昇させる。昨年のピナトゥボ噴火では約30kmの高度に噴煙が上昇したとされており、過去には40km程度まで噴煙が上昇したという記録がある。

高く上昇した噴煙の主要部分は多量の水蒸気であり、これに細粒噴出物粒子、火山ガス成分が含まれている。固形の噴出物粒子は比較的短期間の内に自重によって降下するが、火山ガス成分は化

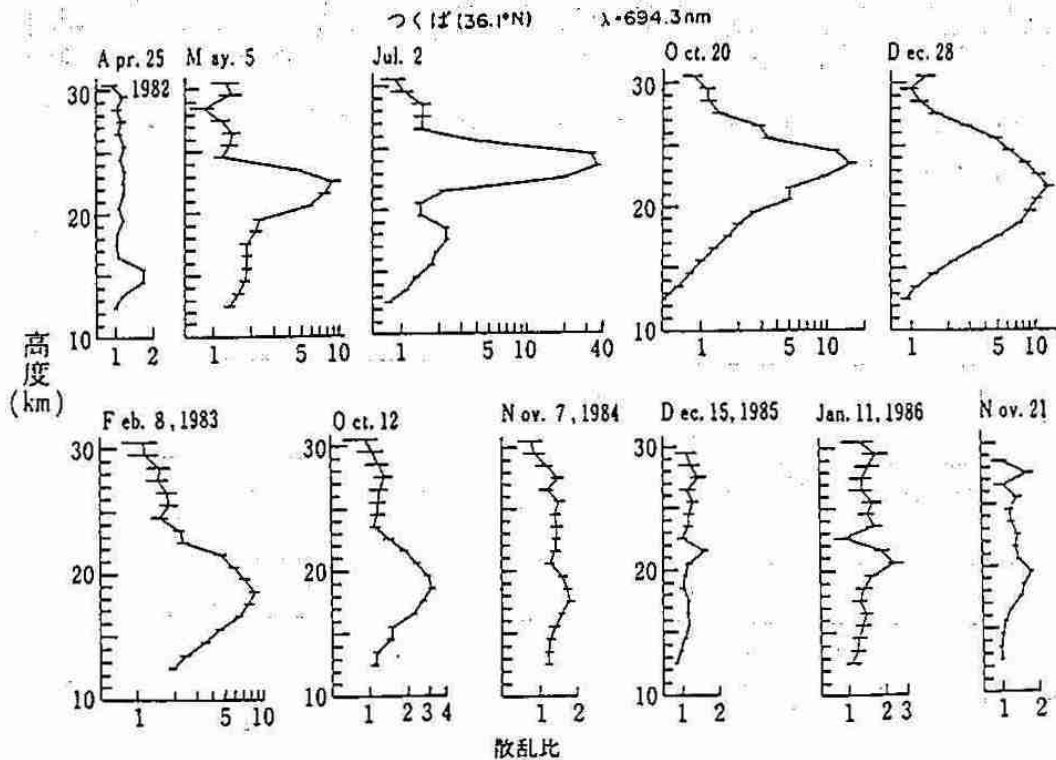


図-4 筑波で観測された成層圏エアロゾルの高度分布 (Uchino による)

学反応によって硫酸ミスト（液滴）に変化し1～数年にわたって火山性エアロゾル層として成層圏に滞留する（図-4、図-5）。

これは直達日射量の減少、散乱日射量の増加、大気透過率の低下（図-6）、成層圏の温度上昇

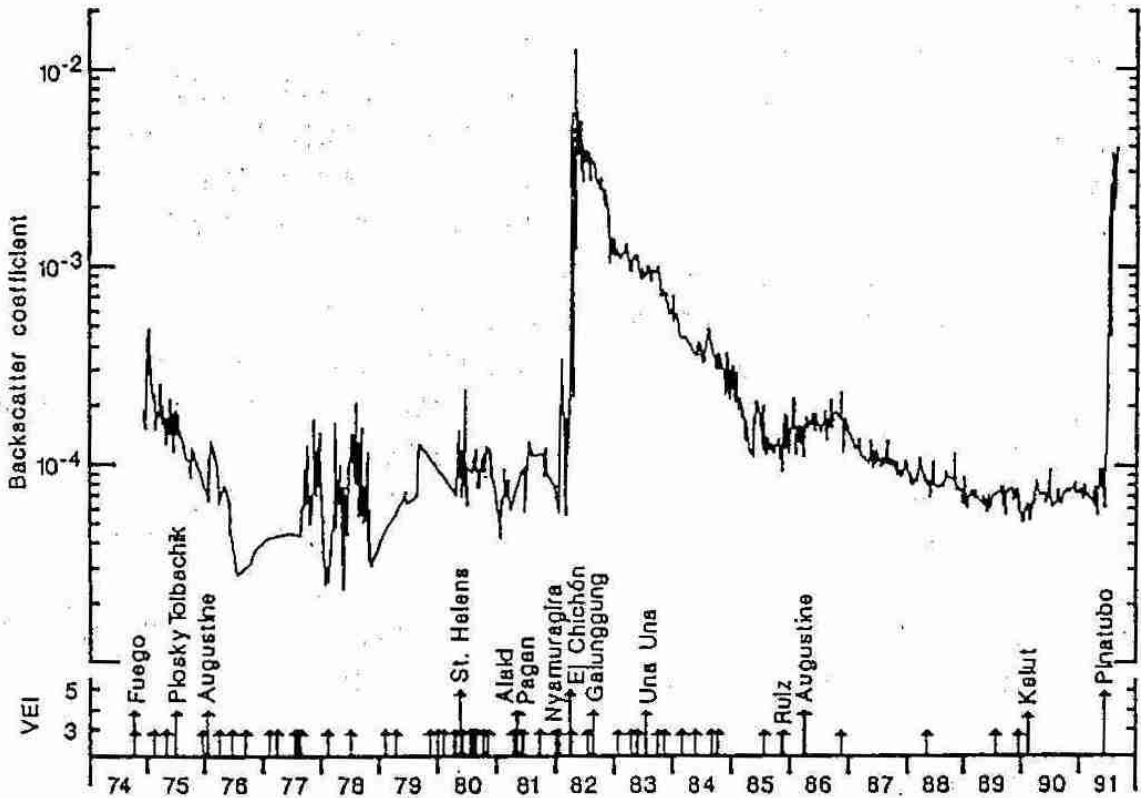


図-5 ハワイにおける成層圏（高度15.8-33kmの範囲）のエアロゾル濃度の変化（GVN Bulletin による）

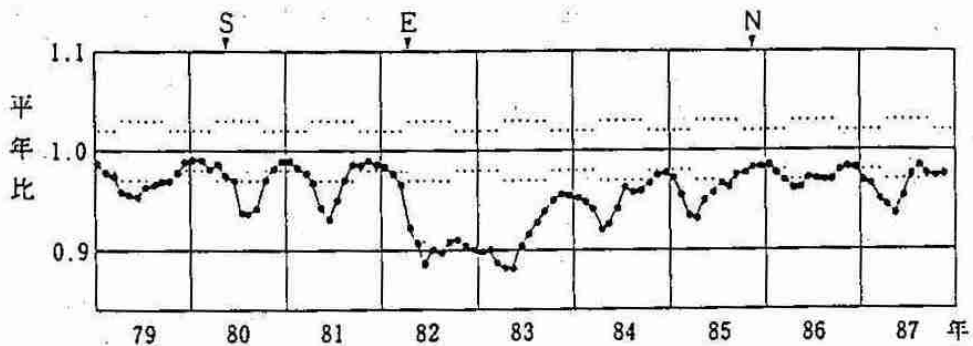


図-6 大気透過率全国月平均値の年平均比（3ヵ月移動平均値。S、E、Nはセントヘレンズ、エルチチヨン、ネバドデルルイスの噴火時期を表す）（気象庁による）

(図-7) などをもたらすことが観測によって確かめられている。また、1982年のエルチチョン噴火の後では全天日射量の低下が確認された。

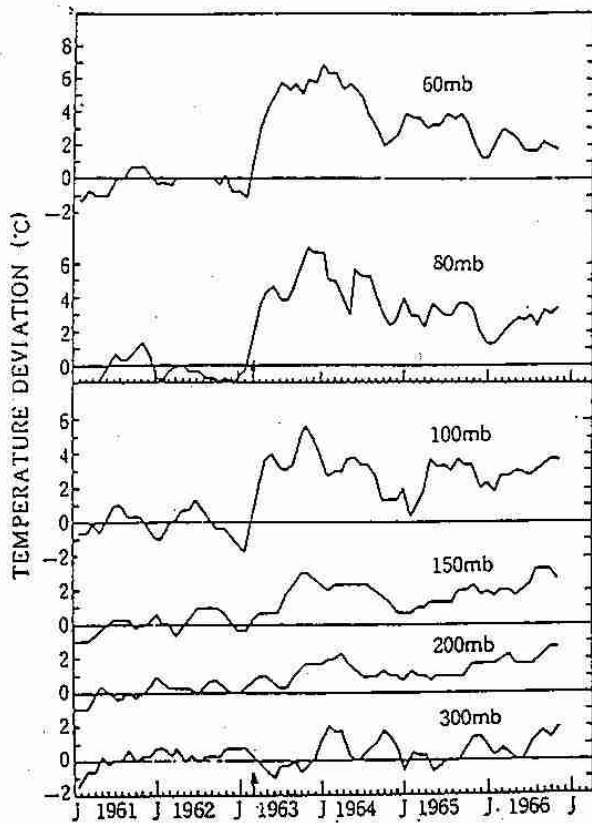


図-7 アグン噴火後(矢印)に Port Hedland (20° S、119° E) で観測された月平均気温の1958年~1962年平均値からの偏差 (Newell による)

これまでにも、大噴火に続いて全球的な低温化が生じ、飢饉をもたらしたという考察がいくつか提出されている。また、大噴火が地球規模の低温化や異常気象をもたらすという考えやシミュレーションも提出されている。大噴火による全球的な気温低下は必ずしも観測によって確かめられている訳ではないが、エルチチョン噴火の場合、当時のエルニーニョ現象による温度上昇を補正すると全球的に気温が低下していたという解析結果が得られている(図-8)。

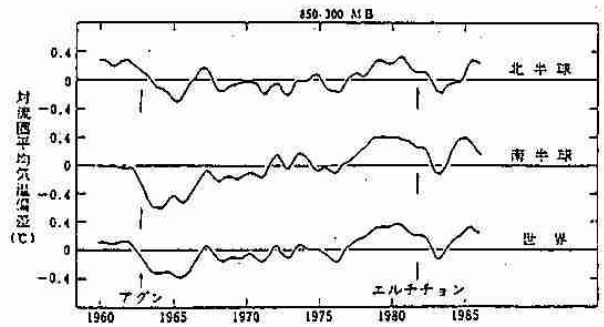


図-8 アグン、エルチチョン両噴火を含む時期において、エルニーニョ現象による昇温を補佐した北半球、南半球、及び全球の対流圏平均気温偏差 (Angell による)

6. おわりに

噴煙が気象衛星画像で撮影され、爆発に伴う周期の長い空気振動が微気圧計で記録され、濃い噴煙が気象レーダーで検出されるなど、気象観測の機器によって火山噴火の現象がしばしば検出されている。成層圏の火山性エアロゾル層の把握にはライダーが、航空機の安全航行に障害を及ぼす噴煙の検出には気象衛星の画像が、そしてその移動の予測には気象の実況や大気構造など気象学的手段、知識が不可欠である。これまでの多くの火山噴火の研究は当然ながら火山災害の軽減という面からの取り組みが主であったが、最近では地球環境とのかかわりがクローズアップされている。しかし、この方面にアプローチするにはまだまだ火山現象のデータの蓄積、研究の進展を図って行かねばならない。

参 考 図 書

火山学全般

横山泉、荒牧重雄、中村一明、編：火山、岩波講座 地球科学 7

気候変動全般

気象庁：近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見直し— (N)、大蔵省印刷局

—夏季大学講座内容④—

長期予報とその利用

札幌管区气象台 若原勝二

1. はじめに

北海道の長期予報は、明治後期の屯田兵入植以降拡大した水田と、たび重なる冷害の中で農業関係の方からの重要な関心の中で育ってきた。

最近、農業以外にも各種産業や、レジャーなど広範な分野にまで長期予報が利用されている。

日本の季節は気候学的に冬、春、梅雨、盛夏、秋に大別され(表1)、太陽の運行によってその季節特有の気圧配置や天候が現れる。特に、北海

道の四季は明瞭で自然は美しいが、各季節での気温の変化は日本の中で1番大きい。同じ季節でも年によって天候は大きく違い、暖かい冬もあれば、冷たい夏もある。気温の変動が大きいだけに予報が難しいという状況の中で、予報に対する期待が大きいのである。

長期予報は短期予報に比べて予報の精度は下がるが、利用の仕方によっては生活や経済的な方面に有効に利用することが出来る。

月平均気温が1度違うだけで農業生産や経済活動などに大きな影響を与える。

今回は地球を取り巻く大気の流れと北海道の気候を関連づけて考え、長期予報を理解して頂きたいと思う。

	特 性
冬	冬が早いか遅いか 暖冬か寒冬か 積雪の状況 大雪の時期はいつか
春	春は早いか遅いか 晩霜はあるか 乾燥の時期はどうか 水不足の恐れはないか
梅 雨 期	梅雨入り・明けはいつか 梅雨の経過とその特性はどうか 梅雨末期の大雨はあるか
盛 夏	暑夏か冷夏か 台風の発生・接近はどうか 日照り・干ばつのおそれはあるか
秋	残暑は厳しいか 秋の冷え込みは早いか 台風の発生・接近はどうか 秋の長雨はいつごろか

表1 長期予報で注目すべき天候特性

2. 天気現象と予報(図1)

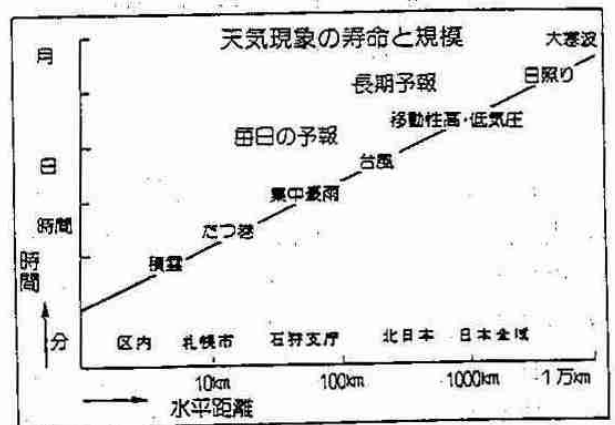


図1 天気現象の寿命と規模

現象のスケールと対象とする予報には密接な関係がある。

分子と原子、家庭と社会、星と宇宙の間は相互に関係しながらもそれぞれの世界では固有の法則（規範）がある。気象現象の世界も同様にそれぞれの擾乱（低気圧や雲や降水などのある天気の流れに関係した流れや気圧の偏倚）の規模により振舞いや寿命が違う。

竜巻は10数分の内を通り過ぎて行くが、低気圧による雨は数時間から1日位降り続くことが多い。また、冷夏となると1月以上も気温の低い日が続くことがある。これは10,000kmクラスの超長波の現象に関係している大気の大きな流れで、これが長期予報に関連している。

3. 長期予報と短期予報の違い

コンピュータの発達により大量のデータが処理できるようになった。以前は世界各地で同時に観測されたデータを人間が白地図にプロットして等圧線や等温線を描いていた。観測値の採用、不採用を始め、外挿の仕方などによって解析者による個人差が生じるのは避けられなかった。数値予報を行うために全ての格子点に初期値を与えなければならない。

客観解析はこのように膨大な資料を、人為的なエラーなしで作成し、それを数値予報の初期値として採用するために生まれたものである。この初期値を大気の物理法則によって作られた数値予報モデル（図2）によって計算し、その結果を図に表したのが数値予報天気図である。

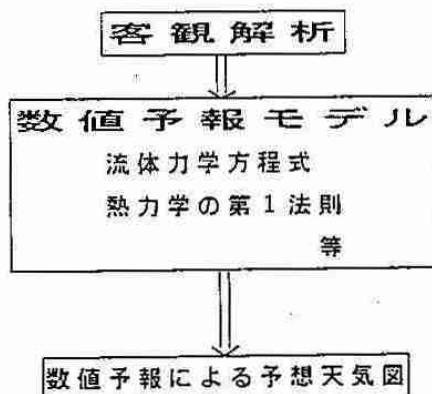


図2 数値予報モデルの概念図

数値予報のような物理的な基礎が確立した方法で行われるようになってきたため、明日、明後日の予報（短期予報）はここ10数年間で中率が上昇している。それは上にも述べたようにコンピュータによる客観解析をすることによって初期条件の整備と数値予報モデルが改善されて来たからである（第3図、a）。予報期間が長くなればなるだけ初期条件より大気に接している大規模な地形や、海陸分布、雪氷分布、海洋、太陽からの熱放射などの境界条件が重要になる（第3図、a）。現在、決定論的に予報（日々の天気）が出来るのはせいぜい10日くらいと言われている。長期予報では長期の天候を支配する法則が必ずしも明かではなく、統計的な方法（第3図、b）によることが多い。実測値と予報値のわずかなずれが時間が立つにつれてまったく違った結果になるからである（第3図、c）。将来的にも1か月後の

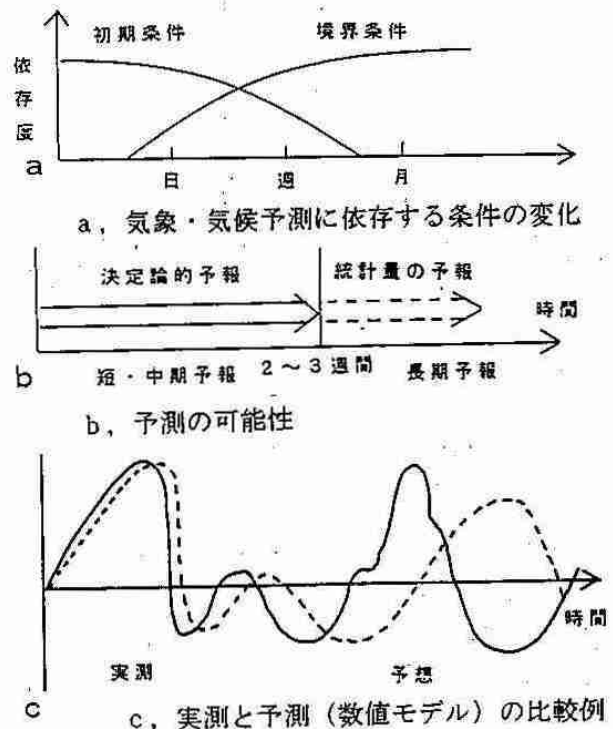


図3 気候予測の可能性

日々の天気は不可能と思われる。それは境界条件に関連する実態（観測値）が正確に把握できるようになるまで相当の時間がかかることと境界条件の変動も予測できないからである。

現在、長期予報の一つの中心となっている方法は、5日平均とか月平均の500mb天気図などによる予想である。これらの天気図は大気の大きな流れを示し、その模様が天候の特徴とかなりよい関連がある。そこで、その模様を過去の天気図の類似によったり前の月の各地点の高度との相関によったり、周期性によったりして推定する。

4. 大気の大きな流れと異常気象

地球上では、太陽放射と熱放射の差の関係で低緯度地方では暖められ、高緯度地方では冷やされるので南北の温度差を解消するために大気は様々な運動を起こす。大きな対流も起きるが、今回は水平運動だけを考える。図4はその過程を模式的に示したものである。

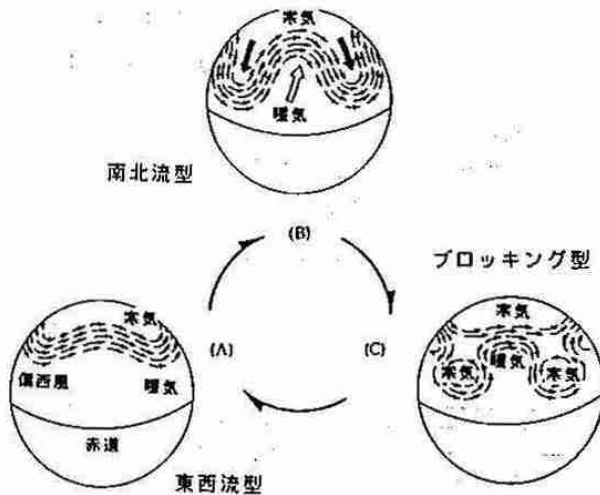


図4 大循環の変動モデル (寒気の蓄積・放出の過程)

(1)東西流型 中緯度の偏西風が強く、中緯度に位置する日本付近の天候は比較的温暖である。北極寒気の蓄積期で、南北の温度差が増大する。低気圧と高気圧が交互に通る天気は周期的に変わる。

(2)南北流型 大気を持つ不安定性により偏西風のうねりが大きくなり、寒気と暖気の南北交換が始まる。南風の所では季節外れのバカ陽気になり北風の所では寒気が南下し、境界領域では時に低気圧が猛烈に発達して大雨や大雪が降る。低気圧

や高気圧が熱帯の太陽エネルギーを極方面に運搬したり、極の寒気を中緯度に運搬して地球上の広い領域に人間を住めるようにしている。

(3)ブロッキング型 南北流型がさらに進むと北の方に暖気でできたブロッキング高気圧、南には寒冷低気圧が現れる。偏西風の西風成分が弱く、高・低気圧がゆっくり移動する。中緯度では異常低温や長雨などの異常気象が起こる。北海道に低温をもたらすオホーツク海高気圧はこの高気圧である。

5. 北海道の季節変化 (図5)

札幌の日平均気温の変化は、7月下旬から8月中旬にかけてが富士山の頂上のようになっていて、ここが対象点になっている。

各季節をさらに細分(大川 隆)しその特徴を季節特有の気圧配置と関連づけて理解しておくことが、長期予報を組み立てるときに必要である。平均的な季節の変化とその年がどう違うか常に点検することが大切である。

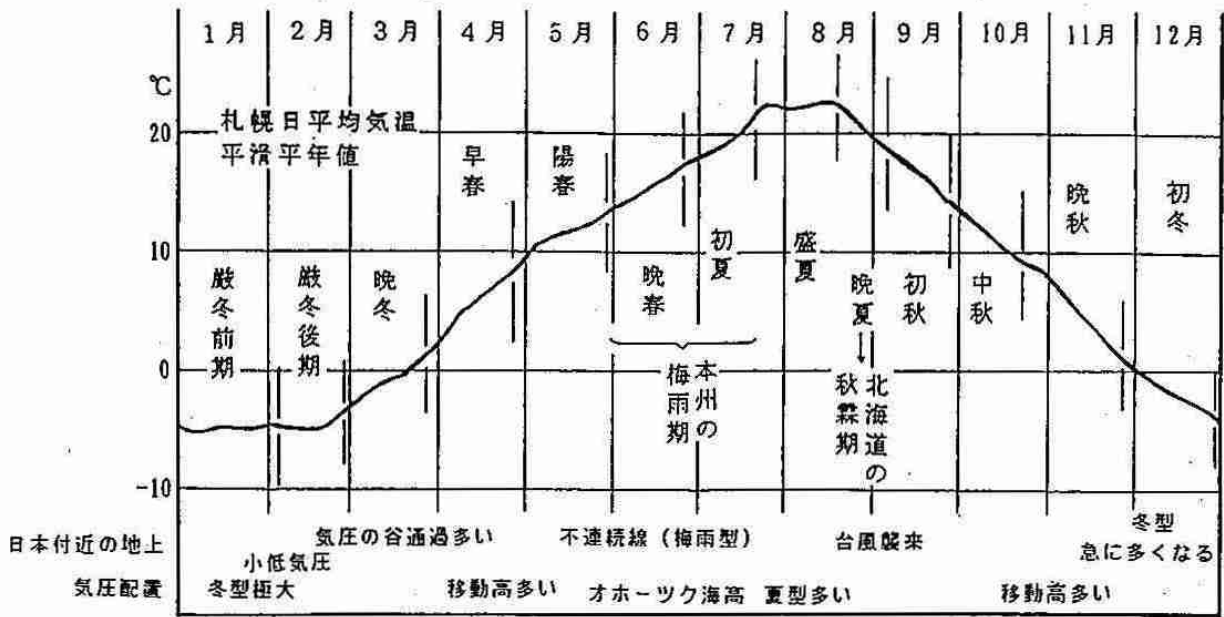


図5 北海道の季節ステージ細分表 (図の上、大川 隆)

6. 長期予報の出し方 (作業手順)

(1) 大気還流(地球を取り巻く大気の流れ)を診断する。

医者が病人を診断して治療の方法を考えるように、大気還流の現状を診断してから予報の処方を考える。主なポイントは、偏西風波動の超長波の位相、動き、北極寒気の蓄積状況、亜熱帯高気圧の発達動向と位置、熱帯収束帯の活動、モンスーンの活動、海水温分布、雲量分布などの特性に注目して還流を診断する。

(2) 数値予報(8日予報)を採用する。

192時間(8日)先までの数値予報天気図を用い、(1)で診断した大気の特徴がどのように変化するか解析する。これを、1か月予報の最初の数日間の子報に用いる。

(3) 超長波の動きを予測する。

5日と30日の平均500mb天気図の超長波に注目し、現状及び、過去の経過の似ているケースを数例選び出し、その後の変化の共通点を総合する。

(4) 大気還流のリズムを発見して補外する。

大気は平衡に達しようとして運動するが、永遠に平衡に達しない。見方を変えると平衡点の周り

を大気は変動している。その変動のリズムを波数分析などの手法で特定し、30から90日先までを予測する。

(5) 海水温に着目してパターン特性や台風を予測する。

夏期の日本は西太平洋熱帯海域の水温と関係がある。水温が高いと日本付近に夏の高気圧が発達し、暑くなる。特にエルニーニョ現象の発生有無を監視する。

(6) 熱帯収束帯、モンスーンに注目して、亜熱帯高気圧を予測する。

気象衛星により熱帯の対流活動を監視する。

(7) 500mbパターンの類似年をさがす。

月または5日平均500mbパターンについて、過去の資料の中から類似した年を捜し出し、将来のパターンを推定する。

(8) 気温降水量を予測する。

北半球 500mb天気図と日本の気温、降水量との相関を1か月前、2か月前、・・・11か月前まで計算し、統計的な方法で予測する。

7. 500mb天気図の見方

これから出てくる天気図は、北半球の500mb(高度約5,000m)の月平均等高度線(地上天気図の等圧線に相当するもの)と高度の平年からの偏差を正負で表している。この高度の風は等高度線にそって吹いている。また、高度の高いところ(正の偏差域)は地上から500mbまでの層の平均気温が高く、高度の低いところは平均気温が低いことを表している。

(1) 冷夏と暑夏の天気図

a, 冷夏の天気図(図6)：北極付近が負の偏差場になっている。北海道の北は正の偏差場で、本州付近は負の偏差場になっている。この正偏差場の東に、地上ではオホーツク海高気圧を形成して、北からの冷湿な空気が北海道に流れ込み易い場になっている。

(北海道の月平均気温の偏差 -2.9度)。

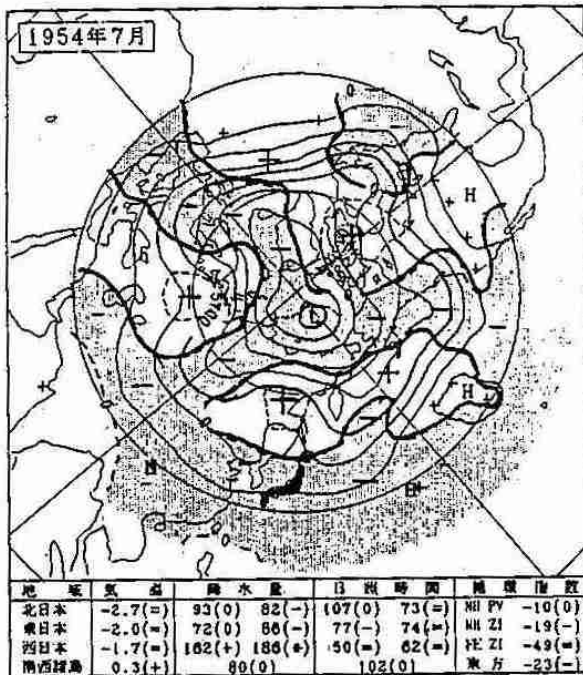


図6 冷夏の500mb天気図(1954年7月)

細実線：等高度線

太実線：高度偏差の0線、陰影部は高度の負偏差域

b, 暑夏の天気図(図7)：冷夏の天気図とは対照的に極付近が正偏差場になっていて、北海道北西の東シベリヤ付近が負の偏差域、北海道の東

海上が強い正の偏差域になっている。

太平洋高気圧の北への張り出しが強くなっていた。

(北海道の月平均気温の偏差 +3.3度)。

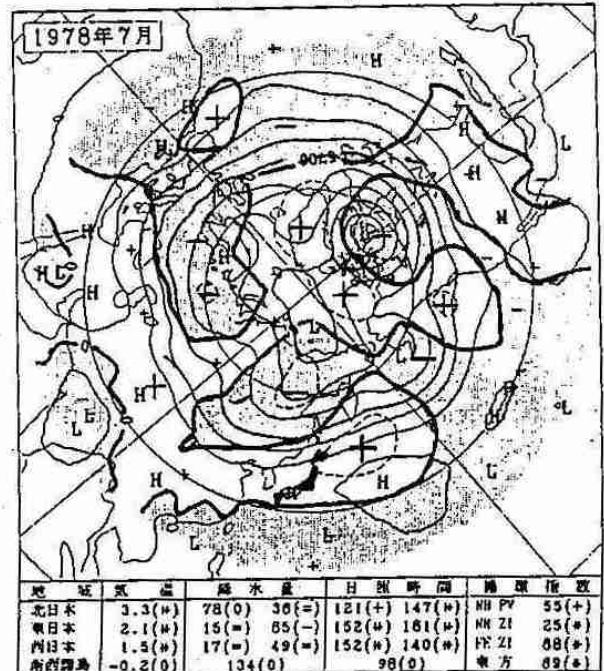


図7 暑夏の500mb天気図(1978年7月)

(2) 寒冬と暖冬の天気図

a, 寒冬の天気図(図8)：極付近の高度が高く、中緯度は全体に高度が低くなっている。北海道をはさんで中国東北区から北太平洋にかけて広範囲に負の偏差場となっている。

これは寒気が極から中緯度に放出されていることを示している。

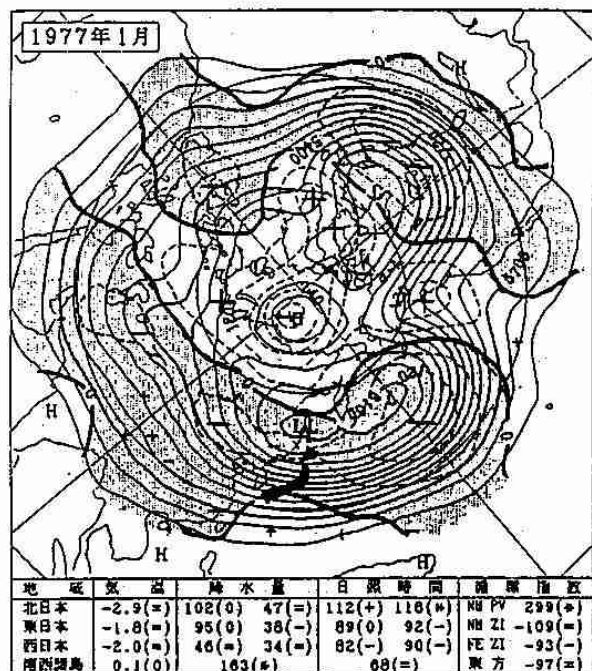


図8 寒冬の500mb天気図(1977年1月)

(北海道の月平均気温の偏差 -3.1度)。

b. 暖冬の天気図(図9)：寒冬の天気図とは反対に、極付近が高範囲に負の偏差領域となってくる。中緯度は高度が帯状に平年より高くなっている。北海道をはさんで中国東北区から北太平洋にかけて正の偏差場となっている。

(北海道の月平均気温の偏差 +2.6度)。

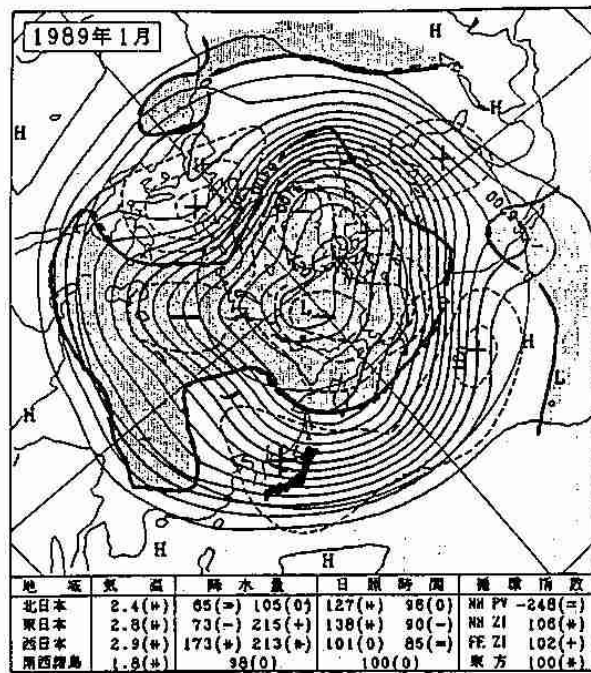


図9 暖冬の500mb天気図(1989年1月)

8. 長期予報の利用法

(1) 長期予報の種類

長期予報の種類と発表日は表2のとおりである。

長期予報の種類と発表日		
種類	対象期間	発表日*
1か月子報	向こう1か月間の天候を旬別に予報	毎月10日・末日
3か月子報	向こう3か月間の天候を月別に予報	毎月20日
暖候期予報	春から梅雨・夏・初秋にかけての天候の特性を予報	毎年3月10日
寒候期予報	秋から冬・春先にかけての天候の特性を予報	毎年10月20日

*発表日が土・日曜日にあたる場合は金曜日に、祝日にあたる場合は前日発表となります

表2 長期予報の種類と発表日

(2) 長期予報の内容

長期予報の日々の天気を予報するものでなく、気温の高低、降水量の多少を平年の値と比較して表現する。各気象要素の階級は表3のとおりである。この値は地点と季節によって表1のような天候の特性も予想する。

(統計期間：1951~1980)

(統計地点：北海道7地点)

要素	期間	階 級				
		高 い・多 い		平 年 並	低 い・少 ない	
		か な り	や や		や や	か な り
気 温 平年偏差 (°C)	月	≥1.6	1.5~0.6	0.5~-0.5	-0.6~-1.5	-1.6≥
	旬	≥2.1	2.0~0.9	0.8~-0.8	-0.9~-2.0	-2.1≥
	半旬	≥2.6	2.5~1.1	1.0~-1.0	-1.0~-2.5	-2.6≥
降 水 平年比率 (%)	月	≥150	149~120	119~80	79~60	59~0
	旬	≥190	189~130	129~60	59~30	29~0
	半旬	≥220	219~130	129~40	39~20	19~0
日 照 平年比率 (%)	月	≥120	119~110	109~90	89~80	79~0
	旬	≥130	129~120	119~80	79~70	69~0
	半旬	≥140	139~120	119~80	79~60	59~0

表3 長期予報に使用する気温、降水、日照の階級境界値表

(3) 長期予報の利用

長期予報は新聞やテレビなどで報道されるので、できるだけ新しい予報を利用することが大切である。

◇利用する場合の心得

a, 長期予報によりおおよその計画を立て、必要に応じて週間予報や毎日の予報でその計画を決める。

予報がはずれるかも知れないことを考えて計画を立てることは、予報を利用する場合大切である。b, 気象に対する関心の深さにより利用価値が異なる。

例えば、利用に応じた気象資料を整理しておくことが大切である。

(4) 気温1度の経済効果

a, 日本の水稲：7、8月の平均気温が1度上がると、平年作を100とすると作況指数は北海道で

20~30%アップする。

b, ビール：真夏の気温が1度上がると、ビール会社では1日に全国で大びん230万本よけいに売れる。

c, 電力：夏日中の気温が30度を越して、1度上昇すると全国で300万キロワットも増える。

d, スポーツドリンク：日最高気温が20度Cをこえ、23度位から売行きが伸びる。30度Cに近くなると急激に売れる。

9. おわりに

今年の10月から1か月予報が月3回発表になる予定である。また、将来的には長期予報も確率で表現されるよう現在検討中である。数値予報による長期予報を実現すべく大気と海洋の結合モデルの開発も各国の研究者で開発中である。要望が拡大する中で予報の的中率はそれほど急に伸びるわ

けではない。

今回の講座を機会に、気象現象と長期予報に関心をもつていただくことが、予報を正しく使う上で必要なことである。

用語の解説

平年値：気候を示す標準値として使われる過去30年間の平均値。国際的に決められており現在は1961年～1990年の平均値を使っている。10年毎に変えている。

異常気象：「過去30年間あるいはそれ以上にわたって観測されなかった程平年値から偏った場合」で社会的に大きな影響を与えた天候を「異常気象」と定義している。

エルニーニョ現象：定性的には「東太平洋の赤道域から南アメリカのペルー・エクアドルの沿岸にかけて海面水温が広範囲に平年より高くなる現象」。統一した客観的基準がないため、どの高水温現象をエルニーニョ現象とするかは研究者によって若干異なっている。

参考文献

朝倉正編：産業と気象のABC、成山堂書店

新田 尚：新気象読本、東京堂出版

新田 尚：天気と予測可能性、東京堂出版

浅井富雄：気候変動、東京堂出版

大川 隆：北海道の動気候、北大図書刊行会

1992年9月上旬出版予定

気象庁：月平均北半球 500MB、気象庁技術報告
第111号

気象庁編：異常気象レポート '89

気象庁編：温室効果気体の増加に伴う気候変化(Ⅱ)

— 気象講演会雑感 —

平成3年度北海道支部気象講演会雑感

札幌管区気象台 藤山 興二

平成3年10月22日（火）旭川気象講演会が開催された。

従来、“地方講演会”と言う名称で行ってきたが、理事会において、“地方”という言葉は（地方に）失礼に当たるので、止めることとなり、今年から「気象講演会」という名称になった。開催地については、毎年、頭を悩ますことの一つだが、担当理事の努力で、旭川地方気象台と折衝の結果、開催地は旭川市と決定した。

事務局の設置をは開催地の旭川地方気象台佐藤隆防災業務課長にお願いし、快く引き受けていただき、支部事務局としても、ホッと胸をなでおろすとともに、心強い現地事務局スタッフを思い浮かべ、開催前に、これで大成功と確信した。

講師の方々は、開催地の大学と気象台から2名、もう1名は札幌にある北海道大学からと定め、次の三方にお願いし、快諾を得た。

北海道教育大学旭川分校	主事	桜井 兼市氏
旭川地方気象台長		菊地 弘明氏
北海道大学低温研究所		兒玉 裕二氏

後援団体は、現地で折衝して下さり、旭川市・気象協会など4か所が順調に決定した。次に、講演会のタイトルで、二転三転した。

当初は、“道北の気象と地球環境問題”と、予定していたが、現地で報道機関にPRしてもらうには、少々固いのでは・・・と、いうことになり、市民の皆さんに親しみやすいタイトル“最近の気象と気候の話題”とし、それに副題として“いま、地球と語るとき”を付すことが現地事務局から提案され、決定した。

さて、当日は、兒玉講師、北出担当理事と同行し、札幌からJRで旭川入りしたが、山は白いものをかぶっているものの、コート不要の日和で安心した。

会場の旭川市民文化会館は、市の中心部にあり、当日は気象講演会の他に、チャリティバザーやら文化祭の催物など三つがあり、玄関前に立看板4本が並んでいた。

市民の皆さんはどこへ入ろうかと迷ったことと思うが、結局は、盲導犬を連れた方、気象庁OB4人などを含む約120人の方々が、気象講演会のために参加して下さり、動員された人でない、純粋に講演を聴きに来て下さった人々ばかりの講演会は迫力があつた。

会は、北出講演担当理事が開会の挨拶として、講演会の意図するところ、講演内容、気象学会の紹介、開催に当たって関係者への謝辞を述べた後、講演に入った。

講演内容は本誌112ページに掲載されているので省くが、各講師とも現地に合った演題をステージの壁いっぱい映し出したカラーのOHP・スライドを駆使して、予定時間をオーバーするほど熱心に講演して下さい、また、会場の方々からは活発な質問が多く出て、演壇と会場が一つになった感があり、司会としても、出来るならもっと時間をとって、会場の方に応えたいほどであった。

今回は、質疑応答の時間を5分間しか取らなかったが、今後は、もっと積極的にこの種の時間を生み出すようにすべきであろう。

最後に、旭川地方気象台の職員、とりわけ、佐藤課長の率いる防災業務課の皆様には、会場・後援機関設定、広報活動などの事前準備から、講演会当日、懇親会まで、全面的にご協力をいただき、厚くお礼を申し上げます。

— 気象講演会① —

地球の温暖化

旭川地方気象台 菊地弘明

1 地球の気温の推移

第1図は、19世紀から最近までの地球全体の地上気温の推移である。偏差、つまり平年値からのずれで示してある。

地球の気温は20～30年の周期での寒暖を繰り返しながら上昇していることがわかる。20～30年周期の寒暖は「太陽活動・火山噴火・海洋の変化など」によるものである。

IPPC(気候変動に関する政府間パネル)の報告書によると、地球の気温は過去100年間に0.3～0.6℃昇温しており、この昇温量は炭酸ガス濃度の増加を考慮した気候モデル(後述)を用いて得られた値とほぼ一致することである。

地球の気候変動に関してはまだ未解明の点が多い。100年間の昇温量0.3～0.6℃についても「自然の変動幅の範囲内かも知れないし、温室効果によるもっと大きな昇温量が自然変動で打ち消され、このような値になっているのかも知れない」とも言われている。そして、このような気温の変化が自然要因によるものか、あるいは人為的要因によるものかを明確にするにはさらに長期間の観測結果を待たなければならないと結論している。

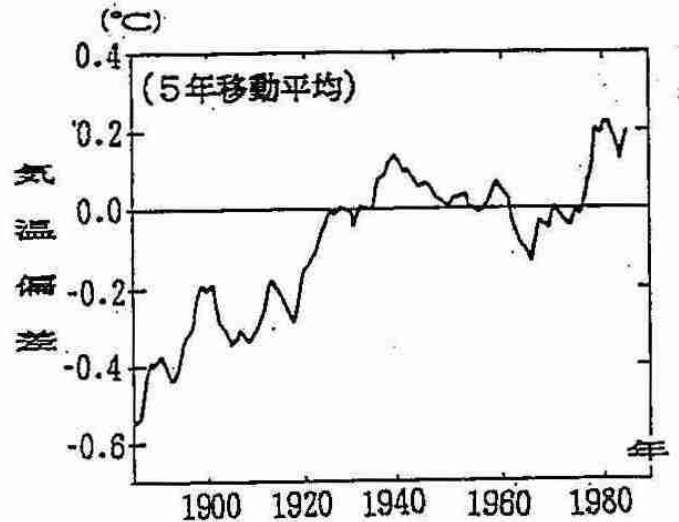
昇温量の評価はこのようにわかりにくい。しかし、最近では炭酸ガスをはじめメタン・フロンなど温室効果気体の空気中の濃度が著しく増加しているのはまぎれもない事実である。現在の状態が続くものと仮定すると、温室効果が強まり地球の温暖化に拍車がかかることは間違いないと言われている。それゆえ、将来に向けて温暖化防止の対策が求められているわけである。

2 炭酸ガスと温室効果

2.1 温室効果とは

地球は日射を吸収して暖まり、赤外線(熱)を放出して冷える。地球の気温は、日射の吸収と赤外線の放出が釣り合った状態で決まる。

大気中の炭酸ガスや水蒸気は、「日射は透過させるが、地球表面から放出される赤



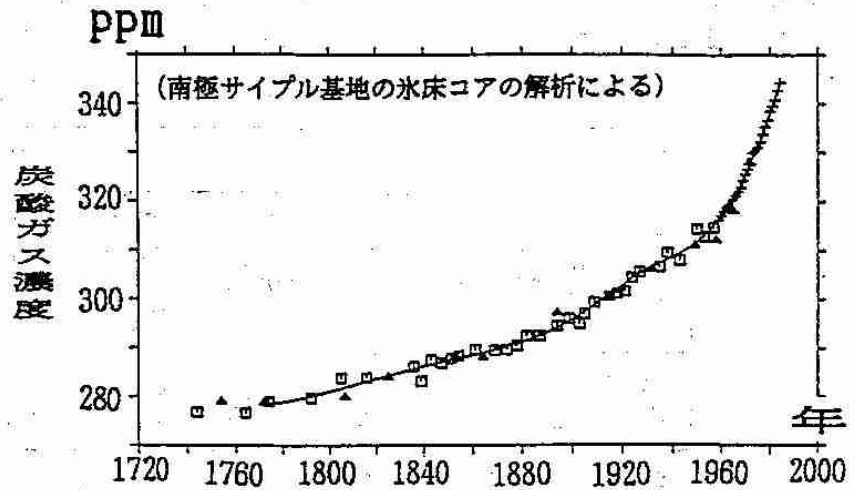
第1図 全球地上平均気温の推移(5年移動平均)

偏差: 1951～1980年の平均値からのズレ。
Hannsen and Lebedeff(1988)による。

外線(熱)は吸収して地表付近の気温を高める」と言う働き、つまり温室効果を持っている。

このため地表面付近の平均温度は、大気が全く無い場合の -18°C よりも 33°C も高い $+15^{\circ}\text{C}$ に保たれている。

森林破壊や化石燃料(石油・天然ガス・石炭など)を大量に消費して大気中に炭酸ガスが増えると、温室効果が強まり地球の気温は上昇することになる。



第2図 炭酸ガス濃度の推移

2.2 炭酸ガスの増加

第2図に1700年代から最近までの期間について、大気中の炭酸ガスの濃度を年の経過とともに示した。

人間活動の影響が少なかった1750-1800年(産業革命以前)は280ppmv程度でほぼ一定していたが、その後は次第に増加し1990年には353ppmv(26%増)にもなった。しかも最近では、1年に0.5%と増加のスピードが早くなっている(IPPC第1回作業部会報告書)。このような状態が続くと、2050年ころの炭酸ガス濃度は産業革命以前の2倍に達するものと推定されている。

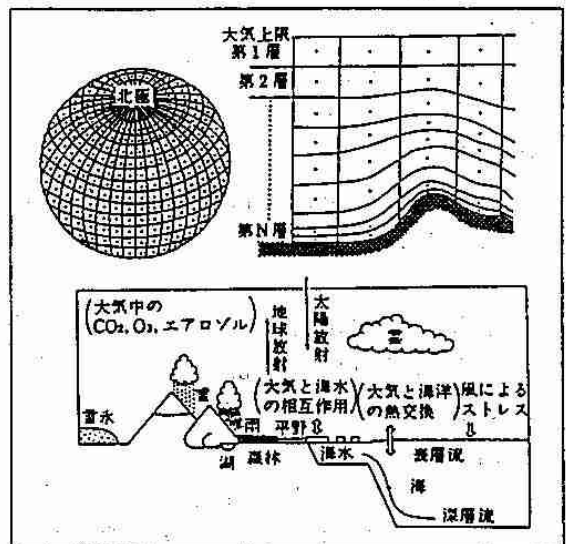
炭酸ガスと同様な温室効果をもたらす亜酸化窒素、フロン、メタンなどの気体も増加している。

2.3 今後の見通し

炭酸ガスの濃度が現在の2倍になったとき、どのような気候状態が現れるのだろうか？

その予測のため「気候モデル(第3図: 数値シミュレーション)」による研究がなされている。

世界の各研究機関の研究結果を第1表に示す。得られた結果にはそれぞれ違いが見られる。これは、各研究機関が用いたシミュレーションのモデルにおいて雲・海洋



第3図 気候モデルの概念図 (松野による)

・海氷などの取扱いが異なっているからである。

この表から共通して読み取れることは、温室効果気体の増加にともない地球の気温が上昇することおよび全球的な気候変化が起きるであろうということである。

第1表 気候モデルによる予測結果

研究機関	GFDL	GISS	NCAR	UKMO	MRI
炭酸ガスの濃度	2倍	2倍	2倍	2倍	2倍
海洋混合層の厚さ	68cm	>65cm	50cm	60cm	50cm
海流による熱輸送	0	気候値	0	気候値	0
雲分布	予報	予報	予報	予報	予報
昇温量(°C)	4.0	4.2	4.0	5.2	4.3
降水量増加率(%)	8.7	11.0	7.1	15.0	7.4

注) GFDL(米),GISS(米),NCAR(米),UKMO(英),MRI(日)

予想される気候変化は以下のとおりである(1989:気候問題懇談会温室効果検討部会報告)。

① 気温

全球平均気温は温室効果気体の増加に伴う昇温と自然要因による変動が重なり、変動を繰り返しながら徐々に上昇する。

2030年代の全球平均気温は1.5~3.5°C上昇。昇温量は北半球高緯度で大、とくに冬は大きい。中緯度は全球平均と同じくらい。低緯度は小さい。南半球は北半球よりも小さい。

② 降水量

地球全体として降水量は増加する。しかし、蒸発量も増える。中緯度の多雨帯が高緯度に移動する(森林・耕作適地は高緯度に移動の可能性あり)。

③ 海面水位

20~110cmの上昇が予想される。来世紀中に大規模な南極の氷床の融解および西南極の棚氷の崩壊は起きない。海面水位が数メートルも上昇することはない。

④ 異常気象

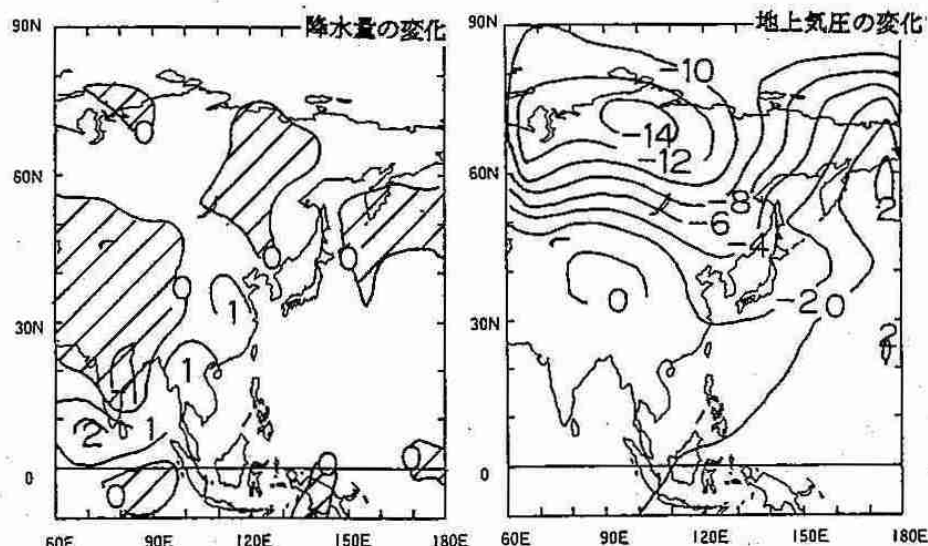
発生数の予測は困難。異常高温は増加する。降水分布の変化にともない、地域によっては異常多雨あるいは異常少雨となる。

なお、気象研究所(気象庁)の「大気・海洋混合層モデル」によって得られた結果のなかから極東域の状況を第4図に掲げた。

これによると極東域では、夏の季節風(南西風)が強まりアジア大陸の東海岸線付近で雨量が増加する。

冬には、シベリア高気圧が弱まる傾向がある。寒気の吹き出しが弱くなる結果、日本付近では他の同緯度帯の地域に比べ昇温が顕著となる。

3 温暖化の社会への影響



第4図 炭酸ガスが2倍になったときの
降水量および地上気圧の変化

(気象庁気象研究所の「大気・海洋混合層モデル」による)

左図：6,7,8月の平均降水量の変化(単位：mm/日)斜線の部分は減少域

右図：12,1,2月の平均地上気圧の変化(単位：mb)

2.3で述べたように、地球温暖化は単に温度が上昇がするのではなく他の気象要素も変動する。しかも変動の幅は自然の変動幅を上回ると推定されている。

急激な気候変化は、自然界の微妙なバランスを崩し、生態系をはじめ人間の経済活動・社会活動などあらゆる分野に大きな影響を与えるであろうとされている。

とりわけ、農業への影響が心配される。「温暖化にともない、降水域の地理的分布が変り現在の世界の主要農業地帯が極方向へ移動する。干ばつの危険地帯が広がる。熱帯や亜熱帯の病害虫・雑草が温帯域に侵入してくる・・・」などのことがらが予測されているからである。

海面水位の上昇も大きな問題である。最も確からしい見積りでは、温暖化がこのまま進めば2050年ころには海面水位は32cm上昇すると言われている。海面水位の上昇は海岸線の侵食・冠水をはじめ、緑地や耕地の塩害・高潮災害の増大などで社会や経済面に計り知れないほどの大きな損害を与えることになる。

4 温暖化に対する取り組み

地球の温暖化は、「原因や見通しに関して科学的に不確実であるにもかかわらず、手遅れにならぬよう今から対策を講じなければならない」ところにその特徴がある。

対策を講じる上で最も大切なのは確実な昇温量の予測であることは言うまでもない。気象庁では地球温暖化の実態をより詳細に把握するため「天候監視はもとより、炭酸ガス・オゾン・有害紫外線」の観測と分析を行なっている。また、「高精度な気候モデルの開発、気候変動と異常気象の研究、異常気象レポートの作成」など科学的な研究に力を注いでいる。

注) 炭酸ガス：「二酸化炭素」が正式用語だが、本文ではこれまでなじんできた「炭酸ガス」と記述した。

— 気象講演会② —

大雪山の雪渓について

北海道大学低温研 兒玉裕二

1. はじめに

日本での平地の積雪は、5月頃までにほとんど総て融けてしまうが、山岳地域の谷間や斜面には夏期でも積雪が残っている。雪渓とは、夏でも局部的に残存する積雪のことをいう。夏の終わりになっても、雪が融けきらずに残ると、残雪は年を越す。このような雪渓を多年性雪渓又は万年雪と呼ぶ。多年性雪渓の寿命は長くても数十年で“万年”に及ぶものはない。大きな氷河でも堆積してから氷河末端に致るまでの期間は数千年である。尚、氷河と雪渓の違いは雪渓は顕著な流動現象を示さないことである。

雪渓は降水を固形の形で貯えているので、天然の貯水池としての役割を果たし、水資源として重要である。21世紀において人類の水需要の増大が世界的に予測される事から、未だ開発されずに残されている山岳地帯の積雪氷河が水資源として注目されている。これを開発し、有効に利用するため、山岳積雪・氷河流域の水文学的諸特性の把握が重要な課題となっている。夏でも雪が融け残っている山地源流域では、降水の無い晴れた日でも地下水流出に加えて雪渓・氷河からの融雪水が流出しており、雪のない流域に比べて特異な水文環境下にある。

氷河や雪渓は、気候の変化に敏感に反応してその大きさを変動させている。逆にそれらが地表を覆う面積の変動が地球の気候システムに大きな影響を与えている。中でも雪渓はその規模が小さく、現在の気候のもとで微妙なバランスの上になって存在しているが故に、気候変動に極めて敏感であると言われている。また、雪渓の存在そのものがその周囲の微気候を変え、特異な植生の分布をもたらすなど山地の気候環境の支配因子ともなっている。

1970年代には、“地球寒冷化”が危惧され、“氷河期がやってくる”などとさわがれた。千年くらいの単位で過去の気温変動を調べると、現在は最終氷期の後の最暖候期を過ぎて次の氷期にむかっている事は事実である。規模の小さい雪渓も、冬期に積もる雪の量が春から秋にかけて融ける量よりも多ければ、越年する雪は年々蓄積され多年性雪渓は拡大する。この条件が長い年月続くと雪や氷が谷間を被い、氷河となりうる。気候が寒冷化すれば、降水が雪となる割合が増し、夏期の融雪量も減少し、多年性雪渓が拡大すると予想する事は容易である。1980年代以降、温室効果気体の増加による“地球温暖化”が叫ばれている。現在の気候のもとで微妙なバランスを保って存在している雪渓はどうなるのであろうか。

雪渓は、氷河の“胎児”であるのとらえるのも面白い。日本に氷河とみなせる程流動が顕著な雪渓は存在しない。しかしながら、雪渓の中には氷河と同様にその下部に氷体を持った雪渓が存在する事が知られている。顕著な流動を示さない雪渓でも氷河の構造と似ている部分があるので、雪渓の物理学的研究は、氷河の研究につながる部分が多い。

雪渓の存在は地形的な要因が大きいが逆に雪渓の存在によってその周囲は影響を受

けている。雪溪の存在は地形にどって“重し”や“保護膜”の様な存在であるだろうし、夏期の絶え間ない融雪水の流出は侵食にも関与しているであろう。雪溪周辺では消雪日が遅いだろうし、夏期気温が0℃以上になっても雪溪は0℃を保ち、周囲の温度を下げている。又、積雪はよい断熱材であるので温度変化を抑制するだろう。融雪水の供給は乾燥化を防いでいる。この様に雪溪の存在は周囲に独特な環境を作り出し、又、それに適応した地形、植生、気候、水文環境を作り出している。

2. 大雪山における多年性雪溪の分布

第1図に、1971年9月に北鎮岳周辺からトムラウシ山まで表大雪山系のほぼ全域を踏査し、各山頂からの写真撮影や測量が行われた28個の大規模な多年性雪溪の分布を示す。(成瀬他、1972)

雪溪の規模は、高根ヶ原斜面に残るものが最も大きい。氷蝕地形と言われている所には、現在大規模な多年性雪溪は存在していない。樋口(1968)による分類によると、大雪山系の多年性雪溪の中には、なだれが形成要因と考えられるものがなく、全て「吹きだまり型」となる。

大雪山における雪溪は1600mから2200mの間に存在し、1700m～1800mの間に雪溪総面積の35%が分布する。このことは、雪溪が吹きだまりによって涵養されやすい場所、特に高根ヶ原斜面が海拔1700～1900mの範囲にあることに帰因しているわけで、

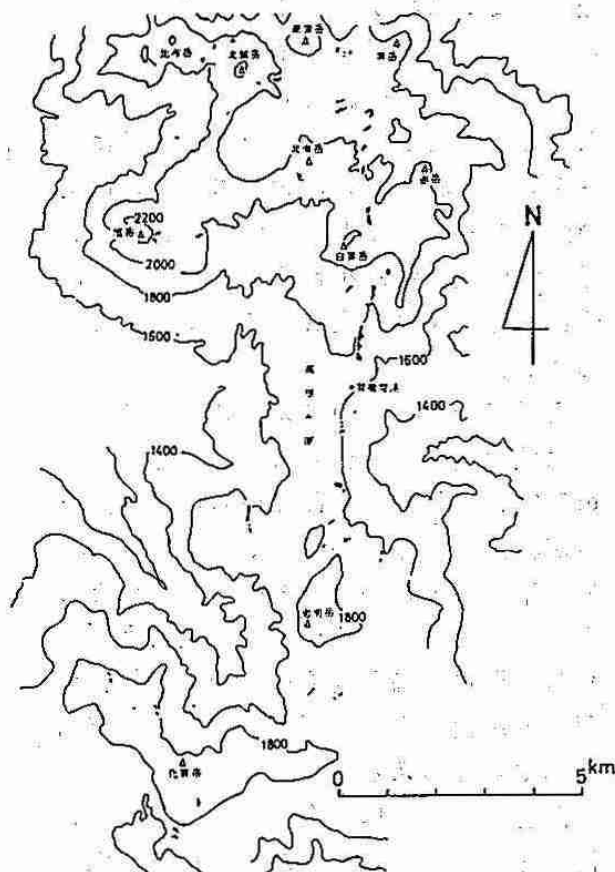
「雪溪」から見た大雪山系の山体の特徴を第1図 大雪山系における多年雪溪の分布図

黒く塗りつぶした斑点が雪溪を表す。

同一高度領域の地表面積に対して、雪溪が占める面積の割合をみると、雪溪面積比は1700～2200mの間ではほとんどが約0.2%であり、一様な傾向を示した。一般に高度が低い程融雪量が多いということと、前述したように大雪山では高度が低い所(1700～1900)の方が雪がたまりやすいということがお互いに相殺されてこの様な一様な分布を示したのであろう。

3. 雪溪の季節変化と融雪

トムラウシ山の近くのヒサゴ沼周辺に存在するヒサゴ雪溪を二夏観測した。この雪溪の表面積(水平面上への投影面積)は、1990年6月下旬には約 $5 \times 10^4 \text{ m}^2$ を占めたが、それ以後は1カ月におよそ50%の割合で減少を続け、8月下旬には $13.6 \times 10^3 \text{ m}^2$ まで縮小した。これ以降9月下旬までの減少率は約30%に低下し、雪溪の面積は最終的には $4.0 \times 10^3 \text{ m}^2$ となった(第2図)。なお、この雪溪は8月31日までに分離し、独立した

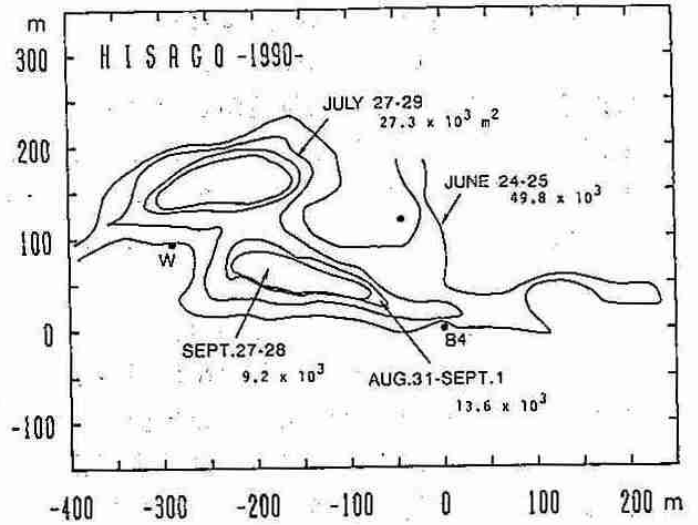


雪渓となった。この内、北側の雪渓をA雪渓、南側の雪渓をB雪渓と呼ぶこととする。

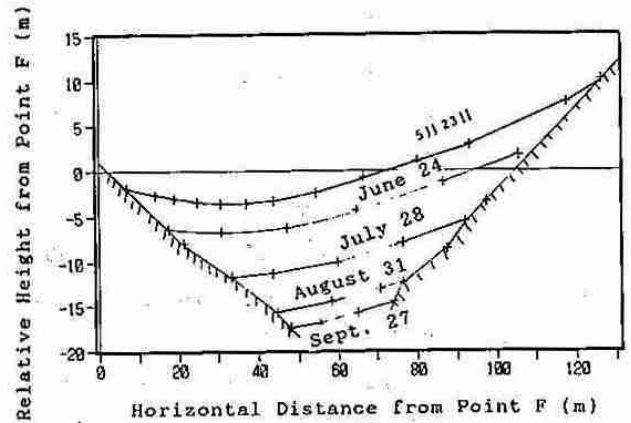
A雪渓上の一測線での雪面高度の季節変化を第3図に示す。5月から9月へと時間と共に雪面高度が低下し雪渓の幅が減少している事がわかる。各期間における平均雪面低下量を31日間に換算した値は3.3m、4.6m、4.0m、2.0mであった。このことから、雪面低下は7月にピークをもち、7、8の両月には4m以上の融雪があったことがわかる。また、9月に雪面低下量が小さくなった一つの原因は表面に氷体が現れたことによると思われる。

雪渓表面の融雪のメカニズムを知るために熱収支観測が行われた。雪面熱収支の研究は、低地平野部でのものは多数あるが、山地積雪に関するものは少ない。低地平野部での融雪は3~5月にほとんどが終了してしまうが、日射量が大きくなる夏期に標高が高く風や湿度の状態が異なる山岳積雪の融雪は、融雪熱収支的に異なると考えられる。

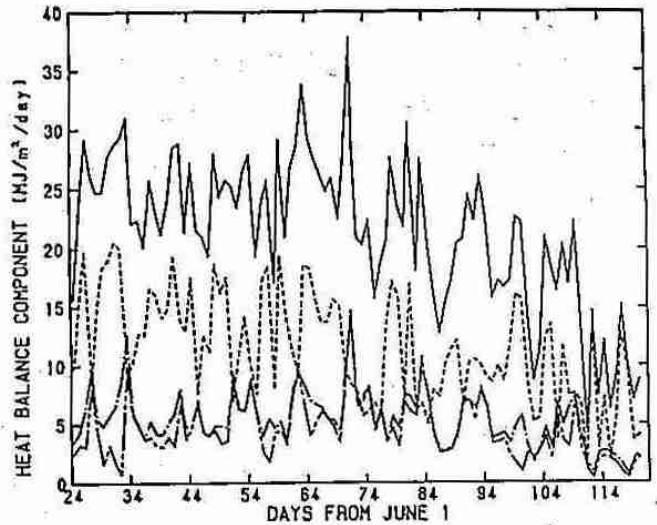
融雪熱は、放射収支量、顕熱伝達量、潜熱伝達量の3つから成っている。気象要素を観測することによって計算された融雪熱収支の結果を第4図に示す。期間は6月24日から9月30日である。実線が融雪熱量、点線が放射収支量、一点鎖線が顕熱伝達量、2点鎖線が潜熱伝達量をそれぞれ示す。最大融雪熱量は $37\text{MJ}/\text{m}^2/\text{day}$ にもなり、これは $110\text{mm}/\text{day}$ に当たる。全期間を通じて融雪熱量に対する放射収支量の割合は53%、顕熱伝達量は26%、潜熱伝達量は21%であった。融雪熱量が大きいときは、放射収支量は比較的小さく、逆に潜熱・顕熱伝達量が大きくなっていることがわかる。



第2図 ヒサゴ雪渓の表面積の変化



第3図 雪面高度の変化

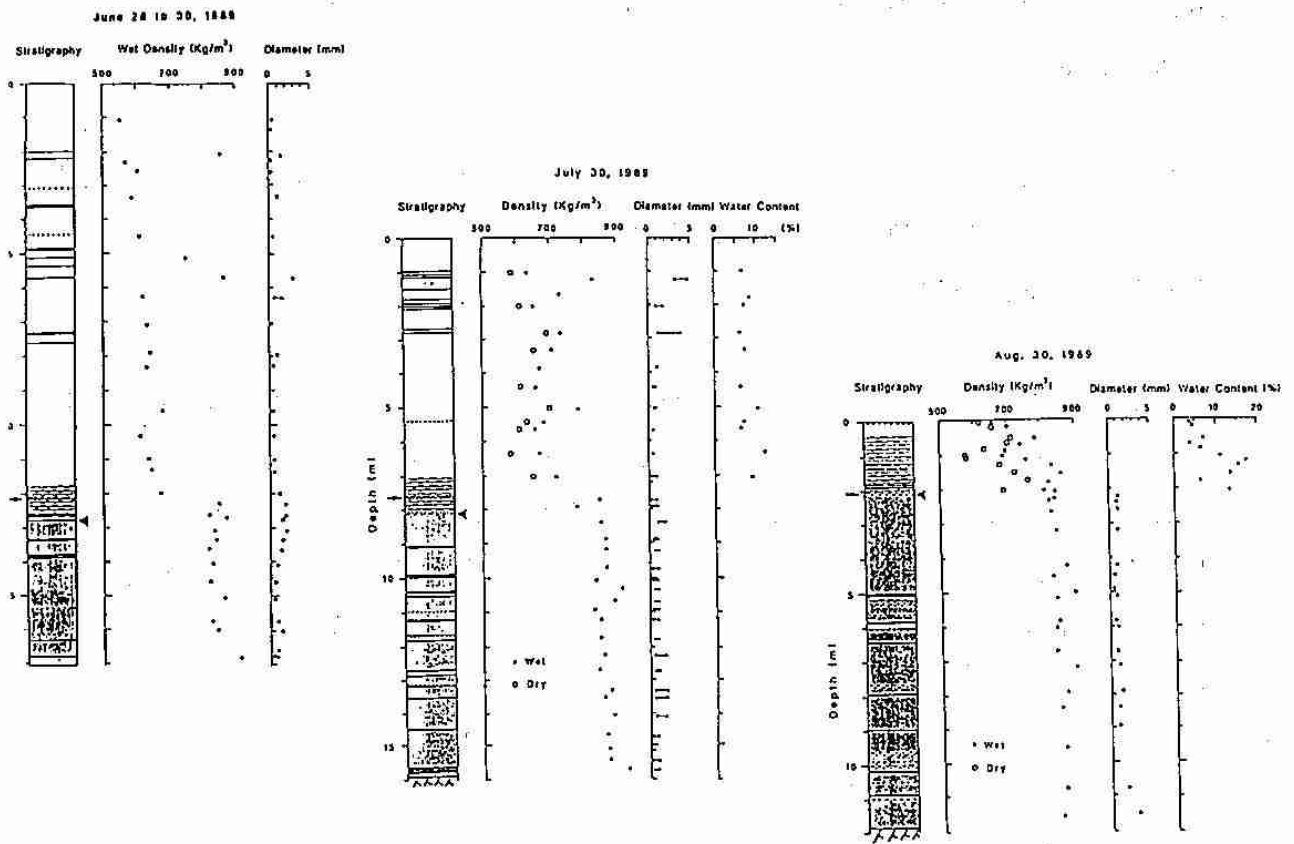


第4図 融雪熱量とそれを構成する成分

4. 流出特性と氷体

山岳地帯の積雪に関する雪氷水文学的研究は、夏期の河川渇水量の予測や水資源の有効利用の面で重要である。雪渓流域は、一般的な山地積雪の場合と比較した場合、積雪層が厚く融雪流出が一夏にわたって継続する点や、土壌層が未発達なため融雪水がほとんど地中を経ずに流出する点等が異なっている。河川の流出機構を考える上で両者の比較は興味深い。また、ヒサゴ雪渓は内部に融雪水が浸透できない氷体を持つため帯水層を形成して流出特性の面からも興味深い。

雪渓内部に存在する氷体の形成維持機構を調べるために、氷体内の温度分布の測定やドリリングを行った。積雪層下部の雪はその上部の荷重によって圧密される。荷重



第5図 ヒサゴ雪渓の層位構造、密度・粒径・含水率の鉛直分布

が十分大きいとその密度は氷の密度に近づき氷化する。そこに水が存在すると圧密氷化が促進されることが知られている。氷は熱伝導率がよいため、冬一番の降雪の前に氷体が表面に出ていると氷体は寒気を蓄積し易い。一旦雪が積もるとそれは断熱材の役目を果たして寒気を逃がし憎くする。春先、融雪水が氷体まで達するとそれを氷化する。氷体内の温度分布の測定結果はその氷化過程を支持している。ドリリングによる雪渓内の構造の観測結果(第5図)もそれを示している。

— 気象講演会③ —

道北地方にみられる細氷現象

北海道教育大学旭川 桜井兼市

I はじめに

旭川は日本での最低気温の記録を持っている（明治35年1月25日、 -41.0°C ）。しかし最近では北海道第2の都会に発展して人間活動が盛んとなり、化石燃料の消費が増加してその年の最低気温も他の山間部の地方で記録されるようになった。

旭川では晴天日の夜間、放射冷却により逆転層が形成されると、それが春季、秋季では放射霧が、冬季には細氷（ice needle）・氷霧（ice fog）が発生する。前者は本州各地の盆地や山間部でも観測されるが、細氷・氷霧は北海道内陸地域または山岳地方でなければ観測されません。

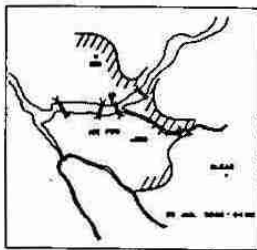
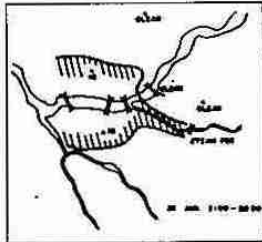
細氷は「ごく小さい柱状または板状の氷の結晶が空中に浮かんでいるが、水平視程が1 km以上ある場合いで、日が射すと、かさや光柱を生ずる」、氷霧は「細氷またはこれに水滴がまじったものが空中に浮かんで、水平視程が1 km未満になった場合で、湿度は霧の場合より一般に低い」と定義されています。旭川の冬の霧は夜間になると発生し、発生初期には過冷却霧であり気温が -15°C 以下に低下するに従って氷霧に変化していきます。更に、時間とともに濃い細氷になっていきます。明け方になりますと太陽の光を反射してキラキラと輝いて見えるところからダイヤモンド・ダストとも呼ばれています。

II 細氷の気象条件

旭川の細氷・氷霧は静穏な晴れた日の夜間に出現する。したがって冬の季節風の卓越するときには現れず、むしろ北海道西岸（日本海上）に弱い低気圧が発生し季節風の吹き出しが止まった時に現れ易い。放射冷却による霧の発生の条件は、1) 雲がなく夜間放射による冷却が十分に行われる、2) 風がないか、あっても弱い、3) 水蒸気が十分補給されることである。これまでに観測された結果について示します。

第一図は夜間に気温が下がる様子を表しています。夕方18時30分に -1.2

250 mでは殆ど気温の変化はありません。
これは放射冷却で地表の熱が奪われた事を示
しています。この時の霧の発生を第2図に示

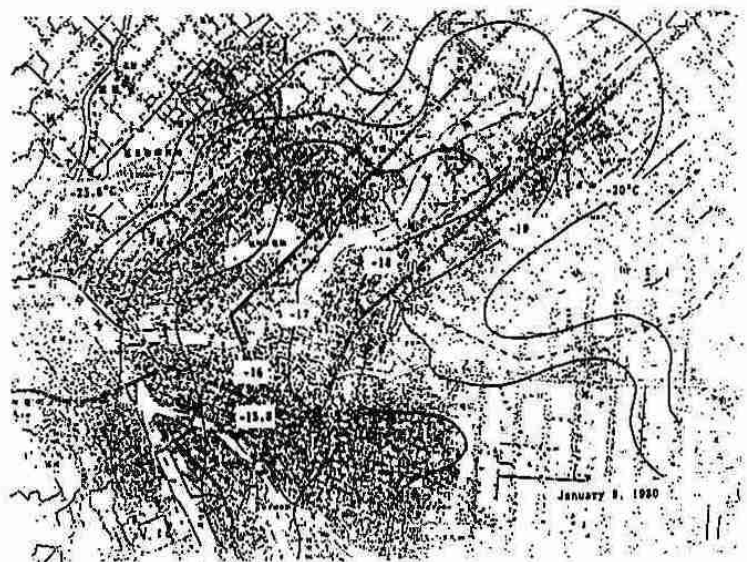
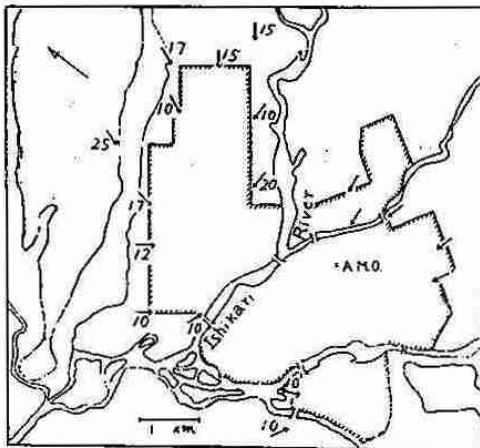


第二図 霧の水平分布

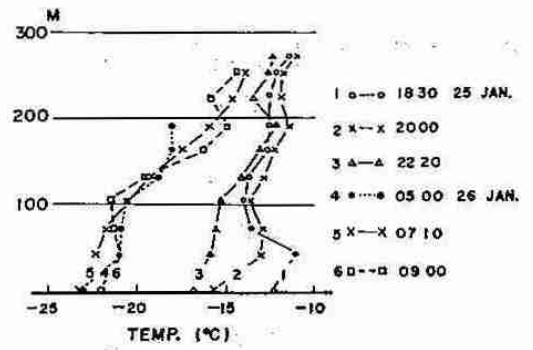
します。霧の発生初期には、それは河川
に沿って見られます。これは川からの蒸発
が水蒸気源であることを示しています。

霧の中では視程が10 mとなっています。それが朝にな
ると霧の中に氷晶が現れてきます。これが細氷です。
細氷が発現する時は風が弱く測定する事が困難です。そ
こで樹氷の成長方向から空気の流れを推定したのが
第三図です。これからわかることは旭川の周辺部から中
心部に空気が流入している。

旭川の地表気温は中心部が高いヒート・アイランドを形成しているので、この流
入する空気は低温である事がわかります。

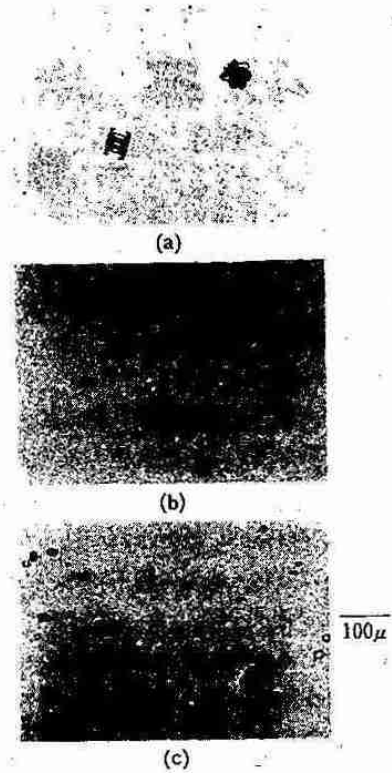
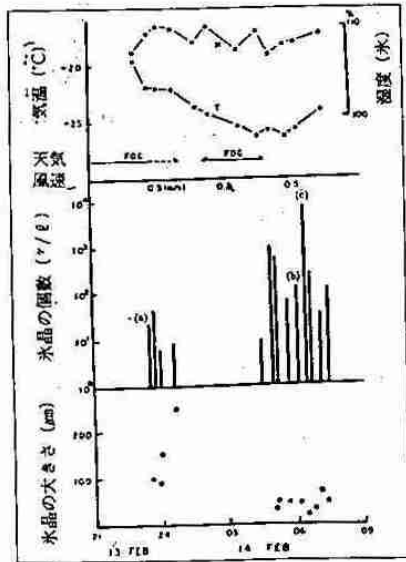


第三図 空気の流れとヒート・アイランド



第一図 放射冷却による気温の低下
と接地逆転層の形成

細氷が現れる時の気象変化及び氷晶の濃度の変化を第四図に示します。 気温の低下に従って氷晶の数が増加し、その大きさが小さくなる事がわかります。 ここで見られる氷晶は六角柱で丁度鉛筆を短く切った形をしています。



第四図 細氷現象と気象の変化

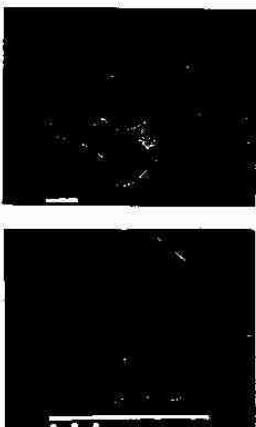
I I I 氷晶の形成

大気中に霧粒や氷晶が形成する気象条件は先に述べましたが、個々の粒子が形成する過程は雲物理学と呼ばれる分野で研究されます。冬旭川で見られる霧は過冷却霧と呼ばれる霧で、 -20°C の低温でも液体の状態です。第五図はその顕微鏡写真です。この様な霧粒ができるためには



第五図 霧粒の顕微鏡写真と電子顕微鏡による凝結核

水蒸気と中心になる物質（凝結核）が必要となります。電子顕微鏡で霧粒を見るとその中心に核があることがわかります。凝結核は一度溶けて再固体化したと思われる形状をしていことから可溶性の物質から出来ていると思われます。一方、 -20°C 位まで低温になると空気中にある物質のなかで氷をつくれるものが働きだします。これお氷晶核といいます。この核が霧粒に入ると霧が細氷に変化します。第六図はその電子顕微鏡写真です。氷晶核は一般的に土壌粒子または燃焼生成物のような固体である場合が多い。



第六図 氷晶核の電子顕微鏡写真

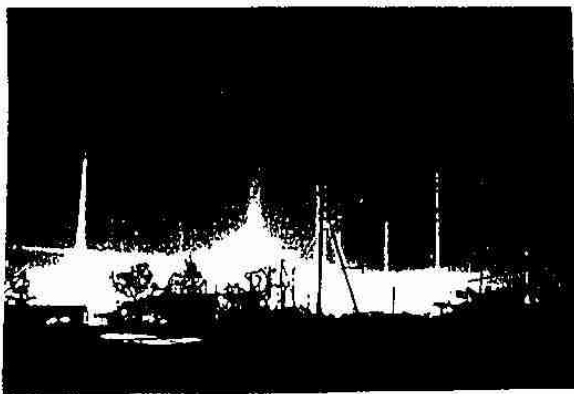
核の大きさは大変小さく数ミクロンから数十ミクロン（1ミクロン=1000分の1mm）位で電子顕微鏡でなければみることはできません。

旭川の空気中には多量の粒子（大気汚染粒子）がありますから凝結核、氷晶核共十分存在しています。この事から、旭川で細氷現象が見られるに十分な条件が備わっております。

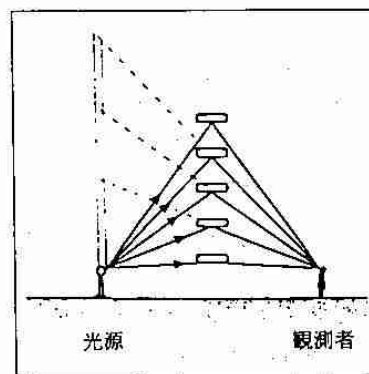
IV 太陽柱

大気中に氷晶が多量に浮遊していると太陽の光を反射して光の柱が見られる事があります。

細氷でこの現象が生ずるためには強力な光源が必要となります。そこでスキー場等の照明で光柱が現れる事があります。その例を第七図に、原理を第八図に示します。



第七図 光柱の写真



第八図 光柱の原理

日本気象学会1992年秋季大会（札幌）のお知らせ

本年の日本気象学会秋季大会は札幌で開催されます。5年に一度の機会ですので積極的に研究発表あるいは、参加しましょう。

期間は平成4年10月7日（水）～9日（金）で、会場は札幌市教育文化会館（札幌市中央区北1条西13丁目）と北海道厚生年金会館（札幌市中央区北1条西12丁目）の2か所です。

概要は次のとおりです。

1 会場

- A会場 （教育文化会館 4F 講堂）
- B会場 （ ” 3F 大研修室）
- C会場 （ ” 3F 中研修室）
- D会場 （ ” 3F 特別会議室）
- ポスターセッション （ ” 11件 A会場で概要紹介後・1Fロビーでポスター発表）
- シンポジウム （北海道厚生年金会館 蓬莱の間）

2 行事

- (1) 研究発表会（教育文化会館 A, B, C, D会場 282件）

10月7日（水） 09:30～12:00

10月8日（木） 09:00～12:30 13:30～16:00

10月9日（金） 09:00～12:30 13:30～16:00

- (2) 山本正野論文賞・堀内基金奨励賞授与・奨励金贈呈及び学会賞・山本正野論文賞・堀内基金奨励賞記念講演（厚生年金会館 蓬莱の間）

10月7日（水） 1300～1450（講演：4件 山本正野論文賞, 堀内基金奨励賞受賞者）

- (3) シンポジウム（厚生年金会館 蓬莱の間）

10月7日（水） 15:00～17:30

”都市の豪雪”－ここまできた降雪の観測と予測－

座長 播磨屋 敏生（北海道大学 理学部）

講演 1「豪雪の実態と予報の現状」

村松 照男（札幌管区气象台 予報課）

2「石狩湾周辺の渦状擾乱の内部構造」

上田 博（北海道大学 理学部）

3「下層風からみた石狩湾上の降雪雲の形成過程」

藤吉 康志（名古屋大学 水圏科学研究所）

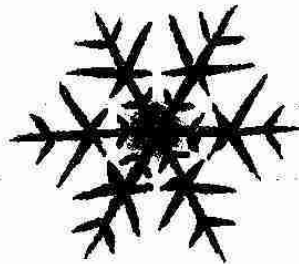
4「冬季日本海上に発生する帯状雲と小低気圧の数値実験」

浅井 富雄(東京大学 海洋研究所)

5「降雪をもたらす meso- α -scale low を含む 多scale process」

二宮 洗三(気象庁 予報部)

3 懇親会 10月7日(水) 18:00~20:00(予定) 厚生年金会館



—写真訪問①—

新千歳空港気象レーダー (新千歳航空測候所)

新千歳空港気象レーダーは、空港周辺の気象を常時監視し、航空機の離着陸に必要な気象情報を提供する目的をもって、昭和55年6月から運用を開始し、平成4年6月で12年が経過した。

平成4年7月1日、新千歳空港ターミナルビルの移転に伴い、新千歳空港気象レーダー塔も南へ約4Km(図参照)の地点へ移設することとなり、平成3年9月から工事を開始し、平成4年2月に完成したが、将来ドップラーレーダーが設置される場合の対応も考えた建築構造になっている。

使用レーダー機器は旧機器を移設し使用しているが、新レーダー塔が約33m(旧レーダー塔は約20m)と高くなった関係上、NF(雑音指数)の向上を目的として高周波増幅器及び導波管内に乾燥空気を充填するため導波管加圧装置が新設された。また、新レーダー塔が新庁舎から約1.6Km離れ、遠距離となったため、観測室と新レーダー塔に通信接続装置も新設され、デジタル信号による制御を行うようになった。

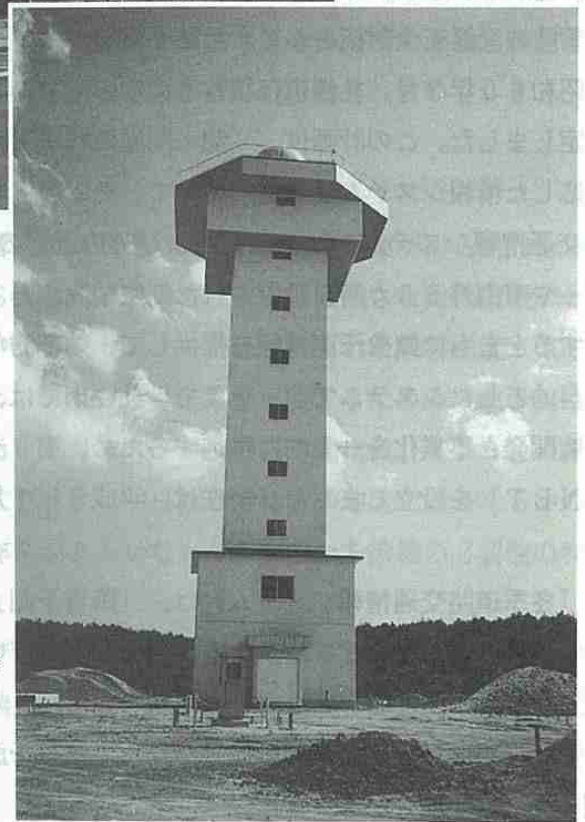
新千歳空港気象レーダーは、平成4年7月1日から運用を再開した。

(新千歳空港測候所、森江 光徳)

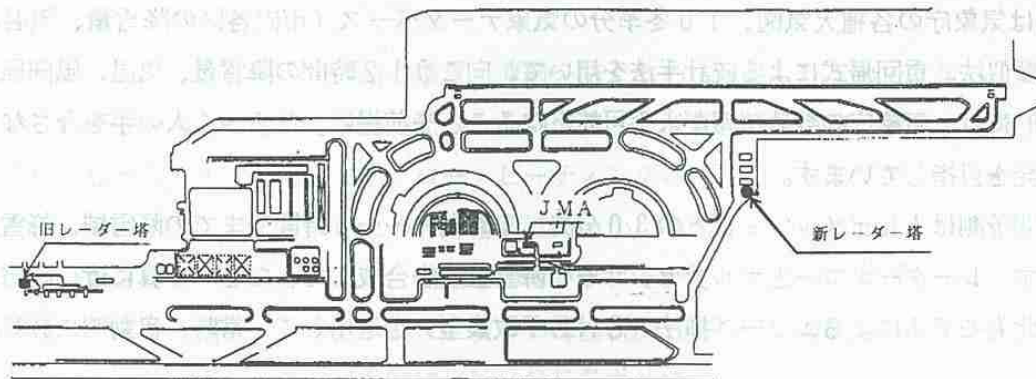
	旧レーダー塔	新レーダー塔
送 受 信 所	北海道千歳市平和1388番地の4 千歳空港内レーダー塔	北海道千歳市美々 新千歳空港内レーダー塔
設 置 位 置	北緯 42° 48' 23" 東経141° 40' 33"	北緯 42° 46' 16" 東経141° 41' 14"
空 中 線 の 高 さ	海拔高 39.3m 地上高 19.3m	海拔高 54.8m 地上高 32.7m
定 格 出 力	Po 100Kw	同 左
周 波 数	5300MHz	同 左
制 御 信 号	アナログ信号伝送	デジタル信号伝送(通信接続装置付加)
導波管加圧装置	なし	導波管が長くなったため付加



新千歳航空測候所庁舎3Fに入居、屋上は観測棟



新レーダー塔



空港気象レーダー移設図

—写真訪問②—

冬季道路交通情報システム (札幌総合情報センター(株))

札幌では1シーズンの累計降雪量が5mを超えています。人口170万を超える大都市でこれだけの降雪があるところは世界でもまれといえます。冬季間の都市機能の維持のためには多大な除雪費用を必要としますが、平成3年度の札幌市の除雪事業費は79億円であり、さらに毎年増加する傾向にあります。それにもかかわらず、市民アンケート調査の中で毎年要望事項の第1位に上がるのは「除雪」なのです。特に最近では、雪解けの季節に発生する粉塵の関係からスパイクタイヤ使用禁止対策が緊急の課題となり、ますます、降雪時の交通安全対策をふまえた路面管理が重要になってきています。

昭和60年3月、札幌市は積雪寒冷地の中での高度情報都市をイメージした「札幌スノートピア計画」を策定しました。この計画は、「都市問題の解決・緩和」「産業の振興」「市民生活の向上」の3つの分野に対応した情報システムから成っていて、そのひとつに「冬季道路交通情報システム」があります。「冬季道路交通情報システム」は、札幌およびその近郊の冬季の降積雪の状況を正確に把握するために、気象レーダーや市内外50カ所に設置された気象観測測器（マルチセンサーと呼んでいます）からの情報を収集・配信するとともに気象予測情報を提供して、効率的な除雪運用支援・ロードヒーティング制御に役立てることを目的としたシステムです。そこで、札幌市では、昭和63年3月、この「冬季道路交通情報システム」の研究開発と事業化を一元的に推進するため、第3セクター方式による札幌総合情報センター(株)（略称、SNET）を設立しました。現在は、平成5年1月の本格営業運用に向けて試験運用を行っています。

「冬季道路交通情報システム」は、「降雪予測」「マルチセンサー」「除雪運用支援」「ロードヒーティング制御」の4つのサブシステムから構成されています。

(1) 降雪予測サブシステム

予測情報には、天気図解析に基づいた長時間予測（12～24時間）と、レーダーエコー外挿による短時間予測（3時間）があります。

長時間予測は気象庁の各種天気図、10冬季分の気象データベース（市内各区の降雪量、気温、風向風速）を基に、類似法、重回帰式による統計手法を用いて、向こう12時間の降雪量、気温、風向風速を予測します。将来的には、気象庁の数値情報が入手可能となることを前提に、なるべく人の手を介さない客観的な予測法の開発を目指しています。

一方、短時間予測は1km²メッシュごとの30分先、1時間先……3時間先までの降雪域、降雪量の予測を行うものです。レーダーエコーとマルチセンサーの降雪強度を合成して、なるべく真に近い降雪状況をつかみ、これに北大モデルによるエコー外挿法（SNET改良型）を適用して、常時、自動的に計算出力されます。

短時間予測に不可欠なレーダーデータを提供する札幌市気象レーダーは、従来市街地で運用されていましたが、レーダーの老朽化と周辺ビルの高層化により、札幌市が平成3年2月に隣の当別町の高台に新設したものです(写真1)。降雪エコーを目標にしているためにXバンドで運用しており、半径約170kmの範囲にわたって雪雲の観測を行い、5分毎にデータを取得します。

(2) マルチセンサーサブシステム

札幌市内およびその近郊の降雪量、積雪深、気温、風向風速などの現況を正確迅速に把握するための観測測器をマルチセンサーと呼んでいます。本来は一つのセンサーで複数の要素が測定できる機器の開発が目標でしたが、精度、安定性の問題から、既存のセンサーの組み合わせになりました。基本的には3種類の測器(降雪強度、気温、風向風速)とその制御装置から構成されています。風向風速計には超音波式のもの、降雪強度計には赤外線透過式のものを採用しています。また、場所によっては雨量計や光学式積雪深計も設置しています。地上6mのポールの先に4つのセンサーボックスがついており、全体が街の景観と調和するようにデザインされています(写真2)。市内と近郊に数km間隔で約50カ所設置されていて、10分に1回データを送るようになっています。

(3) 除雪運用支援サブシステム

市内に降雪があったとき、除雪指示は、各区の除雪の管理・監督を行っている土木事業所から区内を分担している除雪業者に出されます。この土木事業所には、SNETのコンピュータに接続された端末機がおりてあります。この端末には、常時、札幌市気象レーダーやマルチセンサーから収集された降雪強度・気温・風向風速の現在の状況を知ることができ(写真3)、また、市内の除雪作業を支援するための気象予測情報を得ることができます。10cm以上の降雪が予想される12月末～3月初の厳冬期には、800台の除雪車と3800人の除雪作業従事者が24時間待機状態となります。明日朝までにどの地区でどのくらいの降雪量が予測されるかを伝える長時間予測は、夜間の除雪作業があるかないか、すなわち待機の必要性の判断に使われます。

また、除雪作業開始時および終了時に、現場から電話で音声応答装置を通じてSNETのコンピュータに入力(報告)する事により、各区土木事業所におかれた端末機の画面で除雪作業状況の確認ができるようになっています。この報告は一定のフォーマットで蓄積され、簡単な作業日報として端末から容易に出力できます。

(4) ロードヒーティング制御サブシステム

ロードヒーティングは、札幌市が道路の積雪・凍結を防ぐために敷設したもので、電熱線や温水パイプを地中に埋め込み路面を暖めるものです。勾配の大きい道路、交通量の多い道路、横断歩道橋、一部の歩道に設置されていて様々なタイプがあります。ロードヒーティングは、雪が降り出してから作動させたのでは、路面が温まるまではすぐには融けないため、降雪前にあらかじめ路面を暖めておく予熱運転が必要となります。24時間作動させておくのがいちばん簡単なのですが、それではかなりの費用がかかってしまいます。このロードヒーティング制御サブシステムは、現在の降雪状況や降雪予測情報をもとに、予熱時間、融雪時間を考慮し、ロードヒーティングを自動的にON/OFFさせて、効率のよい制御を行うことを目標として

います。

このような気象観測機器と現実のロードヒーティングシステムや都市の除排雪システムとが結びついた大規模システムはこれまでに例のないもので、日本だけではなく世界の都市の雪対策施設の先進事例として注目されています。

(札幌総合情報センター(株)、藤井 雅晴)



写真1 札幌市気象レーダー

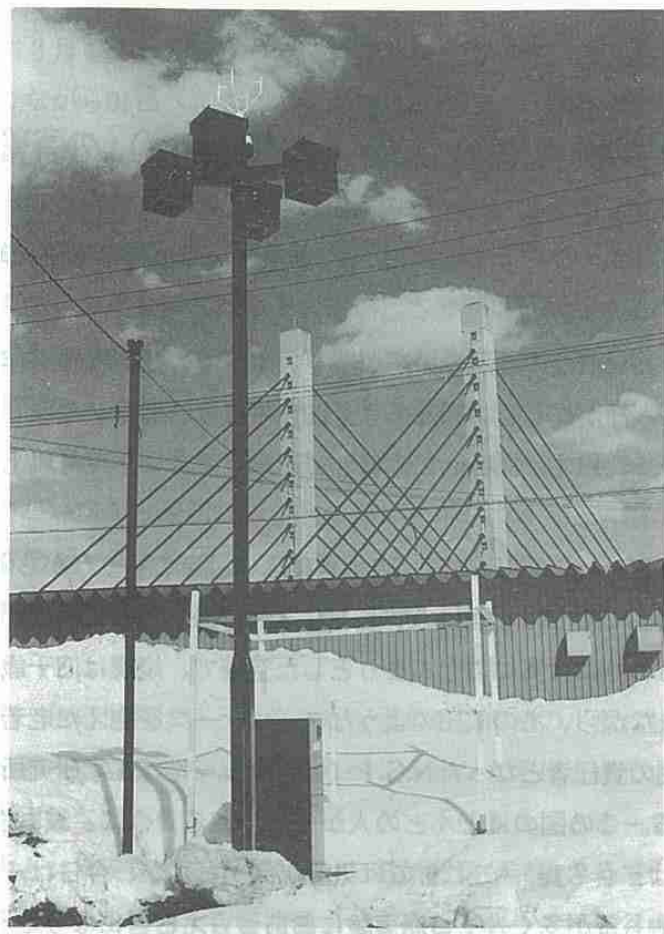


写真2 マルチセンサー

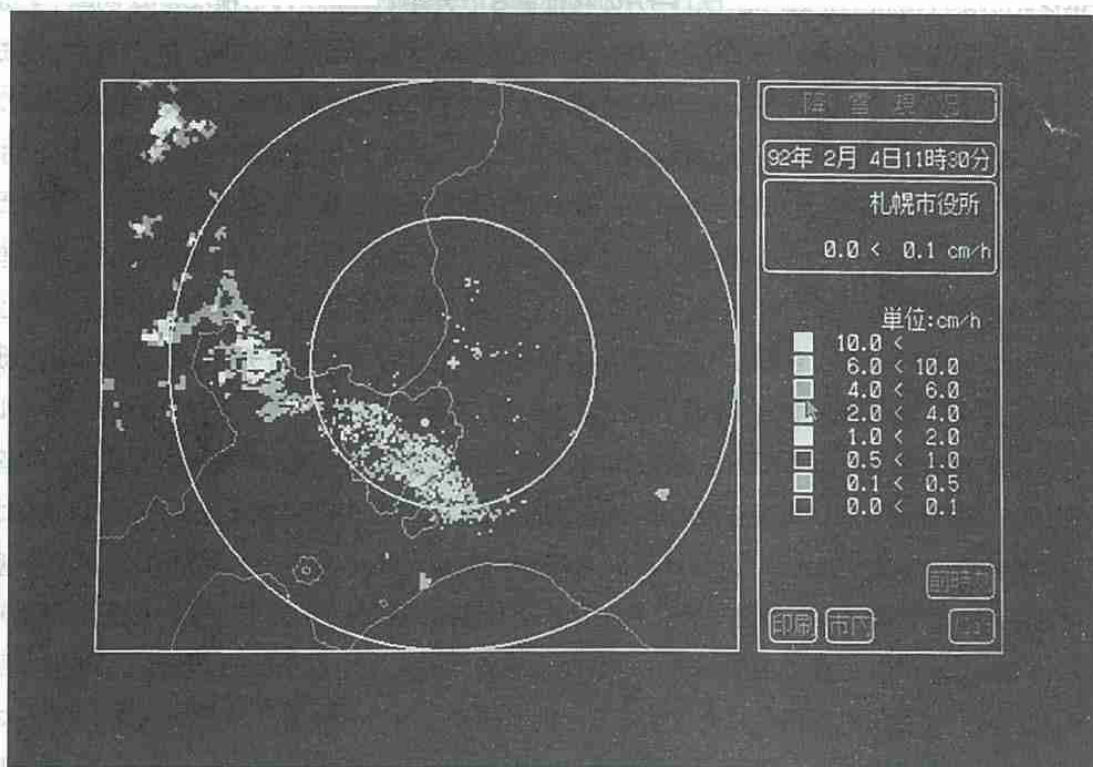


写真3 配信端末画面（レーダーデータ）

— 会員寄稿 —

人工雪崩実験 (Ryggfonn in Norway) の記録から

北海道大学低温科学研究所 西村 浩一

トランシーバを通してK. Kristensenの秒読みの声が響く。すべての観測機器が作動を開始し、ビデオカメラを握る我々の手にうっすらと汗がにじむ。1992年3月20日午後2時30分、今冬3度目の人工雪崩実験がいままさにはじまろうとしている。思えばNorwayに到着して以来、すでに1カ月以上が経過している。

2月16日午前11時すぎに成田を立ち、同日の夜10時すぎに眠い目をこすりながら降り立ったOsloのFornebu空港は、本プロジェクトの関係ですでに4回目の訪れとなるが、来るたびに内部が新しくなっていく。とはいえNorwayの玄関であるわりには実にこじんまりとした空港で、規模は旧千歳空港とあまりかわらないような気がする。当然のことながら、あの成田のようなスーツケースを抱えた老若男女の雑踏とは無縁の世界である。今回からNorway側の責任者となったNGI（ノルウェー地球工学研究所）のF. Sandersenがゲートの向こうで手をふっている。この国のほとんどの人がそうであるように、彼もまた190cmは有にありそうな大男である。「今年の冬はどう？」、「これまでは気温が高かったが、今日は一番の冷え込みで、これからいい傾向に進みそうだ。山も雪が多く人工雪崩実験におあつらえむきになりそうだ。」そんな会話が、彼はまるで子供を叱るように私を見おろして、一方の私はまるで天井でも見上げる様な姿勢で進行する。どんなことがあっても、こんなバイキングの末えい？を相手にしてのけんかだけは、極力さげねばなるまい。その後数日間は、NGIのオフィスで打ち合せや研究成果についての検討、日本から送った観測器材の受取りと整理、そしてこれからしばらく続く山の中での生活に備えて食料の買い出し等が続いた。おりしもFranceのArbervilleでは冬季オリンピックの真っ最中、オフィスの片隅にあるテレビの前にはいつもひとだかりができ、静かに仕事をしている人の耳もとにも、ラジオから伸びたイヤホンがしっかりと差し込まれている。どうやら次期開催地LillehammerをかかえるNorwayの選手強化策が実を結びつつあるらしく、メダルラッシュにオフィスのあちこちから歓声があがる。そういえば日本の複合チームがNorwayと接戦の上、金メダルを獲得したが、この出来事は「生まれたときから足にスキーをはいている」といわれるノルウェーの人々を少なからず驚嘆させたようだ。もちろん、我々は日本代表として彼らの祝福に胸をはって答えた。

2月19日朝10時、いよいよ雪崩実験施設のあるRyggfonnにむけて、全行程約450km、日本人3人による不慣れな右側の車線をたどる旅がはじまった。NGIから提供されたVolkswagenのワゴン車は、全身擦過傷だらけ、さらに数週間前に盗難にあったということでいまだに後扉の鍵がこわれている。おまけに暖房がときどき突然切れてしまい、今年一番の寒気があちこちから車内に侵入してくる。MJOSAという南北に長い湖を左手にながめながらハイウェイE6沿いに北上すること約2時間、Lillehammerに到着する。1994年に冬季オリンピックが開催される当地ではハイウェイの周囲ですでにホテルの建設が進んでいるが、見渡す限りさほ

ど急峻な山もなく、すでに2月も後半というのに積雪深も決して十分とは思えない。いったいどこが会場となるのだろうかといぶかりながらOttaへ、ここでE6に別れを告げ、U字谷ぞいに西へとハンドルをきる。1989年に国際雪氷学会が開催されたLomという保養地を過ぎるころから道は次第に高度をあげ、樹林限界を越える頃には、もともと少ない人家もすっかり消え、生命の息づかいなどまったく感じさせないただ岩と雪だけの荒涼とした世界を進むことになる。この我々が今たどっているハイウェーは、Norwayの中央を南北にのびる山岳地域を横断して東西を結ぶ重要な幹線であるが、冬季間は数年前まで閉鎖されていたという。現在は一年を通して通行が可能となったが、今だにいたるところで猛吹雪が視界をさえぎり、雪崩が道をふさぐ危険をはらんでいる。山間部に入ると、13kmの行程のうちなんと10.5kmがトンネルの中、道の両側にそびえたつ山々の頂きには雪崩の人工爆破に備えて50~100kgのダイナマイトが何箇所も設置されている。すれ違う大型のトラックに気をつかいながら最初の約4kmのトンネルをぬけると、懐かしい髭面のK. Kristensenが、あいかわらずのもの静かな笑顔で我々を迎えてくれた。ここで車を降り、cross country skiにはきかえて800mほど緩やかな斜面を登っていくと「雪崩小屋」を意味するNGIの雪崩観測施設Fonnbu（標高930m）に到着する。

3mの積雪にうもれ、白一色の世界にひっそりとたたずむこの木造の小屋は1973年に建造されたものであるが、そこへひとたび足を踏み入るとちょっとしたペンションさえほうふつさせる。2段ベットを備えた寝室が3部屋、セミナーも可能な暖炉付きの広いリビング、4口レンジとオープン、電子レンジ付きの台所、これら全室には99%が水力という安い電気代を反映して電気暖房が完備されている。リビングからは国際電話も可能なほか、大型のスピーカを備えた音響機器まで完備しており、松任谷由美、南沙織、Carpenters、Char、Sibeliusなどなど数多くのMusician達が仕事の疲れやそれぞれの郷愁をなぐさめてくれた。そして、さすが北欧、サウナの設備もちゃんとある。一汗かいた後に一糸まともわずそのまま外にとびだしてsnow showerを浴びれば、世界で最も標高の高いGrasdalen Sauna Clubに入会も可能だ。

もうひとつ興味深いのは、電話回線を利用してMETEOROLOGICAL OFFICEを呼び出し、パソコン上でMETEOGRAMと呼ばれる天気予報を得ることができる点であろう。ディスプレイ上には、特定の地点の雲量（上層、中層、下層）、気圧、気温、降水量、風向風速の3時間毎の予測値が48時間にわたって表示される。この一日に2回発表される予報は、数値計算の結果だけに基づいているようで、一般にはまだ解放されていない。ノルウェーの天気予報の事情は、「サンタとビヤークネスの国で」という題名で細水の34号に北大の地球物理の上田さんと谷口さんによって紹介されているが、この山の中ではテレビは受信できないし、もちろん新聞も配達されない。といって、ラジオから流れる天気予報？はノルウェー語でまったく意味不明。人工雪崩実験には、低温下での多量な降雪とそれに続く14時から16時（山頂のバッテリー使用量を節約するため）という限られた時間内での晴天が必要条件となる。的中率に関する評価はわかれるところではあるが、このMETEOGRAMの情報は、現状の把握と今後の計画を決定する上で大きな役割を果たした。この観測小屋からスキーで斜面を下り、車で約2kmのトンネルをぬけおよそ10分、そこからふたたびスキーにはきかえて15分程歩くと人工雪崩実験が行われる斜面に到着する。

すっかり遅くなってしまったが、我々がこの地へとやってきた文部省科学研究費補助金（国際学術研究）

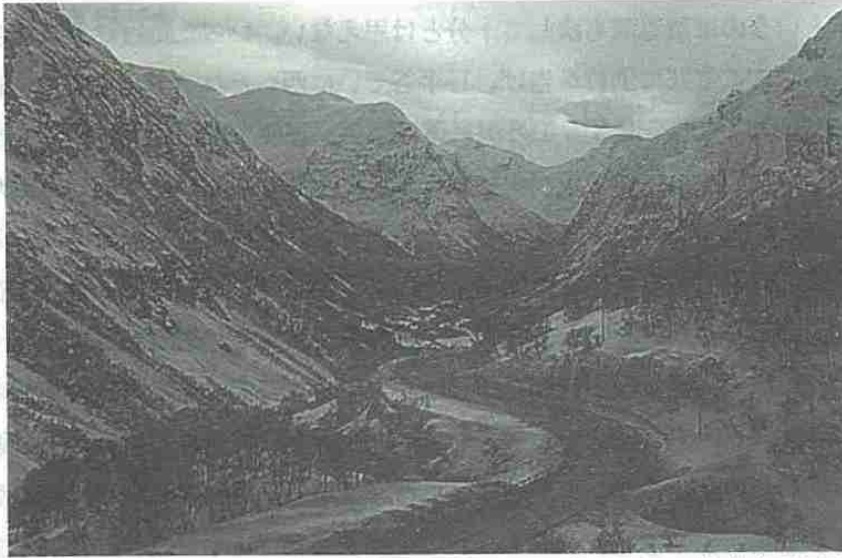


図1 広大なU字谷に沿って走るハイウェー(No. 15)



図2 クロスカントリースキーで雪崩観測設置(Fonnbu:標高930m)に向かう

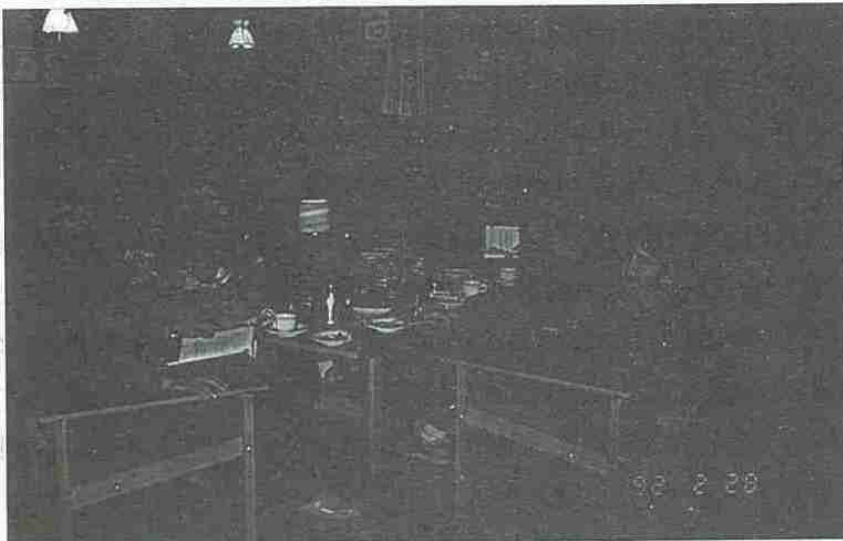


図3 Fonnbuのリビングにて

研究課題「ノルウェー・リグフォーンにおける実物大雪崩実験と煙型表層雪崩の動力学の研究」（研究代表者：前野紀一（北大低温研））の内容について若干この場をかりて紹介させていただく。近年になって、表層雪崩の運動に関する理論的研究が内外で活発に行われようになってきた。それらを総括すると、雪崩を「剛体」と仮定する、「連続体」とみなして構成関係（応力-ひずみ関係）を与える、粒子間の衝突による力の伝達と相互変位に着目した粒状体モデルを適用するというように大別される。いずれのモデルも一応の成果はあげてはいるが、不確実な仮定に加え内部構造に関連した未知のパラメータを多数含んでいるのが実状である。こうした問題を解決する手段として、力学的相似条件（Froude数）の一致を考慮した水槽実験、流動化した雪の構成関係をもとめる試みなどがおこなわれているが、それらの結果を実際の雪崩に適用することの可否を論ずる段に至ると、結局、雪崩の内部構造を直接測定することが不可欠であるという結論に帰するのである。こうした背景を踏まえ、1988年より富山大学、新潟大学、東北大学、北海道大学、建設省土木研究所は黒部峡谷雪崩実験観測研究グループを結成、北アルプスの黒部峡谷で雪崩の観測・研究を開始し、これまでに何例かの貴重なデータを得ることに成功した。しかしここが国立公園の特別保護地区にあること、火薬の使用が法的に規制されているなどの理由からひたすら雪崩の自然発生を待たなくてはならない。そこで人工雪崩実験を行っているノルウェーのグループと共同で、当地の人工雪崩を対象にその動態と内部速度、密度、雪崩風など主にメカニズムに関連したデータを収集する組織的な観測を展開しようというものが本プロジェクトの中心課題である。もちろんこれと平行して天然の雪または模型雪を用いた室内実験、雪崩の運動に関する各種の数値モデルの開発および検討も実施される。計画の最終年度にあたる1992年の2月から3月にかけては、日本側から計7名（前野、福沢、西村（北大低温研）、川田（富山大）、和泉（新潟大災害研）、木村（東大海洋研）、飯田（黒部市））が2週間から5週間ほどノルウェーに滞在し実験に臨んだのである。

比較的良好と思われた条件にもかかわらず過去2回の人工雪崩実験では、雪崩は観測点まで到達せずに停止してしまっただ。そして今日がいよいよ3回目・・・秒読みの声が途絶えてほどなく、山頂部分でダイナマイト100kgが爆烈した。周囲の雪がカールの急斜面に沿って動き始める。やった・・・、カメラのシャッター音が響く・・・しかし・・・カール底部の緩斜面に達すると同時に雪崩の子供にまで成長しかけた流れは、その動きをゆっくりと停止してしまっただ。いったいどれくらい時間が経過したのだろうか。ある程度の覚悟はしていたとはいえ全身をおそう落胆、いや、もしかするとまたうごきだすのではという期待と祈り、それらが交錯してしばらくの沈黙が続く。しかし、結局、雪崩は我々が待ち受ける観測点までやってきてはくれなかつた。

それでも我々がNorwayを後にした一ヶ月半後の5月20日、観測点にまで達する雪崩を発生させることによりやく成功し、いくつかのデータを取得したのであるが、当初の期待の大きさから比べるとやはりやや拍子抜けであったことはいがめない。ままたらぬ自然を相手にすることの難しさをあらためて痛感させられたわけであるが、この敗北をかてに捲土重来を期さねばなるまい。

最後に蛇足を一言、二言述べて筆を置こう。今回は、滞在した地点がOslo、Ryggefonnaともにいわゆる極域より低緯度にあったこと、すでに2月中旬を過ぎていたことなどから、オーロラを臨むこともできなかつた

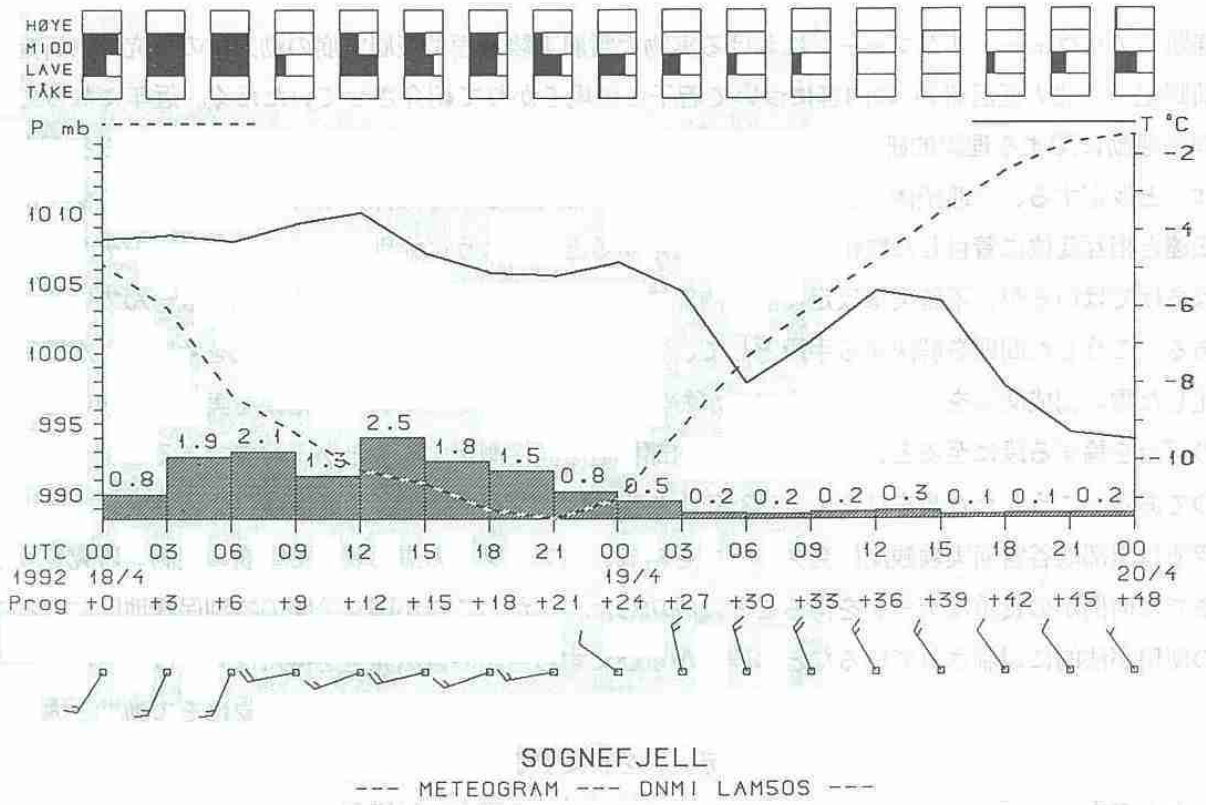


図4 メテオグラムの一例

地上から上層までの雲量、気圧、降水量、風向、風速の予測値が表示される



図5 人口雪崩実験が行われた斜面(Ryggfonna)

山頂の標高は1530m、雪崩はここから平均斜度28度の斜面にそって標高差910mを一気に駆け下るはずであった

かわりに冬の北歐から受けがちな、暗く、寒く、寂しいという印象はさほどうけなかった。ただ寂しいという連想から、この国ではアルコールの入手に苦労したことが思い出される。法規は場所によって異なるようだが、観測点があるStryn Communeでは、街のマーケットの店頭にはclass 1というアルコールがわずかに1%しか含まれていないビールしか並んでいなかった。さすがにOsloともなるとビールは午後7時前であれば簡単に手にはいるが、それよりアルコールの度数の高いもの、つまりウィスキーやワインの類は、市内に数カ所しかない専売店で行列の上、購入することになる。この値段がまた途方に高い。そのせいか、日本からのおみやげにはウィスキーがとても喜ばれた。若者がつどうパブはOsloの街角に数軒みられたが、日本の歓楽街にあるような赤ちょうちんから????にいたるような華やかな光景はついぞ見かけなかった。テレビも衛星放送を除けばわずか2チャンネルのみ、こうした点では彼らの生活は実にstoicである。しかしその一方で、どんなに仕事が忙しくても午後4時になると家路を急ぎ、夏には一ヶ月以上の休暇をたっぷりエンジョイする彼ら。NGIの職員に連れられて雪崩観測小屋にやってきた子供たちが、思い思いの斜面でスキーを楽しんだり、自分達でジャンプ台をつくったりしながら一日中飽きることなく雪とともに遊んでいる姿を見るうちに、これもNGIのスタッフであるJ. Larsenが2年前日本を訪れた際に、語った言葉を思い出した。「ひとつの欲望が充足されるとまたあらたな欲望が、この飽くことなき欲求が現代社会発展の原動力であったことはまぎれもない真実である。でも人生の楽しみ方はもっと別にあるのではないか・・・。」

人生観とそれに基づいたライフスタイルの違いから受ける強い印象をCulture Shockと呼ぶのであれば、今の私は、その衝撃などもうすっかり忘却の彼方、再び物が溢れる世界の中にどっぷりと浸かり多くの欲求を満たすべく、日々を送っている。

— 総会報告 —

平成4年度支部総会報告

平成4年6月12日（金）支部研究発表会に先だって、平成4年度支部総会が北海道大学理学部3号館を会場に開かれた。

総会は、出席者 44名、委任状 41名で成立した。

議長に辻 雅彦会員（札幌管区気象台）が選任され、次の順で議事は進行した。

6月3日の支部役員選挙により新任された、久保田 効支部長（札幌管区気象台長）のあいさつに始まり、菊地勝弘常任理事（北海道大学）から、平成3年度事業報告、松田 一常任理事（札幌管区気象台）から会計報告、桜井 兼市会計監査（北海道教育大学旭川分校）から書面による会計監査報告があり、出席者全員の拍手で承認された。

続いて、菊地理事から平成4年度事業計画、松田理事から予算案が説明され、いずれも原案どおり承認された。

総会次第

開 会

議長選出

議長あいさつ

支部長あいさつ

議 題

- 1 第18期役員選挙結果について
- 2 平成3年度事業報告
- 3 平成3年度決算報告
- 4 平成3年度会計監査報告
- 5 平成4年度事業計画(案)
- 6 平成4年度予算(案)
- 7 その他

閉 会

第18期支部役員選挙報告

支部役員選挙告示	4月20日
役員候補締切日	5月1日
投票用紙発送	5月7日
投票締切り	5月29日
開票	6月2日

開票者 幹事 遊馬芳雄, 若林徳司, 藤山興二, 弟子丸卓也
 開票立会い人 理事 札幌管区气象台 松田 一

【開票結果】

投票数	162票
有効投票数	162票
無効投票数	0票
白票	0票

得票結果

理事

菊地 勝弘	159票	当選
遠藤 辰雄	159票	当選
山崎 道夫	156票	当選
久保田 効	155票	当選
澤田 可洋	155票	当選
松田 一	155票	当選
菊地 正武	154票	当選
上田 博	1票	
菊地 弘明	1票	
伊藤 直敏	1票	
村松 照男	1票	
播磨屋 敏生	1票	
成瀬 康二	1票	
荒井 美紀	1票	
石川 信教	1票	
本田 明治	1票	
若濱 五郎	1票	
前野 紀一	1票	
西村 浩一	1票	

会計監査

兒玉 裕二	156票	当選
村松 照男	1票	
小杉 健二	1票	

平成3年度事業報告

日本気象学会北海道支部

1 平成3年度支部総会

平成3.6.11(火)実施(北大理学部3号館地球物理学教室30401講義室)
41名出席 委任状41名

2 平成3年度支部研究発表会

第1回 平成3.6.11(北大理学部3号館地球物理学教室30401講義室)
発表題数:10題 出席者:41名

第2回 3.11.8(金)(札幌管区气象台) 発表題数:10題
出席者:54名

3 第9回夏季大学講座

平成3.7.30(火)~7.31(水)開催:申込者57人 第1日目48人 第2日目44人
(第1日目:札幌市青少年科学館)

(第2日目:札幌管区气象台,両日とも10:00~16:00)各施設を見学。

講師:山崎 道夫(気象協会),村松 照男(札幌管区)

若濱 五郎(北大辯論),古川 義純(北大)

4 日本気象学会奨励金受領

3.10.24 居島 修会員(札幌管区气象台 予報課)

5 「細氷」第37号発行 3.10.25 350部

6 平成3年度気象講演会

3.11.22(火)旭川市民文化会館で開催 受講者:約120名

講演者:桜井 兼市(旭川大学),兒玉 裕二(北大)

菊地 弘明(旭地台)

7 特別講演会

3.12.20(金)実施(北大理学部3号館地球物理学教室30401講義室)

講演者:徐 宝祥(中国科学院蘭州高原大気物理研究所

雲物理・降水物理研究主任)

8 支部理事会

第1回 3.5.15(札幌管区气象台)

第2回 3.9.17(")

第3回 4.3.3(")

9 幹事会

第1回 3.4.30(札幌管区气象台) 第4回 3.9.9(")

第2回 3.6.4(") 第5回 4.2.25(")

第3回 3.7.26(")

10 全国秋季大会準備委員会

第1回 3.9.17(札幌管区气象台)

第2回 3.12.17(")

第3回 4.3.3(")

平成3年度決算報告

収 入

項 目	予 算 円	実 績 円	備 考
前年度繰越金	27,713	27,713	
本部交付金	332,500	330,800	(248名×850円)+120,000
夏季大学補助金	50,000	50,000	本部から入金
広 告 料	110,000	114,000	
預 金 利 息	350	1,193	
そ の 他	0	15,450	夏季大学で細水販売等
合 計	520,563	539,156	

支 出

項 目	予 算 円	実 績 円	備 考
理 事 会	8,000	7,871	3回開催
総会研究発表会	7,000	6,630	案内状送付
事 務 費	3,000	2,610	
通 信 費	20,000	11,468	切手購入等
夏 季 大 学	65,000	67,160	7月30~31日開催
細 水 3 7 号	290,000	289,300	
交 通 費	37,000	51,980	旭川・函館から理事会・総会出席
気 象 講 演 会	90,000	89,965	10月22日旭川市で開催
翌年繰越金	563	12,172	
合 計	520,563	539,156	

平成3年度決算について相違ないことを証明します。

平成4年3月27日 会計監査 桜井 兼市



平成4年度支部事業計画(案)

1. 平成4年度支部総会
平成4.6.12(金)実施
(北大理学部3号館地球物理学教室30401講義室)
2. 平成4年度支部研究発表会
第1回 平成4.6.12(金)
(北大理学部3号館地球物理学教室30401講義室)
第2回 4. . () (札幌管区气象台)
3. 第10回夏季大学講座
平成4.7.30(木)~7.31(金)開催予定
(第1日目:日本気象協会北海道本部)
(第2日目:札幌市青少年科学館)両日とも10:00~15:00)
MICOS等各施設を見学。
講師:植松 孝彦(気象協会), 澤田 可洋(气象台)
若原 勝二(气象台), 中山 交市(高砂香料工業KK)
4. 「細氷」第38号発行 8月末日刊行予定
5. 気象学会秋季全国大会 10.7(水)~10.9(金)
6. 支部理事会
第1回 4.6.8(札幌管区气象台)
第2回 .9. ()
第3回 .3. ()
7. 全国秋季大会実行委員会
第1回 4.6.8(札幌管区气象台)
第2回 4.9. ()
第3回 4.11. ()

平成4年度予算(案)

収 入

項 目	金 額 (円)	備 考
前年度繰越金	12,172	
本部交付金	324,000	(850円×240人) + 120,000
夏季大学交付金	50,000	札幌市青少年科学館と共催
広 告 料	150,000	
預 金 利 子	1,500	
合 計	537,672	

支 出

項 目	金 額 (円)	備 考
理 事 会	8,000	年3回開催
研究発表会・総会	8,000	年2回開催
事 務 費	3,000	
通 信 費	18,000	
夏季大学経費	80,000	
細水38号経費	350,000	
交 通 費	50,000	
選挙関係費用	20,000	投票用紙, 封筒印刷等
予 備 費	672	
合 計	537,672	

— 役員会報告 —

平成3年度役員会報告

- 1 平成3年度第1回理事会（「細氷」37号100頁に報告済）
- 2 平成3年度第2回理事会（平成3年9月17日（火） 於 札幌管区气象台）
出席者：原田，北出，松田，菊地，山崎，上田，遊馬，若林，藤山，室井

○報告事項

- (1) 理事の交代について
伝法理事が山崎理事に交代した。
- (2) 夏季大学講座実施報告
7月30日、31日の2日間にわたって行われた夏季大学は盛況のうちを終了したとの報告があった。
- (3) 支部機関誌「細氷」発刊について
第37号は11月末発行予定で、順調に準備が進んでいる。
第38号からは、夏季大学の雑感や気象講演会の講演要旨を掲載してはどうか
- (4) 日本気象学会奨励金受領候補者推薦について
居島修会員を推薦し、決定したとの連絡があった。
- (5) 事業報告（中間）
- (6) 会計報告（中間）
- (7) その他

○審議事項

- (1) 気象講演会について
ア 実行計画について
旭川で行われ、テーマは地元の要望を受けて変更した。
講演担当理事と事務局1名の旭川行きが了承された。
イ 予算について
- (2) 第2回支部研究発表会について
11月8日（金） 札幌管区气象台で行う。
- (3) 全国大会の準備について
理事会のあと、引き続き第1回準備委員会を開く。
- (4) その他

- 3 平成3年度第3回理事会（平成4年3月3日（火） 於 札幌管区气象台）
出席者：原田，菊地，北出，遠藤，松田，山崎，上田，若林，遊馬，藤山，室井

- (1) 気象講演会実施報告
10月22日旭川で行われた気象講演会は盛況であった旨の報告が

北出理事、藤山幹事からあった。

厳しい予算であったが、現地気象台職員の協力を得られた。

(2) 秋季大会準備状況報告

上田幹事長から、会場準備・補助金の状況・会費の集め方の検討について報告があった。

会費と懇親会費の集め方については、名古屋大会の事例が紹介された。

(3) 理事の改選について

上田幹事長から説明があった。

来年6月に理事・会計監査の改選があるため、選挙準備が必要である。

気象台で4月に異動がある。秋季大会の補助金の関係上、特に、理事長の交代はスムーズに行いたい。菊地常任理事を「支部長代行」とすることになった。

会計監査は、北大から選出してもらうことになった。

本部の理事を、支部から2名推薦する必要がある。上田幹事長にまとめ役をお願いすることになった。

(4) 平成3年度事業報告(中間)

藤山幹事から報告があった。

(5) 平成3年度会計報告(中間)

藤山幹事から報告があった。

(6) その他

細氷38号の内容について、遊馬幹事から説明があった。

4 平成4年度第1回理事会(平成4年6月8日(月) 於 札幌管区気象台)

出席者: 久保田, 菊地勝弘, 澤田, 遠藤, 松田, 菊地正武, 上田, 若林, 遊馬, 藤山, 弟子丸

(1) 第18期支部理事選挙結果

松田常任理事から資料に基づき報告があった。

(2) 平成4年度支部長選出

理事の互選により久保田札幌管区気象台長が選出された。

(3) 新支部長挨拶

(4) 幹事指名

支部長から幹事が指名された。

(5) 業務分担(理事・幹事)

昨年度の業務分担をそのまま引き継ぐ。講演は澤田常任理事が担当する。

(6) 平成3年度事業及び会計報告

平成3年度事業について上田幹事長から、平成3年度会計報告について藤山幹事から報告があった。

(7) 平成4年度事業計画及び予算案審議

平成4年度事業計画については上田幹事長から、夏季大学については若林幹事から、また、予算案について藤山幹事から説明された夏季大学について、1日目の会場を、昨年までの気象台から気象協会に移し、見学はMICOSを中心とする。

今年度は第10回なので記念に8回以上連続で参加している人を表彰したい。

事業計画では、9月の秋季大会実行委員会はかなり実務的で内容の濃いものになるので、理事会の前の別な日に行く。

気象講演会は全国大会の年は行わない。秋の支部研究会は計画することを確認した。

- (8) 総会及び支部研究発表会について
役割分担を確認した。
 - (9) 「細氷」発行について
8月末に発行の予定で、内容案が遊馬幹事から示された。
 - (10) 全国秋季大会の準備について
上田幹事長から別途資料により説明された。
大会の内容は、おおむね前回なみの規模とし、具体的には実行委員会の中であつめていくことに。
 - (11) その他
- 5 全国秋季大会第1回準備委員会（平成3年9月17日(火)札幌管区気象台）
出席者：原田，北出，松田，菊地，山崎，播磨屋，工藤，村松，上田，遊馬，若林，藤山，室井
- (1) 経過報告
平成4年10月7日（水）～9日（金）、札幌市教育文化会館で行うこと等の経過について事務局から説明があつた。
 - (2) 役割分担について
シンポジウム担当；北出，村松，遠藤，播磨屋
次回までに2～3テーマをしばらく、第3回理事会で決定する。
 - (3) 組織図について
案が示され、次回準備委員会で埋めることに。
 - (4) 予算について
寄付金の趣意書、依頼分担については次回に決定することに。
北海道及び札幌市は寄付金をもらう手続が煩雑なので止めたい。
それに代わる個所を考える。
旅行案内は、前回同様JTB企画に依頼する。
 - (5) 次回の予定について
12月に開く予定。
 - (6) その他
- 6 全国秋季大会第2回準備委員会（平成3年12月17日(火)札幌管区気象台）
出席者：原田，北出，松田，菊地，山崎，播磨屋，村松，上田，遊馬

若林, 藤山, 室井

- (1) 経過報告
第4会場の設定、シンポジウムは初日、懇親会場等の説明及び連絡事項について、事務局から説明があった。
- (2) シンポジウムについて
過去のテーマ一覧と、2つのテーマ案が担当理事から示されたが他の学会や、つくばのテーマ等を勘案しながら、焦点をしぼっていくことに。3月までには決める。
- (3) 組織図について
パート責任者を決めた。
- (4) 補助金について
趣意書と折渉者を決定した。
- (5) 「細氷」広告について
趣意書と料金改定を決めた。
- (6) 予算について
前回の会計報告書をベースに、検討を加えたが、まだまだ不確定要素が多く更につめていくことに。
- (7) 次回の予定について
3月3日に開く予定。
- (8) その他

7 全国秋季大会第3回準備委員会 (平成4年3月3日(火)札幌管区气象台)
出席者: 原田, 北出, 松田, 菊地勝弘, 遠藤, 山崎, 播磨屋, 村松,
上田, 遊馬, 若林, 藤山, 室井

- (1) 経過報告
- (2) 組織系統図について
事務局から案が示された。
来年の実行委員会には、太田(北大)・大嶋(气象台)に加わってもらうことになった。
気象協会による図書の展示、販売は行わないことにした。
- (3) シンポジウム
シンポジウム担当から3つのテーマが示され、検討の結果「都市豪雪」を仮題として、詳細を「シンポジウム検討委員会」で検討することになった。
- (4) 参加費の集め方について
「郵便振込みによる前納」と「当日受付」にする。
- (5) 「天気」原稿について
7月号に載る原稿について説明があった。
申込書の裏の内容について注意して欲しいという意見があった。
- (6) 補助金について
状況報告等があった。

(7) 次回の予定について

来年6月か7月初めに第1回実行委員会を開催する。

総会の日程を考慮して決定する。

(8) その他

- 8 全国秋季大会第1回実行委員会(平成4年6月8日(月)札幌管区气象台)
出席者:久保田, 菊地勝弘, 北出, 遠藤, 播磨屋, 太田, 兒島, 工藤,
村松, 松田, 菊地正武, 上田, 若林, 遊馬, 大嶋, 藤山,
弟子丸

(1) 経過報告

上田幹事長から資料により報告があった。

全国理事会は2日目に変更。口座開設。

(2) 組織系統図について

図により確認した。各パートの実行マニュアル作成を。

(3) シンポジウム

澤田常任理事からテーマは「都市豪雪」+「サブタイトル」とし、
座長、講演予定者の紹介があった。

(4) 参加費の集め方について

「郵便振込みによる前納」と「当日受付」にした。

(5) 補助金について

引き続き努力することに。

(6) 大会予算案について

案の説明があったが、まだ、不確定要素が多く更につめていくこと
に。

(7) 次回の予定について

9月7日第2回実行委員会を北大で開催する。

(8) その他

- 9 平成3年度第3回幹事会(平成3年7月26日 札幌管区气象台)
出席者:上田, 遊馬, 若林, 藤山, 室井
夏季大学及び全国大会の取組み方について打合せ。
- 10 平成3年度第4回幹事会(平成3年9月9日 札幌管区气象台)
出席者:上田, 遊馬, 若林, 藤山, 室井
平成3年度第2回理事会の準備について打合せ。
- 11 平成3年度第5回幹事会(平成4年2月28日 札幌管区气象台)
出席者:上田, 遊馬, 藤山, 室井
平成3年度第3回理事会及び秋季大会準備委員会の準備について打合
せ。
- 12 平成4年度第1回幹事会(平成4年4月9日 札幌管区气象台)
出席者:上田, 遊馬, 若林, 藤山, 弟子丸
平成4年度第1回理事会及び秋季大会第1回実行委員会の準備につい
て打合せ。

—支部役員—

日本気象学会北海道支部役員名簿

平成4年6月8日現在

役職名	氏名	所 属
支部長理事	<small>イサオ</small> 久保田 効	札幌管区気象台長
常任理事	菊地 勝弘	北海道大学理学部教授
常任理事	<small>ヨシヒロ</small> 澤田 可洋	札幌管区気象台技術部長
常任理事	遠藤 辰雄	北海道大学低温科学研究所助教授
常任理事	松田 一	札幌管区気象台調査課長
理 事	山崎 道夫	日本気象協会北海道本部長
理 事	菊地 正武	函館海洋気象台長
会計監査	兒玉 裕二	北海道大学低温科学研究所助手
幹 事 長	上田 博	北海道大学理学部助教授
幹 事	<small>アスマ</small> 遊馬 芳雄	北海道大学理学部助手
幹 事	若林 徳司	日本気象協会北海道本部気象情報部長
幹 事	藤山 興二	札幌管区気象台技術部調査課調査官
幹 事	<small>デシマル</small> 弟子丸卓也	札幌管区気象台技術部予報課技術主任

—交換機関誌—

- ・ 関西支部 例会講演要旨集 第56号 (中小規模現象・局地現象) 1991.10.4 広島
- ・ 関西支部 例会講演要旨集 第59号 (海洋と気象) 1992.1.31 神戸
- ・ 関西支部 年会講演予稿集 1992.6.16 大阪
- ・ 九州支部 講演要旨集 第13号 1992.1.24
- ・ 沖縄支部 沖縄管内気象研究会誌 第20号 平成4,2
- ・ 日本農業気象学会北海道支部会誌「北海道の農業気象」第43号 平成3年11月
- ・ 東北支部だより 第9号 1991年6月
第10号 1991年8月
第12号 1992年3月
- ・ 中部支部だより 第35号 平3.8.15
第36号 平4.3.25
第37号 平4.4.30
- ・ 関西支部ニュース 第200号 平3.8.31
号外 1991.10.16
第201号 平3.12.3
号外 1992.1.10
第202号 平4.3.10
第203号 1992.5.14

—通信欄—

1. 事務局からのお願い

① 退会・転入・転出された方は、学会本部への連絡とともに、支部事務局へもお知らせください（次ページの用紙をお使いください。）。本部が作成した会員名簿と支部が作成したものが、異なる事がありますので、よろしく御連絡ください。

② 気象に関心をお持ちの方が身近にいらしゃいましたら、学会への入会をお勧めしてください。入会申し込み書は支部事務局にあります。

年会費は、A会員が 6,900 円、 B会員が 12,600 円、

学生A会員が 4,200 円、学生B会員が 8,100 円です。

A会員には「天気」のみ、B会員には「天気」と「気象集誌」が配布されます。

支部機関誌「細水」は両方の会員に配布いたします。

③ 平成5年度の支部総会（平成5年6月の予定）に出席できない方は、次ページの委任状に記名・捺印し、総会前日までに出席会員に渡されるか、直接支部事務局へお送り下さい。葉書に書くかコピーでも結構です。

2. 編集後記

① 今号から気象講演会のテキストも載せることができました。また、会員寄稿も寄せていただきたいへん感謝しております。ご協力ありがとうございました。

② 学会と会員のつながりが密になるような親しみやすい「細水」にしたいと思います。内容についてのご意見、アイデア等をどしどしお寄せ下さい。エッセイ、写真、イラスト等も大歓迎です。ふるって、お寄せ下さい。

③ 今号の編集作業中、写真を揃えたり、記事や資料を準備するに当たり、多くの方々に無理なお願いをして御協力を賜りました。ここに記して深謝申し上げます。

* この通信欄は、会員同士の情報の交換にもお使い頂けます。ご希望の方は原稿を支部事務局へお寄せ下さい（掲載無料）。

支部事務局：〒060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区气象台 調査課内

☎ 011-611-6121 内線 415

--- ユーザーの立場になって身になって ---

株式会社岩崎、ソフト開発エンジニアリング株式会社、岩崎メンテナンスサービス株式会社
販売から、機器設置、データ処理と一貫したシステムでお客様の御要望に御答え致します。

取扱商品

気象機器、テレメータシステム、各種処理装置。

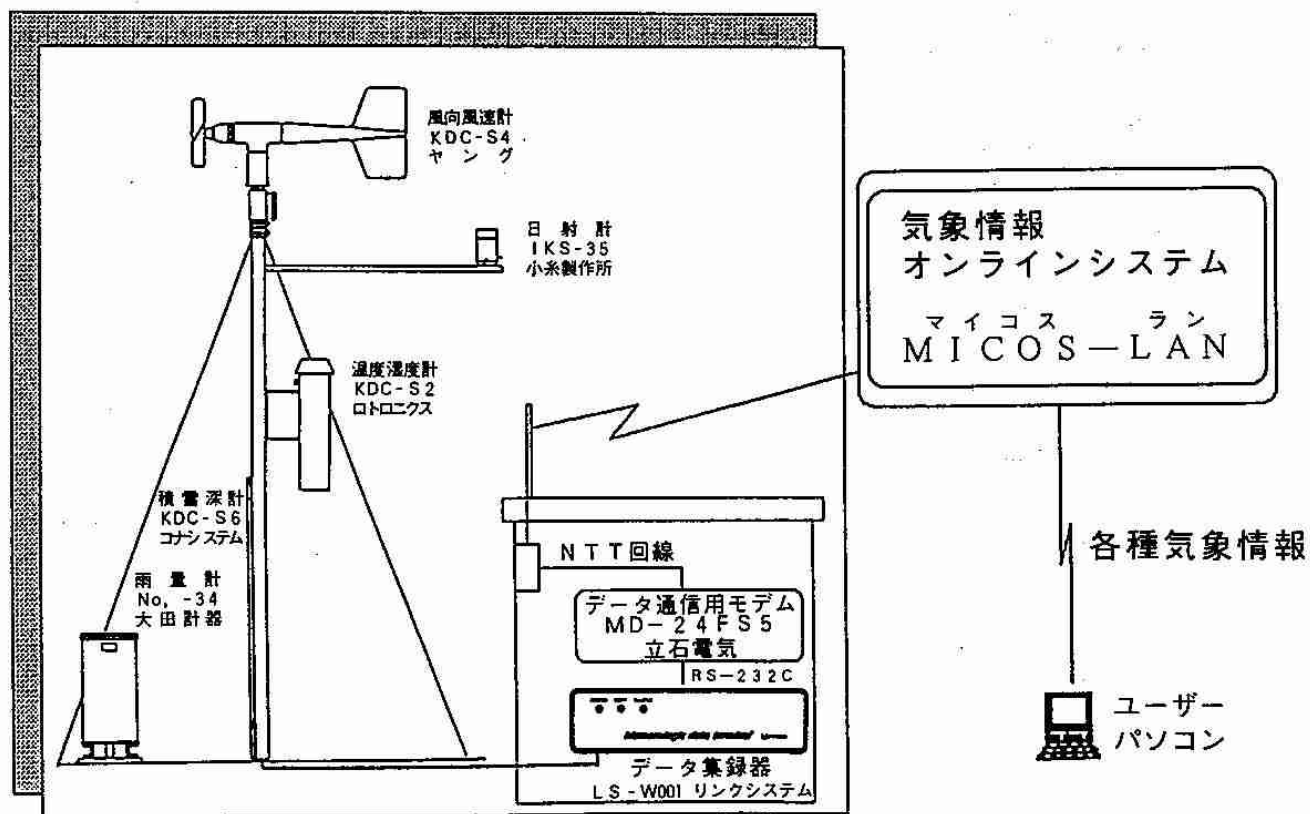
商 品 販 売 (株) 岩 崎	機 器 設 置 及 び 保 守 点 検 岩崎メンテナンスサービス(株)	デ ー タ 処 理 ソフト開発エンジニアリング(株)
社員76人	社員23人	社員12人
札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531
東京出張所 東京都台東区東上野4-7-17 03-845-0481	札幌本社、旭川支店、 釧路出張所、網走営業所 常時在駐	
旭川支店 旭川市流通団地2条5丁目 0166-48-1125		データ処理及びソフト開発使用 設置機器
釧路出張所 釧路市双葉町17番19号 0154-23-7488	設置作業例	VAX 750 OKI V50/60 IF RX M60 M50 JRC 230 NEC PC9801 N5200-07 武藤工業 A0デジグラマー 東洋電気 A0プロッター オシロスコープ、アナログレコーダ ロジックアナライザ 周波数カウンター、各テスター
帯広出張所 帯広市西3条南1丁目 0155-23-6511	設置、保守納入実績	納入実績
函館出張所 函館市中島町31番19号 0138-55-0108	水位雨量観測施設保守業務	流量観測データ処理ソフト
北見出張所 北見市美芳町6丁目3番7号 0157-24-2831	総合気象観測施設設置保守 (農業、ダム、消防、公害、道路)	地殻変動データ処理ソフト
苫小牧出張所 苫小牧市矢代町1丁目2番地3号 0144-74-8171	ダム放流警報施設保守業務	土壌水分データ処理ソフト
網走営業所 網走市緑町1番8号 0152-43-3530	太陽電池設置業務	温度分布データ処理ソフト
室蘭営業所 室蘭市東町1番8号 0143-43-6228	テレメータ設置、保守	総合気象データ処理ソフト
稚内営業所 稚内市潮見3丁目 0162-32-2608		画像解析処理ソフト

気象データ伝送・集録システム マメダス

- ☑ マメダスは気象協会が長年にわたって蓄積した気象観測技術のノウハウを結集し、斬新でしかも安価を基本コンセプトとした気象データ伝送・集録システムです。
- ☑ マメダスは最近特に注目を浴びている農業気象・地域気象の観測を正確かつ簡単に行なうことができます。
- ☑ マメダスは総合気象観測ステーションとして風向・風速・気温・湿度・日射・日照・雨量・積雪深の各種データを集録し、電話回線（一般公衆回線）を利用してデータを遠隔地に伝送し集中管理・処理ができます。

- 特長**
- ※ 入力変換ソフトが不要
 - 1ヶ月分のデータ集録
 - ↑ 操作方法が簡単
 - Ⓢ 特別な変換器が不要

システム構成図



JWA (財) 日本気象協会北海道本部

〒064 札幌市中央区北4条西23丁目
 ☎ (代) 011-621-2456
 FAX 011-611-0372



KADEC-Uシリーズは、厳しい自然環境下（-20℃～+80℃）で使用可能なコンパクトでしかも高性能な測定データ記録装置です。

特長

1. 各種センサーと変換器を通さずにダイレクト入力
2. 全天候型（雨、雪、結露、高温、低温）長期無人観測
3. 低温から高温（-20℃～+80℃）全域での精度保証（-40℃動作環境仕様もあります。）
4. 測定データは、10分インターバルで7カ月間記憶

全天候型測定データ記録装置

型 式	入力の種類	おもな用途
KADEC-U	温度入力	サーミスタ温度計、気温、地温、水温
	抵抗入力	風向計、フロート式水位計、蒸発量計、変位計、泥下計、橋響深計
KADEC-UV	電圧入力(瞬時値)	湿度計、水圧式水位計、PH計、気圧計、電気伝導度計
KADEC-UP	電圧入力(積算値)	日射計、光量子計、照度計、風速計(積算データ)
	パルス積算入力	雨量計、風速計(風程値)、流速計、流量計、日照計
KADEC-US	ひずみ入力	ロードセル、ひずみ計、風圧計、土圧計、傾斜計、応力計
	測温抵抗入力	白金測温抵抗体(±200.00℃)

コーナシステム株式会社

札幌営業所/〒004 札幌市厚別区厚別中央2条1丁目5番14
OSビル

TEL(011)894-6333
FAX(011)894-6335

東京営業所/〒171 東京都豊島区池袋2丁目38番12
ウエストコート21ビル

TEL(03)3983-8297
FAX(03)3983-8298

超音波だからできる3次元風速成分の測定と ハイレスポンスでの温度測定…。

他方式の風速計では困難であった

ハイレスポンスでの風のベクトルの測定と温度変動の測定を可能にした超音波風速温度計が

マイクロプロセッサ搭載により高機能化が図られて誕生しました。

世界初の超音波風速温度計の実用機を開発して20余年、

国内はもとより世界各国に納入実績を誇る「KAIJO SONIC」のノウハウを

随所に取り入れた自信作です。

■DA-600シリーズ仕様

		超音波風速計	超音波温度計
測定方式	時分割送受切換型超音波パルス法		
演算方式	超音波伝搬時間逆数差演算方式		超音波伝搬時間逆数和演算方式
測定範囲	小型プローブ型：0～20m/s(5cmスパン) 小型プローブ型：0～30m/s(10cmスパン) 標準プローブ型：0～30m/s(20cmスパン) 強風プローブ型：0～60m/s(20cmスパン)		温度：-10℃～+40℃ 使用範囲外の場合はご相談下さい
演算精度	1%		1%(注1)
分解能	0.005m/s		0.025℃
測定繰返し	20回/秒		
平均化時間	30秒～600秒(30秒きざみで設定可)		
出力 番号	OUT-1	成分風速：0～±1V/0～±10m/s max±10V	温度：0～±1V/0～±50℃
	OUT-2	成分風速：0～±1V/F.S 風速：0～1V/F.S 風向：0～1V/F.S	温度：0～±1V/F.S 変動温度：0～±1V/F.S
		フルスケール 成分風速：0～±1、±2、±5、±10、±15、±20、±30、±60m/s 風速：0～1、2、5、10、15、20、30、60m/s 風向：0～540°	フルスケール 温度：0～±50℃ 変動温度：中心温度より±5℃、±10℃の切換方式 中心温度は手動設定
デジタル RS-232C	ASCIIコード。符号付5桁		
LCD表示	成分風速、風速、風向		温度、変動温度
使用環境	本体：-10℃～+40℃ 0～80%RH プローブ、接続箱：-20℃～+50℃ 0～100%RH		
電源	AC 100/115/220V ±10% 50/60Hz		

株式会社 ~~カイジョー~~

TEL 011-251-0350代

3電源

DS-361C

ICメモリカード式データロガー



特長

- ICメモリカードの採用によりデータ回収が容易
- 内蔵リチウム電池で1年間使用可
- 熱電対・電圧(12点)、pt100Ω(8点)、ハルス(8点)、ひずみ(6点)の各入力ユニットを3枚まで混在・収納可
- 積算(10秒又は30秒毎サンプリング)機能、ヒートアップ機能
- 対話型データ集録処理ソフト(ロータス・マルチプラン用データ変換機能)を用意しました(オプション)

無電源・ペーパーレス

電池式長期データ集録器

アナログ パルス 98,000~

用途

- 農業気象観測
- 生鮮食料品輸送管理
- 水位・雨量観測
- ハウス内の環境測定
- 大気・水質の公害測定
- 砂防調査
- 殺菌工程管理

特長

- 測定データ30,000・時刻データ15,000
- 使用環境 -20~70℃
- パルス積算機能
- 平均風向風速・日射積算機能
- センサ用電源ヒートアップ機能
- 小型軽量防滴ケース
- 1,2チャンネル独立レンジ設定

温度 風向
湿度 風速
圧力 日射
流量 照度
水位 雨量



DS-64K

対話型データ処理ソフト
(マルチプラン・ロータス変換)
を用意しております。



RS-232C



パソコン

● 開発・販売元

コンピュータの夢・未来を創造する

コーナー札幌株式会社

営業・技術部 〒003 札幌市白石区南郷通2丁目北1-29
☎(011)863-1911・FAX(011)864-1313

東京出張所 〒113 東京都文京区本郷2丁目10-9
☎(03)3815-3801 富士ビル2F

Panasonic

冴える新レーザーFAX

パナソニックの6秒機が普通紙FAXの流れを変える。



FAX専用レーザープリンタ
 松下グループの技術の粋を集めた、高解像度レーザービームプリンタを搭載。高鮮明な画質で保存性の高い、普通紙記録を実現しました。

操作もラクラク前面給紙
 記録紙が補充しやすい、ダブルカセットのフロントローディング方式を採用。操作性が一段とアップし、オフィス空間を有効活用できます。

簡単交換の新カートリッジ
 トナーや感光体などを一体化したカートリッジで、トナー交換も片手で簡単。イージー・メンテナンスで安定した画質が保てます。(リサイクル可能)

**ビジネスの主流は、
 快速6秒ネットワークの時代へ**

6秒電送で通信コストは大幅削減、処理能力もアップ。付加価値を高めて、効率的なネットワークを実現します。

標準価格 790,000円 (税別) (標準カートリッジ別)
 2枚の伝真も1枚にプリントアウトする2in1機能/漢字表示できるマルチディスプレイ/最大102ヵ所へ順次回線/送受信中も通信予約/メモリー代行受信/宛先別一括送信



Panafax B77
 パナソニック ファクシミリ

※A4用100字程度の原稿を標準紙(210×297mm)で高速モード(14,000DPI)で送った時の値です。これは原稿内容のみの電送速度で通信の遅延時間は含まれておりません。また、実際の送受信時間は標準の内容量、標準紙、標準の送紙により異なります。CCIT-F (G3)より、新たに標準化されたG37ファクシミリは、4000DPI電送方式に準拠。 ※この広告に掲載されている標準価格(税別)は、送料別売(税別)価格です。ご了承ください。

心を満たす先端技術——**Human Electronics** 松下電器・松下電送

■お問い合わせは 〒060 札幌市中央区北3条西1丁目1-1 松下電器産業株式会社北海道支店 TEL 011-222-3473

計測・解析を クリエイトする技術者集団

最近の納入実績 (主なもの)

- ◎車載型衝突試験計測装置
 - 乗車している人間の安全性確保のために、車が衝突するときの一瞬の衝撃を高速に測定するシステムです。
- ◎超音速航空機用エンジン計測システム
 - 超音速用の次世代エンジンの風洞実験計測システムで、超音速時のエンジンの挙動を計測し、その研究開発に役立てられます。
- ◎鉄塔動態観測システム
 - 強風・地震における送電鉄塔の基礎動態を連続無人観測します。データはカートリッジ磁気テープで回収し、解析処理されます。



北海道電子機器株式会社

〒001 札幌市北区北28条西12丁目4-17

TEL. 011(747)6555(代)

FAX. 011(747)6388

東京事務所 TEL. FAX. 0424(83)3677

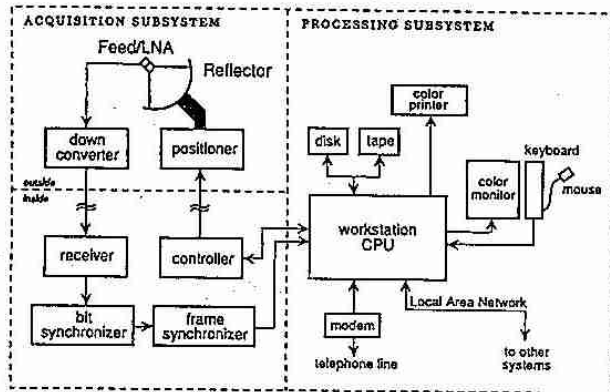
海洋気象衛星「ノア」HRPT (AVHRR) 直接受信システム

この度、米国シースペース社と販売協力提携をし同社製テラスキャンシステムの販売をすることになり、ご案内申し上げます。テラスキャンシステム (Tera Scan System) は、ノアHRPT画像 (分解能1.1km)、大気観測センサー (TOVS/HIRS・MSU・SSU) のデータを受信、解析処理するシステムであり、シースペース社の豊富な経験と実績を基に開発された製品で、コストパフォーマンスに優れたシステムであります。

このシステムは、米国スクリップス海洋研究所、南極マクマード基地を始め世界中の研究機関、大学等で稼働しております。弊社は、ノア (APT) 受信解析システム、ひまわり (WEFAX) 受信解析システム、衛星画像解析システム (ランドサット (TM) / MSS, MOS-1, NOAA HRPT/APT, 他) の販売と合わせて、テラスキャンシステムの販売、保守を開始いたしました。なお、ひまわりS-VISSR受信システムの販売も近日中に行う予定でございます。

- | | |
|----------------------------------|-------------------------|
| ノア HRPT (AVHRR) 受信システム (陸上用・船載用) | 気象用レーダ画像処理システム |
| ノア APT 受信システム (陸上用・船載用) | 漁場管理処理システム |
| ひまわり WEFAX 受信システム | 漁場管理レーダ画像伝送システム |
| ひまわり S-VISSR 受信システム (近日中発売) | 無線FAX伝送装置 (中短波・短波・VHF他) |
| 衛星画像解析ソフトウェア (ランドサット・ノア・MOS-1他) | パソコン通信ソフトウェア |
| マイクロデータロガー | その他関連製品 |

TERASCAN
HRPT ANTENNA SERVER
SYSTEM DIAGRAM



NIE 日本船用エレクトロニクス株式会社

〒221 横浜市神奈川区東神奈川12-41-1 (洋光ビル)
TEL (045)453-6911(代) TLX J3823778.OKEYJ J

- 営業所
- | | | |
|----|-----------------------------|-------------------------------------|
| 札幌 | 〒060 札幌市中央区北3条東5丁目(岩佐ビル) | 電話(011)271-3841
FAX(011)271-3842 |
| 八戸 | 〒031 八戸市大字殿町字日ノ出町12-8 | 電話(0178)33-4136 |
| 神戸 | 〒651 神戸市中央区磯辺通4-2-20(神戸ビル) | 電話(078)291-0561
FAX(078)291-0563 |
| 呉 | 〒737 呉市溝路町4-2 | 電話(0823)23-3976 |
| 高松 | 〒760 高松市西内町3-7(森ビル) | 電話(0878)21-7195
FAX(0878)21-7196 |
| 下関 | 〒750 下関市大和町1-16-4(漁港ビル西館6号) | 電話(0832)66-5225
FAX(0832)66-5226 |
| 長崎 | 〒850 長崎市筑後町4-7(大久保ビル別館) | 電話(0958)26-7318 |

風の動きが見えてくる



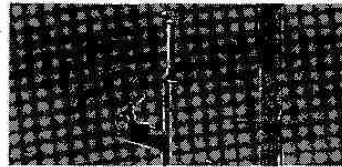
電子風向風速計 **IRDAM 3056** シリーズ
国際特許出願中

風速/風向/気温/気圧 4要素を同時計測

イルダム電子風向風速計は、円筒に内蔵された熱的センサーにより、風向・風速を検知し、かつ気温と気圧を一台で同時に計測できます。可動部が全くないうえに雨・雪に対する対策も施されているため、条件の厳しい場所でも長期間安定したデータを得ることができます。

性能・仕様

- ▶測定機能 風速・風向・気温・気圧
- ▶動作環境 -40~60℃
- ▶寸法・重量 120(φ)×557(L)、2.9kg



▶測定範囲及び精度

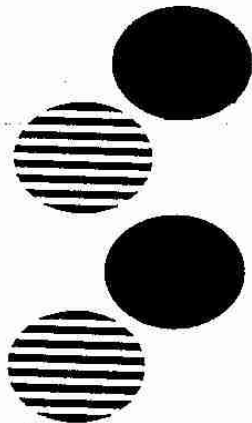
機能	測定範囲	精度
風速	0~50%	±0.5m/s±5% (実測値に対して)
風向	0~359deg	±2.5deg
気温	-40~60℃	+1℃ (風速4%の時)
気圧	600~1100mbr	±5mbr

▶補正機能 標準状態(1013.25mbr・15℃)として測定時の気圧・気温から風速値の補正を行ないます。

フジヤ矢野科学株式会社

札幌市東区北6条東2丁目札幌総合卸センター2号館
TEL代表(011)741-1511 FAX専用(011)753-0265

私たちにおまかせください

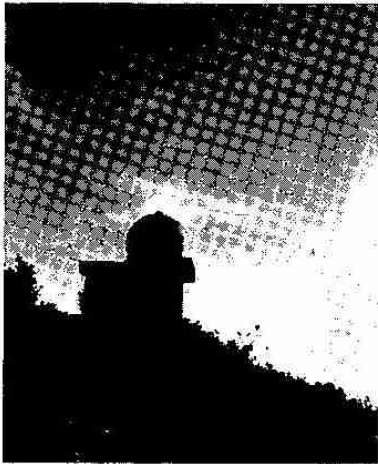


●高速印刷センターでは、市町村史、記念誌、論文、研究紀要、社史、自費出版など、本に関する、すべてのご相談に応じております。お気軽にお電話下さい。

●ワードプロセッサおよびパソコンのコード変換についてのご相談も、専門の技術者がうけたまわっております。お気軽にお問合せ下さい。

協業組合 **高速印刷センター**

本社/札幌市手稲区曙2条5丁目2-48(手稲工業団地)
☎ 代表(011)683-2231・FAX:(011)682-0583



気象観測に貢献する

JRC 日本無線株式会社

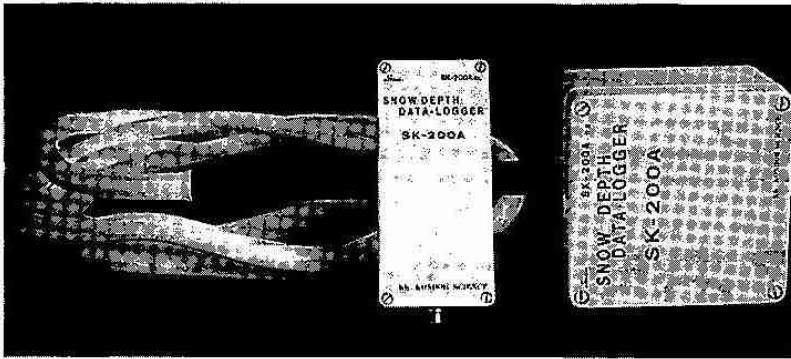
営業品目

気象用レーダー 気象衛星受画装置
雨量・水位テレメーター 気象FAX

本社事務所 〒107 東京都港区赤坂2丁目17番22号 赤坂ツインタワー本館 ☎(03)3684-8744
FAX (03)3684-8801

北海道支社 〒060 札幌市中央区北3条西7丁目 北海道水産ビル ☎(011)261-8321 (代表)
FAX (011)261-3879

SNOW DEPTH DATA-LOGGER "NEW" 積雪深自動計測装置 SK-200Aシリーズ

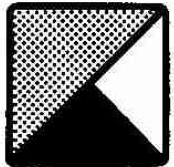


商用電源の無い地域において
長期間にわたり積雪深を計測
しデータ収録。
記録紙を使用しないロガー方
式のためRS-232Cを介
し直接パソコンにてデータ処
理が行えます。
検出部とロガー部は分離して
いるのでデータの回収も容易
に行えます。

■ 総発売元 株式会社 コンドウ・サイエンス

〒064 札幌市中央区南1条西5丁目2-12 TEL 011-521-6132 /

北海道知事許可(石第2633) 電気通信工事業・機械器具設置業



株式
会社

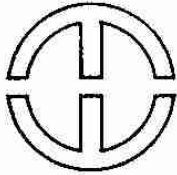
光映堂 教育産業部

C&AV
KOEIDO

■本社 札幌市中央区大通西4丁目6番地

☎(011)261-0101 FAX 231-1233

■教育産業部 中央区南1条西16丁目みつわビル ☎(011)643-1010 FAX 641-2247



建設業許可(電気通信)般一石2725
無線有線通信設備設計・施工
松下通信工業株式会社代行店

東邦通信株式会社

〒062 本社 札幌市豊平区平岸3条7丁目
電話-札幌 (011)811-9441(代表)
FAX (011)823-6006

本づくりの 応援します

- 研究紀要
- 要覧
- 市町村史
- PR誌
- 文集
- 単行本
- 新聞
- 自費出版
- 社史
- 名簿・会報



協業組合 高速印刷センター

KOUSOKU PRINTING CENTER

札幌市手稲区曙2条5丁目2番48号・手稲工業団地
電話 011-683-2231代

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

事務局指定のB4版、2,000字詰(40×50)原稿用紙2枚を使用する。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機関紙に印刷する。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(本文より大きい文字で書き、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行目の右側に氏名と(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。

本文は章だてとし、本文が7行目あたりから始まるように記入する。

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)

本文の文字はまず目一杯の大きさに記入する。和文タイプやワープロによる印字を希望します。タイプやワープロの場合はまず目や行にとらわれなくて良く、同じ大きさの白紙に打っても良い。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。読み難い原稿は書き直しをお願いすることもあります。

(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苦しく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、けい線が、本原稿用紙の青い線より濃いものは使用しない。

図表には表題と説明文も付加する。

(4) 提 出 先

原稿は必ず研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員へ提出する。

原稿に使った図や写真の返却を必要とする場合は、その旨お伝え下さい。

細 氷 №38

平成4年9月16日 印刷
平成4年9月21日 発行

編 集 行 日本気象学会北海道支部

編集委員 松 田 一
〒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415

印刷所 高 速 印 刷 セ ン タ ー
札幌市手稲区曙2条5丁目
Tel 683-2231