



目次

1. 支部長挨拶	菊池 勝弘	1
2. 解説		
●オホーツク海研究の今後	若土 正暁 (北海道大学低温科学研究所)	2
3. 平成7年度第2回支部研究発表会要旨		9
4. 平成8年度第1回支部研究発表会要旨		25
5. 第14回夏期大学「新しい気象」講座		
夏期大学雑感	若林 徳司 (日本気象協会北海道本部)	44
●雪崩	西村 浩一 (北海道大学低温科学研究所)	46
●巨大彗星がやってくる	渡辺 和郎 (札幌市青少年科学館)	54
●新しい天気予報と今年の5月の低温	藤田 英治 (札幌管区气象台)	72
●気候とその変動、異常気象	松野 太郎 (北海道大学大学院地球環境科学研究科)	83
6. 平成7年度気象講演会		
気象講演会雑感	佐竹 正治 (日本気象協会北海道本部)	90
	西山 利彦 (札幌管区气象台)	
●釧路地方の気象特性	安部 信一 (釧路地方气象台)	91
●釧路湿原の気象	高橋 英紀 (北海道大学大学院地球環境科学研究科)	95
●道東における酸性霧の発生と気候システム	西尾 文彦 (北海道教育大学教育学部釧路校)	99
●北海道周辺の地震活動	笠原 稔 (北海道大学理学部地震予知観測地域センター)	103
7. 平成8年度北海道支部気象講演会のお知らせ		112
8. 写真訪問		
●MICOS (マイコス)	日本気象協会北海道本部	113
9. 会員寄稿		
●空から見た南極の海水	大島慶一郎 (北海道大学低温科学研究所)	117
10. 平成8年度支部総会報告		120
11. 役員会報告		126
12. 支部役員		131
13. 支部会員名簿		132
14. 交換機関誌		140
15. 通信欄		141

平成8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

S32.7.11 制 定
S40.8.7 一部改正
S45.6.24 一部改正
S53.5.30 一部改正
S62.6.10 一部改正
H 2.6.19 一部改正
H 5.6.11 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 1 8 丁目札幌管区気象台内におく。
- 第 三 条 本支部は北海道に存在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 3 1 日に終る。
- 第 七 条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第 八 条 本支部に次の役員をおく。
理 事 7 名（内支部長 1 名、常任理事 4 名）
会計監査 1 名
幹 事 6 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 1 5 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 有効投票により投票の多い順に当選とする。投票数が同じものが 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

1996年5月に行なわれました日本気象学会北海道支部の役員選挙及びその後に行なわれました支部理事会において前期に引き続き第20期の支部長に推薦されました。微力ではありますが、精一杯、北海道支部の発展のために努力する所存です。



既に御存知の通り、1997年の秋季大会は北海道支部が担当となっており、今年はそのためのウォーミングアップの年とも位置づけられるかもしれませんが、しかし、単に来年を期すというのではなく、今年も例年通り、いや例年以上に活発な活動を期待しています。

昨年度は文部省科学研究費補助金研究成果公開促進費「研究成果公開発表（B）」の補助を受け、支部気象講演会は市民大学講座「新しい気象学」（釧路湿原の大気環境と北海道周辺の地震活動）として釧路市で開催され、大変好評でした。また、第13回夏季大学では「地震はなぜ起こる」や「小惑星」といった気象学以外の分野の講義も取り入れました。

今年度は残念ながら支部気象講演会に文部省科学研究費の補助は受けられませんが、滝川市の全面的なバックアップを受け、10月18日に開催する予定です。また、第14回目の夏季大学、年2回の研究会も例年通り行なう予定です。6月19日には、イギリス・マンチェスター大学理工学研究科のDr.Clive P.R.Saundersによる特別講演“Research into Thunderstorm Electorification”が行なわれました。

日本では朝の挨拶がお天気の心配から始まるお国柄、それだけ私達の大気現象に対する関心の深さが表わされているものと理解されます。一人でも多くの方が大気現象、そして気象学に興味を持っていただけるように皆様方の御協力をお願いするとともに積極的なご支援をお願い致します。

日本気象学会北海道支部

支部長 菊 地 勝 弘

（北海道大学大学院理学研究科教授）

— 解 説 —

オホーツク海研究の今後

北海道大学低温科学研究所 若 土 正 暁

はじめに

オホーツク海は、以下の3点で非常に興味深い海域として最近注目されている。(1)地球温暖化に最も敏感である可能性(気象研究所のモデルより)、(2)北太平洋中層水の起源水生成域として有力、(3)二酸化炭素の missing sink の候補の一つ。これらはいずれもオホーツク海における海氷の存在が密接に関わっているのではないかとされている。

北太平洋亜熱帯循環のほぼ全域にわたって分布する北太平洋中層水の起源となる水が本当にオホーツク海で生成されているのであれば、大気中に放出された地球温暖化ガスである二酸化炭素が他の化学物質とともにその生成域で吸収され、やがては北太平洋中層全体に輸送されていく事になる。従って、北太平洋北部の海洋循環や物質循環を理解していく上で、オホーツク海の実態解明が大きな鍵を握っているのかもしれない。

オホーツク海の特徴は、何といても海氷が存在することであり、それも地球上で最も低緯度に分布していることである(図1)。従って、上に挙げた大きな問題の解明には、この低緯度海氷を生むオホーツク海やその上を広く覆う大気の特異環境の実態を明らかにするだけでなく、同時に低緯度海氷の消長が大気や海洋に与える影響についても評価する、いわば両側面からのアプローチが是非とも必要になってくる。

1) 海氷の一般特性

海氷は、太陽からの放射エネルギーの大部分を反射してしまう上に、大気-海洋間の熱交換を著しく抑制する効果(厚さ2m以上の海氷を通して海洋から大気への熱フラックスは、冬季沿岸ポリニ



図1：北半球における冬の月平均海氷密度分布図の一例

アを通してのその約1000分の1に減少する)をもつので、その存在によって周囲の気は冷却しさらなる海氷域の拡大を促すことになる。この自己拡大促進効果(正のフィードバック効果)は、海氷の融解期にも起こる。いったん融解が始まると海氷域の後退は加速される。このような正のフィードバック効果をもつので、海氷は地球温暖化などの気候変化に対する高感度のセンサになり得るのではないかとされている。

海氷はまた時空間的に大きく変動する物質である。両極域の海氷面積や密接度も年ごとに、またある時間スケールごとに大きく変動している。例えば、南大洋における海氷域の季節変動幅は、南極大陸の面積に匹敵する。子午線方向を冬拡大・夏後退という大きな季節変動を繰返す過程でも、海氷域内部では風や海流によって各海氷盤がめまぐるしく変動している。

海氷のもう一つの特性として、熱と塩の再分配がある。高緯度の海での結氷と海氷成長は、ブライン排出による塩獲得を海側にもたらすと同時に潜熱を大気側に放出する。このブライン排出は高密度水を生成し、深・底層水の更新化に寄与している。一方、海氷が低緯度に移流すると、海氷融解による淡水供給と熱損失を海側にもたらす事になる。

上に挙げた海氷の一般特性は、オホーツク海のような低緯度になると微妙に変化するのだろうか。小さな縁辺海にすぎないオホーツク海が果しているかもしれない“大きな役割”を理解するためには、極域海氷とは違った視点からのオホーツク海氷への取り組みが必要になってくる。

オホーツク海において今後推進すべき重要な研究課題として、我々は次の三本柱を考えている(若土・大島・竹内、1996)。

2) オホーツク海氷の消長

オホーツク海の海氷が、何処で、どのように生まれ、育ち、消滅していくのか、この素朴な、しかしオホーツク海氷研究の本質とも言うべき疑問に対して我々はまだ明快な解答を与える事が出来ない。近年の人工衛星による観測技術の進歩により、海氷が何処に先ず現れ、海氷域がどのように拡大していき、また後退していくかは容易に観測出来るようになった。しかし、海氷がそこで生成したのかそれとも他から流れて来たのかは、海氷域の変動を見ているだけでは区別が困難である。

低緯度のオホーツク海に海氷が生成する主な理由として、アムール河からの大量の淡水供給によって海洋上層に薄い低塩分層が出来るためと言われている。しかし、そのような海洋二重構造の存在を海氷出現前に確認したという観測例はまだ無い。もしこの特徴的な海洋構造が本当にオホーツク海氷を生む大きな原因となっているとしたら、晩秋の海洋観測だけでなくアムール河の流量のモニタリングも今後の重要な課題になってくる。

オホーツク海における主な海水生産域は、北西部大陸棚域や北カラフト東岸沖などの沿岸ポリニアとされている。そこでは、冷たい北西季節風によるフラジルアイスの急速生成と沖への吹き流しが絶え間なく起こり、非常に効率の良い海水生産工場になっている。この急速海水生産に伴って排出される多量のブラインは高密度水を生成するので、ポリニアでの海洋・海水観測を船上からだけでなく航空機も併用して実施する事が必要である。

主に沿岸ポリニアで生成した海水が、その後何処でどのように成長し、ついには融解によって消滅してしまうのか、それぞれの海水の成長履歴についても実は殆ど判っていない。これを調べるために、まず音響式の氷厚計を開発し、それを気象・海洋観測漂流ステーションに取り付け、海水とともに移動しながら海象データの他に氷厚変化も観測する。この方法によって、大気・海洋条件による海水の成長履歴を知る事が理論上は可能になる。しかし、実際の海水は単純に成長・融解だけでなく、転倒したり、合体したり、積雪があったりしながら発達するため、必ずしも一枚板から構成されているわけではない。だから、上記の方法も何度か現場でテストを繰り返しながら改良していく事が必要であろう。

上で述べてきたように、オホーツク海水は複雑で変動性豊かな研究対象なので、実際に現場で観測するとなるとかなり手強い相手である。だから、この複雑なオホーツク海水の消長の機構を理解するためには、現場観測と平行して海水モデルの開発が是非とも必要になってくる。

3) 北太平洋中層水の起源

塩分極小を特徴とし、ポテンシャル密度にすると26.7-26.9程度の水と定義づけられ(Talley, 1993)、北太平洋亜熱帯循環のはば全域にわたって分布する北太平洋中層水(以下NPIWと略す)の起源となる水が、オホーツク海で生成されている可能性が指摘されている(Talley, 1991; Yasuda, 1996)。しかし、その起源水が何処でどのようにして生成されるのか、といった具体的な事はまだ何一つ判っていない。

生成メカニズムとして今まで有力視されていたのは、オホーツク海北西部の大陸棚域で冬季の海面冷却及び結氷に伴うブライン排出によるという説(Kitani, 1973; Alfultis and Martin, 1987)であるが、冬季の観測データがほとんど無い現状ではその正当性を確かめることは出来ない。

そこで、乏しいながらも今までに得られている海洋観測データのすべてを用いてデータセットを作成し、それらの解析からNPIWの起源水の生成過程について議論した最近の我々の研究成果(Watanabe and Wakatsuchi, 1996)を簡単に紹介する。

3-1) オホーツク海千島海盆の水塊構造

NPIW起源水がオホーツク海で生成するのであれば、千島列島間の海峡を通して北太平洋と直接海水

交流のある千島海盆には少なくとも、その起源水が存在するはずである。千島海盆は、中層に低密度の比較的一様な水塊が存在し高気圧性循環を形成している(Wakatsuchi and Martin, 1991)。低温・低塩・高酸素の特性を持ち、ポテンシャル密度が26.8-27.0(NPIW密度領域に相当)程度のその水塊は、千島海盆に

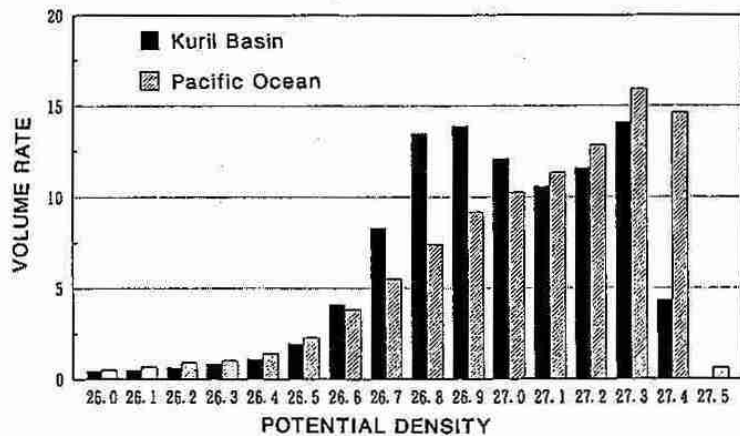


図2：千島列島を挟んだ千島海盆内部と北太平洋北西部における表面から水深1000mまでの水塊(体積)の密度構成比(%)

は多量に存在している(図2)。このNPIWと等しい密度領域にピークがあるのは、オホーツク海に特有で北太平洋には存在しないことから、NPIW起源水は多量に存在する千島海盆自身か或はオホーツク海内部の何処かで生成しているはずである。

3-2) NPIW起源水の生成過程

NPIW起源水が何処でどのように生成するかを探るために、我々は等密度面解析を行なった。NPIW起源水の大きな特徴の一つである高酸素の水塊は、NPIW密度領域以下の密度面上では確かにオホーツク海北西部に存在するが、同じ密度(26.8-26.9)面上になると南西海域で最も顕著に見られる(図3)。この等密度面解析から、NPIW起

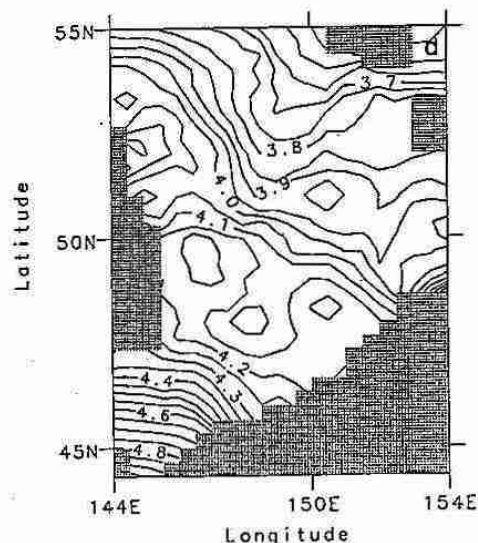


図3：オホーツク海南部(北緯55度以南)におけるポテンシャル密度26.9面上の溶存酸素分布(ml/l)

源水の生成にオホーツク海南西域、つまり北海道沿岸沖が重要な役割を果たしていることが示唆される。

オホーツク海北海道沿岸沖では、高温・高塩・高酸素の宗谷暖流が南東流している事はよく知られている。図3に示したポテンシャル密度26.9面上における北海道沿岸沖の高酸素域が、同時に高温・高塩の特徴も示していることから、その特徴的な水塊の生成に宗谷暖流が大きく関わっている事が考えられる。夏季の宗谷暖流は、勢力は強いがかなり低密度なのでNPIW起源水の生成に直接関与しているとは考えにくい。ところが、春先の宗谷暖流(宗谷暖流前駆水)は冬季日本海で冷却されたものが流入するの

で、夏季のそれより勢力は弱いものの遙かに高密度(26.8-27.2)である(Takizawa, 1982)。北海道沿岸沖で季節を問わず、これ以上の高密度水が観測されたという例は今のところ無いので、宗谷暖流前駆水がNPIW起源水の生成に大きく寄与しているものと考えられる。

図4に示されているように、北海道沿岸沖のポテンシャル密度26.9近くの水が高温・高塩化しているのは、明らかに宗谷暖流前駆水の影響を強く受けたためである。この水と北西海域の水塊を結んだ直線上にNPIW起源水(千島海盆地)が存在していることから、NPIW起源水の生成過程に関する次のようなシナリオが浮かぶ(図5)。ポテンシャル密度幅(26.8-27.2)をもつ宗谷暖流前駆水が、その流路を北に転じる際周囲の水との連行・混合過程を経てポテンシャル密度26.8-26.9の一様な水となり北海道沿岸沖に達する。高温・高塩・高酸素の性質を維持したその水とそれより低温・低塩・貧酸素の北西海域からの流入水との等密度面混合(混合比1:4)によりその中間の性質をもつNPIW起源水が生成する。宗谷暖流前駆水に関する観測データから、その断面積(大島、1988)と流速(青田・河村、1978)

を用いてこの生成過程によるNPIW起源水の年間生成量を見積った

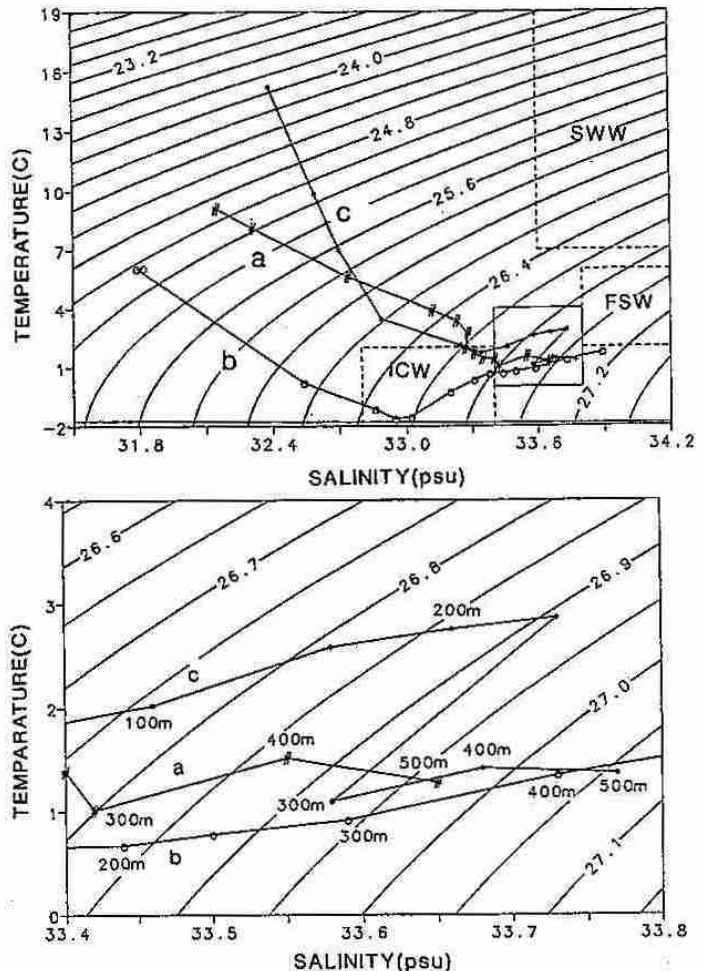


図4：オホーツク海の三海域、千島海盆(a)、北西域(b)、北海道沿岸域(c)におけるそれぞれに典型的な水塊構造のT-Sダイアグラムと四角で囲んだ部分の拡大図

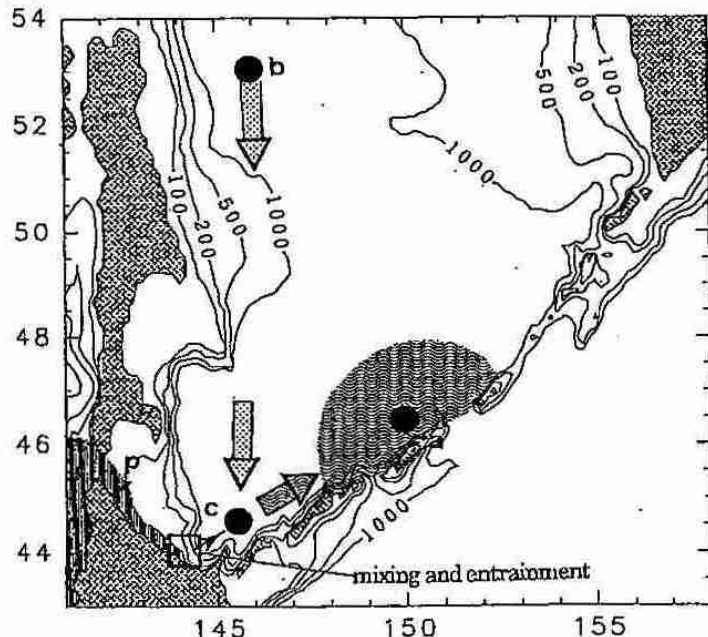


図5：等密度面混合を仮定した場合に考え得る北太平洋中層水と同じ密度の水のオホーツク海における生成過程の模式図 宗谷暖流前駆水とオホーツク海北西部起源の水が北海道沿岸沖で等密度面混合によって生成

ところ、約0.94Sv.が得られた。

オホーツク海における重要研究課題の一つであるNPIW起源水の生成過程について、ここではその考へうる一つのメカニズムとして我々の研究結果を紹介した。しかし、まだ定性的な議論の段階でありその生成過程の完全な理解のためには、より充実した現場観測の実施が今後の重要な課題である。それもポイントとなる海域・時期における集中観測の実施を目指すべきである。例えば、我々の指摘した説の確認のためには、宗谷暖流前駆水の発達する春先の北海道沿岸沖の観測、また従来の説を確かめるには、活発な海水生産が起こっているオホーツク海北西部大陸棚域やカラフト東岸沖の冬季観測、また潮汐混合が盛んに起こっていると予想される千島列島間の海峡付近での長期にわたる流速計係留観測、などの実施が是非とも必要になる。

4) 海氷域における大気-海洋相互作用

よく知られているように、北半球の寒極はオホーツク海のすぐ北側の東シベリア大陸にある。冬季、ここからの厳しい寒気が北西季節風によってオホーツク海上空にやって来る。マイナス数十度Cにもなる寒気がやって来ても、海はマイナス2度C程度以下には冷却されないで、海面付近では非常に大きな温度勾配が出来、ばく大な熱が海洋から大気に放出される。通常はそこに海水が生成するので、その海水を通しての海洋から大気への熱放出は激減(その厚さによっては海の100分の1から1000分の1に減少)する。従って、海水の有無は大気側にも海洋側にも大きく影響する。広大な海氷域内部にも実際には大小さまざまな開水面が存在し、そこでは周囲の海氷域よりも海がより冷却され大気はより熱せられるので、それによる対流がそれぞれで生じている事が考えられる。しかし、それがどのような構造、規模で起き、どれだけ熱等の輸送を促進しているかについては、余り研究がなされていない。適当に開水面がある海氷域では、海水の全く無い所よりむしろ熱フラックスが多いとも言われている。

このオホーツク海氷域で顕著と思われる大気-海洋相互作用の機構を解明するためには、ミクロとマクロの二つの方向からのアプローチが考えられる。ミクロ的なアプローチは、隙間のあるような海氷域で大気や海洋の中小規模現象を直接捉える事である。特に、船舶や航空機を用いた大気・海洋同時観測が不可欠であろう。一方、マクロなアプローチとしては、寒気の吹き出しの時に、海氷上で気団がどのように変質していくかを調べる事がある。風上から風下に向かって航空機からドロップゾンデを投下していけば、大気中の気温や水蒸気量のプロファイルの風下方向における変化が捉えられるので、どれだけの熱や水蒸気が海洋から大気に受け渡されているかが解る。この両方のアプローチを同時に行えば、さらに効果的である。

おわりに

我々が当面オホーツク海で取り組むべき研究課題として、今まで三つの例について述べてきた。勿論、これ以外にも多くの重要な研究課題があるだろう。例えば、生態学の分野でもオホーツク海水域は最近注目されている。

オホーツク海のより深い理解をめざすためには、その研究対象の幅の広さ、奥行きの深さから考えて、海洋物理学、気象学、地球化学、雪氷学、生態学などいろいろの研究分野や、現場観測、データ解析・分析、リモートセンシング、理論などいろいろの研究手法を駆使した総合研究が不可欠である。そのためには、それぞれの研究分野・研究手法相互間で立ち入った建設的な議論を展開し、より有機的に研究を推進していくべきである。

参考文献

- Alfulitis, M. A., 1987: Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes, 1978-1982. *J. Geophys. Res.*, 92(C12), 13013-13028.
- 青田 昌秋、河村 俊行、1978:北海道オホーツク海沿岸の冬季の海況。低温科学、37、93-106。
- Kitani, K., 1973: An oceanographic study of the Okhotsk Sea: particularly in regard to cold waters. *Bull. Far Sea Fish. Res. Lab.*, 9, 45-77.
- 大島 慶一郎、1988:宗谷暖流におけるサブメソスケール。波動に関する研究 I 実態の把握。低温科学、47、117-129。
- Takizawa, T., 1982: Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 281-292.
- Talley, L. D., 1991: An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea Res.*, 38, Suppl. 1, 171-190.
- Talley, L. D., 1993: Distribution and formation of North Pacific intermediate water. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 517-537.
- Wakatsuchi M. and S. Martin, 1991: Water circulation of the Kuril Basin of the Okhotsk Sea and its relation to eddy formation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 47, 152-168.
- 若土 正暁、大島 慶一郎、竹内 謙介、1996:オホーツク海研究プロジェクトの提案。月刊海洋、28、(印刷中)。
- Watanabe T. and M. Wakatsuchi, 1996: Formation of 26.8 and 26.9 potential density waters in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk, as a possible origin of North Pacific Intermediate Water. To be submitted to *J. Geophys. Res.*.
- Yasuda, I., 1996: The origin of the North Pacific Intermediate Water. Submitted to *J. Geophys. Res.*.

—発表会要旨①—

平成7年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成7年11月16日(木)

場所：札幌管区気象台大会議室

1. 山岳性降雪の微物理過程（その1） 10
 北大院・理 中井 安未 ・ 播磨屋敏生
 気象研・物理 村上 正隆 ・ 水野 量
2. オホーツク海の海水による気圧場への影響と大気の冷却過程について 12
 北大・低温研 本田 明治
 東海大・文明研 立花 義裕
 北大・低温研 竹内 謙介
3. 雪雲発生要因である冷気流に関する研究 14
 北大・工 中山 恵介 ・ 長谷川和義
 “ 藤田 陸博
4. 札幌における気候変動の実態について 16
 気象台・予 上田 崇裕 ・ 竹内 良一
5. 敦煌に雨をもたらす擾乱の総観的構造 18
 —1995年1月6日の事例—
 北大院・地球環境 山崎 孝治 ・ 藤田 創造
 “ 小野 有五
6. 若狭湾周辺に冬期雷をもたらす雪雲の観測 20
 北大院・理 乙津 孝之 ・ 上田 博
 “ 遊馬 芳雄 ・ 菊池 勝弘
 阪大・工 川崎善一郎
 関西電力㈱ 園井 康夫
7. BASE期間中に観測された、渦状擾乱を伴う筋状エコーについて 22
 北大院・理 島村 泰介 ・ 遊馬 芳雄
 “ 岩田 総司 ・ 菊池 勝弘
 “ 上田 博
 東大・海洋研 木村 竜治 ・ 坪木 和久
8. 化学組成に基づいたエアロゾル光学的特性推定法の検討 24
 北大・工 堀 雅裕 ・ 太田 幸雄
 “ 村尾 直人 ・ 山形 定

1. 山岳性降雪の微物理過程 (その1)

中井 安未・播磨屋 敏生(北大院・理)、村上 正隆・水野 量(気象研・物理)

1. はじめに

内陸部に比べ海岸部では降雪粒子の成長において雲粒捕捉過程が重要な役割を果たしていることが分かっている(Harimaya and Kanemura, 1994)が、山岳性降雪の形成における微物理過程の研究はこれまであまりなされていらない。それらについて調べるために1995年1月10日から31日にかけて新潟県三国山脈中腹の三国川ダムサイトで雪片分解法による雲粒寄与率の測定(Harimaya and Sato, 1989)を行った。これは雪片を結晶1つ1つに分解して付着雲粒量の割合によって結晶を4段階にタイプ分けし、タイプ毎の直径と質量の経験則から1つの雪片に占める雲粒の質量の割合(雲粒寄与率)を求めるというもので、降雨では調べられない雲粒捕捉成長量を求めることができる。

2. 観測

図1に観測地点とその周辺の地形図を示す。海岸線とほぼ平行に山々が連なっており冬の北西季節風はこの山脈に垂直に吹くかたちとなる。なお観測点は標高440mに位置している。

図2に観測期間中の気温・風向・風速を示す。1月13日から18日にかけて寒気の吹き出しに伴って北西季節風が吹き日降雪量50cmから1mもの雪が降り続いた。15日21時の天気図を図3に示すが、西高東低の典型的な冬型気圧配置で上空には強い寒気が存在していた。この期間を中心としてP1からP7に合計64時間の観測を行い約370の雲粒寄与率のデータを得ている。また気象研究所所有のマイクロ波放射計が常時観測点上空の積算雲水量を測定していた。

3. 結果

図4は1月15日の気象庁合成レーダー画像である。海上で発生したエコーが風向に従って山まで移動し面積を増していた。エコー域が増加する機構としてSeeder-Feeder Mechanismが推測されたので以下でそれについて調べた。

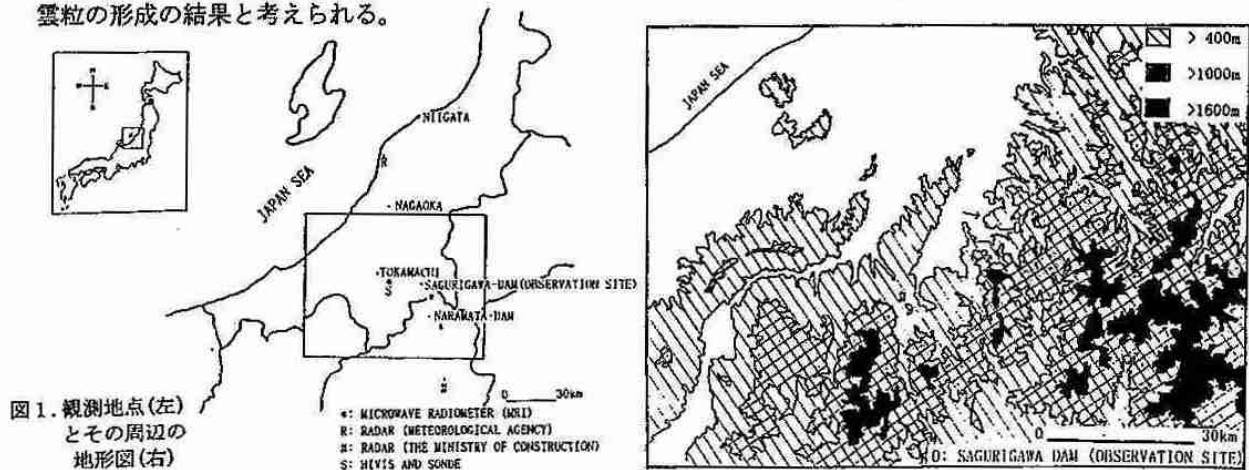
図5は降雪強度と雲粒寄与率の関係を示している。雲粒捕捉過程が卓越している、つまり雲粒寄与率が50パーセントを越えるような降雪は全体の44パーセントであった。降雪強度が増す程その値は大きくなっており、5mm/hを越える非常に強い降雪では8割近くに及んでいた。山岳での強い降雪には雲粒捕捉過程が大きく貢献していると言える。

山岳で雲粒捕捉が卓越する理由として地形性上昇流による雲粒の形成が考えられるので、北西季節風の風速と雲粒寄与率の関係をプロットしたのが図6である。風速が大きくなると雲粒寄与率の下限の値も大きくなることが読み取れる。このことは図7に占められたように風の弱い時(P5)と強い時(P1-P3)で降雪強度に占める結晶量の平均が約1:2と変化が少ないのに対し、降雪強度に占める雲粒量は約1:5と大きく変化することからも確かめられる。

P1、P2では上空にはわずかな雲水しか残されておらず、形成された雲粒の多くが結晶に捕捉されて地上へ降下していったことが分かるが、P1-P3のなかでもとりわけ風の強かったP3では、平均して1.5mm/hの雲粒の降下があつてなお上空に平均0.3mmの雲水が残っていた(図7)。これはこの期間には強い風に伴って活発な地形性上昇流がおこり、多くの雲粒が形成されたためと考えられる。

4. まとめ

山岳性降雪では強い風が吹く時には雲粒捕捉過程が卓越しており、風の強さに対応した地形性上昇流による雲粒の形成の結果と考えられる。



OBSERVATION PERIOD 10 JAN. 1995 - 31 JAN. 1995

P1 13JAN. 1995 1920JST - 14JAN. 1995 0830JST
 P2 14JAN. 1995 1520JST - 14JAN. 1995 1910JST
 P3 15JAN. 1995 2020JST - 16JAN. 1995 0850JST
 P4 17JAN. 1995 1530JST - 17JAN. 1995 1640JST
 P5 17JAN. 1995 1950JST - 18JAN. 1995 0730JST
 P6 25JAN. 1995 0250JST - 25JAN. 1995 2100JST
 P7 27JAN. 1995 0910JST - 27JAN. 1995 1220JST

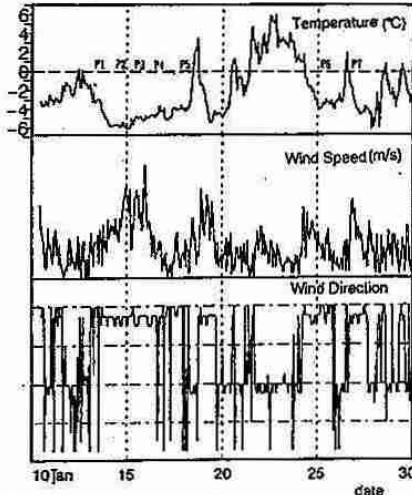


図2. 観測期間と期間中の気温・風速・風向

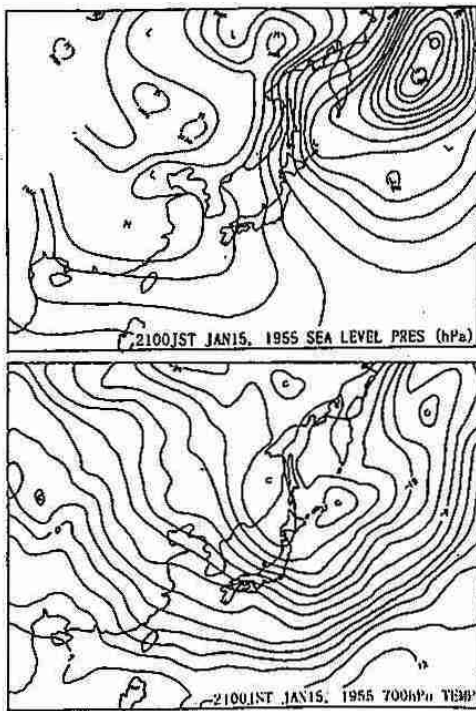


図3. 地上天気図及び700hPa面の温度水平分布図

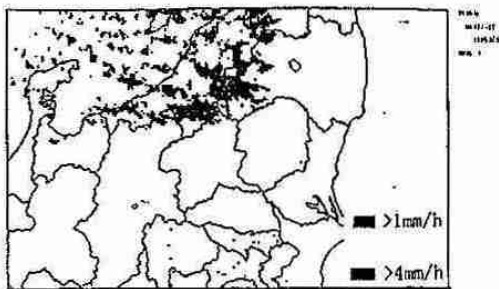


図4. 1月15日21時37分の気象庁合成レーダー画像

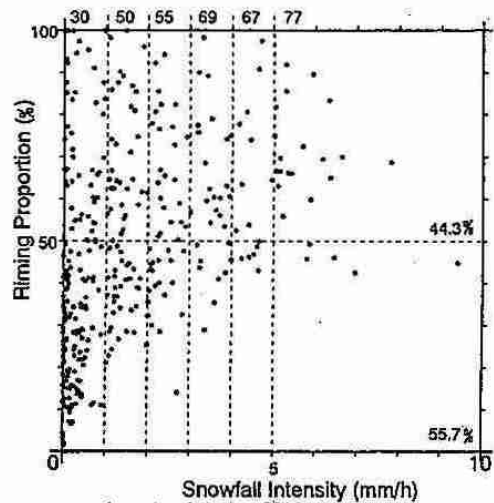


図5. 降雪強度と雲粒寄与率の関係

* グラフ上の数字は各降雪強度ごとの雲粒寄与率が50%を越える降雪の割合(%)

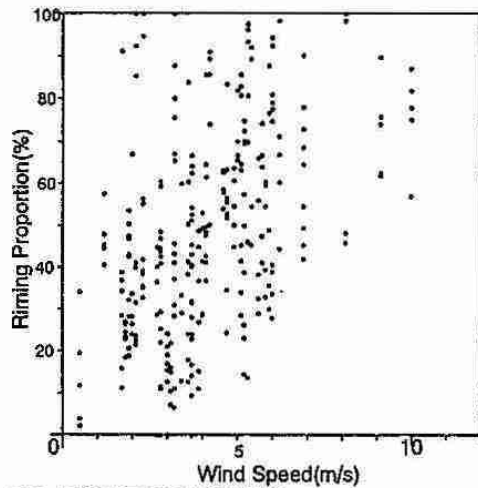
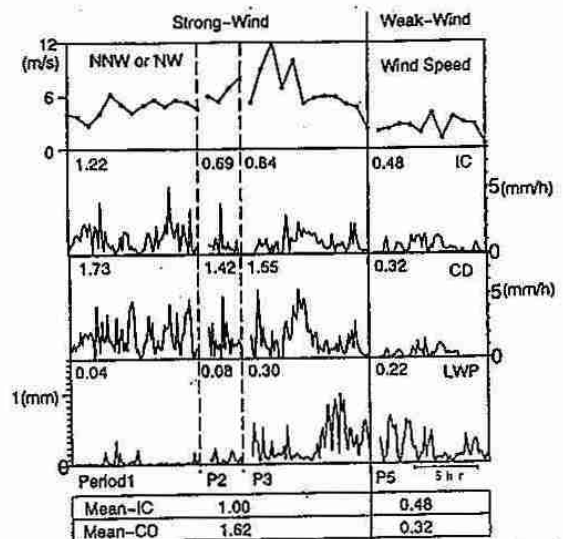


図6. 風速と雲粒寄与率の関係



$CD = (Snowfall\ Intensity) * (Riming\ Proportion / 100)$
 $IC = (Snowfall\ Intensity) - CD$

図7. 各期間における風速・降雪強度に占める氷結晶量IC・降雪強度に占める雲粒量CD・上空の積算雲水量LWP

* グラフ内の数字は各期間での平均値

2. オホーツク海の海氷による気圧場への影響と大気の冷却過程について

本田明治¹、立花義裕²、竹内謙介¹

1: 北海道大学低温科学研究所 2: 東海大学文明研究所

1. 本研究の目的

オホーツク海の海氷は2～3月に最盛期となるが、年によってその勢力や分布は大きく異なる。オホーツク海の海氷の盛衰は大気循環場に強く依存するが、逆に海氷がその勢力や分布状況によって大気場にも及ぼす影響も異なると考えられる。本研究では、顕著な多氷年と少氷年の大気場を比較することによって、海氷の存在による気圧場への影響と大気の冷却過程を理解することを目的とする。

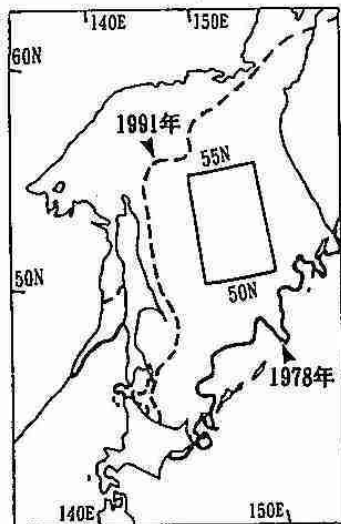
2. データ

気象資料は、北半球のNMC客観解析データの気圧、高度、気温、風の地上～200 hPaまでのものを用いた。期間は1973～94年で海氷最盛期に相当するDAYS 31-70(1.31-3.11、2月上旬～3月上旬に相当)を対象とした。海氷資料は気象庁のオホーツク海海氷グリッドデータを用いた。

3. 多氷年(1978年)と少氷年(1991年)の大気場の状況

図1は1978年と1991年の2月20日の密接度9割以上の海氷域の氷縁でそれぞれ実線と破線で示してある。78年は記録的な多氷年で、オホーツク海のほぼ全域が海氷に覆われている。一方91年は記録的な少氷年で北西部を除き海氷にはほとんど覆われていない。いずれも多氷・少氷の傾向が期間を通じて継続しているので、海氷の有無による大気場への影響を見るのに適している。

図2と図3は78年と91年のいずれも2月中旬～下旬の海面気圧と地上気温の平年値(73～94年)からの偏差を示す。多氷の78年(図2a)で注目されるのはオホーツク海上の4～6 hPaの高気圧性のアノマリーである。一方少氷年の91年(図2b)でははっきりした傾向はみられないが、オホーツク海はやや低圧場になっている。図3の地上気温の偏差図ではより多氷時と少氷時の差がはっきりする。78年(図3a)ではオホーツク海上を中心に-6～-8℃の気温の低下がみられるが、91年(図3b)では逆に4～6℃の気温上昇がみられる。尚、この海水上高気圧に伴う北海道付近の風の場合は



北東系であることが予想される。Honda et al. (1994)は北海道沿岸の多氷時に低温をもたらす北東風の成因は海水上高気圧の存在によるものと示唆したが、78年の例はこの事実をデータ面から裏付けるものである。

図1. オホーツク海と1978年(実線)と1991年(破線)の2月20日の密接度9割以上の海氷域の氷縁。

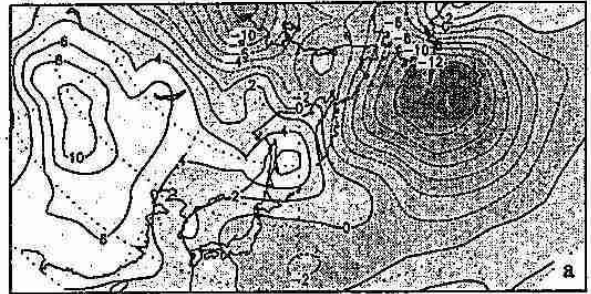


図2. 海面気圧の平年値からの偏差分布図(hPa)。a: 1978年、b: 1991年、いずれも2月中旬～下旬。

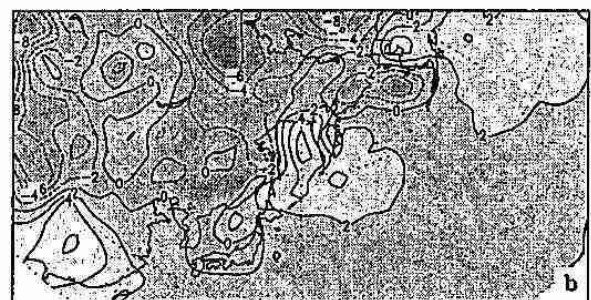
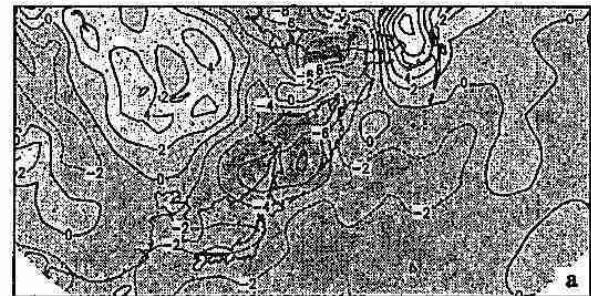


図3. 地上気温の平年値からの偏差分布図(°C)。a: 1978年、b: 1991年、いずれも2月中旬～下旬。

4. 大気冷却過程と海氷上高気圧形成のメカニズム

図2、図3の比較より、海氷の存在に伴う気圧上昇や気温低下が予想される。これが実際に海氷→大気への影響かどうかは現段階で判断できないが、定性的には以下のようなメカニズムが考えられる。この場合、海氷上の放射冷却の効果は量的に十分ではなく(本田他, 1994)、海氷上への寒気移流が本質的と考えられる。すなわち下層を中心とした寒気移流がある場合、海氷上では気塊が変質を受けにくい。周囲に比べて相対的にthicknessの減少が起こる。これに伴い対流圏の中上層では高度の低下によって低気圧性の渦度が形成されなければならない。オホーツク海の上空は気候学的な谷に相当するがこれは停滞性ロスビー波の性質を示し、基本的に惑星渦度と相対渦度の移流は相殺されると考えられる。従って渦度の保存則から低気圧性渦度の形成には収束を伴うことになる。よって海氷上では気圧が上昇、あるいは下降流に伴う下層の発散により高気圧性渦度が形成されることになる。この海氷上高気圧は背の低い寒冷高気圧と考えてよい。

尚、下層の流線の場合は78年、91年ともにシベリア側からの寒気移流場になっており、91年はオホーツク海上に出ると海面からのheat fluxによる顕著な気温上昇を示しているが、78年はオホーツク海上に出ても気温上昇は弱く、海氷上での気塊の変質がほとんどないことが予想される(図略)。

上記のメカニズムを確認するため、多氷時と少氷時の各気象要素の鉛直断面の時系列を図4に示す。北緯50~55度、東経150度を中心とした領域(オホーツク海中央部、図1参照)の平均で78年(左列)は海氷上、91年(右列)は海氷面上に相当する。要素は高度偏差(a)、気温偏差(b)、相対渦度(c)、収束・発散(d)である。期間は2月中旬~下旬に相当するDAYS 41-60(2.10-3.1)で、短周期の擾乱を取り除くため7日間の移動平均を取っている。

多氷の78年(左列)では、高度場(a)では下層の高度上昇(気圧上昇)と上層の高度低下、すなわちthicknessの減少を示している。気温場(b)では下層を中心とした顕著な気温の低下がみられる。これらから、この海氷上の高気圧は背の低い寒冷高気圧であることが分かる。渦度場(c)は下層の高気圧性渦度と上層の低気圧性渦度が継続しており、収束発散場(d)は、弱いながら上層の収束と下層の発散の傾向がみられる*。全体として傾圧的な場が維持されているのも特徴的である。これらの結果は上記のメカニズムが定性的に正しいことを示唆している。

一方少氷の91年(右列)では、下層を中心とした顕著な気温上昇(b)と収束場の形成(d)がみられ、多氷時とは明らかに逆の傾向を示す。また、高度場と渦度場の傾向ははっきりせず、1978年のような傾圧性の維持はみられない。

*1978年以前のNMC客観解析データは収束・発散場をかなり過小評価すると指摘された(中村, 私信, 1995)。図4 dでは確かに91年に比べ78年はオーダーが一桁小さくなっている。

5. まとめと今後の課題

以上の結果より、海氷の存在と海氷上への寒気移流が対流圏中上層に力学的に影響を及ぼし、それに伴い海氷上での気圧上昇と高気圧性渦度の形成をもたらすことが定性的ながら示された。すなわち海氷の大気場への影響を示唆するものである。

今後は、他の年も検討して多氷時と少氷時の一般的な傾向を示すこと、各物理量を定量的に見積もり力学過程を構築すること、また熱力学過程についても矛盾無く説明することが必要である。更に、海氷→大気間の因果関係をはっきりさせるために数値モデルによる検証も行う予定である。

参考文献

- Honda, M., Tachibana, Y. and Wakatsuchi, M., 1994.
Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 8, 81-94.
本田・立花・若土, 1994, 気象学会秋季大会予稿集(66), A354.

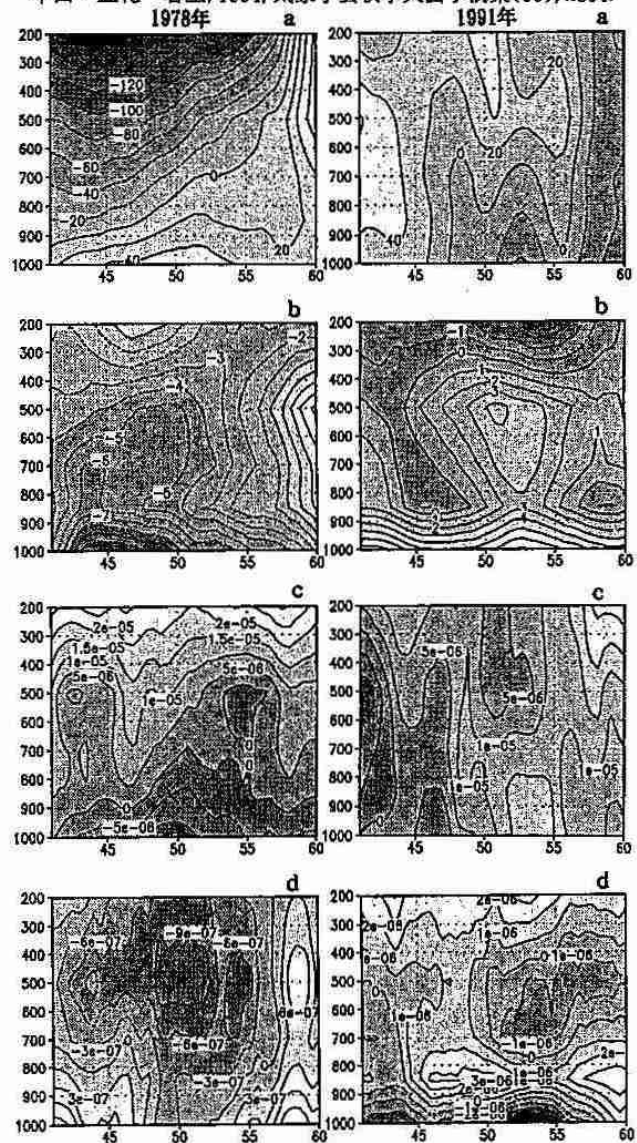


図4. オホーツク海中央部(北緯50~55度、東経150度を中心とした領域、図1参照)の各気象要素の鉛直分布の時系列。左列は1978年、右列は1991年でそれぞれDAYS 41-60(横軸)を示す。縦軸は気圧(hPa)。a: 高度偏差(m)、b: 気温偏差(°C)、c: 相対渦度(s⁻¹)、d: 収束発散(s⁻¹)。いずれも7日移動平均値。

3. 雪雲発生要因である冷気流に関する研究

*中山恵介・長谷川和義・藤田睦博（北大・工）

1. はじめに

冬期石狩湾において、札幌に豪雪をもたらす雪雲がいくつかのパターンで発生している。その中で、最も大きな降雪をもたらす雪雲のひとつが冷気流張り出しをともなったものである。張り出した冷気流の先端が、あたかも前線のフロントを形成するかのごとくはたらき、雪雲を発生させる。雪雲が冷気流張り出しに一对一で対応して発生しているのであれば、この冷気流張り出しの機構を解析することは、収束雲の発生予測にきわめて重要であると思われる。

これまで冷気流と収束雲の関係については観測による研究が多くなされ、雪雲発生位置が冷気流により規定されていることが知られている¹⁾。本研究は雪雲発生の大きな要因である冷気流を簡単な二層流としてモデル化を行い、実地形への適応を検討したものである^{2) 3)}。

2. 実地形のモデル化

冷気流は図-1に示す矢印の方向に、季節風に逆らい張り出してゆくことが知られている⁴⁾。冷気流の張り出し機構は大きく二つに分けることが出来ると思われる。ひとつは山間部において発生する冷気塊が斜面勾配により流下させられる部分、残りは流下してきた冷気塊(この時点で冷気流)断面を境界条件とし、海上へと張り出してゆく部分(斜面勾配ゼロ)である。

図-1中のA-Bラインが山地流下部と海上張り出し部の境界を示している。図-2にA-Bラインに対応した鉛直断面図を示す。A-B全長に着目すると山地断面が正弦波で近似できることが分かる。以上より、モデル地形として図-3(図-2の四角に対応する)を適用した。尚、山地地形勾配および奥行き長は、冷気流が石狩川流域を流下してくるものと仮定して決定した。

式(1)に海上での冷気流張り出しを表現する際に用いた運動方程式・連続式、摂動展開式を示す。山間部流下方程式はほぼ同様のものであるので省略する。コリオリ力による効果、冷気流と季節風との間の摩擦が考慮されている点の特徴である。

運動方程式・連続式：

$$\begin{cases} F_1^2 h u \frac{\partial u}{\partial x} + F_1^2 \phi h v \frac{\partial u}{\partial y} - \zeta h v + f_1 F_1^2 \left(\frac{U}{V_B} - u \right)^2 = -h \frac{\partial h}{\partial x} \\ F_1^2 h u \frac{\partial v}{\partial x} + F_1^2 \phi h v \frac{\partial v}{\partial y} + \zeta f u + f_1 F_1^2 \left(\frac{V}{V_B} - v \right)^2 = -\phi h \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \phi \frac{\partial(vh)}{\partial y} = 0 \end{cases} \quad (1)$$

$$\phi = \frac{h_B}{L_M}, \quad \zeta = \frac{f V_B}{g \epsilon}$$

摂動展開式：

$$\begin{cases} u(x, y) = u_{00}(x, y) + \phi u_{01}(x, y) + \zeta u_{10}(x, y) + \dots \\ v(x, y) = v_{00}(x, y) + \phi v_{01}(x, y) + \zeta v_{10}(x, y) + \dots \\ h(x, y) = h_{00}(x, y) + \phi h_{01}(x, y) + \zeta h_{10}(x, y) + \dots \end{cases}$$

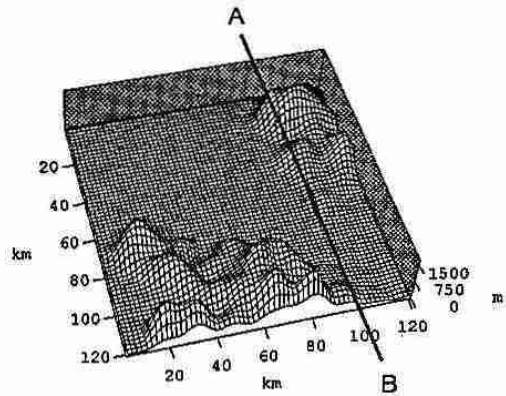


図-1 石狩湾周辺鳥瞰図

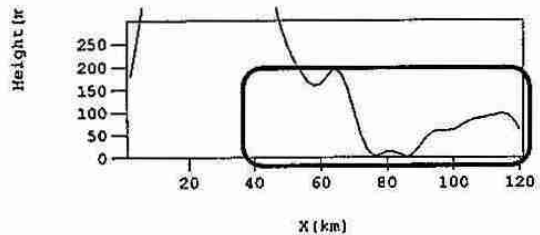


図-2 A-B鉛直断面

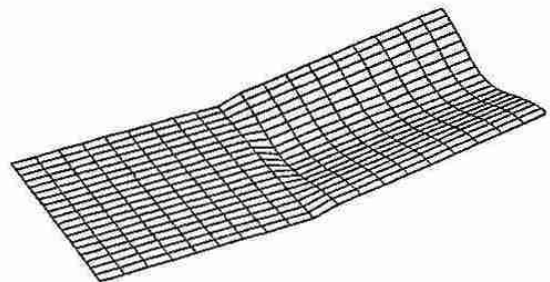


図-3 モデル地形

ここで、 h ：冷気流高さ、 f ：コリオリパラメータ、 U, V ： x, y 方向季節風風速、 u, v ： x, y 方向冷気流風速、 h_B ：冷気流境界高さ、 L_M ：冷気流張り出し長、 V_B ：冷気流境界風速、 Fr^2 ：内部フルード数、全ての変数：無次元化された量である。

図-4に図-3をもとに解析を行い得た冷気流流下張りだし形状を示す。山間部を流下してくる冷気流が、正弦波で与えられた地形勾配により谷部において集中していることが分かる。流下方向に直交する山部から谷部への流れが生じていることを意味する。海上での冷気流は、山間部からの流下を境界条件として採用していることから、冷気流高さが最大値を示す谷部において最も大きく張り出している。解析結果においてコリオリ力による風速場の変化が得られたが、冷気流形状に影響を与えるものではなく無視できるものであった。

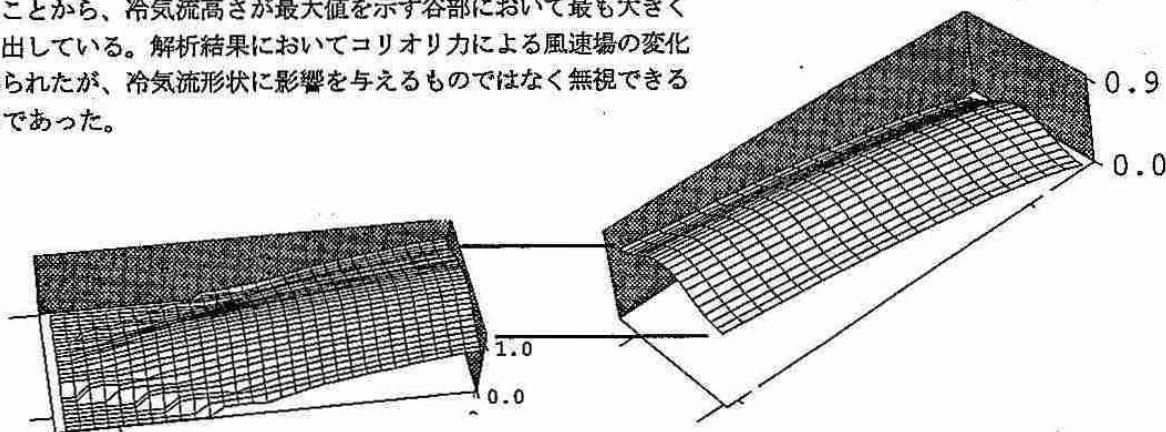


図-4 解析結果

3. 実現象との比較

3次元解析において得られた結果を、北海道大学低温科学研究所のデュアルドップラーレーダ観測により得られた1990年1月23日の降雪データに適用する。図-5に適用結果を示す。ベクトルおよびコンタラインはそれぞれ観測により得られた風速ベクトルおよび反射強度コンタを示す。図中の実線が、解析結果により得られた冷気流張り出し先端位置を示す。

雪雲は冷気流先端形状に起因して発生している。雪雲発生位置であろう降雪強度の大きいコンタラインが冷気流先端位置を示しているものとすれば、解析結果はよい一致を示しているものと思われる。

張り出した冷気流において安定解析も行った。紙面の都合上結果のみ示す。冷気流内部において冷気流張り出し長よりも小さな波長の擾乱(K-H不安定)は、冷気流に不安定をもたらすものではないことが分かった。更に、張り出した冷気流は中立安定的性質を有することも確認された。

4. まとめ

波状のモデル地形を想定し、3次元解析を試みた結果、降下方向に直交する断面において、山間部波長に対応した解が卓越することが知られた。3次元張り出しモデルにおいて、海上における冷気流張り出しを再現することが出来た。

謝辞：本研究を進めるにあたり、本学低温科学研究所の牛山朋来氏にデータの入手および研究に対して多くの助言を頂いた。記して、感謝の意を表します。

【参考文献】1) 菊池勝弘：都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究，1993 2) 中山恵介，長谷川和義，藤田睦博：冬期石狩湾における鉛直断面内の冷気流形状に関する研究，水工学論文集第39巻，1995. 3) 中山恵介，長谷川和義，藤田睦博：冬期石狩湾において豪雪をもたらす冷気流張り出しに関する研究，土木学会論文集，平成7年，登載決定 4) Yoshihiro Tachibana: SNOWFALLS AND THEIR RELATION TO COLD AIR DRAINAGE IN HOKKAIDO ISLAND, January, 11, 1994. 5) 佐藤晋介，若漢五郎：2台のドップラーレーダによる3次元風速場の測定，本学低温科学研究所業績第3509号

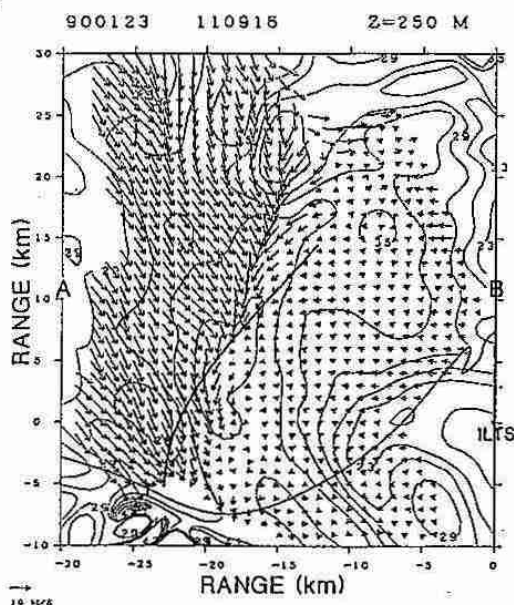


図-5 解析結果とレーダ強度

(図-5のベクトル図は、佐藤晋介，若漢五郎⁵⁾から引用した。)

4. 札幌における気候変動の実態について

上田 崇裕・竹谷 良一（札幌管区气象台 予報課）

1. はじめに

近年、世界的な気候変動が叫ばれている。日本においては'90年代から気温の上昇が目立ち、各地で記録づくめの話題が相次いでいる。また、北海道においても、最近では'93年の大冷夏、'94年の大暑夏、そして7年連続の暖冬など、極端な天候が現れ易くなっている。そこで、気候系監視の一端として、札幌における気候要素の長期傾向を調査し、気候変動の実態に迫ってみた。

2. 資料と調査の方法

はじめに、札幌における気候監視に有効な、観測開始以来の気候資料のデータベース化を行った。資料は統計継続可能な全要素で、単位は月、季節、年である。なお、高層資料は21時のものを使用した。つぎに、これらの資料をもとに、線形回帰から長期傾向を求めてその有意性を検定し、また、周期解析から卓越周期を求めて周期変動を検討する。

第1表 札幌における気象要素の長期傾向

	年	月	季	夏	冬	単位/統計年
平均気温	-0.081	-0.455	-0.006	-0.006	-0.442	℃/105年
最高気温	0.268	0.212	0.174	0.189	0.211	℃/105
最低気温	0.154	0.129	0.084	0.057	0.126	℃/104
降水量	0.315	0.359	0.322	0.353	0.357	mm/104
降雪量	4.43	1.24	0.05	0.45	1.39	mm/105
日照時間	2.42	0.84	0.50	1.82	1.23	h/104
湿度	0.72	0.27	0.14	0.15	0.33	%/105
湿度	-1.42	-1.41	-1.07	-1.58	-1.37	%/105
全日照時間	-1.47	-2.50	-0.05	-2.58	-1.47	h/34
日照時間					2.05	h/111
日照時間					2.02	h/45
1000hPa気温	-0.05	-0.17	-0.43	-0.28	-0.22	℃/44
300hPa気温	-0.02	-0.30	-0.21	-0.25	-0.19	℃/44
500hPa気温	-0.01	-0.21	-0.02	-0.10	-0.08	℃/44
850hPa気温	0.15	0.00	0.10	0.47	0.08	℃/44
30-85hPa気圧差	-0.19	-0.32	-0.31	-0.33	-0.18	℃/44
30-85hPa気圧差	-2.53	-1.71	-1.31	-0.91	-1.73	h/37
オゾン全量	-3.59	0/110		初霜日	1.47	日/119
オゾン全量	-1.43	0/110		終霜日	-2.71	日/119
オゾン全量	0.41	0/125		初雪日	0.02	日/119
オゾン全量	0.15	0/125		終雪日	0.29	日/119
オゾン全量	0.60	0/112		初霜日	0.19	日/105
オゾン全量	0.14	0/112		終霜日	-0.71	日/105

○は、前年の3月の統計と同様にかきつけた。(単位は、℃・mm・h・日)

※は、気圧差 1% 気圧で書き ※は、気圧差 5% 気圧で書き

統計年の7-7の範囲を求めた。(単位/10年)
*印は、危険率 1% 未満で有意 *印は、危険率 5% 未満で有意

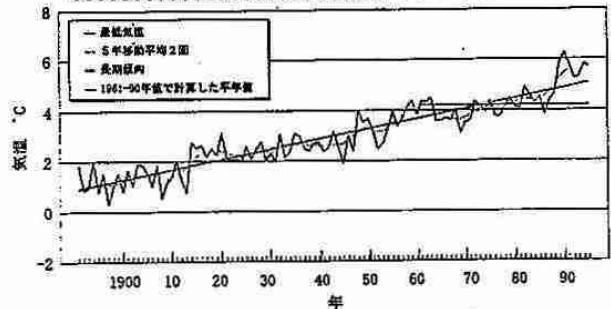
3. 解析結果

解析結果を第1表に示し(数値は10年当りに換算した値)、主な気候要素毎の特徴を以下に述べる。

(1) 気温について

- ア. 平均気温：全季節で106年間に1.8~2.8℃長期上昇傾向がみられ、全季節に共通した10年規模の周期変動がみられる。
- イ. 最高気温：年平均と冬・春季は104年間で1.3℃の、夏・秋季は同0.8℃の長期上昇傾向がみられる。

ウ. 最低気温：10年規模の周期変動をしながら、全季節で104年間に3℃以上の長期上昇傾向がみられる。特に冬季は104年間で5.2℃を越える上昇量である。(第1図)



第1図 札幌の最低気温の年平均値の経過

気温の上昇量：5.15℃/104年

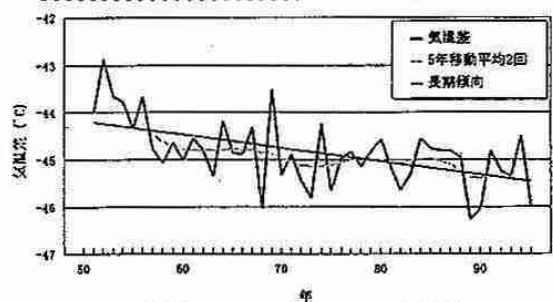
(2) 降水量について

降水量は冬季に106年間で46%を越える増加量、年合計でも14%を越える長期増加傾向が見られる。各季節共20~30年規模の比較的長周期の変動が卓越している。

(3) 高層気温について

ア. 300hPa-850hPa気温差(第2図)

冬季を除いて44年間で1℃以上の長期下降傾向がみられ、対流圏太気の成層不安定化が年々増大していることを示唆している。



第2図 札幌の300hPaと500hPaの気温差

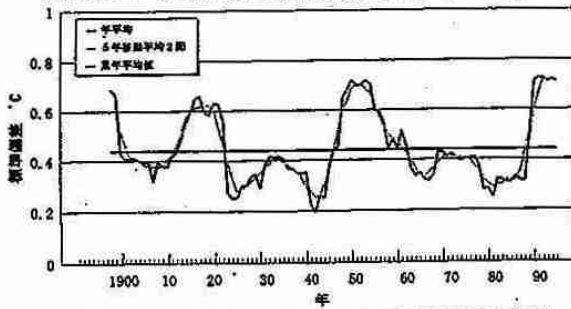
イ. オゾン全量について

全季節に37年間で3~9%の長期減少傾向がみられる。

(4) 気温の変動傾向について(第3図)

気温の標準偏差(10年毎に1年ずつずらして計算)で年々変動の長期傾向をみると、18年程度の周期で変動期と安定期を繰り返しており、この2倍の36年周期では変動の大きなピ-

が現れている。最近は変動の大きな時期に入っている。季節別にみると、秋・冬季は変動の大きな時期に、春・夏季は'80年末の変動の大きなピークを過ぎて安定期に入っている。



第3図 札幌の年平均気温の標準偏差の経過
10年毎に1年ずつずらして計算

(5) 異常気象の出現傾向について

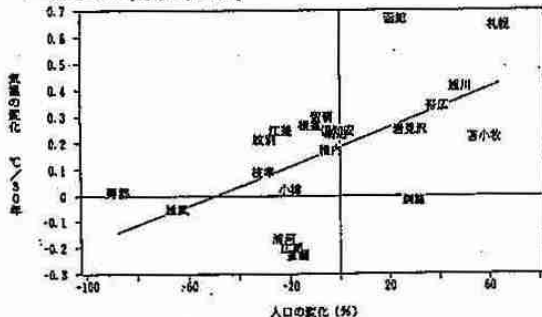
「異常気象」の定義に従って、札幌における気温・降水量の5年毎の回数（気温は概ね標準偏差の2倍以上、降水量は立方根をとって正規化した標準偏差の概ね2倍以上の回数）の経過をみた。

ア. 月平均気温：1940年代後半～50年代と'80年代後半～90年代は異常高温の出現回数が多く、1910年代、'30年代、'40年代後半、'60年代後半～70年代は異常低温が多くなっている。

イ. 月降水量：1920年代後半～30年代、'60年代～70年代前半、'90年代後半は異常多雨の出現回数が多く、'40年代～50年代前半と'70年代後半、'80年代後半は異常少雨が多い。

(6) 人口の変化と気温の変化について

1960年と1989年の人口の差を1989年の人口で割ったものを人口の変化率と定義し、同期間の気温の上昇率との関係を第4図に示す。この図から、人口の増加率が大きい都市ほど気温の上昇率が大きく、都市化の影響が大きいことが伺われる。



第4図 北海道の人口の変化と気温の変化の関係
相関係数 0.693 危険率1%未満で有意

4. まとめ

解析結果の主な特徴をまとめて以下に示す。

(1) 札幌における気候要素の長期傾向には、冬季を中心に地上気温や降水量、日照時間、湿度、雲量、冬季季節現象等に統計的に有意な変動量がみられた。

(2) このような、冬季を中心とした気温の上昇と、全季節にみられる最低気温の上昇と乾燥化現象は人口の急激な増加による都市化（ヒートアイランド効果）の影響によるものと考えられる。

(3) 年平均気温の100年当たりの上昇量(2.1℃)に換算した他地域との比較では、北半球平均(0.59℃)の4倍、日本全国平均(0.87℃)の2.5倍、北海道で人口の変動が少ない寿都(0.5℃)の実に4倍の上昇量である。

(4) 冬季の昇温、降水量の増加、雲量の増加と湿度の低下は一見矛盾するようだが、これらの関係については今の所都市化の影響以外は考えつかない。

(5) 降水量で特徴的なことは、温暖化に伴って全国平均では100年で20%程度減少しているのに対して、札幌では逆に40%以上も増加していることである。

(6) 下部成層圏と上部対流圏の温度低下傾向と、地上及び下層大気の温度上昇と相まって、大気の成層不安定化が増大していることが特徴的である。

(7) 北海道の人口の増加速度が大きい都市ほど気温の上昇が大きくなっている。これは都市化によるものと考えられる。

5. おわりに

今回は、気候系監視を目的として、札幌における気候資料の整備・解析を行い、札幌における気象要素の長期変動でもしろい結果が出た。また、都市化による気温の上昇についても良い結果が出た。今後は他の地点の調査も行う。

6. 参考文献

- (1) 気象庁(1994):「異常気象レポート'94」, P8~13, P41~42
- (2) 気象庁(1995):平成7年度「今日の気象業務」, P80~81
- (3) 杵渕健一, 竹谷良一(1994):「室蘭における気温の経年変化について」,「研究時報45巻別冊」, P18
- (4) 竹谷良一(1990):「冬期北太平洋域を中心とした500mb高度場に現れる周期性について」,「研究時報41巻別冊」, P8

5. 敦煌に雨をもたらす擾乱の総観的な構造

山崎 孝治・藤田 創造・小野 有五（北大・院・地球環境）

1. はじめに

敦煌付近は、チベット高原のすぐ北にある乾燥地域で、その年降水量の大部分を占める夏の降水は、ジェット気流など総観場の変化と深く関係していると思われる。しかし、敦煌に降水をもたらした擾乱は地上天気図でははっきりしない。そこで、敦煌で月降水量の最も多い7月、比較的大きな降水があった日の前後について、高層データを用い総観場の構造と時間変化を調べた。

2. 調査期間及びデータ

調査期間は、1979～1993年の7月である。

調査資料の主なものは以下の通りである。

1. 敦煌気象台の日降水量観測記録：（以降、「日降水量」と略）の写し（1981～1993 12Z TO 12Z）
 2. NMC（米国気象局）データ：（1979～1993, 0/12Z）7月分のうち12層 鉛直分布：1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50hPa、水平分布：2.5°×2.5°格子点、要素：等圧面高度、風速、気温（12層）、相対湿度（1000～300hPaの6層）
- 調査した気象要素は、上記要素および全水蒸気フラックス（[地上から300hPaまで積分したもの]）及び各層の水蒸気フラックス（相対湿度と同じ6層）

3. 調査方法

1. 事例解析 日降水量10mm以上の日について、降水日2日前の0Zから、降水日1日後の0Zまで、NMCデータから総観場の経過観察を行った。
2. KEY-DAY 解析 日降水量3mm以上の日から22件を抽出し、降水記録日の0ZをKEYとしてコンポジットするKEY-DAY解析を行い、降水前後の共通パターンを探る。月末・月始の事例は除き、3mm以上の2日続きの記録は1日分【KEYは第一日12Z】とした。降水前々日から翌日までの4日間各々の日平均にまとめ、1979～1993の全平均場からの偏差を求めた。結果的に18例を取り出した。偏差と18例内の標準偏差から偏差の統計的有意性も検定した。

上記2つの結果をあわせて検討した。

4. 調査結果

4. 1 事例解析

敦煌に雨を降らせた水蒸気は、敦煌の東/西/北のいずれかから入っていた。西は中緯度ジェットに伴うもので、どの事例にも見られた。北は、ウラル東方に発達した巨大なリッジによる偏西風蛇行、リッジ東縁の北風が原因であった。東はバイカル湖南東方の低気圧の水蒸気を、その西にある高気圧性の渦が西へ運んだものである。

また、中緯度ジェット気流上のトラフによって、水蒸気の

輸送経路と収束域が変化し、敦煌にまとまった降水をもたらす事例が目立ち、どの事例でも、降水日前後の敦煌上空近辺にはトラフが解析されている。

一方、敦煌付近を通る40°Nに沿った東西鉛直面での気温分布をみると、背の高い発達中のトラフの構造が認められた。また湿潤域は地上から400hPaまで存在し、このことを考慮すると、降水は対流圏中層のトラフ東方で起こり、それより下の強い湿潤域は降水に伴うものと考えられる。

4. 2 KEY-DAY 解析

図1は、500hPa高度の偏差パターンの時間経過である。降水前、敦煌の東に弱い正偏差域、西に弱い負偏差域、その西に強い正偏差域があって、降水日から翌日にかけて、負偏差域が敦煌を通過している。また、高度の負偏差域のすぐ西に気温の負偏差域が分布し、高度の正偏差域は気温の正偏差域が覆っている。擾乱に対応する負の高度偏差が500hPaでは小さく、下層ではさらに小さくなる。しかし、上層にゆくと大きくなる。シグナルは70hPaまでみられ、かなり背の高い構造をしている。また、500hPaでみると直接雨をもたらしたトラフより北西のリッジが強いのが特徴である。この偏西風蛇行のパターンは、事例解析にあった敦煌付近のトラフ、ウラル東方のリッジの存在とよく一致し、妥当な結果と思われる。

敦煌に雨をもたらした水蒸気がどこから来たかをみるために、KEY-DAY前日及び当日の鉛直積分した水蒸気フラックス及び偏差を図2に示す。通常は、敦煌付近には西から水蒸気 coming しているが、降雨時には、敦煌の西方で西からのフラックスが強まり、東方で東向きフラックスが弱まり、敦煌付近で収束しているのが、見てとれる。

5. まとめ

- 1) 降水時、対流圏中層～上層で湿っており、高い所からの降水ではないかと推察される。
- 2) 対流圏中層より上に西から弱まりながら、近づいてくるトラフが解析される。降水はトラフの前面の暖気移流・水蒸気収束の場で起こる。但し、700hPaより下層では、トラフはみられない。
- 3) 全水蒸気フラックスは西から来ており、降水時にはやや南よりになりながら西からのフラックスは強まる。一方、敦煌より東では東向きフラックスが減少する。故に、敦煌付近で収束する。

謝辞

敦煌の日降水量の資料は、北大地球環境科学研究科の高橋助教授のご協力で入手した。ここに謝辞を申し上げます。

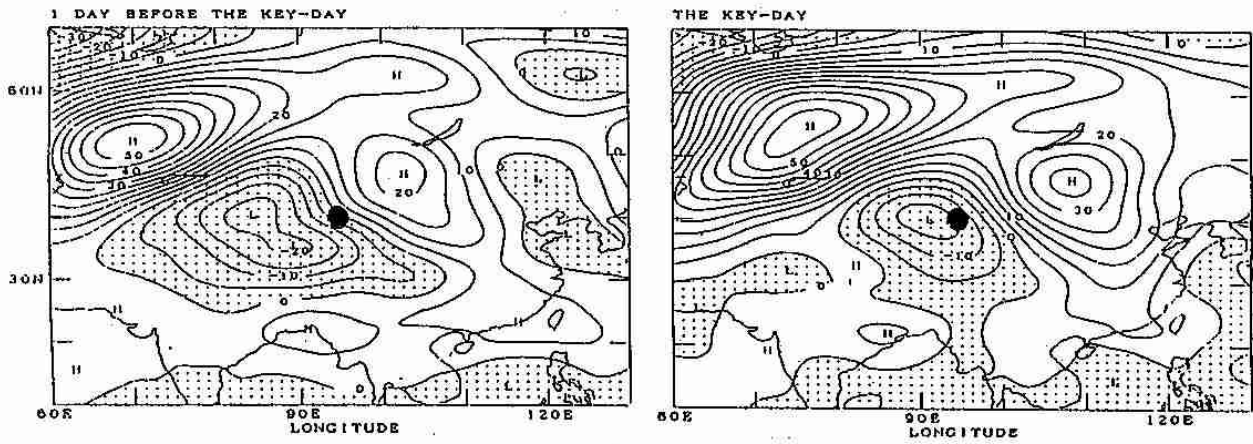


図1 KEY-DAY前日(左)と当日(右)の500hPa高度偏差。等値線間隔は5m。負域に点彩。●は敦煌の位置を示す。

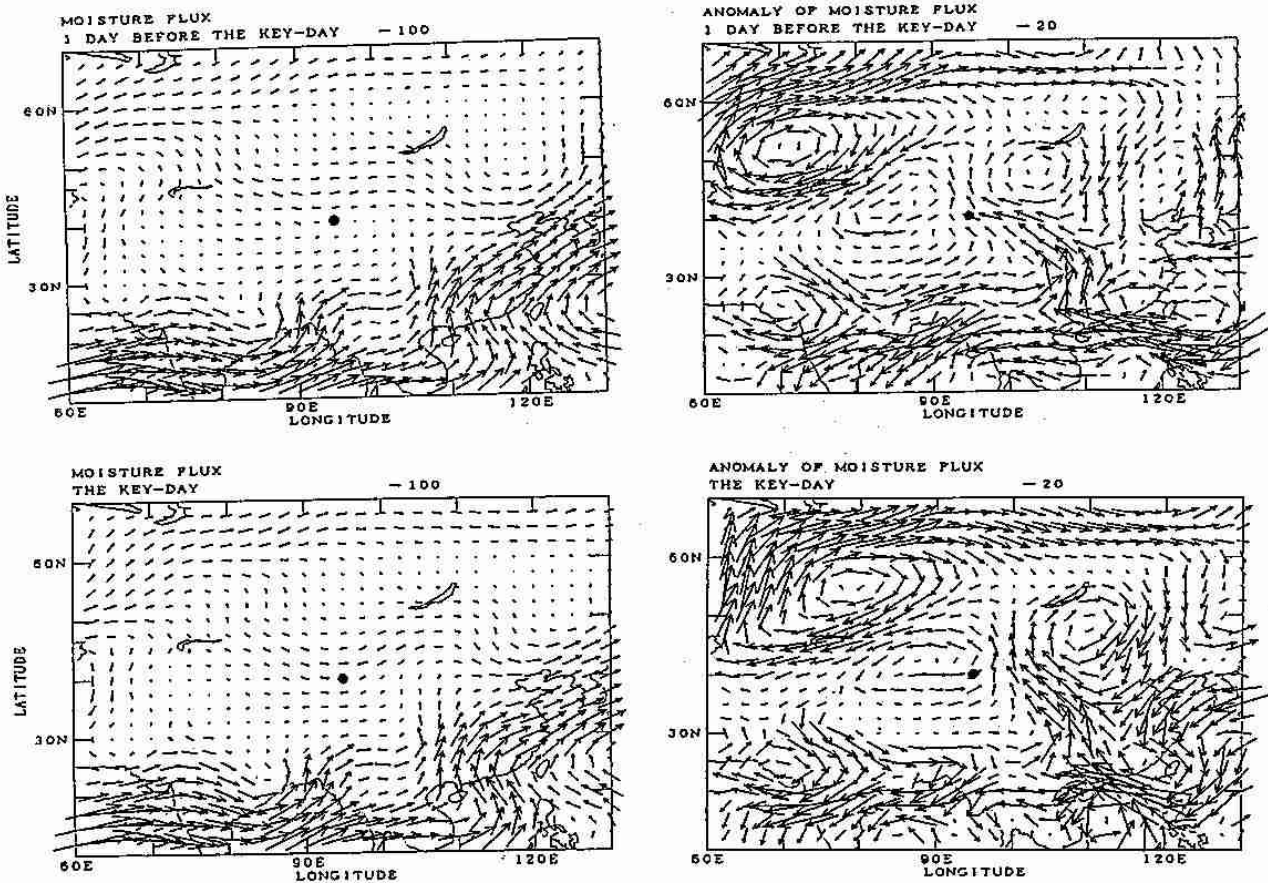


図2 KEY-DAY前日(上)と当日(下)の全水蒸気フラックス(左)及びその偏差(右)。●は敦煌の位置を示す。

6. 若狭湾周辺に冬季雷をもたらす雪雲の観測

—1995年1月6日の事例—

乙津 孝之・上田 博・遊馬 芳雄・菊地 勝弘(北大院・理)、
川崎 善一郎(大阪大・工)、園井 康夫(関西電力(株))

1. はじめに

北陸地方の冬季雷の構造と落雷の発生に至るまでの過程を明らかにするため、1993年冬の観測に引き続き1994年12月から1995年1月上旬にかけて若狭湾沿岸の福井県三方郡美浜町に北海道大学理学部の偏波ドップラーレーダーを設置し、雪雲の観測を行った。ここでは、観測期間中最も頻繁に雷が観測された1995年1月6日の事例について報告する。

2. 観測の概要

1994年12月9日から1995年1月8日まで敦賀半島西岸の福井県三方郡美浜町竹波にレーダーを設置した。レーダーにより観測できるパラメーターは、反射強度、ドップラー速度、レーダー反射因子差(Z_{DR})であり、観測できる範囲は直交二偏波モードで約30 km、ドップラーモードで約60 kmである。観測サイトではレーダー観測と平行して地上の気温、風向速、雨量、微気圧の観測も行った。また、落雷の時間と位置を知る手段として関西電力の落雷位置評定システム(LLP)のデータを用いた。1月6日はLLPによりレーダー観測範囲内の海上で数発の落雷が観測されたが、そのうち落雷前後のレーダーエコーを追跡できた11時16分の正極雷、15時32分の負極雷の2ケースについて解析を行った。

3. 結果

この日は弱い冬型の気圧配置で、高層天気図では上空に寒気が流入して大気の状態が不安定であった。また一般風の風向は北から北西で、多くのライン状エコーがレーダー観測範囲内で捉えられた。

11時16分に正極雷が観測されたエコーのPPIによる時間変化(図1)を見ると、海上で発生したエコーが発達しながら北北西の方向から敦賀半島に近づき、図1(d)の位置で落雷が観測されている。この落雷時のRHIを図2に示す。 Z_{DR} による霰が存在すると推定される領域(図中口印)は下降流域内にあり、この時すでに落下しつつあることがわかる。このことからこの落雷はエコーセルの発達期ではなく衰退期に発生していることがわかった。

次に15時32分に負極雷が観測されたエコーのPPIを図3に示す。このケースも海上で発生したライン状エコーが一般風により南東方向へ移動

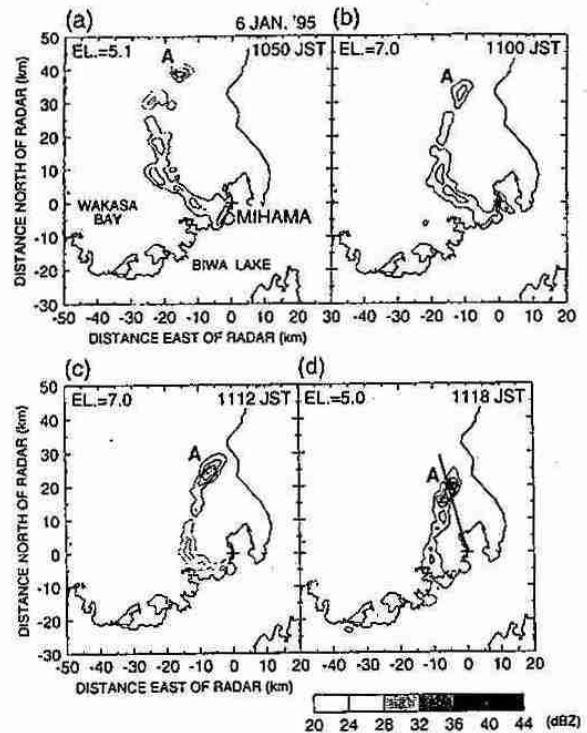


図1 11:16に落雷が観測されたエコー(図中A)のPPIによる反射強度の時間変化。コンターは20 dBZから4 dBZごと。(d)の図中の直線は図2に対応するRHIの方向、★印は落雷位置を示す。

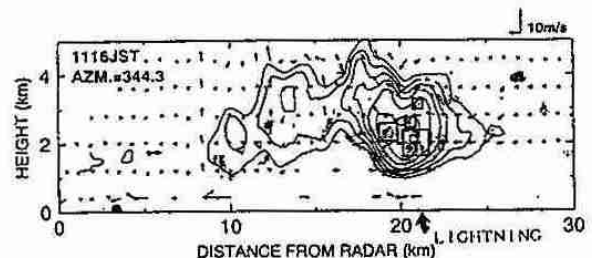


図2 RHIによる水平偏波の反射強度、レーダー反射因子差(Z_{DR})。小さな矢印はドップラー速度から計算された風速場。反射強度のコンターは図1と同様。陰影の部分は Z_{DR} が0~0.6 dB以下の領域で、そのうち四角で囲まれているのが霰が存在すると推定される領域。

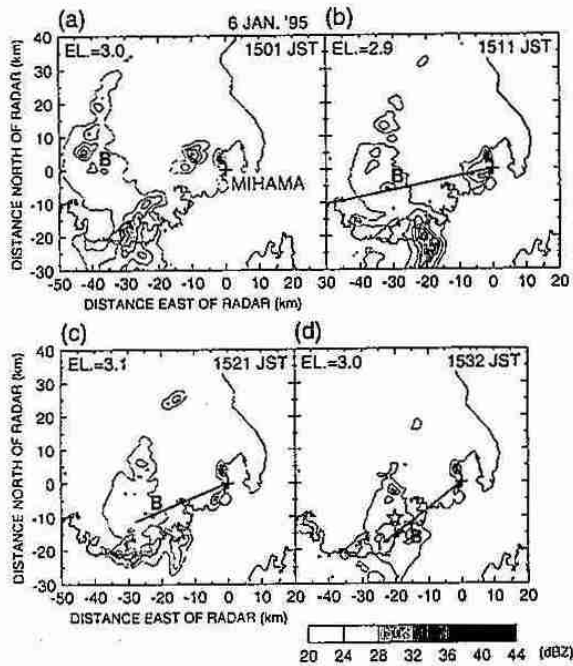


図3 図1に同じ。ただし15:32に落雷が観測されたエコー(図中B)。(b)~(d)中の直線はそれぞれ図4(b')~(d')の方向に対応する。☆印は落雷位置。

し、海岸の近くで落雷が観測されている。RHIによるエコーの鉛直断面を見ると、図4(b')に見られるように落雷16分前ではエコーに対応する位置に下層の弱風域と一般風による強い収束が存在しているが、他のエコーのRHIにはこのような収束は見られなかった。よってこの下層の収束が落雷をもたらすようなエコーセルの発達に重要な役割を果たしたものと考えられる。次に落雷前後における霰の分布を見ると、落雷8分前(図4(c'))では高度1~2 kmに散在し、そのほとんどが下降流域内に位置していた。そして落雷3分後(図4(d'))では霰が存在すると推定される領域はその多くが降下し、落雷位置の上空ではほとんど無くなっている。このように11時16分のケースとは極性は異なるが、このケースも霰が落下しつつあるエコーの衰退期に落雷が発生しているという点で一致していた。

極性とエコーセルの内部構造との関係を調べるため、落雷前における霰の分布について正極雷と負極雷を比較してみると(図5)、正極雷では高度2~3 kmに分布しているのに対し、負極雷では2 km以下の正極雷のケースより低い高度に分布している。しかも正極雷のケースのRHIは落雷時のものであるため、落雷前はかなり高い高度に存在していたと予想される。したがって落雷前において霰の存在していた高度は両者の間でかなり差があったことがわかる。このことから、このような霰の高度分布の違いが落雷の極性に関係していると考えられる。

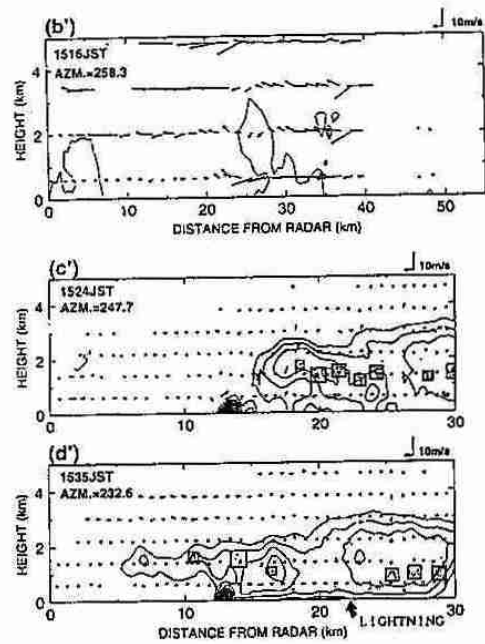


図4 (b')は反射強度と風速場のみ。(c'), (d')は図2に同じ。

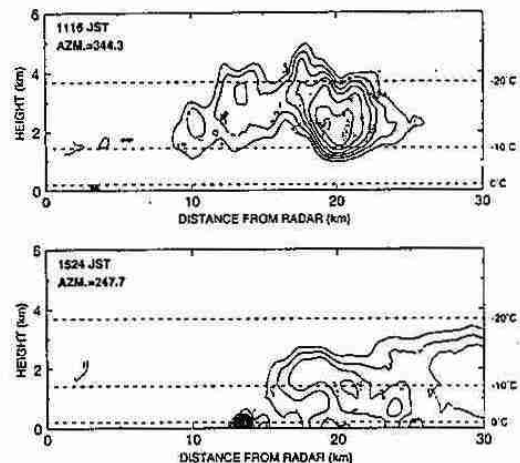


図5 上は11:16の正極雷(落雷時)、下は15:32の負極雷(落雷8分前)に対応するRHI。

4. まとめ

1月6日の11時16分の落雷と15時32分の落雷のどちらのケースも霰が落下しつつある、もしくは霰が落下してしまっているようなエコーの衰退期に発生していた。また15時32分のケースではエコーの発達期に下層で収束が見られ、エコーの急速な発達に寄与したと思われる。落雷前において霰の存在していた高度が、正極雷では高く、負極雷では低い傾向にあった。よってこの高度の違いが極性の違いに関係しており、落雷発生メカニズムを知る手がかりになると考えられる。

7. BASE期間中に観測された、渦状擾乱を伴う筋状エコーについて

*島村泰介・遊馬芳雄・岩田総司・菊地勝弘・上田博（北大院・理）
木村竜治・坪木和久（東大・海洋研）

1. はじめに

極域は地球規模での気候学、水収支、エネルギー収支を考える上で重要な役割を果たす領域である。しかし、これまで極域擾乱の観測的研究はほとんど行われていない。そこで、極域擾乱の構造と降水機構を調べるために、1994年9月1日から10月15日にかけて行われたBASE(Beaufort and Arctic Storms Experiment)に参加し、カナダ北極圏、ノースウエスト準州Tuktoyaktuk($69^{\circ}27'N$, $133^{\circ}02'W$)に北大理学部偏波ドップラーレーダーを設置し観測を行った。ここでは、期間中の9月26日に観測された、Beaufort海上で発生、発達した渦状擾乱を伴う筋状エコーについて報告する。

2. 解析方法

TVAD法によって水平二次元的な気流を、また、RHIデータから鉛直二次元の気流を求めた。さらに、反射因子(Z_{HH})、反射因子差(Z_{DR})、およびレーダーサイトに設置した降水粒子観測用ビデオから、エコー内での粒子分布を調べた。

3. 解析結果

図1は1994年9月26日12UTCの地上天気図である。Tuktoyaktuk付近はBeaufort海からの強い北西風が吹き込んでいる。衛星画像によると、Beaufort海北部は海氷に覆われているが、沿岸付近は海水面が存在し、海氷と大陸からの吹き出しに伴う収束帯がみられた。収束帯の南端には、数十km間隔で並んだ筋状雲が見られ、レーダーサイト上空を次々に通過した。レーダーPPI反射因子とストームに相対的な気流の合成図を図2に示す。図2のように、10kmスケールの渦を伴う対流性のエコーが観測された。レーダーサイトに設置した風速計によると筋状エコーの通過に伴って風速が急変した。筋状エコーを挟んで南北の強い水平シア(最大 $2 \times 10^{-3} s^{-1}$)が存在し、これが渦状擾乱を励起し、特徴的な形態を呈していたと考えられる。方位角 331.3° の Z_{HH} 、鉛直流、および Z_{DR} のRHI断面をそれぞれ図3から図5に示した。図6は Z_{HH} と Z_{DR} の分散図である。図3と図4から、水平距離20km近傍の大きな Z_{HH} の北側に上昇域(実線)がみられ、強い Z_{HH} は粒子の落下により下降域になっている。また図6から、大きな Z_{HH} は大きな $Z_{DR}(>1.3dB)$ と一致していて、雪片のような扁平な粒子の存在が推定される。このことは、降水粒子観測ビデオで強い降水が樹枝状結晶と雪片に対応していたことと一致する。以上から、今回観測されたストームでは、生成された雪片がその領域の外側に落下し、大きな Z_{HH} が観測されたものと推定される。このような気流は、水平的には南側の大きな水平運動量を北側に輸送し、鉛直的にはBeaufort海面の熱を上方に輸送する役割をはたしていると考えられる。

4. まとめ

BASE期間中1994年9月26日に観測された、渦状擾乱を伴う筋状エコーについて偏波ドップラーレーダー観測を行い、この筋状エコーの構造について調べた。筋状エコーを挟む南北の水平シアによって渦状擾乱が励起され、特徴的な形態が見られた。雪片や樹枝状結晶は外側で落下し、大きな Z_{HH} の領域を作っていた。この構造は、南北方向の運動量輸送、鉛直方向の熱輸送の役割をはたしていると考えられる。

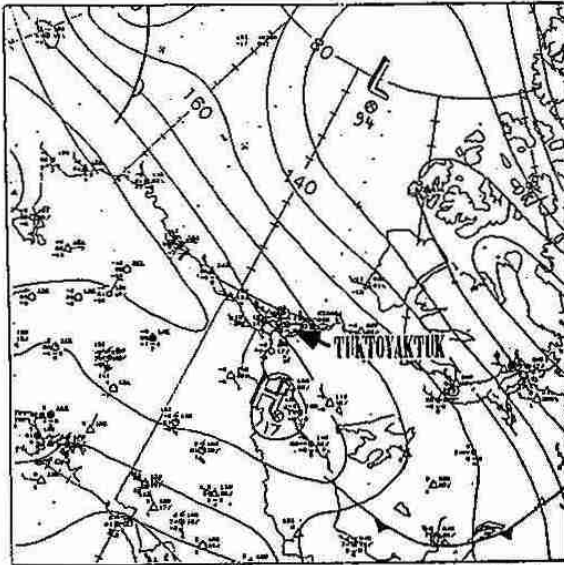


図1. 1994年9月26日12UTCにおける地上天気図.

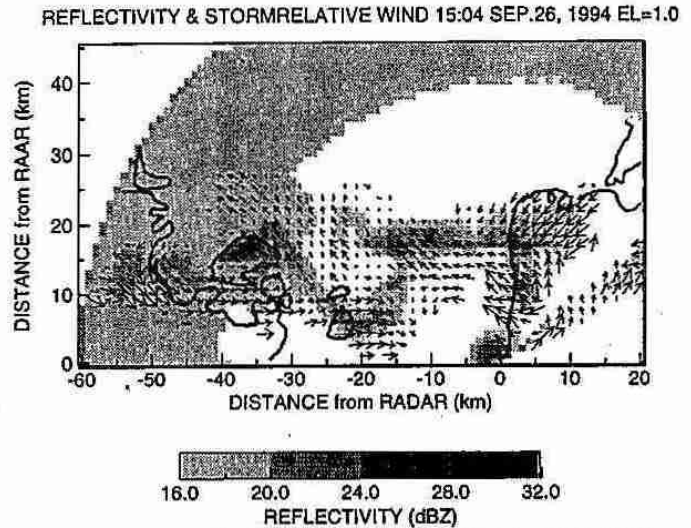


図2. 1994年9月26日15:04UTCにおける仰角1.0°のPPI反射因子とストームに相対的な気流の合成図.

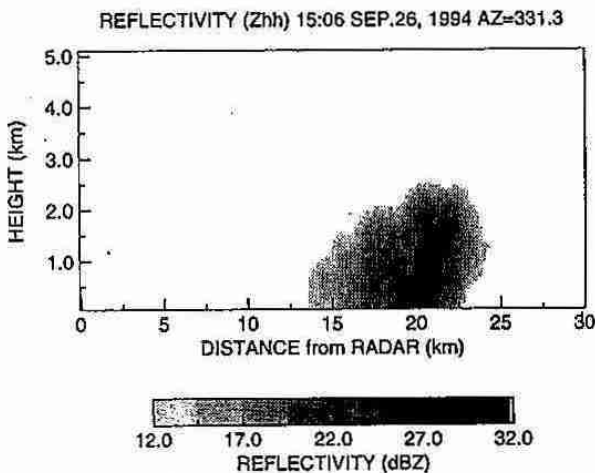


図3. 1994年9月26日15:06UTC, 方位角331.3°の Z_{HH} RHI断面図.

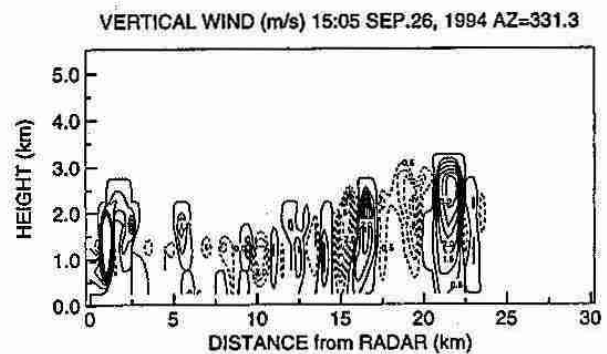


図4. 1994年9月26日15:05UTC, 方位角331.3°の鉛直風のRHI断面図.

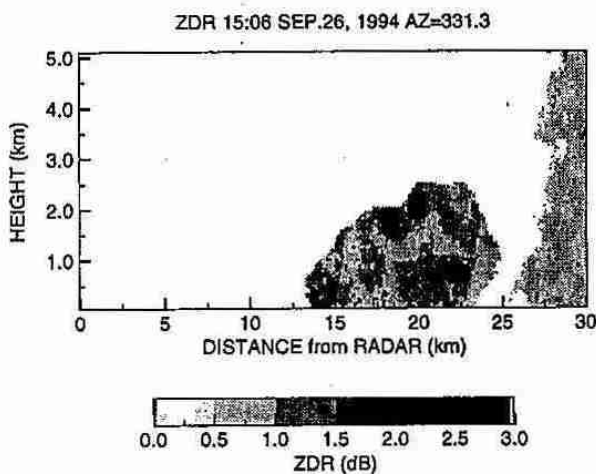


図5. 1994年9月26日15:06UTC, 方位角331.3°の Z_{DR} RHI断面.

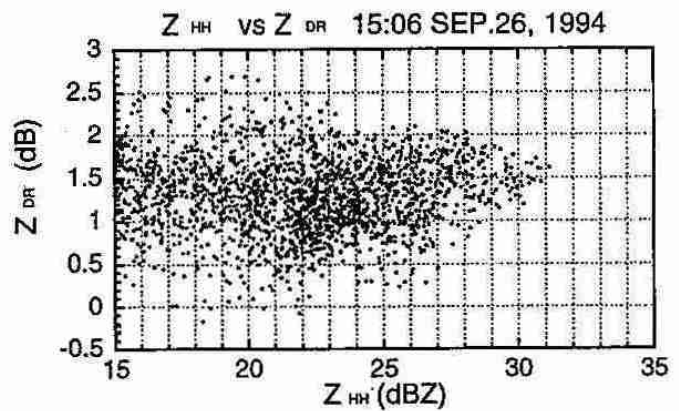


図6. 1994年9月26日15:06UTCにおける図2と図3の分散図. 横軸 Z_{HH} , 縦軸 Z_{DR} .

8. 化学組成に基づいたエアロゾル光学的特性推定法の検討

○堀 雅裕, 太田幸雄, 村尾直人, 山形 定
(北海道大学工学部)

1. はじめに 近年, 人間活動によって排出された大気エアロゾルが太陽放射を散乱し, 温室効果気体による地球温暖化の進行を抑制していることが指摘されている。将来の地球温暖化の影響を正確に予測するためにはエアロゾルの放射影響を評価することが不可欠である。エアロゾルの放射影響を評価するためには, 大気中でのエアロゾルの光学的特性(単一散乱アルベド, phase function)を特定することが必要であり, エアロゾルを捕集しその化学組成に基づき, 各成分ごとに粒径分布や存在形態を考慮しMie散乱理論を用いて算出することができる。しかし, 多成分の粒子で構成されるエアロゾルの粒径分布や存在形態には未だ不確定な部分があり, エアロゾル放射影響の現実的な評価を難しくしている。本研究では, 化学組成に基づいて算出したエアロゾルの光学的特性値の有効性を検証することを目的として, 算出した光学特性値を用い放射伝達計算を行い地上における散乱日射量を計算し, 実際に観測した散乱日射量と比較, 検討を行う。

2. 方法 札幌にて快晴日の昼間, エアロゾルを5~6時間捕集し, その間に全天日射計で全天および散乱日射量を, sunphotometerで直達日射量を3~4回観測する。化学組成を明らかにした後, 成分粒子ごとに粒径分布 $n(r)$, 複素屈折率 m , また大気中での存在形態を考慮して, 体積消散係数(σ_{ext}), 体積散乱係数(σ_{sca})および単一散乱アルベド($\omega = \sigma_{sca} / \sigma_{ext}$)を算出する。その際, 存在形態として都市大気エアロゾルであることを考慮し, 黒色純炭素と硫酸アンモニウムの質量の半部分が, 黒色純炭素を核, 硫酸アンモニウムを殻とする混合粒子を形成し, 残りの半分と他の成分粒子は均質粒子として存在するものとした。また, 粒径分布は対数正規分布に従うとして, 過去の実測値を参考に以下の3つのシナリオについて計算した。シナリオX: 外国における観測値に基づく非常に小さな粒径分布, シナリオY: 本研究室で過去に実測した粒径分布(かなり大きい), シナリオZ: XとYの中間の粒径をもつ分布。次に, 算出した単一散乱アルベドを使い, δP_3 近似法による放射伝達計算を行い, 地表面における散乱日射量(F_{diff}), 直達日射量(F_{dir})を計算した。この F_{diff} と F_{dir} の比 $\phi_{cal} (=F_{diff}/F_{dir})$ を, エアロゾル捕集時に同時観測した各日射量 F_{diff} , F_{dir} の比 ϕ_{obs} と比較した(図1)。

3. 結果・考察 大気エアロゾルの捕集および日射観測は, 1994年6~11月の雲のない快晴の日を選び行い, 13のエアロゾルサンプルをとり, 49回の日射観測を行った。各サンプルから三つの粒径分布シナリオについて単一散乱アルベドを算出した結果, $X < Z < Y$ の順に散乱割合が大きくなる値をとった。次に図2に, 求めた単一散乱アルベドを用いて計算した ϕ_{cal} と観測から求めた ϕ_{obs} との相関図を粒径分布シナリオ別に示す。粒径分布の幾何平均半径はシナリオ $X < Z < Y$ の順に大きくなっている。図2より, シナリオXでは ϕ が大きくなればなるほど計算値の方が観測値より小さくなっている。つまり, エアロゾルによる散乱を過小評価していることが分かる。一方シナリオYでは, 全体的に計算値の方が大きくなり, シナリオZで観測値と計算値の一致が最も良くなっている。これはシナリオYでは粒径分布(特に硫酸塩粒子)の設定が大きすぎてエアロゾルの散乱を過大評価しており, XとYの中間の大きさをもつシナリオZで最も適当な評価が得られたことによる。このことから今回考慮した三つのシナリオの内, シナリオZの粒径分布を採用してエアロゾルの光学的特性を算出すれば, 現実に近い値が得られることが分かった。

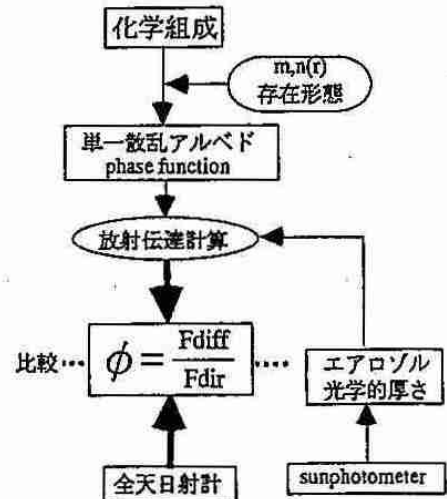
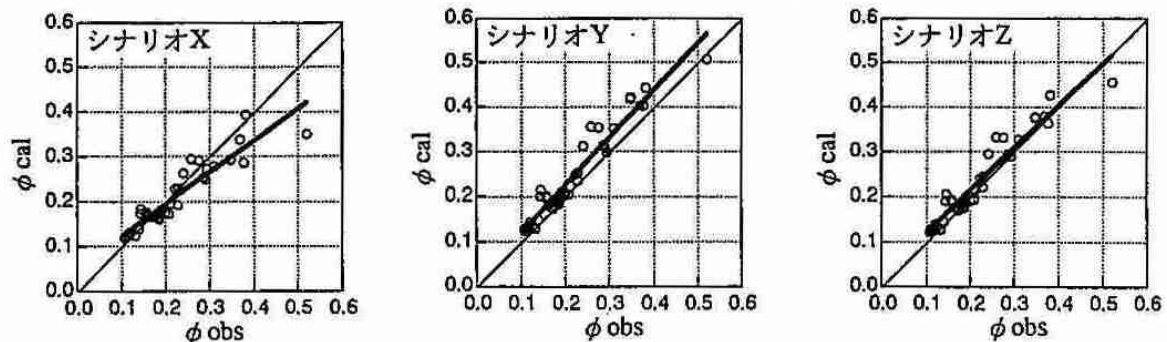


図1 解析方法

図2 粒径分布シナリオ別に示した散乱日射量/直達日射量(ϕ)の計算値(ϕ_{cal})と観測値(ϕ_{obs})の比較図

一発表会要旨②一

平成8年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成8年6月7日(金)

場所：北海道大学理学部3号館

地球物理学教室3の401 講義室

1. 帯状平均流と大気角運動量の収支解析で見た1989年の成層圏突然昇温現象……………26
 北大院・地球環境 薛 東一・山崎 孝治
2. 衛星観測にもとづく水蒸気分布の観点から見た成層圏循環について……………28
 京大・理 河本 望
 北大院・地球環境 塩谷 雅人
3. カナダBASEプロジェクトで観測された降雪の安定同位体……………30
 北大院・地球環境 栗田 直幸
 北大・低温研 遠藤 辰雄
 北大院・地球環境 田中 教幸
4. 北極圏における厳冬の水蒸気、エアロゾル、雪結晶の研究
 (WANTS-ARCTIC;Canada)……………32
 北大院・理 菊池 勝弘・遊馬 芳雄
 “ 上田 博・井上 雄介
 秋田大・教育 梶川 正弘
 大阪府教育センター 佐藤 昇
 北教大 桜井 兼市
 東北大・理 早坂 忠裕
5. オホーツク海の海氷が大気大循環場に及ぼす影響について……………34
 北大・低温研 本田 明治・竹内 謙介
 北大院・地球環境 山崎 孝治
 東海大・文明研 立花 義裕
6. ドップラレーダーを用いた海風前線の3次元構造に関する研究……………36
 —1995年8月16日の事例—
 北大院・理 半田晋二郎・上田 博
 “ 井上 雄介・小林 博介
 “ 晴山 卓・菊池 勝弘
 札幌総合情報センター 金村 直俊
7. LLSデータによる北海道地方の落雷特性……………38
 北大院・理 小林 博文・遊馬 芳雄
 “ 菊池 勝弘・上田 博
 北電・総究 黒沢 公雄
 札幌総合情報センター 金村 直俊
8. 季節風の先端に形成されたバンド状エコーの構造……………40
 北大院・理 山田 広幸・上田 博
 “ 遊馬 芳雄・菊池 勝弘
 防災科研・気水圏 真木 雅之
 防災科研・長岡 岩波 越
9. 長崎における1996年の黄砂の光学的特性について……………42
 北大・低温研 青木 一真
 “ 遠藤 辰雄
 東大・気候システム 中島 映至
 長崎大・教育 荒生 公雄

1. 帯状平均流と大気角運動量の収支解析で見た 1989 年の成層圏突然昇温現象

薛 東一・山崎 孝治 (北大院・地球環境)

1 はじめに

1988 年から 1989 年にかけての北半球冬季の成層圏では、2 度 (1 月 29 日頃、2 月 12 日頃) の小昇温 (minor warming) と 1 度 (2 月 23 日頃) の大昇温 (major warming) が起きている。

ここでは、成層圏突然昇温に伴う帯状平均流と大気角運動量の変化をより明らかにするために、変形オイラー平均方程式系 (Transformed Eulerian Mean formalism) を用いて定性・定量的な解析を行なう。

2 データと解析方法

使用したデータは、NMC の 1989 年 1 月 1 日から 3 月 31 日までの 1 日 1 回 (1200GMT) の高度、風、温度場の客観解析値であり、水平分解能は緯度 2.5 度・経度 5.0 度、層は 0.4hPa から 1000hPa までの 18 層である。

帯状平均流と大気角運動量変化の解析のためにそれぞれ変形オイラー平均方程式系の東西平均運動方程式と角運動量方程式を用いる。変形オイラー平均方程式系の角運動量方程式は、

$$\frac{\partial \bar{m}}{\partial t} + \frac{\bar{v}^*}{a} \frac{\partial \bar{m}}{\partial \phi} + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{m}}{\partial z} = (a \cos \phi) \bar{G} \quad (1)$$

である。ここで、それぞれの項をある高さ (z_1, ∞) と緯度 (ϕ_1, ϕ_2) 帯について積分し、全球 ($\phi_1 \rightarrow -\frac{\pi}{2}, \phi_2 \rightarrow \frac{\pi}{2}$) を仮定すると式 (1) は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} &= \frac{\partial M_r}{\partial t} = 2\pi \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} a^2 \cos \phi \bar{w}^* \bar{m} d\phi \\ &- 2\pi \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} a^2 \cos \phi F^{(z)} d\phi \end{aligned} \quad (2)$$

になる。この式 (2) を用いて、突然昇温時における大気角運動量の変化を調べる。ただし、 $\bar{m} = a \cos \phi (\bar{u} + a \cos \phi \Omega)$ 、 M (絶対角運動量

) $= 2\pi \int_{z_1}^{\infty} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \rho_0 a^2 \cos \phi \bar{m} d\phi dz = M_r$ (相対角運動量) $+ M_\Omega$ (惑星角運動量)、 $\bar{G}$ と $F^{(z)}$ はそれぞれ wave-induced force と E-P flux の鉛直成分である。

3 結果

帯状平均流の変化は主に eddy forcing によって支配され突然昇温時に大きく変化し、残差平均子午面循環に作用するコリオリ力の項 ($f\bar{v}^*$) は同じぐらいの大きさと反対の傾向で eddy forcing を調節する役割をする。帯状平均流の変化に多少の影響を及ぼす残差平均子午面循環の鉛直成分 ($\bar{w}^*$) は低緯度域での上昇と高緯度域 (60N 以上) での強い下降、子午面成分 ($\bar{v}^*$) はほぼ北半球全域で極向きの循環を示す。客観解析データから直接求めた帯状平均流の変化と運動方程式よりの変化は全体的に同じ傾向を示し、突然昇温の時にその傾向は強い。しかし、変化量においてはいくらかの差が存在する。

1988/89 年の北半球冬季の成層圏においては突然昇温現象と関連した大幅の大気角運動量の減少が見られる (図 1)。しかし、3 度の突然昇温にもかかわらず大気角運動量は昇温の終わる 1 カ月以前から起伏がない、緩やかな減少傾向を示す (図 1)。昇温が終わると大気角運動量の減少も止まり、すぐ回復する (図 1)。大気角運動量の減少はほぼ北半球全域の成層圏で起こるが、特に中緯度域 (30~60N) の上部成層圏 (10hPa 以上) でその程度が大きい。それから大気角運動量の減少は中緯度域 (30~50N) で先行し、昇温後の回復もだいたい同じ緯度域から始まる傾向がある (図 2)。式 (2) の結果から、大気角運動量の変化は主に eddy forcing (右辺第 2 項) によって支配されるのが分かる (図 3)。即ち、E-P flux の鉛直成分の eddy forcing が大気角運動量の減少を引き起こす。それに反して

右辺第1項は反対の傾向で eddy forcing を調節する(図3)。100hPa以上の全球に対して客観解析データから直接求めた大気角運動量の変化と角運動量方程式からの変化を比べると、傾向は類似するが変化量においては差が存在するのが分かる(図3)。大昇温が発生した2月中旬の約1カ月以前より E-P flux の鉛直成分が持続的に強くなったことから、この eddy forcing に伴って大気角運動量も約1カ月間に渡って持続的に減少したと推測できる。

4 まとめ

以上の解析結果から、突然昇温時における帯状平均流と大気角運動量の変化は主に eddy forcing によって支配されるのが分かった。特に大気角運動量は eddy forcing に伴って大昇温の終る1カ月以前から緩やかな大幅の減少傾向を示し、昇温が終わるとすぐその減少も止まる。大気角運動量の減少はほぼ北半球全域の成層圏で起こり、中緯度域で先行して回復もだいたい同じ緯度域から始まる。

客観解析データから直接求めた帯状平均流・大気角運動量の変化と方程式系からの変化との間に存在する差の原因としては重力波 drag とデータの不正確性などが上げられる。

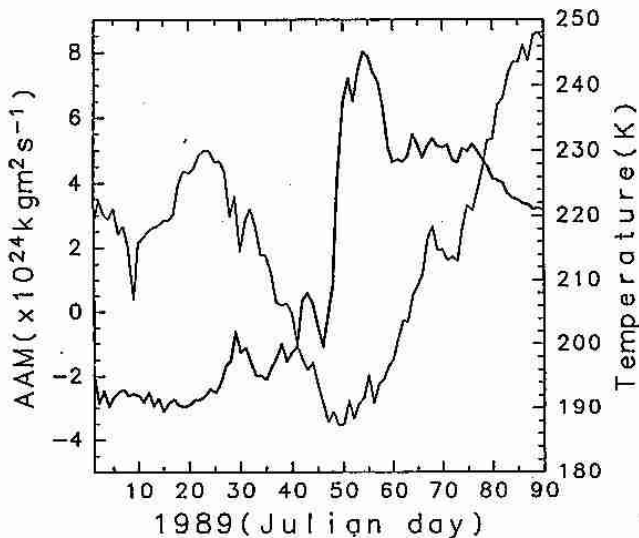


図1 帯状平均気温(90N、30hPa:太実線)と大気角運動量(90S~90N、100~0.4hPa:細実線)の時間変化図

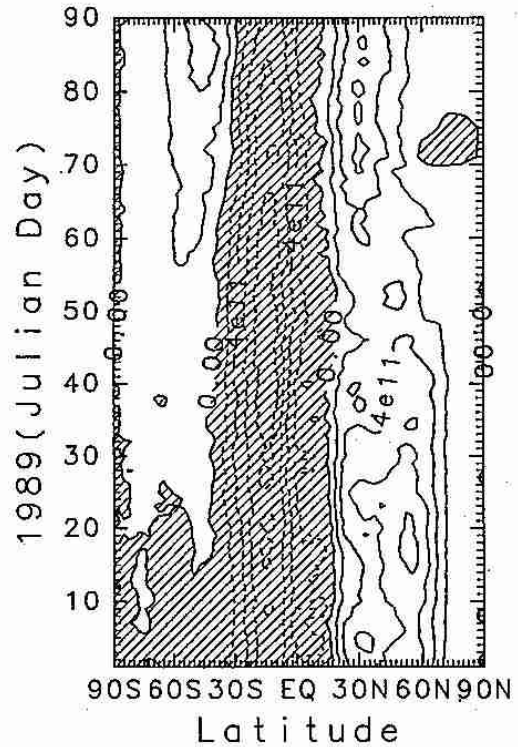


図2 大気角運動量の鉛直積分によって計算された、100hPaにおける大気角運動量の時間・緯度断面図($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}$ 、図は $\bar{m} \cos \phi$ の鉛直積分)

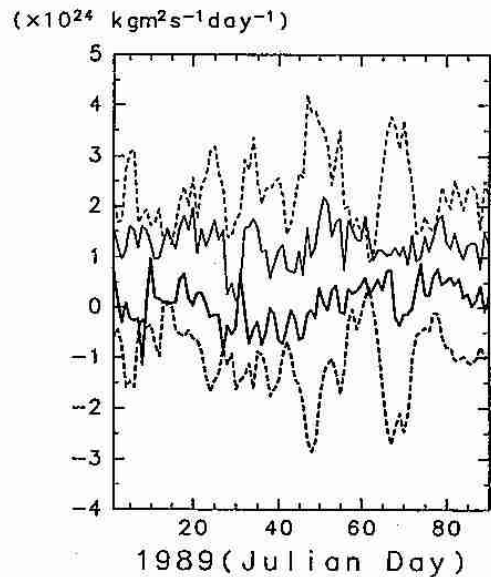


図3 成層圏(100~0.4hPa)全球の大気角運動量の時間変化図(細点線:式(2)の右辺第1項、太点線:式(2)の右辺第2項、細実線:式(2)の右辺第1項+第2項、太実線:NMCデータから直接求めた大気角運動量の時間変化)

2. 衛星観測にもとづく水蒸気分布の観点から見た成層圏循環について

河本 望 (京大・理)・塩谷 雅人 (北大院・地球環境)

1. はじめに

近年、人工衛星からの観測によって、成層圏のオゾンとともにオゾンの光化学反応に関係する大気微量成分の全球分布が知られるようになってきている。その中で光化学的寿命の長いものは、成層圏循環の解析にトレーサーとして利用することができる。そこで人工衛星 Nimbus 7 号に搭載された Limb Infrared Monitor of the Stratosphere (LIMS) が測定した大気微量組成、その中でも特に水蒸気データを用いて物質輸送の観点から成層圏循環の解析をおこなった。水蒸気は光化学的寿命が大変長く、成層圏の力学現象を解析する上でトレーサーとして広く利用できる。ここでは、中高緯度のプラネタリー波動にともなう輸送・ミキシング作用について解析した結果を報告する。

2. LIMS データ

解析には LIMS の温度と水蒸気データを用いた。データは 1978 年 10 月 25 日から 1979 年 5 月 28 日まで北半球冬季を中心とした 216 日間 (daily) について、東西平均値と東西波数 6 までのフーリエ係数が緯度 4° おきに存在するかたちで 84°N から 64°S まで提供されている。鉛直方向には温度のデータは以下の等圧面上に存在している: 100, 70, 50, 30, 16, 10, 7, 5, 3, 2, 1.5, 1, 0.7, 0.5, 0.4, 0.2, 0.1 hPa。水蒸気データは同じ等圧面上に 100 hPa から 1.0 hPa まで提供されている。また、NMC 100 hPa の高度場のデータをベースにして、LIMS の温度データからそれぞれ等圧面上の高度場の値を計算した。

3. 成層圏の水蒸気分布

図 1 はある日の東西平均した水蒸気混合比の緯度-高さ断面を示している。Brewer-Dobson 循環の考えにしたがうと、低緯度圏界面で対流圏から成層圏に入る気塊は、上昇流にともなう断熱変化によって冷され、その低い温度に対応する飽和水蒸気量以上の余分な水蒸気を氷結落下で失うために乾燥する。成層圏に入ったのち、気塊は子午面循環によって輸送されるが、上部成層圏でメタンが酸化されることにより水蒸気が生成されるため、気塊の持つ水蒸気混合比は上層に行くにしたがって徐々に大きくなる。いっぽう両極で比較的大きな値をとるのは、子午面循環によって上層の混合比の大きい気塊が下方に輸送されてきたためと考えられる。

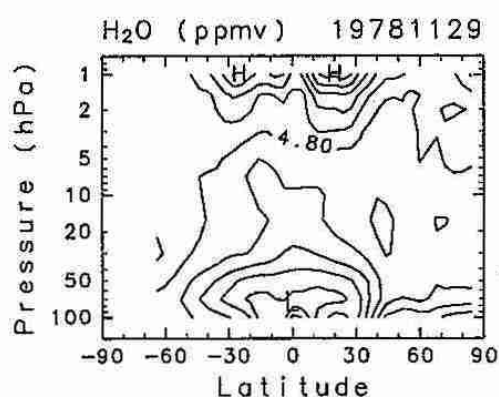


図 1: 1978 年 11 月 29 日の東西平均した水蒸気混合比の緯度-高さ断面 (contour interval 0.6 ppmv).

4. 中高緯度の波構造

Labitzke (1981) によると 1978 年から 79 年の冬季北半球のプラネタリー波動の活動は次のような特徴を示している: 高度場の東西波数 1 の振幅は 1 月の終りに第 1 最大、2 月のはじめに第 2 最大を持ち、これは 2 度の小昇温のタイミングと一致している。いっぽう波数 2 の振幅は 2 月の後半に最大が見られ、これはおおそ大昇温のタイミングに一致している。図 2 は 850 K 等温位面 (~ 10 hPa) に線型内挿した水蒸気の分布図で、(a) は波数 1 が卓越しはじめるころ: 1 月 20 日、(b) は波数 1 の振幅最大: 1 月 26 日、(c) は波数 2 の振幅最大の日: 2 月 21 日をそれぞれ示している。(b)、(c) では高度場同様にそれぞれ東西波数 1, 2 の波構造が明瞭で、空間分布はポテンシャル渦度とよく対応している。(a) では波数 1 が卓越しつつも、まだ混合比の大きな気塊は極域をとりまわっている。しかし (b) では極周辺にあった気塊は低緯度

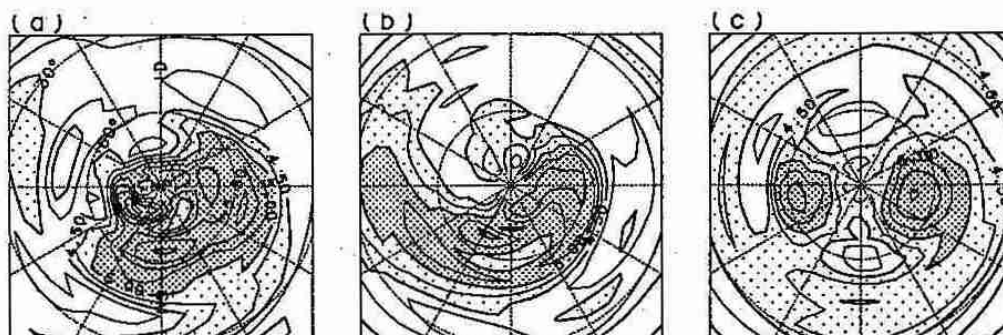


図 2: 850 K 等温位面上に線型内挿した水蒸気の分布: (a) 1 月 20 日, (b) 1 月 26 日, (c) 2 月 21 日 (contour interval 0.25 ppmv, 緯度経度線は 30° おき). 4.5 ppmv 以上の領域に薄いトーン, 5.0 ppmv 以上の領域に濃いトーンをはっている。

側に移動し, 逆に低緯度から混合比の小さい気塊が輸送されてきている。ここには示さないが, 波数 1 の振幅第 2 最大の 2 月のはじめでも同様な特徴が確認できる。波数 2 の卓越する (c) では極域は完全に混合比の小さい気塊に囲まれている。このような波動活動にともない, 東西平均した時間-緯度断面においても混合比の小さい気塊が低緯度から高緯度に輸送されているのが見てとれた。またこの非可逆な輸送によって徐々にミキシングが進行し, 中緯度を中心に混合比の比較的一様な領域が広がることもわかった。

図 3 は高緯度域 (84°N~76°N) における東西平均値の時間-高さ断面を示している。例えば 10 hPa の高さを見ると, 高度場の東西波数 1, 2 の振幅が大きくなるタイミングで, 低緯度からの気塊の輸送によって混合比が小さくなっていることがわかる。ほかの特徴としては, 2 月のはじめを中心に混合比の大きい領域があり, また全体をとおして見ると今まで見てきたタイムスケールの短い現象とは別に, 混合比の大きい領域が北半球の冬の時期をとおしてゆっくりと下降してきていることがあげられる。この速度はおおよそ 3 mm s⁻¹ で一般に言われている冬極域の下降流の速度とよくあっている。

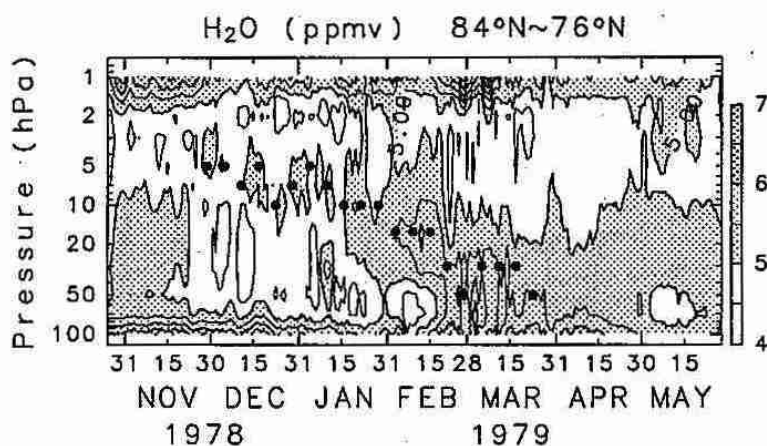


図 3: 東西平均した水蒸気混合比の時間-高さ断面, 84°N~76°N の平均 (contour interval 0.5 ppmv). ● は下降にそった最大値の移行を示している。

5. まとめ

LIMS の観測した水蒸気データを用いて, 物質輸送観点から成層圏循環の解析をおこなった。中高緯度では, 水蒸気の分布がプラネタリー波動の影響を強く受けて高度場同様の波構造をもつことがわかった。それにもなって低緯度から混合比の小さい気塊が高緯度に輸送され, また非可逆的な効果のために次第に中緯度を中心にミキシングが進行している。極域の東西平均断面では, 冬の時期をとおして混合比の大きい領域が下降するのが見られた。

参考文献

Labitzke, K., 1981, *Mon. Weather Rev.*, 109, 983-989.

3. カナダBASEプロジェクトで観測された降雪の安定同位体

栗田 直幸(北大院・地球環境) 遠藤 辰雄(北大・低温研) 田中 教幸(北大院・地球環境)

1. はじめに

国際気象観測プロジェクトBASE(Beaufort Arctic Storm Experiment)期間中の1994年9/1から10/1にかけてカナダ北部のInuvik(北緯68度18分、西経133度29分)で採取された降雪試料の水素同位体組成を測定し、採取された雪の結晶形とその他の物理パラメーターを用いて水蒸気の供給源及び雪結晶形成機構を明らかにすることを目的とした。

2. 研究内容

高さ約5mの暴風ネットを建て、その中に1415平方センチメートルの底面積を持つ降雪コレクター4個を設置し約1時間毎にサンプルを得た。サンプルは観測期間中冷凍保存しておき、日本に持ち帰ってから全て同時に密封容器中で融解し、その一部を10mlのバイアル瓶に入れて測定するまで冷蔵保存した。本研究では測定は降雪量が0.1mm以上の27試料について水素同位体組成の解析を行った。

また測定結果の解釈に使用した雪結晶形は、サンプリングと同時にすぐわきで写真撮影を降雪が観測されている間連続で行ったものを使用し、トラジェクトリー解析は、エドモントのカナダ気象局で行われたものを使用した。

3. 結果と考察

各ストーム毎の水素同位比の変動は、図-1に示した。測定された水素同位体比は同じストームのなかで70%程度の変動、観測期間中全体では δD_{snow} 値で-148から-248‰の範囲で変動した。また、平均値(算術平均)は-202‰であった。

同じストームの中で観測された同位体比の変動とそのストーム中で観測された雪結晶形の変化と比較してみると、雪結晶形が変化していないにも関わらず大きな同位体比の変化が観測され、さらに雪結晶形の変化から予想される同位体比の変動の方向と逆方向に変化している場合もあった。さらに降雪量と水素同位体比の変化にも相関がなかった。以上のことから、今回観測された同じストーム内の同位体比のばらつきは、雪結晶形成時の同位体分別効果の変動によるものとして説明できないことが明らかとなり、何らかの他の要因が重要であることが明らかとなった。

トラジェクトリー解析から、観測期間中のストームは大まかにStorm Trackグループと、Pacific Originグループのふたつに分けることが出来る(図2参照)。Storm Trackグループは、北極海に起源を持ち北緯70度の線に沿って移動してきた気塊であり、Pacific Originのグループは、北太平洋からロッキー山脈を越えて移動してきた気塊である。それぞれのグループの平均値を求めると、Storm Trackグループ-155±26(1σSD)‰、Pacific Originグループ-216±24(1σSD)‰であり、2つの平均値の間には有意な差が見られた。Trajectory解析によって求められたStorm TrackグループおよびPacific Originグループのストームの起源気塊の水蒸気同位体組成を、北半球の海洋表面水の水素同位体比を0‰、かつInuvikに到達するまで降雪、または降水を形成しないと仮定して試算すると、Storm Trackグループでは-120‰、Pacific Originグループでは-90‰となる。これはInuvikで観測された降雪の同位体組成の関係と逆で、Storm Trackグループのほうが、Pacific Originグループよりも同位体比が軽いという結果となった。Pacific Originグループは、どこか途中で同位体比を軽くするプロセスが存在する必要がある、その有力な候補として北太平洋からロッキー山脈を越えてInuvikに到達する途中で全水蒸気量中の約60%を降水(降雪)として除かれたと仮定すれば、Inuvikで観測されたような軽い値になることも説明可能であることが示唆された。観測されたストーム毎の同位体比の変化は、それぞれのストーム起源の気塊の違いに起因するものと考えられる。このことから同位体を用いればストームの気塊の起源が同定出来る可能性があることが判明した。

4. 今後の課題

今回、ストーム内水蒸気同位体組成の複雑さにより、研究目的の1つであった雪結晶と同位体比の関係から雪結晶形成機構を明らかにすることが出来なかった。よって今後ストームが単純で且つストームの水蒸気起源が安定している日本の冬季モンスーン期に同様の観測を実施する予定である。また今後、今回観測したストームの繊細な物理情報が手に入る予定であるのでそれを用いて今回分からなかった同一ストーム内で観測された水素同位体比の変動理由を明らかにし、極域性ストーム内の水収支を明らかにする研究に発展させていく予定である。

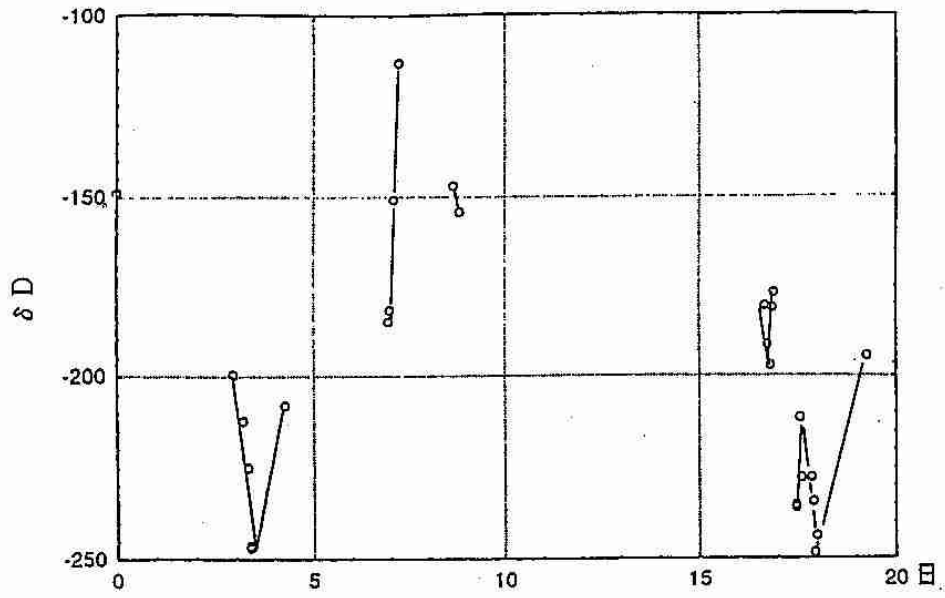


図1 降雪中の水素同位比変動

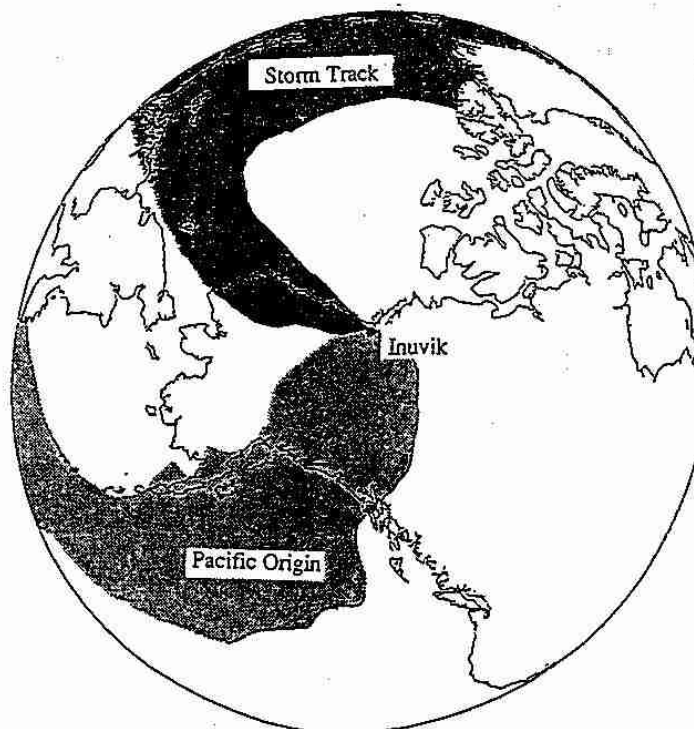


図2 500mb Bask Trajectory

4. 北極圏における厳冬期の水蒸気, エアロゾル, 雪結晶の研究 (WANTS-ARCTIC; Canada)

菊地勝弘・遊馬芳雄・上田 博・井上雄介 (北大院・理)

梶川正弘 (秋田大・教育) ・佐藤 昇 (大阪府教育センター)

桜井兼市 (北教大・旭川) ・早坂忠裕 (東北大・理)

冬期の北極域に降雪をもたらす水蒸気の輸送及びエアロゾル等の循環機構は未だ十分には理解されてはいない。しかしながら、これまでカナダ・ノースウェスト準州イヌビック周辺ではいくつかの観測プロジェクトが行われてきた。例えば、1979年11月から1980年1月に行われた POLEX-North をはじめとする観測研究において北大理学部、名大大気水圏研による雪結晶やミリ波レーダー等による観測によって降雪の特徴が明らかになってきた。一方、1994年晩秋から初冬にかけての降水機構はカナダ気象局、トロント大学等による BASE (Beaufort and Arctic Storms Experiment) 期間中に行われた北大理学部、東大海洋研によるドップラーレーダー観測等によってストームの特徴が明らかにされつつある。

この研究は、1995年12月初旬から1996年1月中旬にかけてイヌビック (図1) において行われた厳冬期の北極域における水蒸気, エアロゾルの輸送過程と多結晶雪結晶の成長に関する現地観測である。観測はノースウェスト準州イヌビック科学研究センターに鉛直ドップラーレーダー, 降雪量計, 降水粒子観測装置 (PMS, 2D-P プローブ), 風向風速計, 温度計, マイクロ波放射計, エアロゾルサンプラー等を設置し, さらに顕微鏡による降水粒子の観察と成長, レプリカ法による雪結晶の採集を行った。

厳冬期の40日間におよぶ鉛直レーダー, マイクロ波放射計による連続観測を行うことができ, カナダ北極域での水蒸気, エアロゾル輸送, 多結晶雪結晶に関する貴重なデータを得ることができた。図2にイヌビックにおける気圧, 気温, マイクロ波放射計からの水蒸気量, 雲水量を示した。冬期間, 観測領域に水蒸気をもたらす経路には主に2種類あり1つはアラスカ湾から北東進する経路 (12月20日から30日) と北極域から東進する経路 (1月6日から15日) がある。この輸送経路の違いによって現地で観測される降水過程は大きく違っていることがわかった。前者の場合, 概して気温が全層にわたり高く, マイクロ波放射計から雲水量も多く観測され雲粒付樹枝状結晶や霰, 過冷却水滴等の降水が観測された。降水持続時間が短いが1回当たりの降雪量は多かった。後者の場合は, 風が強くて気温が低く, マイクロ波放射計からは雲水量がほとんど観測されず, 砲弾集合や角柱, 交差角板等が観測され, 降水の継続時間が長いにもかかわらず, 降水量が少ない傾向にあることが特徴的であった。

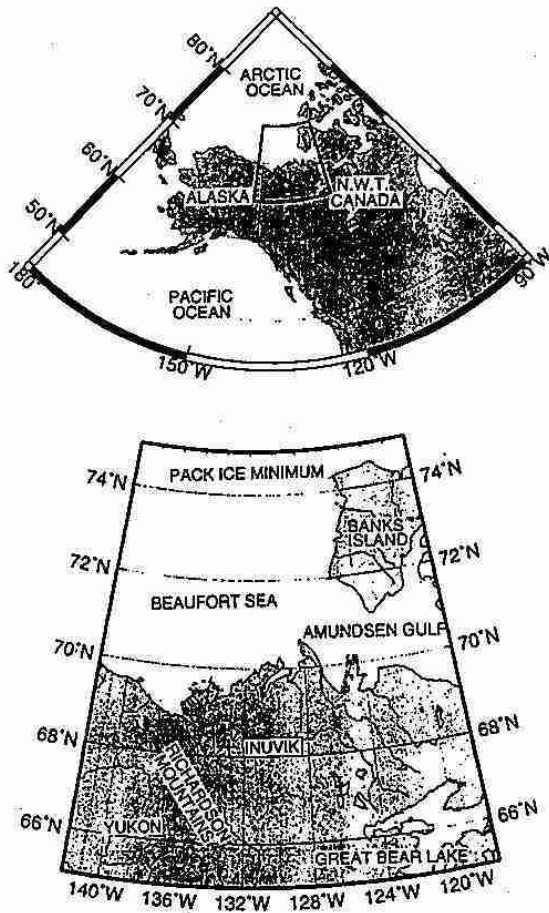


図1. WANTS-ARCTICプロジェクトを行ったノースウェスト準州イヌビク周辺の地図。

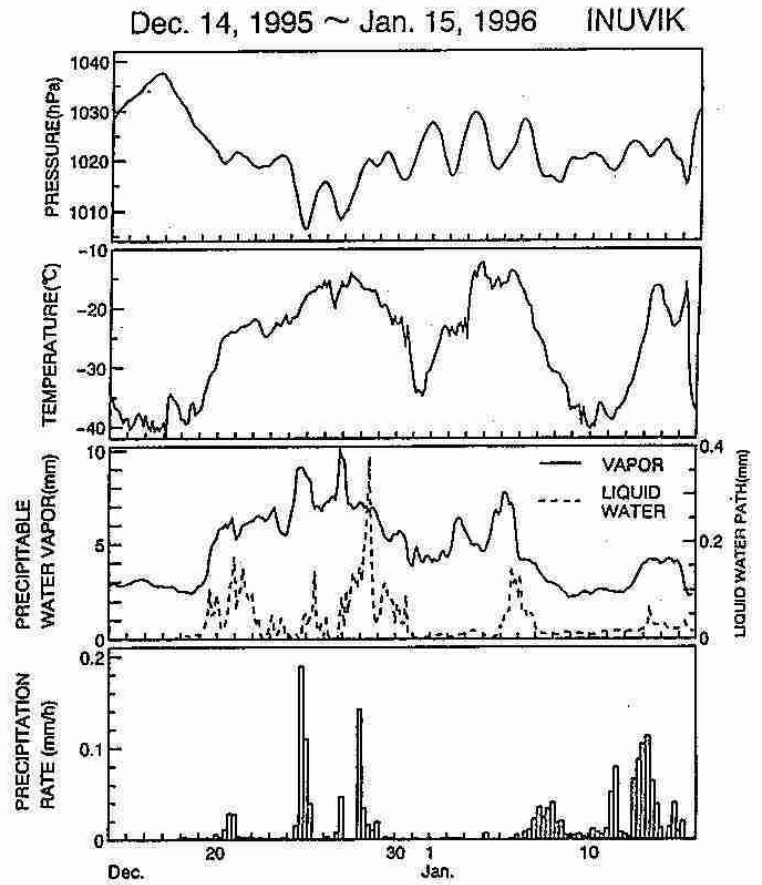


図2. 観測期間中の気圧、気温、マイクロ波放射計からの水蒸気量、雲水量、降水量の時系列。

5. オホーツク海の海水が大気循環場に及ぼす影響について

*本田明治¹、山崎孝治²、立花義裕³、竹内謙介¹

¹：北海道大学低温科学研究所 ²：北海道大学地球環境科学研究科 ³：東海大学文明研究所

1. 本研究の背景と目的

オホーツク海の海水が大気場に及ぼす影響についてこれまで主にNMC客観解析データを用いて調べてきた。NMCデータによって典型的な多氷年と少氷年のオホーツク海周辺の大気場を比較してみると、多氷ケースは少氷ケースに比べて、オホーツク海の下層では寒冷高気圧とそれに伴う発散場の形成が見られ、一方対流圏の中上層では高度低下、収束場の形成とそれに伴う下降流の存在などが特徴的である。これは海水が海を塞ぐという熱的な影響のみならず、何らかの力学過程を通じて海水の影響が対流圏の中上層まで及んでいることが示唆される(本田他、1995、1996)。しかし、海水が原因か大気が原因かというような因果関係についてはデータ解析で特定することは困難である。そこで、大気大循環モデル(AGCM)を用いて、オホーツク海の海水が大気場に及ぼす影響を調べる数値実験を行なった。

2. 数値実験について

使用したAGCMは気象研/北大-スペクトルモデル(T21L30)である(e.g., Chiba et al., 1996)。水平分解能は約5.6度でオホーツク海には6つの格子点がある。海水はグリッド毎に密接度"100%"か"0%"(気候値の海面水温を設定)を与える。海水の有無は観測に合うように12月～5月まで多氷ケースと少氷ケースをそれぞれ境界条件として月毎に設定した。同じ大気の初期条件からそれぞれランを行った。海水のシグナルを抽出するため、結果の統計的検定のため、初期条件を少しずつ変えて、多氷ランと少氷ランをそれぞれ5例行なった。

3. 数値実験による結果について

ここでは、統計的に有意な1、2月の平均の場について、多氷ランと少氷ランのそれぞれの平均の差について議論する。図1に海面気圧と地上気温の差(多氷-少氷)を示す。オホーツク海では多氷ケースは少氷ケースに比べて海面気圧は約12 hPa上昇、地上気温は約20℃低下しているのが見られる。少し過大評価しているが、これまでのデータ解析の結果に矛盾しない。一方、多氷と少氷の差にみられる顕著な偏差場はオホーツク海にとどまらず、気圧場、気温場ともに偏西風の downstream 方向にあたるベーリング海、アラスカ、北米方面まで、統計的にも有意な正偏差、負偏差のパターンが伝播しているようにみえる。比較のため図2にNMCデータによる海面気圧と地上気温の差(多氷年-少氷年)を示す。これからは、弱いながらも downstream 方向に同様の正偏差、負偏差のパターンがみられる。従って、図2に示される海面気圧や地上気温のパターンは、オホーツク海の海水の存在の有無を反映している可能性が高いが、これ以上の議論は現段階では困難である。以下は数値実験の結果のみにについて考える。

図1より示唆されるオホーツク海の海水の有無に伴う downstream 方向への渦列の伝播は、対流圏中上層にもはっきりと現れており、この応答は停滞性ロスビー波の伝播と考えられる。数値実験による渦度場、発散場の東西鉛直断面図(多氷-少氷、50-60Nの平均)よりこのことについて検証を行なう(図3)。渦度場(a)をみるとオホーツク海付近(140-160E)の下層には高気圧性の渦度が存在し、これより downstream 方向に傾圧的な渦列のパターンが伝播しているようにみえる。発散場(b)との対応をオホーツク海のすぐ東側のトラフ(160E-180Eの低気圧性渦度場)を軸に考えてみる。トラフの

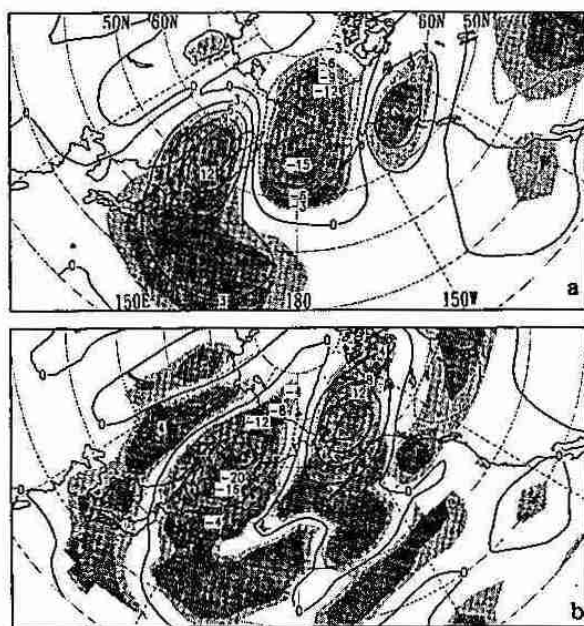


図1. 数値実験による「多氷ラン」と「少氷ラン」の1、2月平均の、a：海面気圧の差(hPa)、b：地上気温の差(℃)。薄い陰影と濃い陰影はそれぞれ差が1検定によって95%、99%で有意であることを示す。

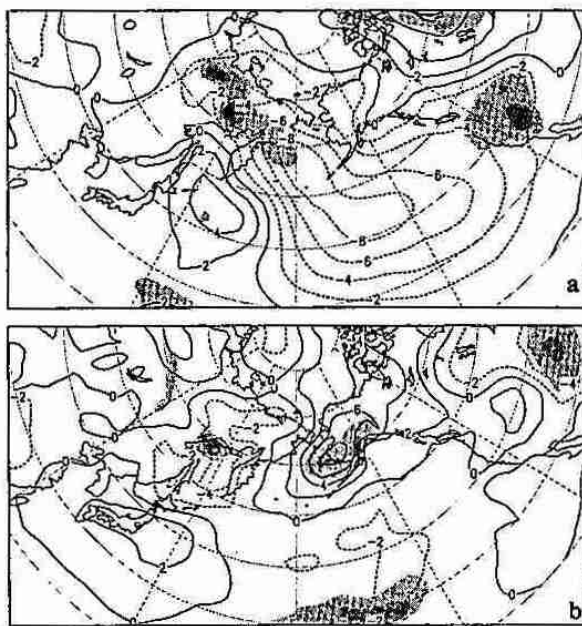


図2. NMCデータによる2月の多氷年平均(1978, 79, 80, 83年)と少氷年平均(1975, 84, 91, 94年)の差。a：海面気圧(hPa)、b：地上気温(℃)。陰影は図1に同様。

西側(オホーツク海上空)では上層に収束場、下層には発散場が存在し、これに対応して下降流が形成されている。トラフの東側では逆に下層の収束場、上層の発散場に対応して上昇流が存在する。続いて渦度バランスを考える。上空では基本場の西風が卓越しており、この西風に伴う擾乱の渦度の移流(トラフの西側で負、東側で正)にバランスするように、それぞれ収束場と発散場が存在している。渦度方程式によるバランスの式は以下になる。

$$-\bar{U} \cdot \nabla \zeta' - (f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \mathbf{U}' \approx 0 \quad (1)$$

ここで、 $\mathbf{U}$: 風の水平成分、 ζ : 相対渦度、 f : コリオリパラメーター、上線は基本場を表し、ダッシュは擾乱場(ここでは多氷-少氷)を表す。一方、下層では西風は弱く、擾乱の南北風による惑星渦度の移流(β 効果)が卓越する(トラフの西側で正、東側で負)ので、それにバランスするように、それぞれ発散場と収束場が存在している。

$$-\beta v' - (f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \mathbf{U}' \approx 0 \quad (2)$$

ここで β は df/dy 、 v は風の南北成分を表す。また熱のバランスに関しては、トラフの西側では擾乱の北風による寒気移流が擾乱の下降流による断熱加熱と、東側では暖気移流が上昇流による断熱冷却とバランスする(式(3))。

$$-\mathbf{U}' \cdot \nabla \bar{T} = \frac{\kappa}{H} w' \bar{T} \quad (3)$$

ここで κ は気体定数と定圧比熱の比、 H はスケールハイト。

以上の結果より、渦度・熱のバランスから全体として停滞性ロスビー波の構造を維持していることが分かる。図3などからもこの停滞波がオホーツク海上の冷源(寒冷高気圧)によって励起されたものであることが推測できるが、これを確認するために波の活動度フラックスをPlumb(1985)に従って評価してみる。波の活動度とは波に伴うある種のエネルギーで、波束とともに群速度で伝えられる保存量である。Plumb(1985)では地球に相対的な活動度フラックスを評価するので、この場合停滞波の励起源を推定することが出来る。図4は多氷ランと少氷ランの差を擾乱として計算し

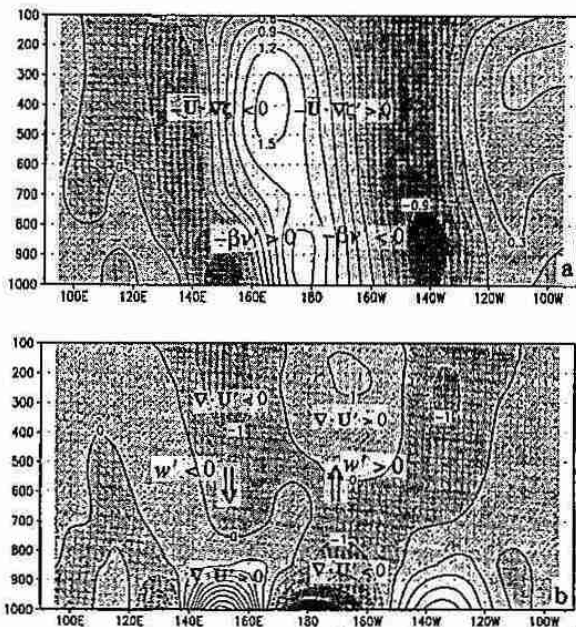


図3. 数値実験による渦度場(a)と発散場(b)の東西鉛直断面図(50-60Nの平均)。「多氷ラン」と「少氷ラン」の1、2月平均の差。単位は、a: $10^{-5}(\text{s}^{-1})$ 、b: $10^{-5}(\text{s}^{-1})$ 。縦軸は気圧(hPa)。

た活動度フラックスの東西成分を示したもので、コンターは鉛直成分を表す。いずれも対流圏内で鉛直平均している。この図からはオホーツク海付近で上向きに励起された波の活動度が下流方向に伝わっている様子がみられる。図5に顕熱・潜熱フラックスの差(多氷-少氷)を示すが、海水分布の違いに伴うオホーツク海・カムチャッカ半島付近の冷熱源分布のアノマリーによって停滞性ロスビー波が励起されていることが分かる。また、アラスカ西部付近からも波の活動度が上向きに励起されているが、これはオホーツク海の海水分布の差に伴いアラスカ付近の風系が変化し、冷熱源分布が変わった結果(図5)を反映したものである。

4. まとめ

数値実験の結果、オホーツク海の海水の存在の有無はオホーツク海付近のみならず、下流方向の大気場にも影響を及ぼし、これは渦度・熱バランス及び波の活動度フラックスを用いた解析からオホーツク海の海水によって励起された停滞性ロスビー波応答として評価出来ることが分かった。今後はNMCデータを用いて改めて解析を行い、その結果と比較検討して現実の場に海水の影響がどの程度反映されているのか、定量的に説明する必要がある。

謝辞: 本研究に関して、中村尚さん(東大・理)より度々有益なコメントを頂きました。この場を借りてお礼申し上げます。

参考文献

- Chiba, M., Yamazaki, K., Shibata, K. and Kuroda, Y., 1996, Papers Meteor. Geophys., 47, in press.
 本田・立花・竹内, 1995, 気象学会秋季大会予稿集(68), B160.
 本田・立花・竹内, 1996, 細氷, 42, 印刷中.
 Plumb, A., 1985, J. Atmos. Sci., 42, 217-229.

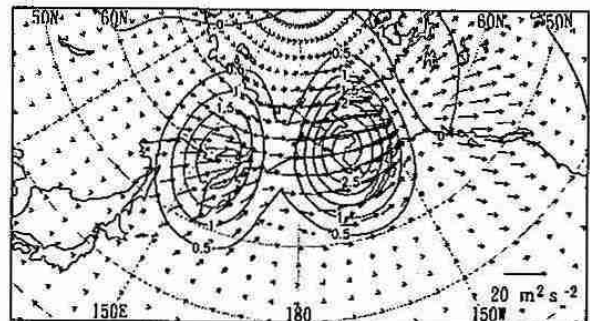


図4. 多氷ランと少氷ランの差(1~2月平均)を擾乱とみなして計算した波の活動度フラックスの東西成分。コンターは鉛直成分。いずれも850~150 hPaの鉛直平均。

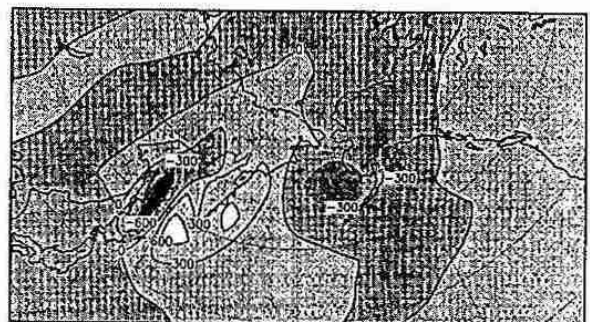


図5. 数値実験による1、2月平均の顕熱・潜熱フラックスの差(多氷-少氷)。単位は Wm^{-2} 。

6. ドップラーレーダーを用いた海風前線の3次元構造に関する研究

—1995年8月16日の事例—

半田 晋二郎、上田 博、井上 雄介、小林 博文、晴山 卓、菊地 勝弘（北大院・理）、
金村 直俊（札幌総合情報センター）

1. はじめに

海風前線の構造に関してはこれまで多くの研究が行われ、定点観測によるタイムハイトクロスセクション等により、その鉛直断面の構造についてはよく知られている。しかし、海風前線の3次元構造を観測した例は少ない。そこで、1995年の夏期に北大大学院理学研究科ドップラーレーダーを用いて観測を行った。このうち顕著な前線が札幌を通過した8月16日の事例について報告する。

2. 観測の概要及び使用データ

1995年7月から9月にかけて、北大X-バンドドップラーレーダー（北大構内に設置）を用いて石狩平野に進入する海風前線の観測を行った。解析には、札幌市レーダー、札幌市マルチセンサー（風向、風速、気温、降水量）のデータを使用した。

3. 解析結果

観測期間中顕著な海風前線を4例観測した。8月16日は海風前線の位置がライン状の弱いエコーとして札幌市レーダー観測範囲に14時10分から3時間観測され、ライン状エコーは15時頃札幌市の中心部を通過した。

図1に16日9時の地上天気図を示す。図1より、北海道は寒冷前線の後面にある事がわかり、また高層天気図では、16日の日中、上空に寒気が流入していた事がわかる。

図2に30分毎の札幌市レーダーの低仰角エコーを示す。海岸線に平行な、北東—南西にのびるライン状のエコー（ $>-4\text{dBZ}$ ）が時間と共に内陸へ進入し、14時40分から16時20分迄に約40度時計回りに回転し走向が東西に変化した。このエコーの移動速度は $4.4\sim 7.2\text{ m/s}$ であった。レーダーエコーとマルチセンサーデータを比較すると、ライン状エコーは北西から進入してきた海風の先端とその前面の弱い一般風との収束域と一致していた。

ライン状エコーが北大構内の南東側に存在した、15時36分のドップラー速度のPPI（仰角 2° ）と15時40分の札幌市マルチセンサーデータを重ねて示す（図3）。レーダーから遠ざかる速度成分（ $> 2.0\text{ m/s}$ ）を持つ、東西にのびる領域が存在し、その進行方向後面から前面にかけて動径速度が増大し、最大速度は $8\sim 10\text{ m/s}$ で、最も前面に収束線が見える。この収束線が札幌市レーダーエコーの位置と一致していた。気温分布は、ライン状エコーと平行に気温の等値線が密になっており、海側の方が低くなっていた。なお、ライン状エコーが見られた14時10分～17時10分には札幌市マルチセンサーでは全く降水が観測されなかった。

図3中の破線で示した位置のドップラー速度のRHIを図4に示す。レーダーから22km離れた位置の、大きい速度成分領域の盛り上がった部分がライン状エコーと対応している。速度成分が $0.0\sim 2.0\text{ m/s}$ 以上の領域のアウトラインは重力流の形状を示し、ライン状エコー後面に約6kmの波長を持つ波が見えている。

以上の事から、この反射強度の小さなライン状エコーは海風前線に対応していたと言える。

4. 考察

Wakimoto and Atkins(1994) はC-バンドレーダーによる海風前線の解析を行っているが、今回の観測結果はX-バンドレーダーでも海風前線を観測しうることを示したものである。このことは地上データのみでは解明できない海風前線の構造を明らかにする一つの方法を示すものであると考えられる。ただし、レーダーの散乱体が何であるかは現在の所、まだ特定できない。

5. まとめ

1995年夏期に石狩平野で観測を行い、8月16日の事例について解析を行った。

- (1) 移動速度は $4.4\sim 7.2\text{ m/s}$ で南東進した。
- (2) ライフタイム約3時間の間に走向を約40度時計回りに回転した。
- (3) ヘッドの厚さは1.6kmで、後面の厚さは $0.8\sim 1.2\text{ km}$ であった。
- (4) マルチセンサーの観測範囲内では深い対流を伴わなかった。
- (5) ・ライン状エコーの位置
 - ・ドップラー速度の収束域
 - ・マルチセンサーによる地上風の収束域
 - ・地上付近の気温の勾配が急な領域
 が一致した。

以上より、このライン状エコーは海風前線であり、X-バンドドップラーレーダーで海風前線を観測できたとと言える。

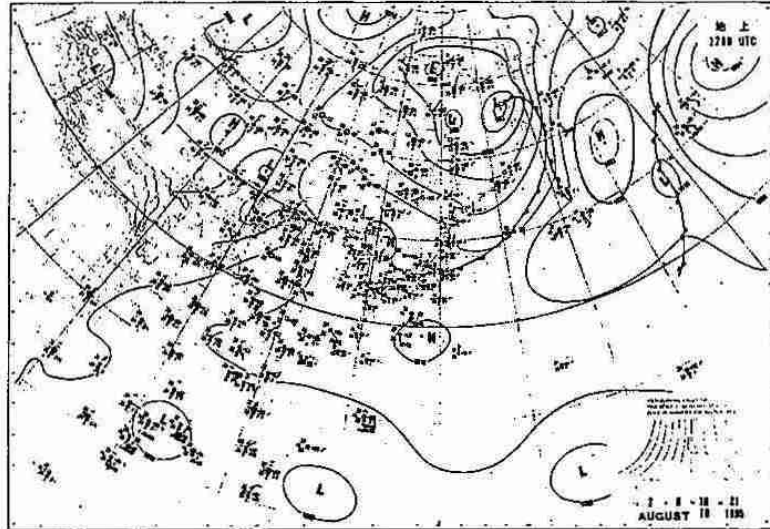


図1. 1995年8月16日9JSTの地上天気図。

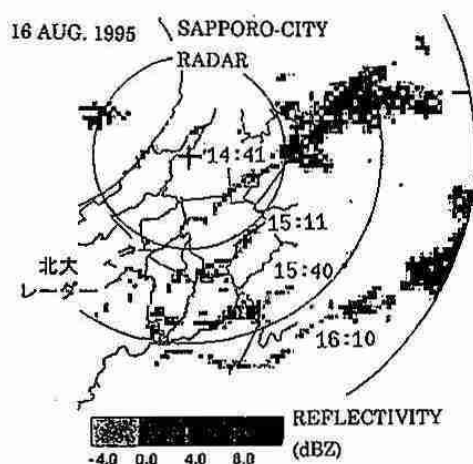


図2. 8月16日のライン状エコーの時間変化。14時41分と15時11分は仰角 1.0° 、15時40分と16時10分は 0.6° 。ライン状エコーを見やすくする為、15時11分と15時40分については前線以外のエコーは除いてある。図中の十印が当別レーダーの位置を、矢印が北大ドップラーレーダーの位置を示す。

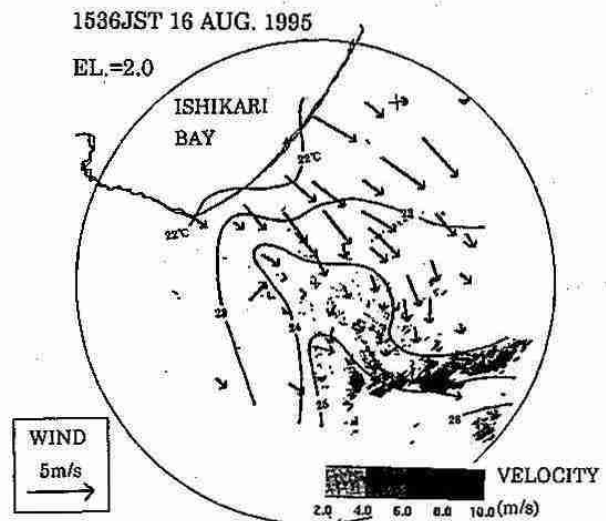


図3. 8月16日15時36分の仰角 2° のドップラー速度のPPI及び地上の気温と風向・風速。矢印が風を、等値線が気温分布を表す。

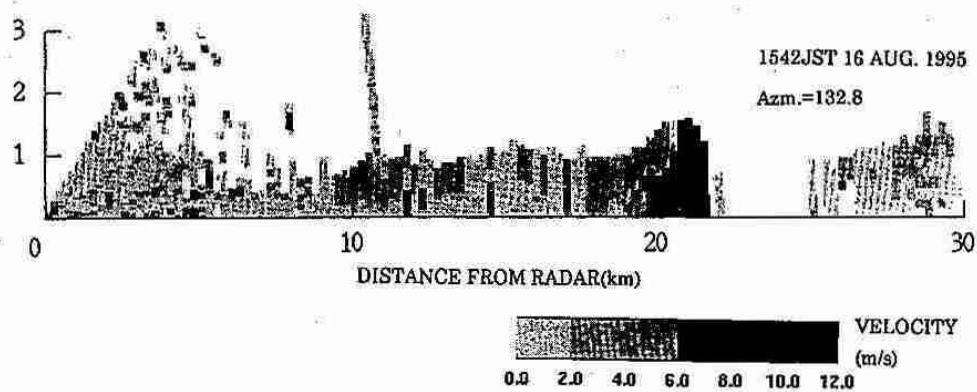


図4. 図3の方角 132.8° での鉛直断面図(RH1)。

7. LLSデータによる北海道地方の落雷特性

小林博文・遊馬芳雄・菊地勝弘・上田博（北大院・理）
黒沢公雄（北海道電力）・金村直俊（札幌総合情報センター）

1. はじめに

近年、レーダー観測網やメソネット等のメソスケール現象を捉える観測網が充実してきてデータが蓄積されつつある。一方、LLS（落雷位置標定システム）に代表される雷活動をモニターする観測網も整備されデータが蓄積されつつあるが、両者を比較して雷活動を理解しようとする研究は少ない。そこで今回はまず北海道電力（株）所有のLLSデータを用いて北海道内に起きた落雷活動の特性を、特にその極性に注目して調べた。

2. データ

LLSは、落雷時に生じる電磁波を複数地点の直交磁界アンテナで捉え、落雷位置と雷撃電流を測定するシステムで、北海道内では1988年から3局の検出局で運用を始め、現在では7局で北海道全体をカバーしている。今回は1988年10月～1995年12月までのデータを使用した。解析対象範囲は東経139.0～146.0度、北緯41.0～45.7度で囲まれる範囲内とした。

3. 解析結果

図1に月別の平均落雷数とそれに対する正極雷の割合を示す。夏から秋（とくに8月～10月）にかけて落雷数が多いが、冬（1月～3月）は非常に少ない。一方正極雷の割合は1～3月に55%以上と高く、夏（特に6～8月）は10%程度と低くなっていることがわかる。

次に正極雷の割合の低い夏の代表として、8月の落雷密度と正極雷の割合の地理的分布を図2、3に示す。落雷数の多いものは前線など大きなスケールの擾乱の影響を受けているものがほとんどだが、落雷密度は道央の山岳域で高くなっていて山岳域での地形・日射効果によって雷活動が強められているものと思われる。また落雷数の多い領域は正極雷の割合が低くなっていることがわかる。

図は載せていないが、秋は西海上から北海道西部での落雷が多い。また冬期は、季節風の影響を受ける日本海側での落雷数より、前線、低気圧の影響を受けた南岸や南海上での落雷数の方が多い。

次に落雷をもたらす擾乱の一つ一つについて、それがどのような正極雷の割合を持つのかを調べた。図4は8月の結果で、これをみるとほとんどの擾乱について正極雷の割合が20%以下と低いことがわかる。

さらに解析期間中の全擾乱を3ヶ月毎の季節のグループに分け、その総落雷数と正極雷の割合の関係を図5に示す。図から6～8月の夏の擾乱では落雷数の多いものはほとんど正極雷の割合が20%以下と低いのに対し、9～11月の秋の期間の擾乱は正極雷の割合の高いものも多い。また3～5月の春に相当する期間は夏に似た傾向を示すが、極端に正極雷の割合の低いものは少ない。また全体的に、擾乱の総落雷数が多くなるにつれて、正極雷の割合の高いものが少なくなるという傾向もみられる。図5の下図は落雷数500以下の拡大図だが、やはり上述のような傾向がみられる。また冬の擾乱は正極雷の割合の高いものが特に多いというわけではないが、正極雷の割合の低い擾乱が相対的に少ない。このように擾乱の一つ一つについてみても、正極雷の割合は夏、次いで春は低く、秋、冬は高いものが多く起きるようになるというように季節変化することがわかった。

4. まとめ

北海道地方の落雷特性をLLSデータを用いて調べた。落雷数は8～10月に多く、1～3月に少ないが、正極雷の割合は1～3月に高く、6～8月に低い。さらに落雷をもたらす擾乱の一つ一つについて落雷数と正極雷の割合をみると、落雷数が多くなるほど正極雷の割合の高いものが少なくなるという傾向と、正極雷の割合が夏、ついで春に低く、秋、冬は高いものが多く起きるようになることがわかった。

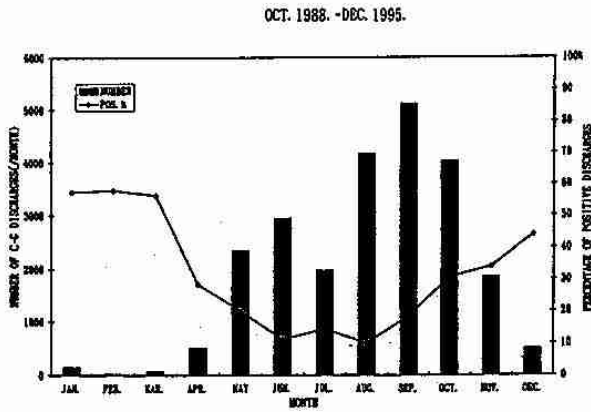


図1. 月別の平均落雷数と正極雷割合

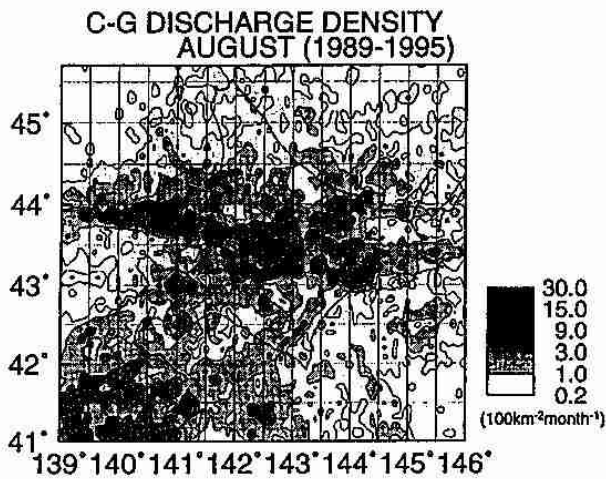


図2. 8月の落雷密度分布

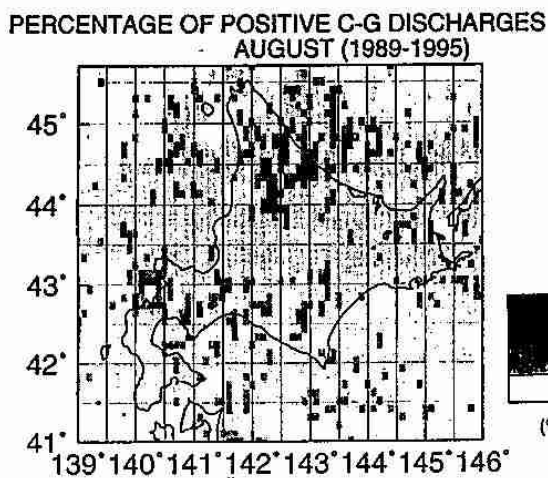


図3. 8月の正極雷割合の分布

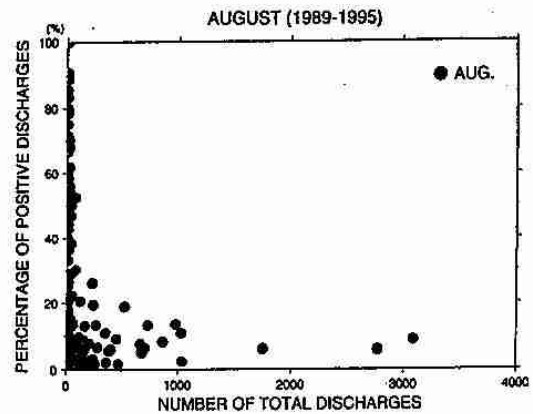


図4. 8月におきた擾乱の落雷数と正極雷割合

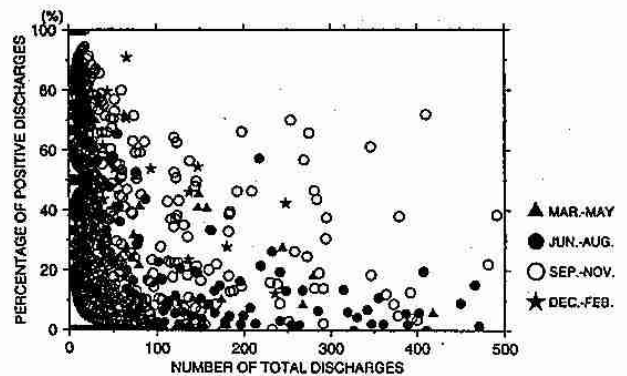
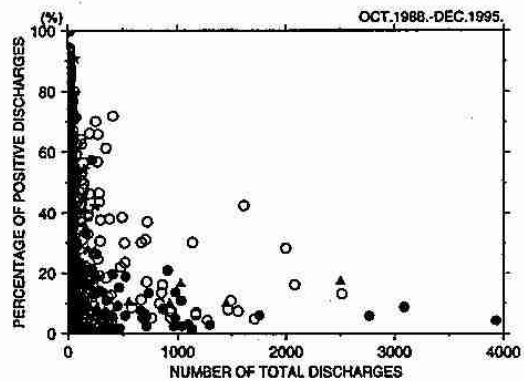


図5. 解析期間中の各擾乱の落雷数と正極雷割合
(下図は落雷数500以下の拡大図)

8. 季節風の先端に形成されたバンド状エコーの構造

* 山田広幸・上田博・遊馬芳雄・菊地勝弘（北大院・理），
真木雅之（防災科研・気水圏），岩波越（防災科研・長岡）

1. はじめに

我々の研究グループは、吹雪をもたらすような雪雲の発達機構を明らかにするために、石狩湾周辺に複数台のドップラーレーダーを設置して観測^{*)}を行なっている。今年1月19日から28日の厳冬期に実施したが、この期間中に、冬季季節風先端部のシアライン上に形成された、進行にほぼ直交する走行を持つバンド状エコーが石狩湾上を通過するような事例を数回捉えた。

雪雲に関するこれまでの研究では、冬季季節風内に出現する雪雲に注目が集まり、このような季節風の先端に形成されるような雪雲の構造を詳しく解析した例は極めて少ない。このためここでは、主にドップラーレーダーのデータを用いた事例解析の結果を報告する。

2. 観測方法

石狩湾周辺の小樽・厚田および札幌の3点に、それぞれ防災科学研究所新庄・つくば、および北大院理学研究科のドップラーレーダーを設置し、このうち小樽・厚田のレーダーを用いてデュアルドップラーレーダー観測を行なった。得られた反射強度および気流場(U,V,W)の3次元データの時間分解能はそれぞれ6分および12分である。

3. 解析結果

1月24日9時の地上天気図を図1に示す。日本海上には宗谷海峡に中心を持つ低気圧から伸びるトラフがあり、西から東に進行していた。このトラフは対流圏中層の正渦度極大域と対応しており、また850hPa面（図なし）において後面に強い寒気移流が見られた。従ってこのトラフは、総観低気圧後部の寒気場に形成された、メソαスケールの季節風の先端に対応したものである。

石狩湾周辺では、このトラフに伴うレーダーエコーが9時から11時30分の期間に通過し、特に10時30分から11時の間にエコーパターンおよび下層風系の急激な変化が見られた。図2に、10時36分における高度0.5kmの反射強度・水平風分布を示す。石狩湾上には南北に伸びる2つのバンド状エコーA・Bがあり、全体的に東進していた。この図では見えないがバンドBの東側には下層で南寄り、高度1km以上で西寄りの風向を持つ層状エコーが広がり、またバンドAの西側では強い北西風となり背の低い（2km以下）セル状のエコーが卓越していた。2つのバンドは幅が10～15km程度で、進行にほぼ直交するように形成されており、類似したエコーパターンを示していた。しかし下層風系に注目すると、先行するバンドBでは南

風から西風へと風向が急激に変化しているのがみられ、このため強い収束（最大で $5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ ）を伴っているのに対し、バンドAでは風向の変化は小さく収束も $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 程度と弱く、気流構造は大きく異なっていると考えられた。

そこで気流構造の比較を行なった。図3(a)(b)は、バンドBの走行に直交・平行な方向における、バンドに相対的な風ベクトルを示す。（なお、バンド内部の全体的な特徴をとらえるため、10～20kmの幅で平均した値をここでは用いた）バンドBでは、直交する方向(a)の下層でバンドの両側から流入し、上層で層状エコーのある東側に吹き出すような流れがみられる。しかしバンドに平行な方向(b)では、高度1～2kmに南に向かうような流れがみられるが前者と比べると弱い。このためバンドBでは走行に直交する方向の循環が卓越していたといえる。これに対しバンドA（図3(c)(d)）では、直交する方向(c)よりも平行な方向(d)の流れの方が大きく、走行に平行な方向の循環が卓越していたといえる。この様にバンドBおよびAは、それぞれ2次元・3次元の風の循環場をもっていることがわかった。

このような気流構造は、上陸直前に地形の影響を受けて一部が変形したものの、海上においてはほぼ定常状態を維持していた。

4. まとめ

以上の結果を模式的に表わしたのが図5である。下層の水平風はバンドBを境界に強い北西風に変化しており、バンドBが地上のトラフ（季節風の先端）に対応した雪雲であったと考えられる。これに対しバンドAは季節風内に現れた小規模の吹き出しに対応しているものと考えられる。このように、エコーパターンが似ていて気流構造の全く異なっている対流雲が、たった20km程度の間隔で存在していたことは大変興味深い。

このような季節風の先端部に形成されたバンド状エコーは、この他にも観測されており、今後はこれらについても解析し比較を行なう予定である。

^{*)}この観測は、科学技術庁防災科学技術研究所の特別研究『吹雪の広域予測手法の開発と広域ウォーニングシステムの実用化に関する研究』によるものである。

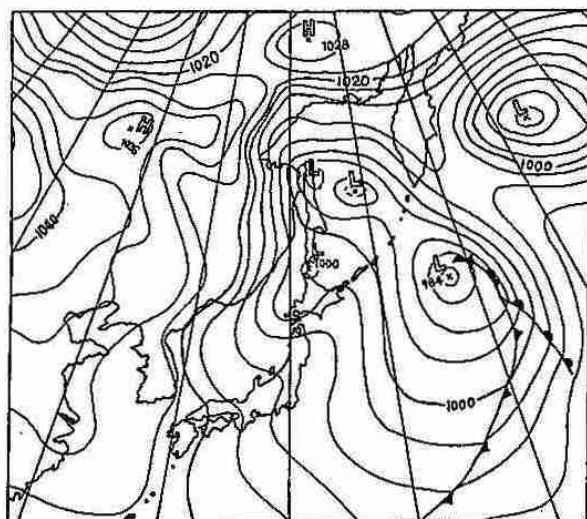


図1 1996年1月24日9時の地上天気図

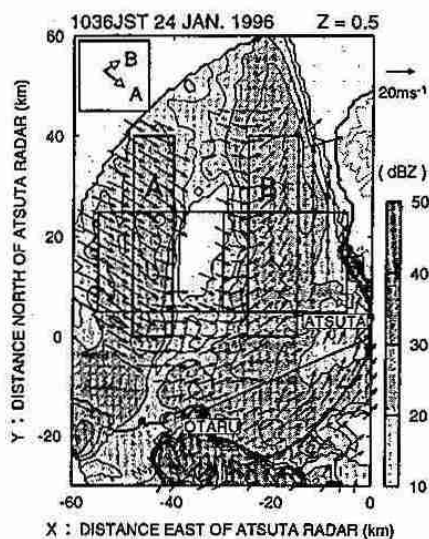


図2 10時36分の高度0.5kmにおける反射強度と水平風の分布。太枠は図3の断面図作成時に平均化を行った領域に対応する。左上の太いベクトルは、バンドの移動を示す。

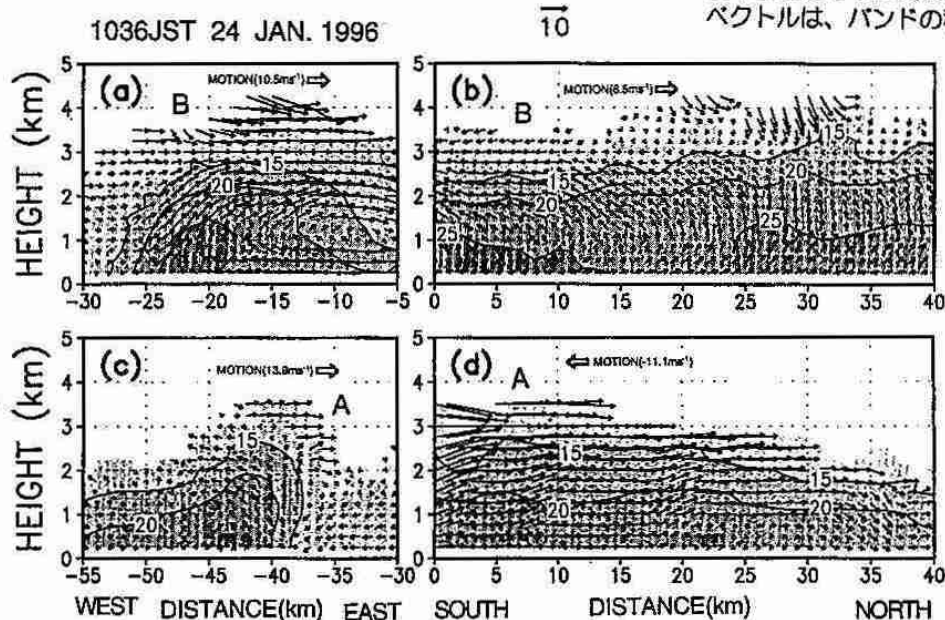


図3(a) バンドBの走向と直交する方向の鉛直断面。コンターが反射強度でベクトルがバンドに相対的な東西-鉛直流を示す。(ともに平均値を示す)

(b) バンドBの走向に平行な方向の鉛直断面。ベクトルは平均した、バンドに相対的な南北-鉛直流を示す。

(c) バンドAの走向と直交する方向の鉛直断面。

(d) バンドAの走向に平行な方向の鉛直断面。

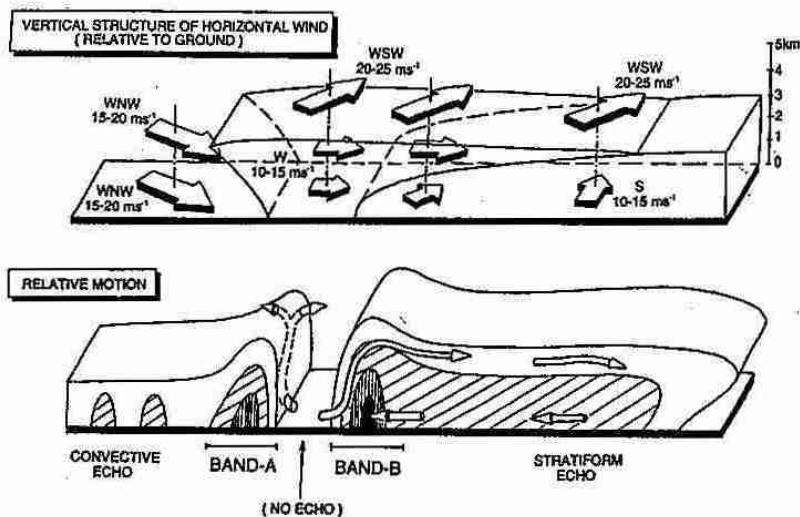


図4 この事例の模式図

9. 長崎における 1996 年の黄砂の光学的特性について

*青木一真、遠藤辰雄 (北大・低温研)、
中島映至 (東大・気候システム)、荒生公雄 (長崎大学・教育)

1 はじめに

平成8年8月に打ち上げが予定されている、ADEOS衛星搭載のOCTSによる海色探査を行うにあたり、大気中に入射する太陽放射による大気エアロゾルの散乱吸収過程を厳密に評価することは、重要な課題である。しかし、このようなことは、今まで困難であった。これは、大気エアロゾルの光学的特性 (光学の厚さ、粒径分布、複素屈折率) が地域により、あるいは季節によって大きく変動するためである。そこで、このような変動を知るために、今回は黄砂現象に注目した。特に黄砂現象が顕著である春先の長崎において、黄砂粒子の光学的特性についての地上観測を行ったので、その結果について報告する。

2 観測概要

観測は、長崎大学教育学部屋上 (Fig.1): 32.781N, 129.867E) において、最大透過波長 (315, 400, 500, 870, 940, 1040 nm) の6チャンネルで測定できる、Sky Radiometer (全天輝度計: プリード社製) を使用した。この測器は、2軸駆動系マウントに取り付けられた波長別放射計で、太陽の直達光と周辺光を含む全天輝度を自動測定出来るように設計されている。観測期間は、1996年3月13日~5月31日で、晴天時に太陽直達光と周辺光の連続観測を行った。

3 解析

Sky Radiometer から得られた太陽の直達光と周辺光 (30度まで) の比 (式 (1)) から、エアロゾルの粒径分布をインバージョン法により求め、エアロゾルの光学的特性について解析を行った。

$$R(\Theta) = \frac{E_s(\Theta)}{mE_d\Delta\Omega} = \omega\tau P(\Theta) + R_m(\Theta) \quad (1)$$

$$\omega\tau P(\Theta) = \int_0^\infty K(\Theta, r) \frac{dV}{d\ln r} d\ln r \quad (2)$$

R : 規格化された放射輝度、 E_s : 各散乱角における放射輝度、 E_d : 直達光輝度、 $\Delta\Omega$ は放射計の立体視野外角、 m は大気の光学的路程、 ω : 一次散乱アルベド、 τ : 光学の厚さ、 P : 気塊の散乱関数、 R_m : 多重散乱の寄与、 K : 積分核、 $dV/d\ln r$: 体積粒径分布



Fig.1 Sky radiometer による黄砂観測風景

4 黄砂の光学的特性

Fig.2 は、オングストロームパラメータ ($\tau_{0.5}$, α) 間の相関 (式 (3)) を取ったものである。

$$\tau_\lambda = \tau_{0.5} (0.5/\lambda)^\alpha \quad (3)$$

Fig.2 の結果より、長崎の黄砂飛来時には、エアロゾルの光学の厚さが大きくなり、混濁指数 α が小さくなるといった顕著な傾向がみられた。また、同じ月でも黄砂が飛来していないときは、エアロゾルの光学の厚さが大きくなり、混濁指数が大きくなるといった顕著な傾向がみられた。これら2つの特徴は、エアロゾル

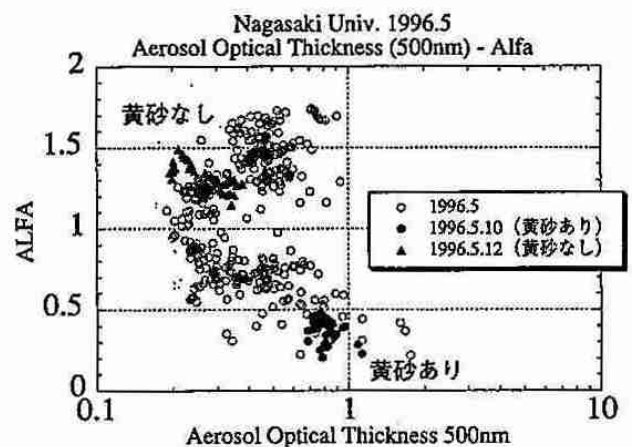


Fig.2 オングストロームパラメータ間の相関

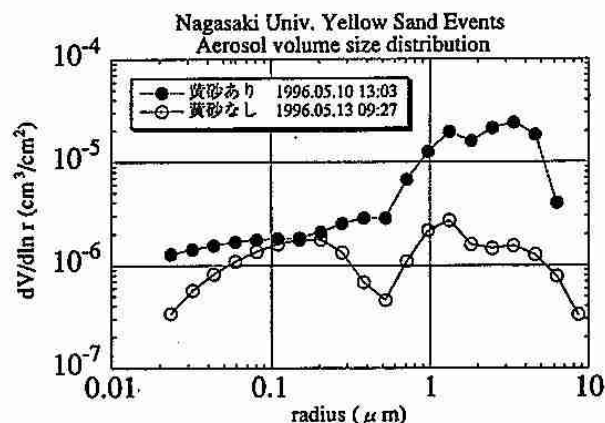


Fig.3 黄砂時と非黄砂時のエアロゾルの粒径分布

の光学的厚さ0.2、混濁指数1付近で相関が逆の傾向が示された。Fig.3は、黄砂時（長崎海洋気象台発表）と、非黄砂時のエアロゾルの体積粒径分布を示した。これから、黄砂時（5月10日）と非黄砂時（5月13日）を比べると、黄砂時には、小さな粒子の変動はあまり見られなかったが、粒径半径 $2\mu\text{m}$ を中心とした、大粒子の増加が見られた。

5 まとめ

Fig.3の結果より黄砂時には、数 μm の大粒子の増大が確認された。Fig.2のオンゲストロームパラメータの相関から、春先の長崎では、エアロゾルの光学的厚さが高いときには、混濁指数が、高いときと低いときの2つのパターンに分けられることができた。混濁指数が低いときは、顕著な黄砂日と一致しており、それらの結果より、黄砂の光学的特性が示された。特に、5月10日における黄砂現象は、顕著であった。

今後の課題として、今回のような2つのパターンに分けて、このような春先の黄砂時と、非黄砂時特徴を示して行きたい。また、より詳細な結果を得るために、非球形性や後方散乱の問題、化学分析との検証も行っていきたい。

6 参考文献

- Nakajima et al., 1996 : Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. App.Opt., 35, 2672-2686
 Tanaka et al., 1989 : Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-Part I observations. J.Meteor. Soc. Japan, 67, 267-278

7 謝辞

今回の観測に協力して頂いた、(株)ブリードに御礼申し上げます。

—夏季大学雑感—

第14回夏季大学『新しい気象』講座雑感

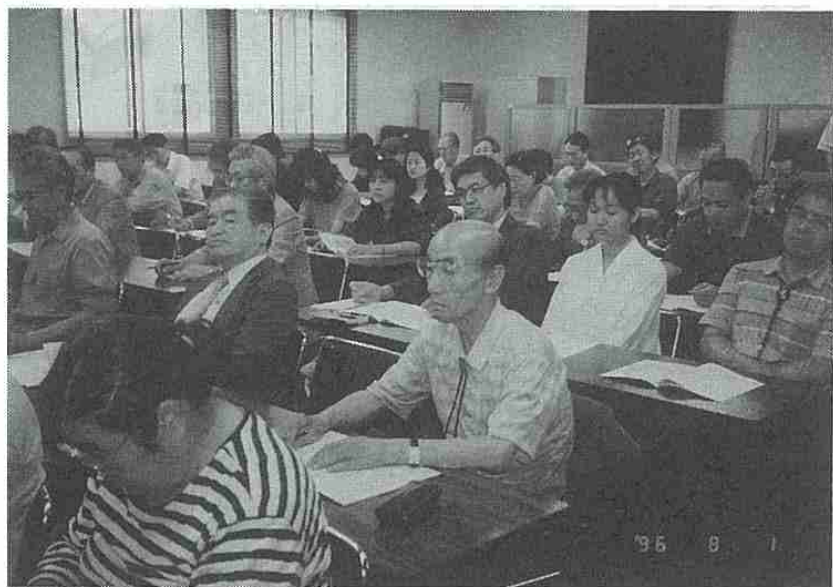
(財)日本気象協会北海道本部 若 林 徳 司

第14回を迎えた夏季大学も7月31日、8月1日の両日に渡り札幌市青少年科学館、札幌管区気象台の各会場をお借りし、盛況裡のうちに今年も無事終了しました。(申込者66名、1日目58名、2日目51名参加)

今年の講義は気象分野が2題、雪氷分野、天文分野から、それぞれ1題としました。なかでも、1993年の冷夏、1994年の暑夏、そしてこの冬の札幌での記録的な積雪など、最近、平年値と大きく異なる現象が出現していることから北海道大学大学院地球環境科学研究科、松野太郎教授に気候変動をもたらす「気候システム」についてお話しいただいたことは実にタイムリーであり、かつ、人間活動の影響も少なくないことを知る良い機会であったと思います。また、北海道大学低温科学研究科、西村浩一助手には雪崩発生のメカニズムと、ご自身の研究の一端をご披露いただきました。多雪地帯である北海道を考える時、研究の成果が近い将来防災情報におおいに役立つ日がくることを期待したいと思います。

さて、来年は夏季大学も15回目という節目を迎える予定ですが、講義会場として期待される札幌市青少年科学館の研修室増築工事は、当初の完成予定である平成9年春をめざし順調に進んでいることが確認できました。講義会場の狭隘、それと暑さ対策の悩みも、やっとな解消できそうです。

最後になりましたが、この講座の開催に当たり、会場準備、見学会の説明役などを快く引き受けていただいた札幌市青少年科学館の学芸課、札幌管区気象台業務課の皆さんに、心からお礼申し上げます。



第14回夏季大学『新しい気象』講座受講風景

1. 雪 崩

北海道大学低温科学研究所 西 村 浩 一

1. はじめに

昨冬は、ネパールのクンブ地方で発生した雪崩により日本人13名が犠牲となった事故(11月)に続き、国内でも大雪と寒暖の差が大きかった天候を反映して、数多くの雪崩災害が発生した。12月9日に北海道美幌峠で除雪車が押し流された事故から3月20日の山梨県富士スバルラインを雪泥流が襲ったケースまで、新聞に報道された数だけでも実に57件にのぼった。

こうした雪崩はいったいどうして発生するのか、その発生を予知することは果たして可能なのか、いったん動き出した雪崩はどの程度の速さで、どのくらいの距離を流れるものなのか、その破壊力に対抗する有効な方策はあるのか、等々の問題について、これまでに我々が得ることができた知見のいくつかを紹介してみたい。

2. 雪崩の種類

「雪崩」は「斜面に降り積もった雪が崩れ落ちる現象」すべてにあてはまる言葉であるが、それが発生するメカニズムだけに着目すると「表層雪崩」と「全層雪崩」に大別することができる。その名が示すとおり、前者は滑り面から下の積雪を残して上層部のみが崩落する雪崩で、後者は積雪の表面から地面までの全体が崩壊して落下する雪崩である(図1)。さらに表層雪崩については、発生域の形状から面発生と点発生に分類される。

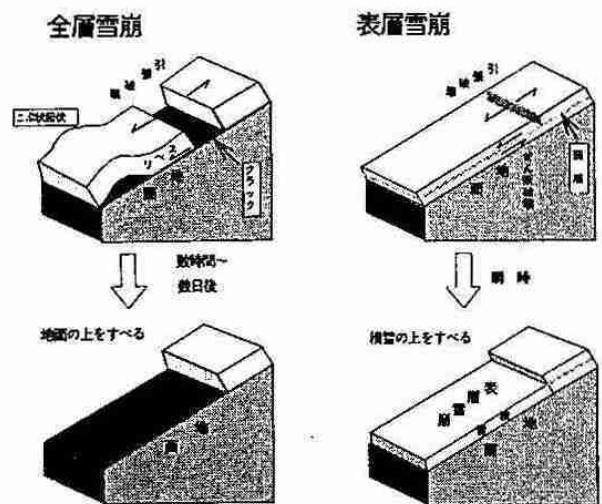


図1 全層雪崩と表層雪崩の模式図

一方、運動形態を基準にすると、大小の雪の塊が斜面を比較的ゆっくり流れる「流れ型雪崩」と、より高速で雪煙を巻き上げながら駆け下る「煙り型雪崩(粉雪崩)」(図2)に分類される。1938年黒部峡谷志合谷で90名にのぼる死傷者を出し、吉村昭の小説「高熱隘道」でも紹介されたホウと呼ばれる雪崩や、1986年新潟県能生町柵口で13名の犠牲者を出した雪崩は煙り型にあたる。このタイプの雪崩は、一般には図3に示すように雪面近傍の高密度の流れ(流れ層)とそれを覆す雪煙部の2層構造をもつ場合が多い。

3. 雪崩発生のメカニズム

全層雪崩は、春を迎え気温が上昇することによって発生が増加する。これは雨や融雪水



図2 ヒマラヤ (Mt. TILICO 7132m) で発生した煙り型雪崩 (Kappenberger 1980)

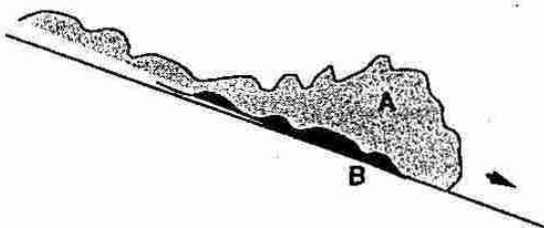


図3 煙り型雪崩の模式図
A: 雪煙部 B: 流れ層

が底面まで浸透し地表面をすべりやすくするためと考えられている。草地や笹地では、とりわけ危険性が高い。滑りが大きくなると、斜面の雪には割れ目が発生、それが大きくなるにつれて今度は下方に「こぶ状の起状 (雪しわ)」ができる。割れ目の形成から雪崩発生の日時を直接予知することはできないものの、「割れ目」や「こぶ」は遠くからもはっきり認識できるため、雪崩の危険性を容易に知ることができる。このように、前兆現象が比較的明瞭にあらわれること

から、全層雪崩に関連した人身事故は少ない。

一方、ある起点から雪崩が発生し、これが周囲の雪を巻き込みながら流れ下るのが点発生表層雪崩である。雪崩の跡は発生地点を頂点とする細長い三角形となる。雪の安息角（雪粒が自然に崩れ落ちる臨界の角度）が斜面の傾斜より小さい時に発生するが、一般に雪崩の規模は小さい。

これに対し、積雪内にある特殊な雪結晶からなる強度の小さい薄い層「弱層」の破壊が直接の原因となるのが面発生表層雪崩である。これまでの研究成果から以下に述べる雪が弱層の原因となることが知られている。

1. 雲粒のない降雪結晶—風の弱いときに降る「大きな美しい結晶」（図4）

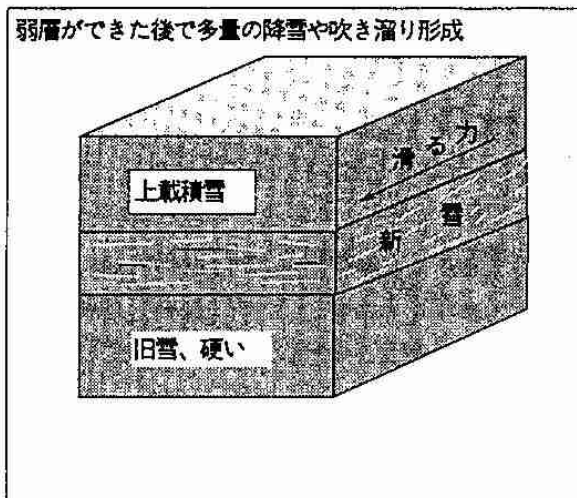
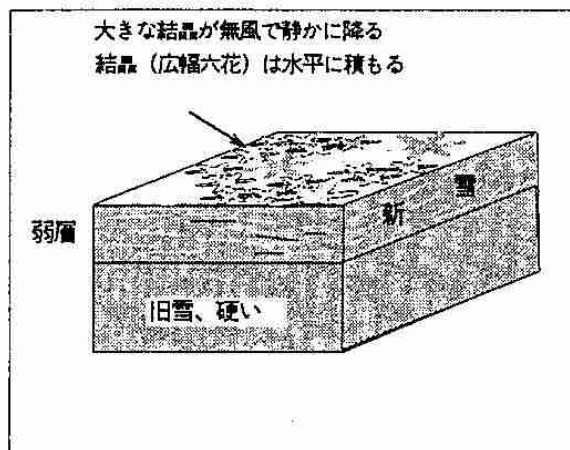


図4 弱層となる雲粒のない降雪結晶

2. 表面霜—積雪表面に降りる霜の結晶で、夜間の放射冷却、高い湿度に加えて適度な風がふくと、一晩で数mmから1cm程度の表面霜が急速に成長する。
3. 霜ざらめ雪—積雪内に大きい温度差がある時に形成される。寡雪・寒冷地では積雪の下部で発達するが、山岳地域の南斜面では、昼間の日射と夜間の放射冷却という条件がそろって表面付近で一晩に数cm成長することもある（図5）。

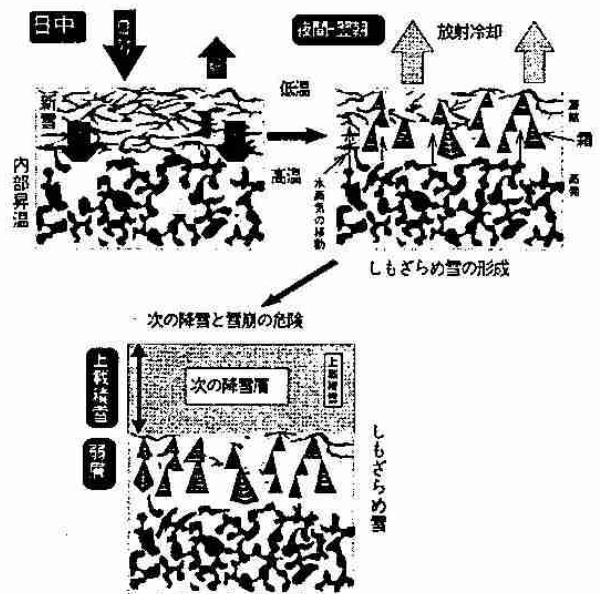


図5 積雪表面付近で急速に成長するしもざらめ雪

4. 大粒のあられ
5. 濡れざらめ雪—積雪が日射等で急激に融けて多量の水分を含み、雪粒同士の結合が切れ強度が低下した球状のざらめ雪。本州で報告がある。

こうして形成された弱層は、その後の降雪で埋没するが、その上の雪の重さ「上載荷重」と弱層の強度のバランスが崩れると、何かのきっかけで破壊がおこり一瞬のうちにそれが面的に伝播する。その結果、弱層より下の雪を残して上の雪のみが滑り落ちる面発生表層雪崩が発生する。多量の降雪や吹きだまり、雪庇の崩落、

地震などに加えて、人間が雪崩を誘発する直接のトリガとなった例も数多い。発生域の破断面の厚さが3 m以上になることも決してめずらしくないなど、初期の質量がもともと大きいため、大規模で大きな破壊力をもつ雪崩に発達する潜在能力をもっている。実際、多くの災害をもたらしている雪崩のほとんどが、この面発生表層雪崩である。しかし明瞭な前兆現象がないことから、綿密な積雪構造の観測を行う以外に発生予測が難しい。

4. 雪崩のダイナミクスとピンポン球雪崩実験

それでいったん動き始めた雪崩はいったいどのような構造をもつ流れなのだろうか？この課題に取り組むべく、我々は黒部峡谷の志合谷(平均斜度33度、長さ約2000 m)で雪崩観測を開始した。雪崩走路上に、種々のセンサーを取り付けた2基の鋼鉄製マウンドを設置し(図6参照)、雪崩内部の構造やその時間的、空間的变化

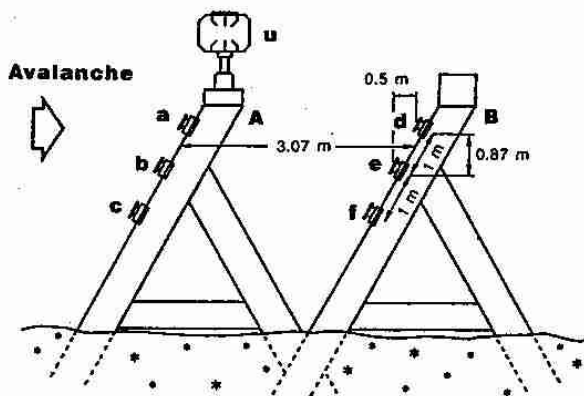


図6 黒部峡谷志合谷の雪崩走路上に設置された観測用マウンドと測定機器の概略図
a-f: 荷重変換器, u: 超音波風向風速計

の測定をめざしている。なお、この志合谷では、観測を開始した1988年よりちょうど50年前の1938年12月に、電源開発の作業員宿舎を雪崩が急襲し、何と80余名の人々が亡くなるという衝撃的な事故が発生している。そのときの雪崩はいったいどのようなものであったのだろうか。

雪崩の速度は種類によって大きく異なる。全層雪崩では一般に10~30 m/sと比較的低速であるが、表層雪崩しかも煙り型になると80 m/sに達する場合もある。これは時速では300 km/h、新幹線よりずっと速い。これらの値は主に映像などをもとにめられた雪崩の先端部分の速度であるが、近年はレーダーを雪上車に搭載したり雪崩の走路に埋め込むなどの方法によって、内部の速度情報も得られるようになった。図7は煙り

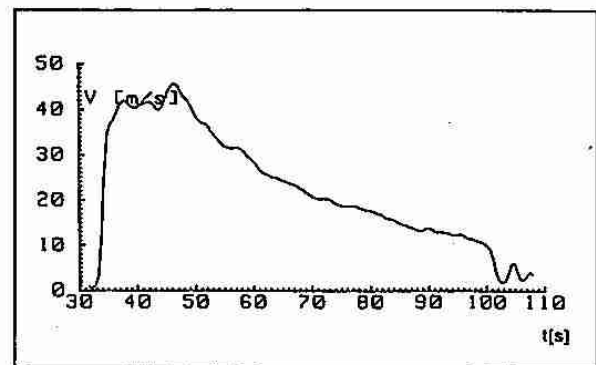


図7 雪崩流れ層内部の速度構造1
(雪崩先端から末端まで, Gubler 1993)

型雪崩の流れ層について、先端部から末端に至る内部の速度変化を測定した例であるが、先端部よりもやや後方が一番速く、その後はゆっくりと減少していくようすがわかる。また図8の速度の鉛直プロファイルは、底面付近に大きな速度勾配が存在することを示している。

煙り型雪崩は一般に2層構造を持つことは先に述べた。このうち底面付近に存在する流れ層は、個々の雪粒子までバラバラになって流動状態にある雪と多数の雪の塊から構造されると考えられている。事実、雪崩堆積物を調べると、径が10 cmから100 cm程度の雪の塊が数多く見いだされる。この流れの密度を直接測定することに成功した例はまだ報告されていないが、デブリ(雪崩堆積物)の観測結果と雪崩の厚さ、または衝撃圧の値と内部速度から算出すると50~300 kg/m²と求められる。人間の密度はほぼ水(1000

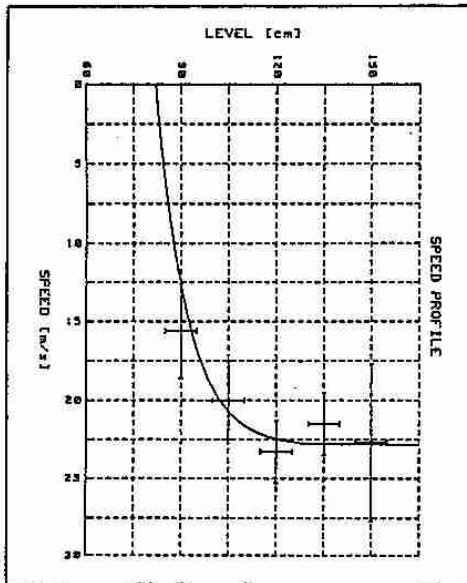


図8 雪崩流れ層内部の速度構造2
(速度の鉛直プロファイル, Gubler 1993)

kg/m³)と同程度であるから、万が一、雪崩に巻き込まれたとき、内部から浮力によって浮き上がることはちょっと難しそうである。しかし粒子の流れでは、一般に大きい粒子ほど表面近く集まるという特徴に加え、流動化した雪の粘性はほぼ水に等しいという実験結果もあることから、「雪崩のなかで泳ぐ」ことは可能かもしれない。

一方、この流れ層を覆うもくもくとした雪煙部分の密度は、空気(約1 kg/m³)より少し大きい、最大でもその10倍程度と報告されている。黒部峡谷で発生した雪崩についても空気に比べて10から40%程度重いという結果が求められている。意外に小さく感じられるが、空に白くぽっかりと浮かぶ雲の水量が 2×10^{-3} kg/m³程度であることを考えれば妥当なところであろう。

さて、話を50年前に志合谷を襲った雪崩に戻そう。当時の気象条件等から判断して「煙り型」の表層雪崩であったことはほぼ間違いない。仮に速度が60 m/sあったと考えよう。雪煙部では密度が空気と変わらないといっても、台風の時ですえ瞬間最大風速が60 m/sを超えることはめったにないから、大変な事態には間違いない。では、

空気より100倍以上大きい密度をもつ流れ層が新幹線以上の速度で襲来したとき、それがいかに破壊力をもつもので、そしてどのような惨事をもたらすか、いや実際に50年前にもたらしたかは想像にかたくない。

我々が黒部峡谷で雪崩観測を行っていることはすでに述べた。雪崩のダイナミクスを研究する上で、雪崩そのものを実際に観測するのが最善であることはいうまでもない。しかし雪崩は、急峻な山岳地帯で、それも突発的に発生する場合が多い。最近、テレビや雑誌等で、図2に示したような迫力ある雪崩の映像や写真を見る機会があるが、実はそのほとんどが、海外でそれも人工爆破によって引き起こされたものである。残念ながら日本では法的な規制が厳しく、簡単には人工的に雪崩を発生させることができない。雪崩研究者は、いつどこで起きるかわからない自然発生を待つしかなく、我々の仲間でも本物の雪崩を直接観測する機会に恵まれた人は少ない。

そこで検討されたのは、実験によってより基礎的なデータの収集を行うという試みである。そして、実験フィールドとして最適な長大な斜面として、我々が着目したのがスキー競技用ジャンプ台である。今年の3月、すべての競技会が終了後、宮の森ジャンプ台の助走路を雪崩斜面にみたと、実際に雪のブロックまたはあらかじめ細かく砕いた雪を最大300kg流下させる実験を行った。雪は加速するにつれて破壊、流動化、粒子化し雪煙を発生しながら流れ下り、そして緩斜面で停止、堆積に至る。その過程をビデオカメラで撮影したほか、黒部峡谷で展開している観測システムと同様のものを走路上に構築し測定を行った。今冬は、黒部峡でも大規模な雪崩のデータ取得に成功しており、両者を比較検討することで、雪崩の流動特性に関わる理解が深まると期待される。

一方、雪崩は、粒子の集団が重力の作用で斜面上を空間や地面、それに粒子間で相互作用し

ながら流れ下る現象のひとつと言い表わすこともできる。一見、単純そうなこの現象、実は物理的にはまだよくわかっていないことが多い。そこで昨年の秋から荒井山（35m級）と宮の森（70m級）のジャンプ台で、最大30万個までの

ピンポン球を一気流下させる実験を開始した(図9)。ピンポン球のもっとも大きな特長はその軽さにある。実際、硬式球一個の質量は2.5g、直径は3.8cmであり、平均密度に換算すると0.087 g/cm³、最密充填の場合のかさ密度にして0.064

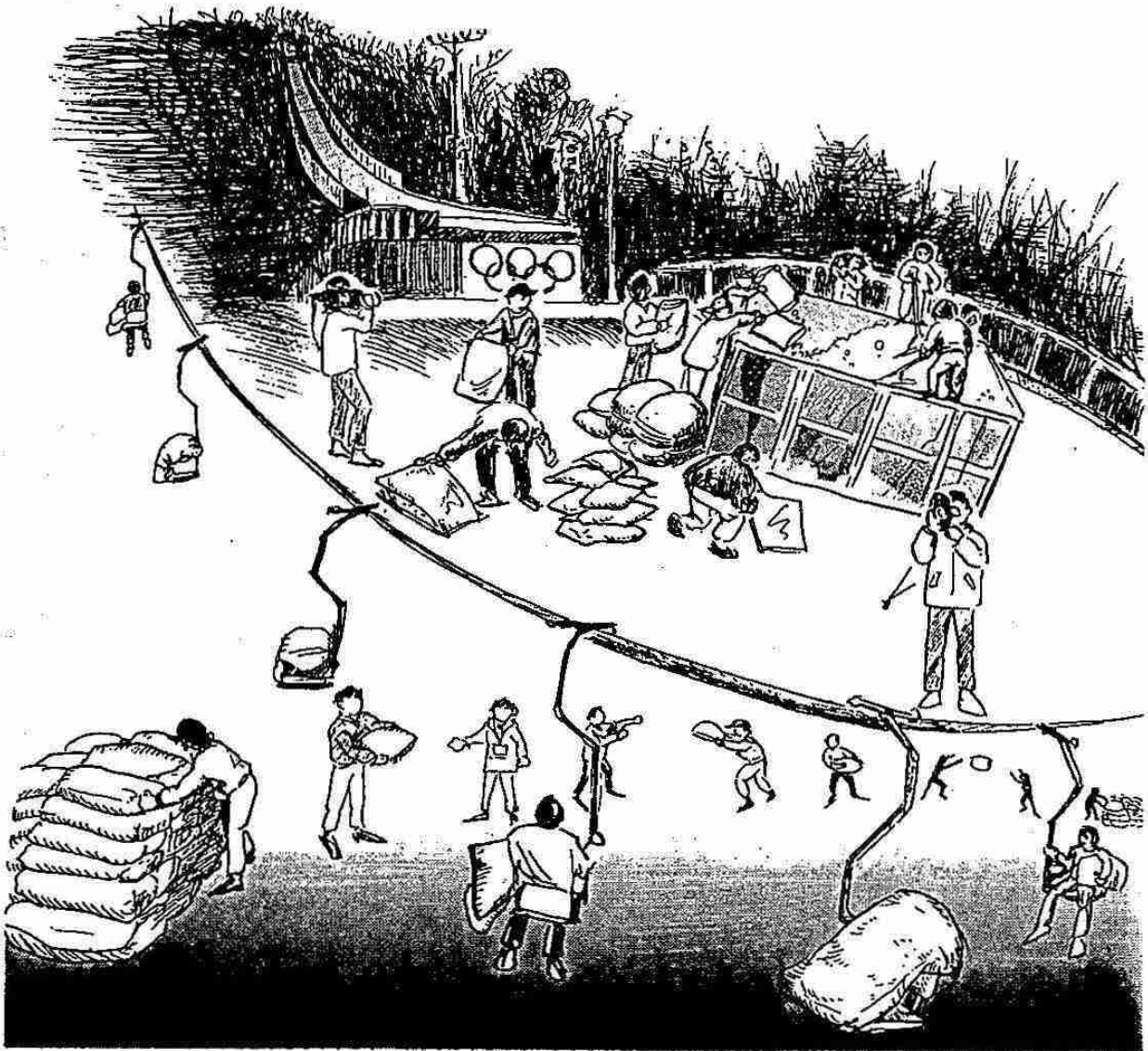


図9 スキージャンプ台でのピンポン球なだれ実験の準備状況

g/cm³となる。この値はまさに降り積もったばかりの最も軽い新雪の密度に相当する。密度が小さいということは、実際の雪崩では決してできないようなこと、たとえば観測者自らがなだれを頭から浴びるという疑似体験さえ可能にする。さらに重要なのは、重力に対して空気抵抗の効

果が相対的に大きい、すなわち空気中で重力落下する終速度が小さいため、比較的短い時間で空気抵抗とバランスした定常もしくは準定常な状態にすることができる点にある。

ピンポンなだれの映像をみてまず気が付くのは、先端にはピンポン球が集中したクリアーな

頭部が、これに対し、後端にかけてはばらばらに散乱した尾部が形成されているようすである。これは粒状体の運動が空気抵抗に染んだ定常的な段階では、単独よりも集団の方が重力に対する空気抵抗の効果が相対的に小さいために、大きな集団の方が速度が大きくなるという事実と対応している。すなわち、先頭の集団からピンポン球一個が単独で抜け出そうとしても、集団の方が速度が大きいのですぐに集団に飲み込まれて抜けられない（図10）。これに対して、集団の末尾で取り残されると集団より速度が遅いのでますます集団から離され、落ちこぼれていくのである。この結果、先頭は集団となりながら、後方の落ちこぼれのために全体としてはどんどん長く伸びていくことになる。何か人間社会を彷彿とさせるような現象であるが、ついでに落ちこぼれが復活するにはどうしたらいいかを考えてみよう。自分が前方の本体よりも遅れ始めた気が付いたら、いったん立ち止まり、自分よりも後方のピンポン球が追い付くまで待つのである。そしてある程度の小集団ができれば再び流れ下る。すると、前方で落ちこぼれとなったピンポン球を次々に吸収し、大きな集団となってついには先頭集団に追い付くことができるのである。このようにピンポン球なだれでは、顕著な頭部と細長い尾部が形成されるが、もしピンポン球の代わりにゴルフ球を流下させると、このような形態的特徴は現われない。これは、重い粒状体の場合この程度の斜面長では、まだ空気抵抗に馴染んだ速度に到達していないためである。このような状態では、ある到達地点における速度は集団の大きさに関わりなく一定となる。

大型の雪崩や火砕流、岩屑流など自然界の大規模なだれもまた先端にクリアーな頭部をもち、後端は尻尾のように長く伸びた形態的特徴をもつことが知られている。このような自然界の大規模なだれのモデル実験を小さなスケールで行うとき、この形態的な特徴が再現されているか

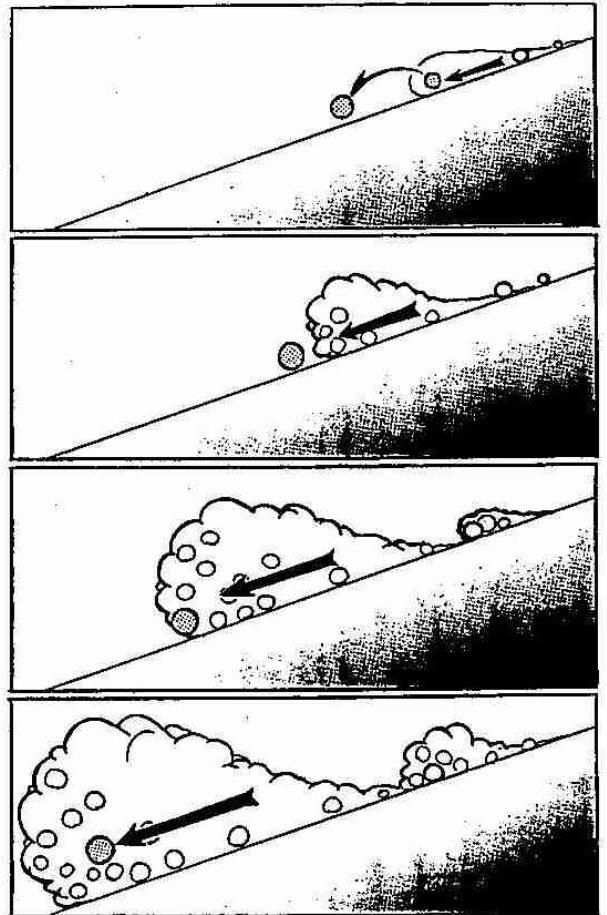


図10 ピンポン球なだれにおける頭部と尾部の形成

どうかは、巨視的な意味での現象の相似性を議論する上で非常に重要な意味をもつことになる。

それでは、ピンポン球の実験は、自然界ではどのような規模の雪崩に対応するのかを検討してみる。ここでは、現象が加速段階にあるのか、あるいはすでに定常状態にあるのかに関する相似性に注目する。つまり斜面の長さを L 、定常状態の速度を V_e 、重力加速度を g とすると、これらの物理量で与えられる無次元数 V_e^2/Lg が一定であれば、互いに対応する現象をみていることになる。この手順に従うと、宮の森ジャンプ台（70m）における秒速8メートル程度のピンポン球雪崩実験は、50m/sの煙り型雪崩では走行距離が4km以上の大規模なものに匹敵することが導かれる。

5. あとがき

スイス、フランス、イタリア、オーストリア、ノルウェー、アメリカ、カナダそして日本を含めた世界の多くの雪崩国では、防災面の要請もあり雪崩そのものの観測や室内実験と並行して、その発生や運動を記述する数値モデルの開発も数多く試みられてきた。いずれも一応の成果はあげてはいるが、雪崩の内部構造、雪の取り込みや堆積等に関連した未知のパラメータが多数含まれているのが現状である。

近年の各種計測システムやコンピュータ技術の進歩は、雪崩に関しても、その情報量を飛躍的に増大し、それがまた研究の発展にも大きく寄与したことは疑うべくもない。しかし忘れてならないのは、我々は、まだまだ雪崩という自然現象のほんの一部を理解したにすぎないということである。ここにしばらく続いた、暖冬少雪傾向のなかでともすれば忘れがちであった雪崩の恐ろしさを、はじめにも述べたように、昨冬は改めて思い知らされる結果となった。「常に自然に対して謙虚であること」、あえて阪神大震災の例をあげるまでもなく、この言葉の重みを自戒しなくてはなるまい。

参考文献

- 最新雪崩学入門：北海道雪崩事故防止研究会編
山と溪谷社 1996
- なだれと火砕流：月刊 地球 海洋出版株式会社 1993
- 雪崩から身を守るために：北海道大学低温科学研究所 1995

2. 巨大彗星がやってくる

札幌市青少年科学館天文技術専門員 渡 辺 和 郎

1. 初体験

4月。夜もまだ明けやらぬ頃、僕は目覚まし時計を頼りに布団から抜け出し、暗い中を急いで身支度を整えると、家族に知られないよう玄関の鍵をそっと開け家を出た。

何も家庭に不満があって家出をしようとしていたのではない。中学一年生の頃から天文に興味をもち始めて、彗星という天体に引かれるようになっていた。そんな折り、大彗星が出現し夜明けの空に肉眼で見られるという情報が流れたのである。

近所の友人たちと天文サークルを結成して、天文という趣味にすっかりはまり込んでしまった頃である。会報のやりとりをしていた横浜のSさんに絶版になっていた名著を一冊分けてもらった。

手に入れた本は、新書判サイズの

「未知の星を求めて」(関 勉:著)

定価250円は、当時の僕には大金だったが不思議なタイトルが気に入った。そのうえ、表紙はそれまで知ることのなかった神秘的な天体「ほうき星(彗星)」が、地平線の彼方に雄大な尾をひく幻想的な写真が飾ってあった。それはプラモデル作りを卒業したばかりの、僕の好奇心をいやおうなしにくすぐった。

夜空に何の前ぶれもなく忽然と現れ、夜空に長大な尾をひいて見る者を魅了し、やがて再び永遠の空間に去っていく彗星……。

ほうき星(彗星)を実際に追い求めていく過程が、著者独特の表現法によってドラマチックに語られ、それは中学生の僕には新鮮な驚きだったし、まるでスリルたっぷりの推理小説を読んでいるかのような錯覚に陥った。

この本は1965年に出現し、世紀の大彗星と騒がれた「イケヤ・セキ彗星」の発見記であった。

長い尾をひく大きな彗星を見てみたい。できれば彗星の発見者になってみたい。そんな夢を少しずつ抱くようになっていった。

話が少し横道にそれてしまったので、もとへ戻そう。そんな折り、南アフリカのベネット氏によって発見された彗星が、4月の夜明けの空で大彗星になるという予報だったのである。

2. 肉眼彗星との出会い

4月の夜明け前といえば、まだ北海道は冬のたずまいである。防寒のために完全武装を施し首には口径50mm、7倍で視野7°の双眼鏡をぶら下げ、手にはスケッチ用紙と三脚に付けたオートカメラを携えていた。

玄関を出るとベネット彗星が向かいの屋根の上にあるのが、すぐに眼に飛び込んできた。おおよその位置は分かっていたが、肉眼で一目瞭然だった。見慣れた星座の中に異物のごとく尾をひく彗星がポッカリ浮かんでいるのには、正直いって不思議な感じがした。

「何なんだろう、彗星って？」

こんな変てこで奇妙なものが、夜空に張り付いて見えること自体がおかしかった。

「これは現実なんだろうか？ 夢でも見ているのでは？」

双眼鏡で見るともっとリアルであった。明るい核と呼ばれる部分が乳白色に輝き、そこからスーッと右肩上がり、尾が延びている。彗星核

の動きについて行けないのか、尾の末端部が取り残される格好で少し歪曲している。視野からはみ出していたから、その長さは7°以上はあることになる。

徐々にワクワクしてきた。

「こんなものが夜空に見えたんだから、昔の人が不吉な前兆として騒いだとしても、無理は



写真1

中学生の頃、初めて撮影したベネット彗星

(1970年4月1日 04時23分から露出30秒 固定撮影 YASIKA ミニスター45mm
F3.5 FUJI NEOPAN-SSS 釧路市弥生中学校にて／撮影 渡辺和郎)

ないな……」

そんな感想をもった。

そこから歩いて10分ほどの高台の上にある中学校のグラウンドへと急いだ。視界が開けて写真に撮るには好都合な場所だった。途中、何度も彗星の姿を仰ぎ見た。気がせいいていたのか、少し駆け足になっていたのか転んでしまった。

「空ばかり見ているから、下界のことに疎くなって、怪我をするんだ」

と、あとで家族に笑われた。

一眼レフの高級カメラを持てる年齢ではなかったのも、親から借りたオートカメラで一回だけ写真に撮ることができた。 【写真1】

北海道東部の釧路は冬型の気圧配置になれば連日のように晴天が続く。それ以降、一週間以上にわたって早起きし、毎日その位置と尾の形や長さが微妙に変わるのを丹念にスケッチにとった。この時の光景は一生脳裏に焼き付いて忘れたことはない。

1970年の4月、そう、今からおよそ26年前、ちょうど僕が中学三年生の時であった。

3. 彗星の記録

太陽、月、惑星、星座をつくる星々。

これら肉眼で見える天体はさておき、まったく肉眼では見えないところから、新しい天体として発見され、誰にでも見える大きく明るくなるような天体は、ほとんど存在しないといっぴよい。新星が明るく輝くのは数千年に一度くらいのもものだから、そういう意味では唯一、彗星だけがそれに該当する天体といえる。

だからこそ肉眼で見えるような巨大彗星がひとたび出現したら、昔から世をあげて大騒ぎになったのだろう。 【写真2】

洋の東西を問わず、彗星の出現を記した書物は数多く残されているという。特に中国では皇帝は天の命令を実行する、天が遣わしたものであるという考え方から、天の命令は天空の変化から現れる。だから、よく空を見守ってなく



写真 2

イタリア・フィレンツェの空に見られた1858年のドナチ彗星
(想像図)

てはならない。そこで天空を監視する役人が置かれ、天の異変、すなわち異常現象はすぐに宮中に報告された。彗星の出現もその一つだったのである。

日本では宮中の役人として天文博士というのがあって、これが部下を使って天空の監視に当たっていたそうだ。その報告の写しが数多く残されているという。

彗星が大気や地上の現象ではなく、天体の一種であるということは、かなり昔から知られていた。16世紀末に、チコ・ブラーエ(1546-1601)が、デンマークのビーン島で詳しい観測を行った。650キロメートル離れた場所からでも、ほとんど同じ夜空の位置に見えた(視差がない)ことから、彗星は月より遠いところを動いている星であることが明らかになったのである。

中国や日本では星であるという証拠を見つける努力はされなかったようである。最初からこのような不吉なものは星であると信じられていたそうだ。

今、NHKで高視聴率をあげている「秀吉」を毎週欠かさず見ている人も多い。そこで、織田信長が本能寺で明智光秀に暗殺される半月前、空が赤く染まり、火球が流れたというくだりがあった。心配した秀吉は石田三成を安土城に遣わすというシーンだったが、ご覧になった方も

いるのではないだろうか？

奈良の興福寺に残る「多聞院日記」には、この記述が見られる。これは、まぎれもなく彗星であったようだ。歴史の節目節目は、ちょうど50年とか100年ごとにあり、うまい具合に巨大彗星の出現と一致していた。だから不吉な星として大きな歴史上の事件と共に記述されてきたのである。いい替えれば、巨大彗星は人の一生に一度見られるか、見られないかという非常に珍しいものだった。

4. ハレー彗星

ニュートンが万有引力の法則をもとに彗星の軌道を放物線として計算する方法を発表、それをもとにグリニチ天文台のエドモンド・ハレー(1656-1742)が、1531年、1607年、1682年の同じような軌道の形をした彗星を連結し、75年の周期で同一の彗星が帰ってくると予言した。

「1758年か1759年に、もし彗星が再現したら、それを初めて予言したのは、イギリス人であったことを知ってほしい」

といったそうである。これは有名な話である。ハレーは自分の予言の結果を知ることなくこの世を去ったが、多くの人々に記憶されることになった。

1758年、ドイツのパリッチによってクリスマスの晩に、予言通り76年のはるかな旅を終えて帰ってきた彗星が発見され、ハレーの名は後世に残ることになる。その後の研究で30回帰まで記録をさかのぼれるそう。

1910年の回帰には、彗星の尾の中を地球が横切るといふ噂から人類滅亡説が流され、ハレー彗星の話題には事欠かなかったようである。迷信はとかく人々の気をひくような話に歪曲され、マスコミによって面白おかしく助長される。どうしても誇大表現になりがちなのは、今も昔も変わっていないようである。

そんなことから、当時は一部でパニックになったとも伝えられたが、世間の大方では何事も

なかったように彗星は過ぎ去ってしまった。

ただし、この時のハレー彗星は長大な尾を見せてくれた。およそ写真術が発明されて最初に現れた巨大彗星ではなかったろうか？ 資料や多くの記録から推察するに、素晴らしい眺めだったと想像される。

10年前の1986年のハレー彗星の回帰は、そんな期待からか、僕もサイパン島まで赴いた。一歩でも南の方が観察のための条件が良いということであった。しかし、期待したほどの尾は見られなかった。あのベネット彗星を越える、夜空に何十度という尾をひく彗星の出現は、歴史の中の幻のような出来事であって、一生かかっても見られないものだと言えども似た境地になっていた。

5. ついに来た巨大彗星

鹿児島県の百武裕司さんは新しい彗星の探索を志すコメット・ハンターである。

【写真3】



写真3

百武彗星の発見者、百武裕司さん

日本には百武さんのように趣味で彗星を捜すコメット・ハンターがたくさんいて「彗星王国日本」とも呼ばれている。それほど、日本のアマチュア天文家は彗星を数多く発見している。

その一人である百武さんは、1995年末に待望

の一つ目の新彗星を発見し、その余韻さめやらぬ今年1月31日、午前5時頃、今度ではんびん座に彗星状の天体を発見し、国立天文台に通報した。これが2つ目の新彗星であった。

その日の夜のうちに国内の第三者である別の彗星観測者に確認され、国際天文学連合(International Astronomical Union)より、仮符号 C/1996B2 (CはCometの意味、B2は発見の1月下旬Bの2番目を表わす)が与えられ、新彗星の誕生となった。

発見後、世界中から集められたデータを基に正確な軌道計算がなされ、過去に見つかった彗星の回帰ではない、全く新しい彗星であることが再確認され C/1996B2=百武彗星(ひゃくたけ彗星)と呼ばれるようになった。ところが、軌道が詳しく算出されるに従って、大ニュースが世界中を駆け巡ることになったのである。

それは、百武彗星が、なんと地球に0.15AU(太陽と地球の距離、1億5千万キロメートルを1AUとする単位)まで接近し、そのときの明るさが2等級以上の巨大彗星になると予想されたのである。最接近時には北の空を1日に10°以上もの猛スピードで移動していくと計算された。

6. 彗星

彗星の正体は、直径が数キロメートル程度のチリと氷や二酸化炭素が冷えて固まった、ドライアイスのようなものだと考えられている。

太陽系の彼方に、オールト博士が提唱した彗星の雲(巢)があって、何らかの要因で太陽をめざす軌道に乗ってやってくると考えられている。

簡単にいえば「汚れた雪玉」を想像してもらえると分かりやすい。太陽に近づくにしたがってしだいに雪玉の表面が融けだし、宇宙空間にガス状に広がるコマと呼ばれる青白い光芒に包まれるようになる。これが彗星特有のボーッとした姿である。百武彗星もこのような状態で発見された。

彗星が徐々に太陽に近づくにつれ、太陽風の

影響を大きく受け、イオンやダストを放出するようになる。長い尾をひくさまが、ほうきに似ているところから別名を「ほうき星」と呼ばれる由縁である。

一年間に見つかる新しい彗星は、回帰するものと合わせても、10個から多くて20個足らず。数百年の単位でみれば、かなりの数にはなるがその中でも本体が特に大きく、太陽に十分接近する軌道を持ち、なおかつ地球のそばを横切ってくれるコースをたどるものは極めて稀である。

そのほとんどが人目にふれることなく、ボーッとした光芒のまま太陽を折り返し、再び宇宙の彼方へと消え去っていく。巨大彗星を見るチャンスは滅多にないのである。確率的には数十年から数百年に一度。しかし、人の人生に比べれば、それはあまりにもスパンが長過ぎる。

7. 百武彗星

その後、多くの観測データから正確な軌道が求められるにつれ、百武彗星のほぼ最終的な予報が発表された。それは、さらに大彗星となるべく修正が加えられていたのである。

地球最接近は3月25日。その距離は0.1AU。明るさは0等級以上。久々の彗星の接近にますます期待が高まった。

しかし、今までにイケヤ・セキ彗星からベネット彗星以降、数多く出現した彗星は、ことごとく大彗星という前評判倒れに終わって、天文ファンをがっかりさせてきた。巨大彗星は計算上の産物で、そう簡単には見られないというのが大方の予想であった。これまでに、何度となくその期待を裏切られてきたらうか。

【写真4】

3月に1等級を上回る0等級になるという予報は、どう暗く見積もっても明るい部類の彗星の来訪であることに違いはない。星好きの誰もがどんな姿を見せてくれるのか、期待を膨らませたとしても無理はなかった。はたして巨大彗星になるのだろうか。



写真 4

プロルセン・メトカーフ彗星

(1989年8月14日 02時35分15秒から10分露出 口径30cm 焦点距離810mm

シュミット・カメラ 6415+H2 札幌観測所にて／撮影 渡辺和郎)

それを占うことになるのが、彗星自体の増光ぶりである。2月中旬の時点では、まだ肉眼では確認できないほど暗く、双眼鏡でやっと存在が分かる程度の普通のボーッとした光芒で、大彗星の片鱗も見られなかった。

もっとも重要な観測時期は3月になる。冬の晴天率を考慮して太平洋側の日高地方を観測地として選択し、写真撮影はもとより、近年、急速に普及してきた、冷却式電子カメラ(CCD)を使う計画をたてた。

8. 百武彗星の初観測

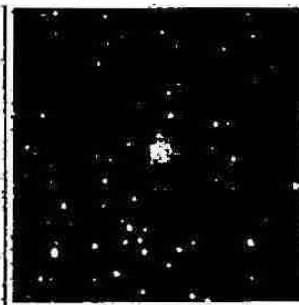
2月の観測初日の気温はマイナス10℃以下となり、コンピュータの液晶画面の凍結が心配されたが、テスト撮影で確認をとった。ところが、撮影可能な時間になると冬特有の流れ雲が通過し、待たされること数時間。夜明けを間近にして諦めかけた矢先、わずかにのぞいた数分間の晴れ間に、百武彗星の姿を捉えることに成功し

初観測の時と同じ場所で、百武彗星を見て思わず驚いた。コマが随分と明るくなっていた。尾もわずかながら西に延びているのが肉眼でも分かる。CCDで撮影したモニター画面にはハッキリと確認できた。

明るさはどのくらいになっているか。もともと、眼はいい方ではないので、メガネをはずすと周囲の星も彗星のようにボケて見える。その

北海道新聞

1996年(平成8年)2月19日(月曜日)



地球に近づくヒャクタクすい星
→18日午前4時14分、冷却CCDカメラで撮影(露出1分15秒)

ヒャクタクすい星 門別で撮影成功

一月下旬、鹿児島県のア・明さんが、過去四年に注目されている「ヒャクタクすい星」を、世界で最も明るい彗星として、門別市青

少年科学館の職員が十八日未明、道内で初めて白濁雲内門別の海で撮影した。撮影したのは同館職員の佐藤寛美さん(27)、渡辺知郎さん(28)、ボランティアの天谷裕典(21)ら。観望所から約二キロ離れた、約六千平方メートルのヒャクタクすい星を、地球から約二億七千万キロの距離から、七等星の明るさで

米国のスミソニアン天文台の計算によると、このすい星は、徐々に尾をのびながら、北半球を横切る。三月二十五日に地球から二億七千万キロまで接近、日没から翌日夜明けまで天頂近くで〇・七等級の明るさで輝くという。

た。これが北海道での第一報として新聞に掲載されることになる。短時間撮影が可能なCCDだからできた離れ業だった。

【新聞記事】

3月に入って初観測から1ヶ月が経っていた。その変貌ぶりを確かめるため、再び日高へ向かった。どの程度の変化が彗星に起きているのか確かめるのが狙いだったのである。

ままボケた同士を比較するには都合が良かった。その結果、光度はおおよそ2等級と見積もった。

「これは期待できるかもしれない。ひょっとして、ひょっとするかも……」

地球に向かって、彗星が急速に接近して来ている。それが明らかに分かるほどの増光ぶりだった。

9. 百武彗星の最接近

地球最接近の25日を見る見る百武彗星は明るくなってきた。毎晩、疲れをよそに日高がよいが始まる。札幌が曇っていても、日高まで行って曇っているのを確かめなければ、諦めがつかない。その日その日の姿は二度と見られないのだ。それほど日ごとに彗星の姿は変化していく。

3月21日、22日と曇天のために、深夜の長距離ドライブで、ただ日高を往復するはめになってしまった。

しかし、天候に恵まれた3月23日(土曜日)は、札幌市南区にある芸術の森を会場に、午後8時から「百武彗星観察会」が開催され、多くの市民が森の樹々の上に青白く輝く彗星を観察した。

明るかった。街明かりの少ない郊外とはいえ、大都市札幌の光害の中では、うしかい座の一等星アークトゥルス程度の星が数えるほどしか見えない。そのうえ透明度も悪く、時折雪雲がやってきてお世辞にもいい環境とはいえなかった。

それでも青白い彗星頭部の輝きは突出していた。こころもち西にコマが歪んでいたから、尾となっているのだろう。ただし、どのくらい延びているかは、皆目見当もつかなかった。

芸術の森での移動天文台を終えたのが23時。観察会の疲れも忘れて、それから太平洋岸の日高へと猛速で車を走らせることになった。高速道路や途中の国道で車中から幾度となく百武彗星の輝きが見える。無人の日高門別、JR豊郷駅に着いてパッとドアを開けると、皆がすぐさま夜空を見上げた。

ビッシリと張り詰めた星空に、札幌市内で見た彗星とは、見間違えばかりの尾をひく百武彗星が天空に横たわっていた。尾がスーッとアークトゥルスを越えて、西に30°は延びている。こんな光景は見たことがない。

急いで赤道儀を組み上げ、写真撮影の準備を始める。しかし、それを無視するように周りでは仲間が彗星を見上げてワーッ、ワーッと唸り

声をあげている。それが気になって、僕もつい見えてしまうので、組み立てが思うように進まなかった。300mm望遠レンズの写野いっぱいにはコマが広がり、尾はほとんど画面からはみだしていた。

「こんな、彗星は見たことがない！」

興奮して手が震え、カメラの構図が中々決まらなかった。

10. 彗星の変貌を追う

24日はやはり札幌は曇天で、日高まで行ったが天気に変化はなかった。札幌市青少年科学館で活躍する学生ボランティアの天文指導員たちは、えりも岬から十勝まで晴れ間を求めて足をのばすといっていた。すごい熱意である。彗星とは、それほど人を引き付ける何か魅力があるのだろう。僕は仕事があるから諦めなければならなかった。

25日は地球最接近の日だ。寒波が入ってきて札幌は雪が舞だした。しかし、この方が太平洋側の日高は晴れる可能性が高い。鷗川まで行く途中で、厚真に観測地を変更した。気持ちが抑え切れなかったのである。路肩に車を停め、思わず外へ出て天を仰ぎ見た。

「何という光景か！」

百武彗星はサーチライトのごとく、天を二分するように頭上に横たわっていた。天の北極付近に明るい頭部があるのに、尾はスーッと北斗七星を貫き、獅子座の横にあるかみのけ座の星団群 Mel. 111 まで延びているのが分かる。その長さは、ざっと見積もっても60°以上になるだろうか。

「50mmの標準からでもはみだしている！ こんな彗星に会えるなんて……」

最接近の日に、百武彗星を見ることができたのである。

【写真5】

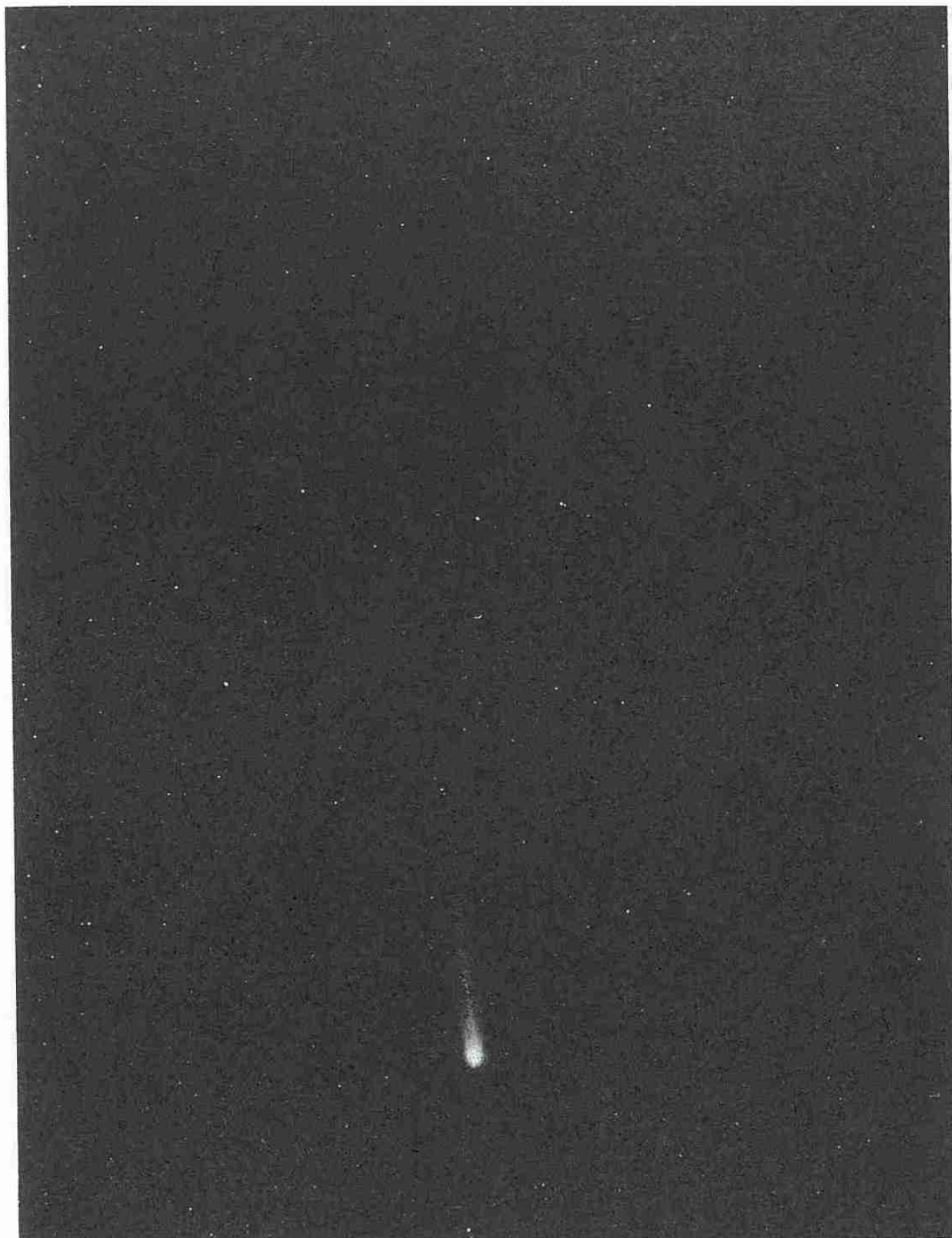


写真 5

百武彗星

(1996年3月27日 01時53分から10分露出 PENTAX 6X7 55mm F3.5 絞りF4.0 自動ガイド撮影 FUJI RD400
日高豊郷にて／撮影 渡辺和郎)

「オー！凄い！まるで化け物のようだ……」

一度に頭部から尾の末端まで見られない。そこで、首をグルッと振らなければならないほどだった。

「これこそが圧巻！」

という言葉にふさわしい情景だった。

「何と幸運なのだろうか」

僕は、まさしく歴史的瞬間に遭遇している。彗星のあまりの厳肅さにそう思った。

「これだ！これを待っていたんだ」

生きている間には見られないと思っていた巨大彗星をついに見る事ができた。

「僕も、すっかりおじさんの仲間になってしまったけれど、やっとこの歳になって歴史に残る巨大彗星に出会えたのだ」

初めて見る者から驚きの声があがった。しかし、これが普通の彗星だなんて思わないでほしい。天文に興味を持ってすぐに、こんなものを見られるなんて。僕は怒鳴っていた。

「これは別格なのだ！……」

そんな事を考えていると、中学生の時見たベネット彗星の感動がフツフツとよみがえり、ジーンと目頭があつくなってきた。あれから四半世紀。ずいぶん長かった。

11. モンスター彗星

23日から25日まで頭上を悠然と通過した百武彗星は、26日以降は一晩中北の空に輝いた。地球最接近を過ぎて、次は太陽へと向かいつつある。ころなしに見え方に迫力が失われつつあるが、それでもまだまだ巨大彗星の貫禄は十分だった。

観察にも余裕が出てきたのか、仲間は彗星をバックに自分を入れた記念写真を撮るようになっていた。固定撮影の数十秒の露出で写るくらい明るい彗星だからできたことである。

彗星は徐々に遠ざかっている。今日は薄明まで頑張ろうと誰かが声をかける。

考えてみるとこの一週間、百武彗星の姿を何

とか捉えようと毎日必死に雲と追い駆けっこをしてきた。天の川がくっきりと見える満天の星空で百武彗星を見たい。それがどれほど都会と違った姿で見えることか。僕たちは知っていた。

29日は午前1時ごろ、日高の観測地に到着。

西の低空に月が残って沈むまで時間があつたが、空を見上げると、こんなに星があるんだと言わんばかりの輝きである。雲は見あたらず天候の心配は全くなかった。

百武彗星は地平線の上約30°の高さにいた。ずいぶん低い位置へと移動してきた。しかし、尾は北斗七星まで延びまだまだ充分楽しめる。地平線を上手く取り込み、北斗七星と百武彗星、これにカシオペヤ座も加わり絵になる構図ができた。

一生に一度のチャンスしかないだろうと言われる大彗星を目の前にして

「今日は仕事があるし……ほどほどにしなくては……」

最初の頃はそんな事も考えた。しかし、

「いやいや、それどころではない。百武彗星クラスともなると、もう二度とは見られないんだ」

決断に躊躇はなかった。降るような星空の下での百武彗星の姿を見ているうち、頭の中の葛藤は、いつの間にかどこかへ飛んでいた。

なんと幸せな瞬間なんだろう。薄明がゆっくり訪れようとしている。一つ二つと星が消え、明るくなっていく夜明けの空を恨めしい思いで仰ぎ見ながら、何度も百武彗星に目をやった。

12. 夕方の空へ

近日点へ向け地球から遠ざかりつつある百武彗星は、今後どんな姿を見せてくれるであろうか。月が上弦を過ぎて大きくなっていた。月明かりが眩しくては、彗星の淡い光はかき消されてしまう。淡い尾を堪能するには、この月明かりと都市の光害が最大の敵なのだ。満月が近く

なって彗星の観察は一時棚上げとなる。

満月を過ぎると月の出の時刻が遅くなっていく。それに合わせるように札幌市青少年科学館で実施された、2回目の「百武彗星観察会」を皮切りに、夕方の空での観測がスタートした。市内では、やはりコマだけの姿しか見られなかった。

光害のない空では、果たして彗星はどうなって見えるのか？ 春まだ遠い北海道は寒波が抜けず、雪雲の合間をぬって晴天域を求めて車で走り回る日々が続いた。街明かりが無く、北東の低空を見渡せる場所は、札幌から見ると厚田・望来方面となる。

夕暮れ時の一番星、金星を確認しながら晴れ間をめざす。やがて、薄暮の中に青白く浮かぶ百武彗星を見つけ再び撮影が始まった。

太陽に接近中の彗星観測は時間との戦いになる。なぜなら、太陽と共に彗星も地球の自転によって沈んでしまうからだ。頭上高くを通過した3月とは違って、4月はモヤに霞む低空のため、日に日に観測が難しくなっていく。

太陽に接近すれば彗星はずっと明るくなり、尾も立派になるという定説がある。しかし、接近時があまりに凄かったためか、予想は覆され夕方の低いところで見えた百武彗星は、小さく迫力に欠けた姿になっていた。それでも、真っすぐ立った尾は、視線を少しズラして見ると、ぎょしゃ座の一等星カペラ付近まで達しているのが分かった。およそ30°はあるだろうか。普段だったら、これで十分に大彗星なのだ。

● 百武彗星記録写真集をどうぞ

本テキストでの彗星写真は、印刷の都合により割愛しました。

札幌市青少年科学館天文スタッフが撮影した百武彗星の写真をまとめた写真集が札幌市青少年科学館より刊行されましたので、本講座の受講者に配布します。この写真集で百武彗星の素晴らしい姿を少しでも感じとっていただけたらと思います。

この写真集の希望者は下記へ返信用切手190円分を同封して請求していただければ入手可能です。なお、料金は無料です。

〒004 札幌市厚別区厚別中央1条5丁目

札幌市青少年科学館

「百武彗星記録写真集」係

問い合わせは 電話 011-892-5001

13. 彗星は見られなかった

新聞やTVで百武彗星のニュースが連日報道された。それに刺激されてか、玄関先や空き地まで足を運んで、夜空を見上げてみた、という人も多かったようである。

ところが、長大な尾どころか、どこに彗星があるのかも分からず、がっかりした人が多かった。

「どこを見れば、百武彗星が見えるのか？」

といった問い合わせの多さに、札幌市青少年科学館の業務に支障が出るほどだったと聞く。

ここまで、僕のつたない思い出話と百武彗星の観察記につきあっていただき、お礼を申し上げます。

しかし、ここで何を言いたかったかということ、なにをかくそう、肉眼で見られる彗星が本当に珍しいものだということを、分かってもらいたかったのである。

皆さんにもこの数十年、数百年？に一度かもしれない彗星をぜひ見て欲しかった。そして、この感動を共有してほしかった。

文中でいく度か出てきたが、彗星のコマ、そして尾を見るためには、街明かりのまったく無い地方へ行かねばならない。札幌市内の身近な空き地や少しくらいの郊外では、これまでの話しが偽りではないかと思えるほど、貧相な彗星の姿しか見る事ができなかったのである。

【写真6】

一般の人たちは知らぬうちに、文明の恩恵であるネオンや水銀灯の放つ光によって、満天の星空や彗星という自然の素晴らしい眺めを失な



写真6

都会で見る百武彗星には尾は見られなかった
(ニューヨークのエンパイアステートビルの側
で輝く)

ってしまったのである。広い宇宙空間で地球と
彗星が一瞬遭遇する。このたぐいまれな偶然が
つくれた、一大ドラマを堪能する機会を失った
ことは、何ともったいないことだろうか。

百武彗星は史上最大の彗星という賛辞を受け
て、再び太陽系の果てへと旅立ってしまった。

14. もう一度

1995年7月23日、米国のアマチュア天文家、ア
ラン・ヘールとトーマス・ボップが10等級の新
彗星を発見した。百武彗星発見の半年も前のこ
とである。

【写真7, 8】



写真7



写真8

写真7-8

ヘール・ボップ彗星の発見者
(アラン・ヘール と トーマス・ボップ)

星雲・星団巡りを楽しんでいた二人が偶然見
つけたものだ。発見者二人の名を冠して、ヘー
ル・ボップ彗星(C/199501 Hale-Bopp彗星:0
は7月下半期:1番目に見つかった意味)と呼ばれ
ている。

この彗星、世界各地から集められたデータを
解析すると動きが非常に遅いことが判明した。
このことは、彗星の発見された位置がものすご
く遠いことを意味している。その距離は、太陽
からおおよそ10億キロメートル(木星と土星の間
くらいの距離になる)。

これは驚くべきことだった。なぜなら、この
位置で発見される彗星としてはあまりに明るか

ったのである。大彗星として知られるハレー彗星でさえ、同じ位置では16等級ほどにしか見えなかった。

つまり、ヘール・ボップ彗星は本体そのものが、とてつもなく大きいことを意味している。百武彗星でその大きさはおよそ数キロ。ハレー彗星でさえ数十キロと見積もられているから、ヘール・ボップ彗星は桁が一つ多い、数百キロメートルはあるだろうと試算された。

15. 1997年春、巨大彗星がやってくる

ヘール・ボップ彗星は来年3月から4月にかけて夜明けの北東から日没の北西の空に見えるようになる。

【写真9, 10】

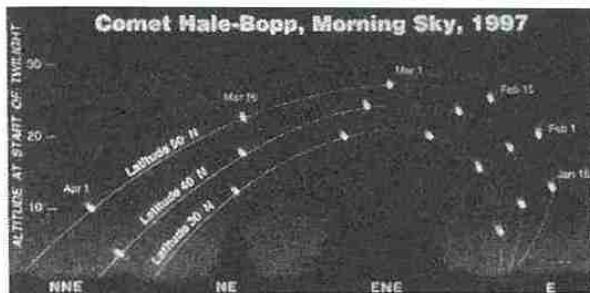


写真9

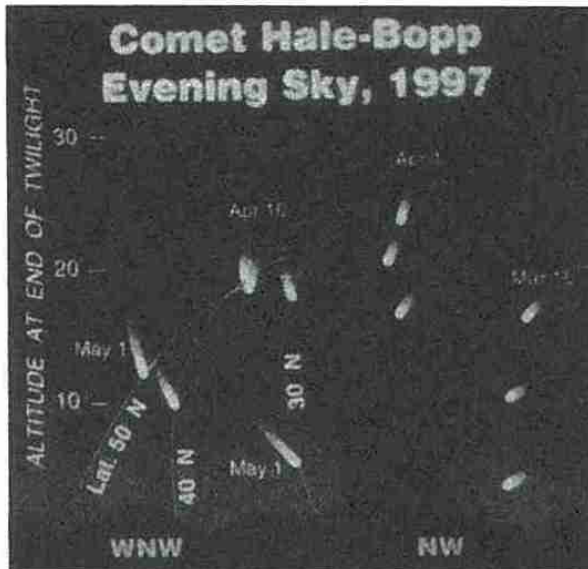


写真10

写真9-10

ヘール・ボップ彗星の見え方

その時の明るさは0等級(百武彗星と同じくらい)から、マイナス4等級(宵の明星・明けの明星の金星とほぼ同じ明るさ)と予想もまちまちだ。どうやら専門家でさえ頭をかかえてしまうほど推測が困難な彗星と出会うことになりそうである。

百武彗星を見られなかった人は、今度こそ本物の巨大彗星を求めて、面倒でも地方まで足をのばしてもらいたい。僕たちは巨大彗星に二つも出会えるという、実にラッキーな時代に生まれてきたのだから。 【写真11】

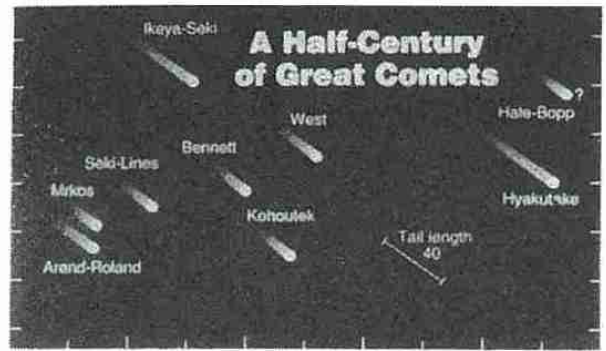


写真11

この半世紀の巨大彗星の比較

● 案内星図を利用するとよい

ヘール・ボップ彗星は、この夏7等級に達し6等級を超えて、肉眼でその存在が分かるほどに明るくなっている。双眼鏡をつかえば、今から観察可能である。来年春までの案内星図を掲載するので(星の広場:作成、彗星専門のアマチュア全国組織)これを頼りに探してみるとよい。(星図中の星のそばに記されている数字は、(点)を省略している。数値はその星の光度を表している、それと比較することによって彗星の明るさを測ることができる)

【写真12】

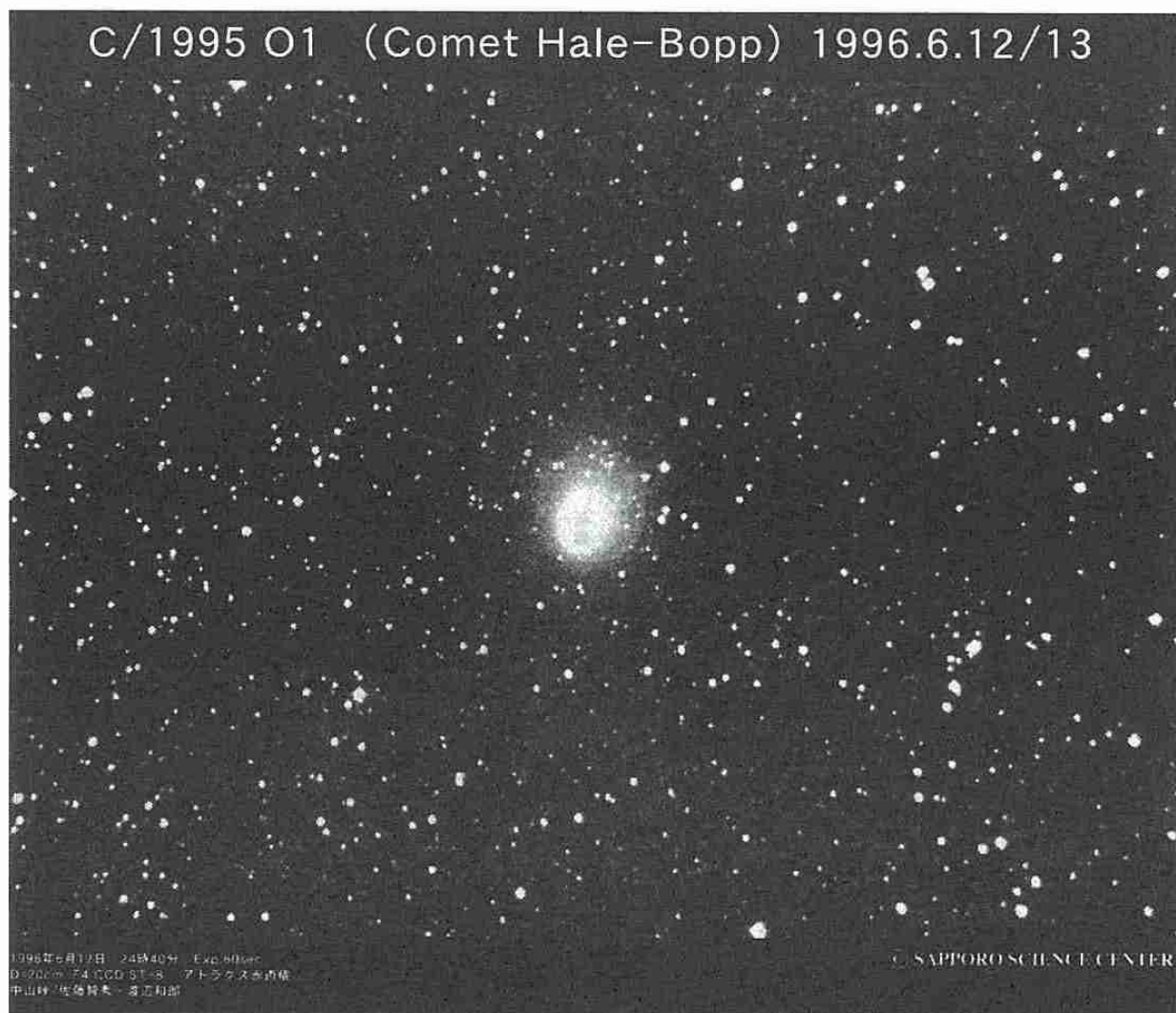


写真12

札幌市青少年科学館チームが撮影したヘール・ボップ彗星

(1996年6月13日 0時40分から露出1分 口径20cm 焦点距離 800mm 冷却 CCD ST-8 カメラ 中山峠にて
／撮影 佐藤智秀・渡辺和郎)

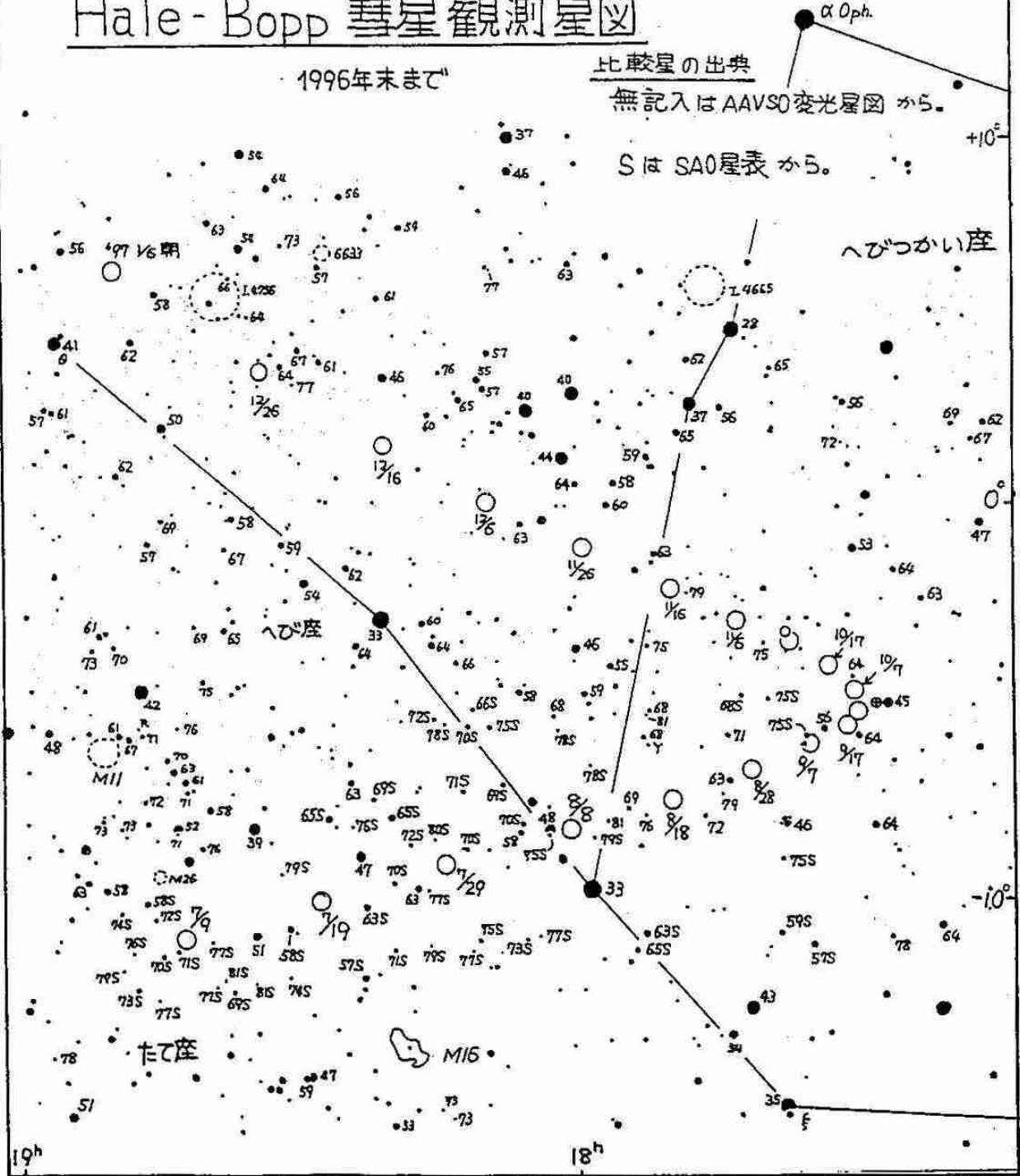
Hale-Bopp 彗星観測星図

1996年末まで

比較星の出典

無記入はAAVSO変光星図から。

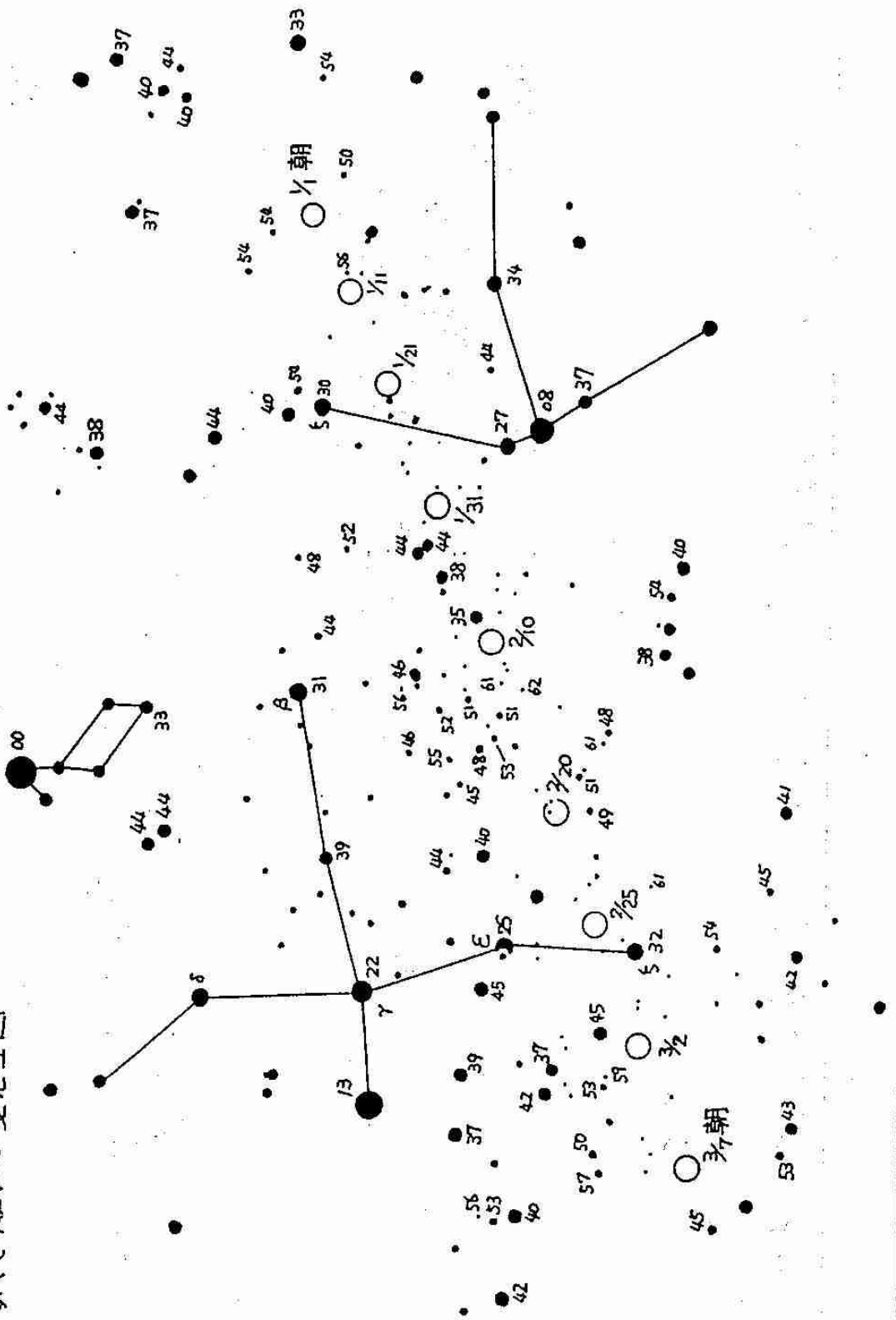
SはSAO星表から。



Hale-Bopp 彗星 観測星図 1997年1月～2月 明け方 東、低い

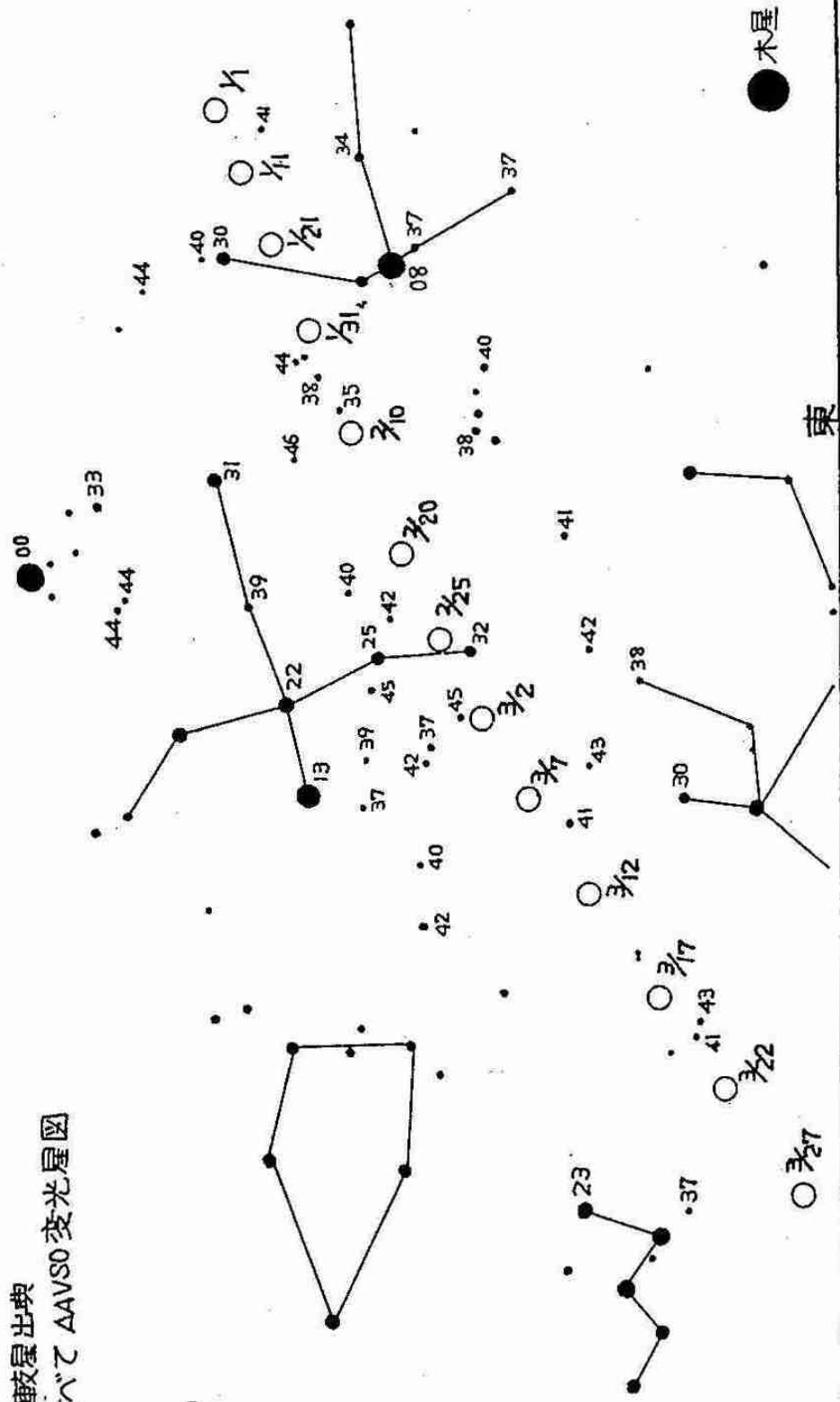
比較星出典

すべて AAVSO 変光星図



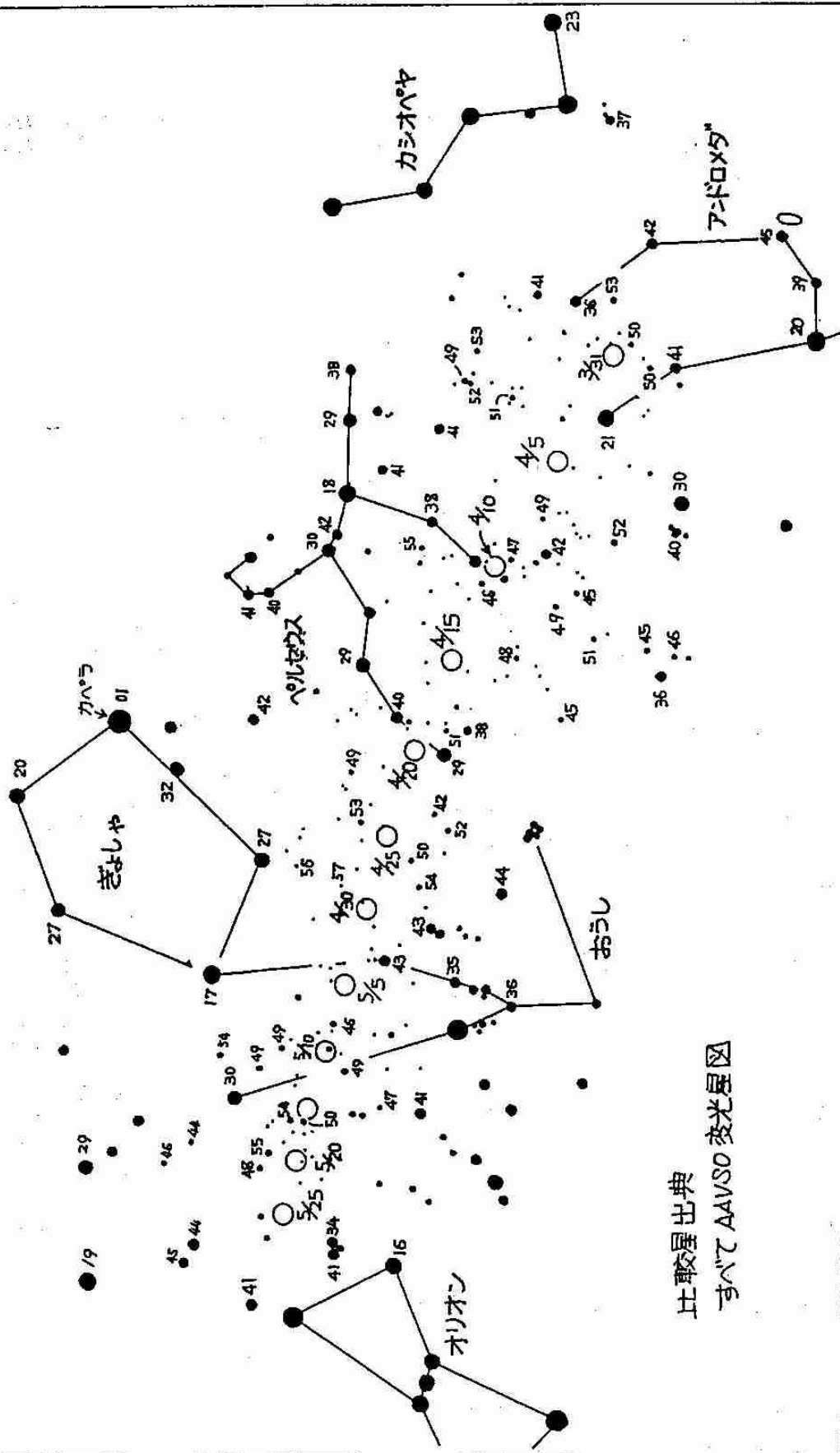
Hale-Bopp	彗星 観測星図	1997年 2月~3月中旬	明け方 北東低い
-----------	---------	---------------	----------

比較屋出典
すべて ΔVSO 変光屋図



Hale-Bopp 彗星 観測星図

1997年3月末～5月 夕空、北西低い



比較星出典
すべて AAVSO 変光星図

3. 新しい天気予報と今年の5月の低温

札幌管区气象台予報課 藤 田 英 治

はじめに

気象庁は国民の多様なニーズと防災機関が進めている防災業務の高度化に対応するため気象資料総合処理システム(COSMETS: Computer System for Meteorological Services)の更新を機に、きめ細かく定量的な天気予報を1996年3月1日から開始しました。

今日はこの新しい天気予報とこれまでの予報を含めて、天気予報の上手な利用の仕方について紹介します。

また、1996年(今年)の5月は北海道の月平均気温(北海道22地点平均)が平年より1.9℃も低くなり、5月10日には帯広で16cmの降雪が観測されるなど記録的な低温となった。季節的にいちばん爽やかといわれる晩春5月に、北海道ではたびたび低温が発生する(札幌ではリラ冷えといわれる)。今年の低温はいわゆる偏西風の分流・蛇行によるブロッキング型といわれる気圧配置によるものであったが、これについても少し解説を加えてみましょう。

1 新しい天気予報

一分布予報と時系列予報について

1. 新しい予報は画像での利用を想定しています

これまでの天気予報は「晴れ時々くもり、午後所により一時雨」といった言葉で伝えることを中心とした予報でしたが、新しい

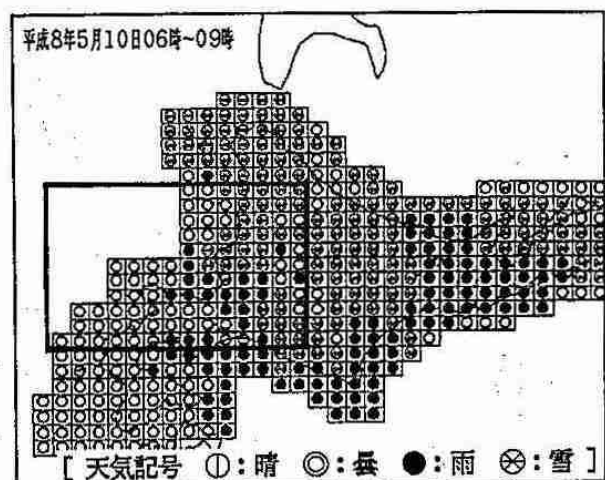


図1-1-1 天気分布予報(平成8年5月10日06時 札幌管区气象台発表)
太線枠の部分を拡大したものが図1-1-2である。

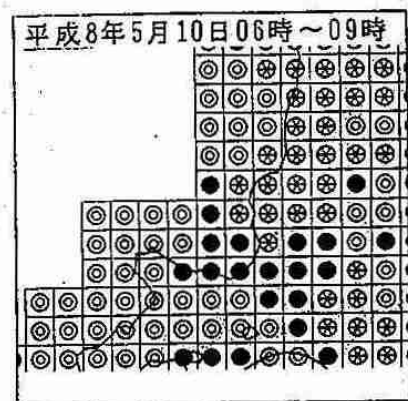


図1-1-2 天気分布予報(図1-1-1の拡大)

予報は画像情報としての利用を想定した予報になっています。

また、報道機関などでの計算機処理を容易にするため、コンピューターで利用でき

るデータを提供することを原則としています。この数値データは、財気象業務支援センターを経由して放送局や民間気象会社などに提供します。

2. 新しい予報は2種類です

新しい予報は、気象状態を分布形式で表現する分布予報と、特定地域の気象状態の推移を表現する時系列予報の2種類で、午前6時、正午、午後6時の1日3回発表します。

なお、予報期間は発表時刻から24時間先までです。

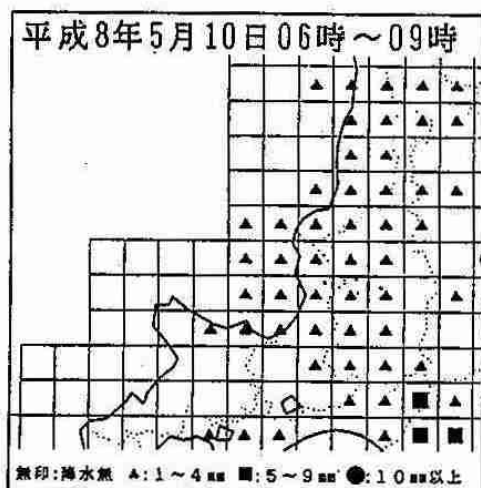


図1-2 降水量分布予報
(平成8年5月10日06時 札幌管区気象台発表)



図1-3 気温分布予報
(平成8年5月10日06時 札幌管区気象台発表)

3. 「分布予報」とは？(図1-1～3参照)

分布予報は、3時間単位の天気(晴れ、くもり、雨、雪の4種類)、降水量(降水なし、1～4mm、5～9mm、10mm以上の4階級)、気温(1℃単位)をおよそ20km四方ごと(全国で約2,000個)に予報します。

また、最高、最低気温(1℃単位)も予報します。

なお、分布予報において現在4段階で示している降水量も、今後の技術開発の成果に応じて、更に細分化するなど改善していく予定です。

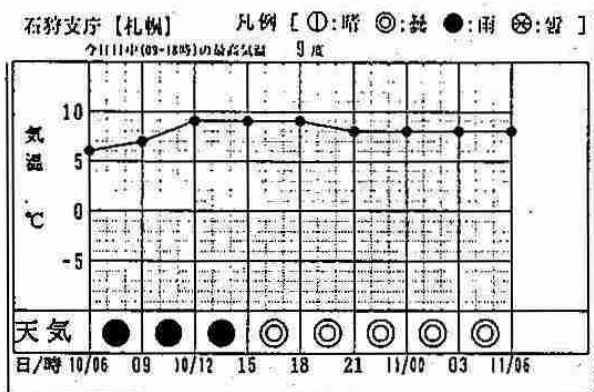


図1-4 石狩地方時系列予報
(平成8年5月10日06時 札幌管区気象台発表)

4. 「時系列予報」とは？(図1-4参照)

時系列予報は、3時間単位の天気(晴れ、くもり、雨、雪の4種類)と気温(1℃単位)を時間経過にそって予報します。

また、最高・最低気温(1℃単位)も予報します。

この時系列予報は都府県の代表的な地域1～4か所を対象とし、全国138か所で発表します。

なお、北海道では原則として1支庁1か所(例: 石狩地方は札幌、空知地方は岩見沢、後志地方では倶知安)、沖縄県では7か所を対象として発表します。

5. これまでの天気予報も時間を早めて発表します

明後日までの天気予報は、風、天気、波浪、最高・最低気温、降水確率を予報していますが、発表時刻や予報期間を一部変更して発表します。

発表はこれまでより1時間早く午前5時（予報期間は今日、明日）、午前11時（今日、明日、明後日）、午後5時（今夜、明日、明後日）の1日3回です。また、この予報は急激な気象の変化等の場合は随時発表を行います。

明日から7日先までの毎日の天気、最高・最低気温、降水確率を予報する週間天気予報も発表時間を午前11時に早めて発表します。

2 天気予報を上手に利用する

天気予報の種類、言葉の意味、定義などを知って天気予報を上手に利用しましょう。

1. 天気予報の種類（平成8年3月から）

降水短時間予報（3時間先までの降水量予測）
短期予報（今日または今夜、明日、明後日）
分布予報（発表時間から24時間先まで）
時系列予報（発表時間から24時間先まで）
週間予報（明日から1週間先まで）
長期予報（1か月予報、3か月予報、暖候期予報、寒候期予報）

2. 天気予報（短期予報）に用いられる予報期間の定義

特に短期予報が予報している期間に注意。

「今日」 5時発表では05時から24時まで

11時発表では11時から24時まで（ただし17時発表の場合のみ「今夜」とし17時から24時まで）

「明日」 何れの発表時間も翌日の00時

から24時まで

「明後日」 11時と17時の発表で翌々日の

00から24時まで

夜テレビで放送している「明日」の予報は翌日の00時から24時までの天気。翌日の朝になってテレビで放送している「今日」の予報はその日の06時から24時までの天気。

3. 時に関する定義

明け方前＝日の出の前2時間くらい

明け方＝日の出の前後それぞれ1時間くらい（計2時間くらい）

朝のうち＝日の出から9時頃まで

昼 前＝正午の前2時間くらい

昼 頃＝正午の前後それぞれ1時間くらい（計2時間くらい）

昼過ぎ＝正午のあと2時間くらい

日 中＝9時頃から日没の1時間前くらいまで

夕方前＝日没の前2時間くらい

夕 方＝日没前後のそれぞれ1時間くらい（計2時間くらい）

夕方過ぎ＝日没のあと2時間くらい

宵のうち＝日没のあと2～3時間（およそ21時までを限度とする）

夜半前＝24時の前2時間くらい

表2-1 予報期間と時の区分

今日 (今日)					明日					明後日				
0	5	9	12	18	24	6	9	12	18	24	0	5	9	12
日の出					日没					日の出				
明け方					日中					夕方				
朝のうち					昼過ぎ					夕方過ぎ				

（日の出、日没は季節によって変わります。）

4. 時間経過などを表す用語

一時＝現象が連続的に起こり、その現象の発現期間が予報期間の1/4未満のとき

時々＝現象が断続的に起こり、その現象の

発現期間の合計時間が予報期間の $\frac{1}{2}$
未満のとき

(現象の「連続的」は、現象の切れ間がお
よそ1時間未満

「断続的」は、現象の切れ間がおよそ1時
間以上)

5. 降水確率予報

北海道では支庁単位(網走支庁は網走、
北見、紋別の3分割)で、1mm以上の雨が
降る可能性を0%~100%まで10%刻みで6
時間毎にあらわす。

降水確率30%とは、そういう予報が100回
であればそのうち30回は1mm以上の雨が降る
という事。

6. 注意報・警報

気象台から発表される注意報・警報の定
義

注 意 報=気象等により災害が起こる恐れ
がある旨を注意して行う予報。

警 報=気象等により重大な災害の起こ
る恐れがある旨を警告して行う予
報。

気象情報=気象の予報等について一般及び
関係機関に対して発表する情報
の総称。

気象情報は目的別に次のように分けて発
表される。

①注意報、警報に先立って注意を喚起する
ためのもの。

②注意報、警報が発表された後の経過や予
想、防災上の注意を解説するもの。

③少雨、長雨、低温、日照不足等比較的長
期にわたる現象について注意を喚起した
り、解説をするためのもの。

④「記録的短時間大雨情報」

大雨警報が発表されているときに、数年
に1回発生する程度の短時間の大雨を観
測したことを報じる情報。現在の降雨の
程度の把握と今後の降雨状況に対する更

なる注意を喚起するために発表される。

「スーパー警報」ではない。

⑤その他、台風情報など。

表2-2 注意報・警報の種類と発表基準値(石狩・空知・後志支庁の場合)

注意報名		発表基準値	警 報 名		発表基準値
強 風 (平均風速)		陸上 12m/s 海上 15m/s	暴 風 (平均風速)		陸上 18m/s 海上 25m/s
風 雪 (平均風速)		陸上 12m/s 海上 15m/s 雪を伴う	暴 風 雪 (平均風速)		陸上 18m/s 海上 25m/s 雪を伴う
波浪(有義波高)		3.0m	波浪(有義波高)		6.0m
高潮(潮位:TP上)		小樽港 0.5m	高潮(潮位:TP上)		小樽港 0.9m
大雨 (雨量)	R 1	20mm	大雨 (雨量)	R 1	40mm R12 80mm
	R 3	30mm		R 3	60mm
	R24	50mm支笏湖方面100mm		R24	100mm支笏湖方面200mm
洪水 (雨量)	R24	80mm 支笏湖方面100mm ただし、融雪期には雨量と 融雪量(相当水量)の合計	洪水 (雨量)	R 1	40mm R12 80mm
		R 3		60mm	
		R24		100mm支笏湖方面200mm ただし、融雪期には雨量と 融雪量(相当水量)の合計	
大雪(12時間降雪の 深さ又は12時間積雪の差)		20cm	大雪(12時間降雪の 深さ又は12時間積雪の差)		40cm 山間部60cm
雷		落雷等により被害が予想される場合			
乾 燥		最小湿度30%、実効湿度60%			
濃霧(視程)		陸上200m、海上500m			
霜(最低気温)		3℃			
なだれ		①24時間降雪の深さ30cm以上、②積雪の深さ50cm以上で日平均気温5℃以上			
低 温		5月~10月(平均気温)平年より5℃以上低い日が2日以上継続 11月~4月(最低気温)平年より8℃以上低い			
着 雪		気温0℃くらいで、強度並以上の雪が数時間以上継続			
着氷(船体)		水温4℃以下、気温-5℃以下で、風速8m/s以上			
融 雪		日平均気温5℃以上で、24時間降水量10mm以上			

7. 2次細分区

注意報・警報は毎日発表される予報の区域を更に細かく細分して発表されます。石狩、空知、後志支庁はそれぞれ行政区を境目として、下図のように細分されています。

この図から、例えば石狩北部に大雨注意報が発表された場合、自分の住んでいるところが該当するのかどうか判断し利用して下さい。



図2-1 注意報・警報の発表に使われる
石狩、空知、後志地方の2次細分区

3 1996年5月の低温

1. 今年の5月は異常低温

1996年5月は北海道の月平均気温（北海道22地点平均）が平年より 1.9°C 低く経過した。月平均気温が5月では平年よりおよそ 0.5°C 以上低くなれば平年より低いと表現されるから、 1.9°C 低いということの重大さがおわかり頂けることと思う。

この低温の原因は偏西風の分流・蛇行によるブロッキング型といわれる気圧配置によって引き起こされたが、ではなぜこのような現象が起きるのか考察してみましょう。

2. 大気の大循環

1) 地球の熱収支

地球系の全球平均した年平均温度はほぼ一定の定常状態を保っている。このことは、地球全体が太陽から受けとる短波放射（日射）のエネルギーと同じ量のエネルギーを赤外放射として宇宙空間に放出しているためである。地球全体としてはそうであっても、季節や緯度別に見ると話はかなり複雑になる。

図3-1は、地球が吸収する太陽エネルギーと地球から出ていく長波放射エネルギーの緯度による違いを両半球にわたって同じ単位で見たものである。これから一年を通して見ると緯度約 40°C より低緯度地帯では地球が受けとる熱量の方が出ていく熱量より大きく、高緯度側では逆に出ていく熱量の方が多くなっている。にもかかわらず低緯度地帯の気温が年々高くなることや、高緯度の気温が際限なく低くなることもないのはなぜであろうか。

それは、図3-2に北半球について模式図的に示したように、低緯度の余分な熱量が大気や海洋の流れによって高緯度に運ばれているからである。この余剰熱量の北極への流れのうち大気により輸送

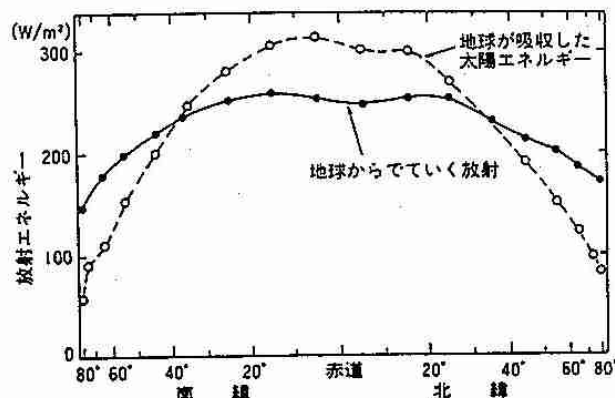


図3-1 地球が吸収する太陽放射量と地球から出ていく放射量の緯度分布 (Vonder Haar and Suomi, 1971より)

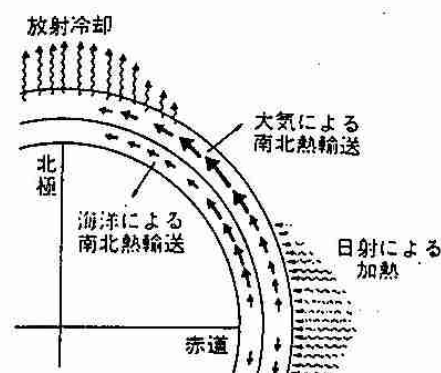


図3-2 地球の熱収支の概念図 (浅井ほか, 1981より) 長く太い矢印は南北熱輸送量が大さいことを示す。

される分が大気大循環であり、その輸送量は $30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 帯の中緯度で最大となっている。一方海洋による熱輸送は低緯度から中緯度にかけて卓越しており（例えば黒潮など）、特に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 帯では大気による輸送の7～8割に達するものとなっている。

2) 3細胞循環による熱の南北輸送

太陽エネルギーを多く受ける低緯度の空気塊は放射冷却の方が少ないため加熱・膨張により上昇し、高緯度では逆に冷却・収縮で下降する。その結果、赤道から低緯度帯では図3-3にみるような垂直面での対流循環が形成される。このような垂直な子午面内の対流循環を研究者の名

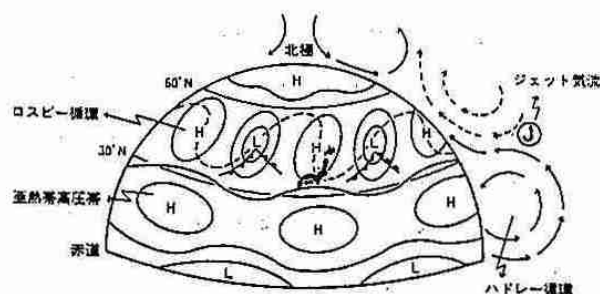


図3-3 大気大循環の模式図

前をとってハドレー循環とよんでいる。

一方、極・高緯度帯では冷却・収縮により重くなり下降流が出現しやすく、ここでもハドレー型の子午面循環が形成させる。これを極循環と呼ぶ。

しかし、ハドレー循環と極循環だけでは低緯度と高緯度の間（中緯度帯）に南高北低の大きな差がでる。

このように中緯度帯で南北の温度傾度が大きくなると、力学的釣合いの関係（温度風効果という）から上空に行くに従って西風（北半球）が強まってくる。これが中緯度上空に存在する偏西風である。中緯度偏西風は高さとともに強まり、圏界面付近で極大風速となる。これをジェット気流と呼ぶ。冬のジェット気流は30°N帯にあって、風速は60～80m/sと強いが、夏には40°N以北に達し、風速も冬の半分程度となる。

地球上の大気の流れにはその重力効果、コリオリの力による水平運動卓越効果、地球の球面効果などが作用するため、帯状に流れる偏西風はある限度以上に強くなると、ちょっとした乱れをきっかけに図3-3に破線で画かれているように、南北方向に蛇行するようになる。上層の流れが蛇行するということは地上では高気圧、低気圧が東西方向に並ぶ配列となることでこれを傾圧不安定と称する。つまり、傾圧不安定とは南の暖気と極からの寒気が中緯度で対峙した時、これらの

寒、暖両気塊の位置エネルギーが高・低気圧波動という水平対流に変換することである。この考え方はノルウェーの気象学者ロスビーによってほぼ確立されたので、中緯度の高・低気圧波動をロスビー循環とよんでいる。

これら、ハドレー循環、ロスビー循環及び極循環の3つの循環によって低緯度の余剰熱量は高緯度へと運ばれ地球上の熱のバランスが保たれているのである。これを3細胞循環による熱の南北輸送という。

3) 偏西風の流れの場の変動

地球上の大気の流れの性質として、低緯度と高緯度の間で気温の差が大きくなるほど上層に向かって偏西風が強まり、この偏西風がある限度以上に強くなると蛇行し、高気圧や低気圧が発生して熱を北に輸送し、南北の温度傾度を弱める作用をすることは前項で述べた。つまり、地球上では南北の温度差が大きくなると偏西風の蛇行により中緯度で盛んに熱交換をして南北の温度差を小さくする、という作用が常々行われていると考えて良い。

図3-4は、北半球におけるこれらの

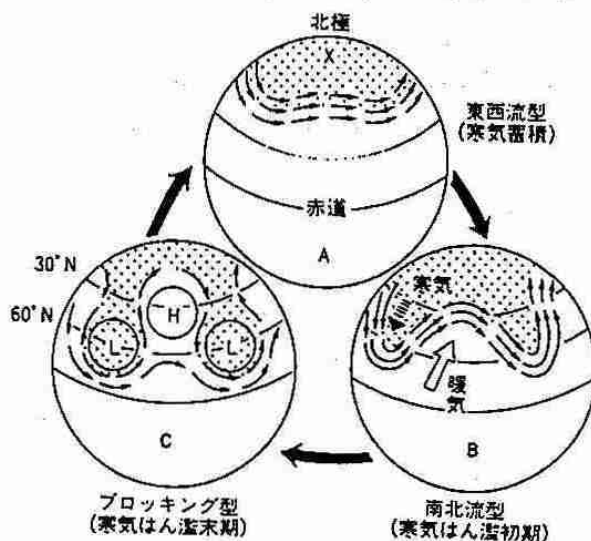


図3-4 北半球における寒気の蓄積、消費のサイクリックな過程の模式図

熱交換のサイクルを模式的に現したものである。Aは→印で示した偏西風がほぼフラットに流れており、これを「東西流型」という。この東西流型が続くと高緯度では寒気が低緯度では熱が蓄積し、偏西風がしだいに強まってゆく。流れが強くなり過ぎると、大気の内面的不安定やヒマラヤ、ロッキー等の大山脈及び大陸・海洋の熱分布等の影響を受けて、偏西風は大きく蛇行しBの南北流型に移行する。この南北流型になると北から南に向かう偏西風によって寒気が、南から北へ向かう偏西風によって暖気が輸送され熱の南北交換が行われることとなる。

南北流の振幅の増大がその極に達すると、流れはCのブロッキング型に移行し、準定常的となって停滞する。この型が2週間以上持続すると南北の温度傾度が解消され、流れは再び東西流型に移行していく。

このように東西流型、南北流型、ブロッキング型を繰り返すことによって熱交換が行われるわけだが、南北流型やブロッキング型では東西の波長が1万km程度にまで及び、半球的に見ても2波から3波という大規模な現象であり、気象学ではこれを超長波と称している。この超長波は流れの力学的特性や大山脈、海洋、大陸の熱的要因などが大きく作用しているとみられるが、まだその機構はよく解明されていない。これら3気流型は各型とも持続性が大きく2週間から時には1ヶ月も続くことがあり、それだけに異常気象を引き起こしやすい。以下に各型の天気特性を述べる。

東西流型とは、日本の北に寒気が、南に暖気があって、上空の西風が強い時の型である。このような時には高気圧と低気圧が交互に通って、晴れ・雨と天気は

周期的に変わり、またその移動速度も速いので、一般には異常気象になりにくい。

南北流型とは、偏西風が南北に大きく蛇行して流れる型である。この流れの時は上空の西風成分が小さいので、地上の高気圧、低気圧の移動は遅く、時には停滞することもある。そうすると、寒気が南下した気圧の谷のところでは低温で曇雨天が続き、反対に暖気が北上した気圧の峰の所では高温・晴天が持続する。この南北流型は北の寒気の氾濫初期であり、氾濫する地域は山脈・海洋・大陸の影響を受け、低気圧の発達しやすい大陸東岸の日本付近、北アメリカ東岸およびヨーロッパ付近である。

ブロッキング型とは寒気氾濫の末期で、高緯度に温暖高気圧、低緯度に寒冷低気圧がそれぞれ切り離される型であり、高・低気圧の動きは極端に遅くなる。南の低気圧の中では低温と長雨が、北の高気圧では圏内では高温・干ばつが発生するなど、異常天候の時の大気の流れである。

3. 今年の5月の天気図

- 1) 図3-5-1~3は今年の5月1日から15日までの、北半球500hpa(上空約5400m)の5日高度平均天気図である。この天気図からまず図3-5-1の5月1日から5日までの偏西風は沿海州から北海道付近で大きく蛇行している。これが南北流型といわれる寒気氾濫初期なのである。

次の図3-5-2の5月6日から10日ではバイカル湖の西で偏西風は分流し、中国東北区から沿海州及び北海道付近は高気圧と低気圧が対峙して等高度線が少なく、ちょうど川の流れの淀んだ所のようになっている。こうなると地上でも低気圧などの動きが遅く、一度天気が崩れるとなかなか回復しない。図3-6は5

月8日から11日にかけて上空約1500m (850hpa) に -5°C という3月下旬から4月上旬並の寒気を伴った低気圧が通過し、太平洋側東部やオホーツク海側に季節外れの雪を降らせ、帯広では16cmの記録的な降雪となった時の低気圧や寒気の動きを現したものである。通常5月8日の低気圧の発生から11日に到達した距離

おおよそ2,000kmだと、2日間くらいで通過するがこの例では倍の4日間かかっていることになる。

図3-5-3の5月11日から15日はアリューシャン列島付近で典型的なブロッキング型となっており、寒気氾濫末期に入ってきている。しかし、実際にはこのブロッキング型が解消したのはもう少し先

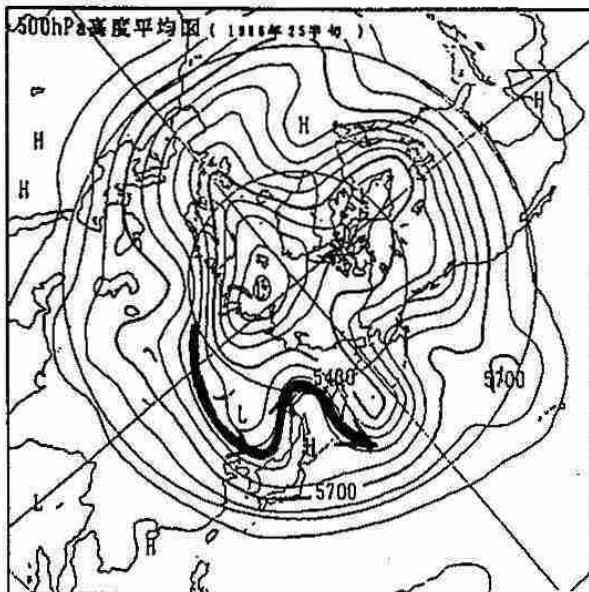


図3-5-1 北半球500hPa高度5日平均図 (平成8年5月1日~5日)
南北波型(太い矢印は偏西風の位置を示す)

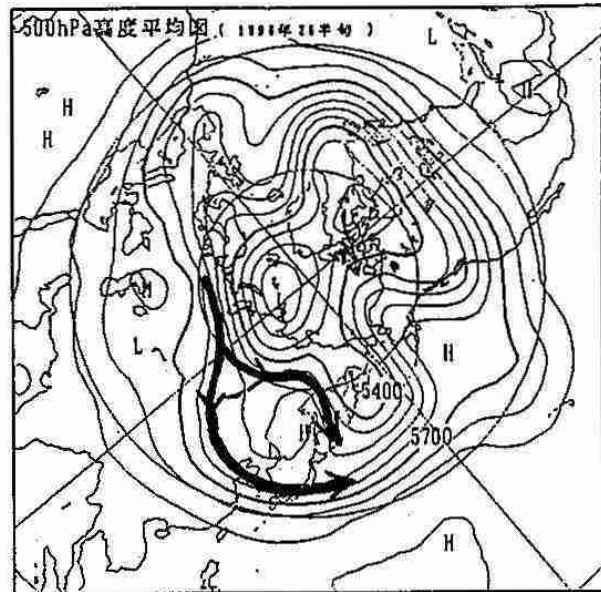


図3-5-2 北半球500hPa高度5日平均図 (平成8年5月6日~10日)
南北波からブロッキング型への移行過程(太い矢印は偏西風の位置を示す)

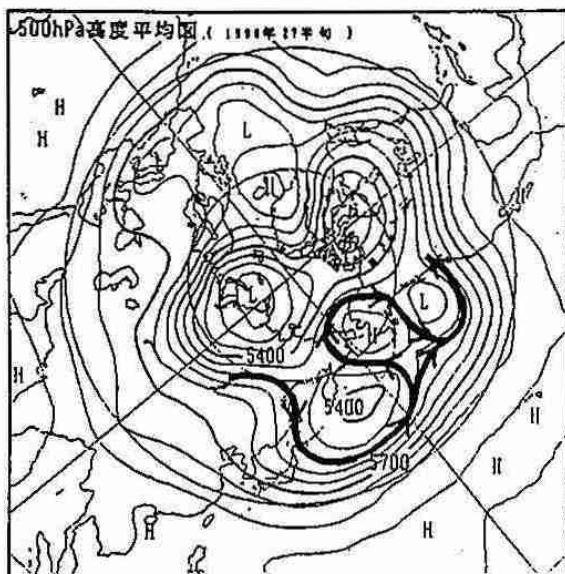


図3-5-3 北半球500hPa高度5日平均図 (平成8年5月11日~15日)
ブロッキング型(太い矢印は偏西風の位置を示す)

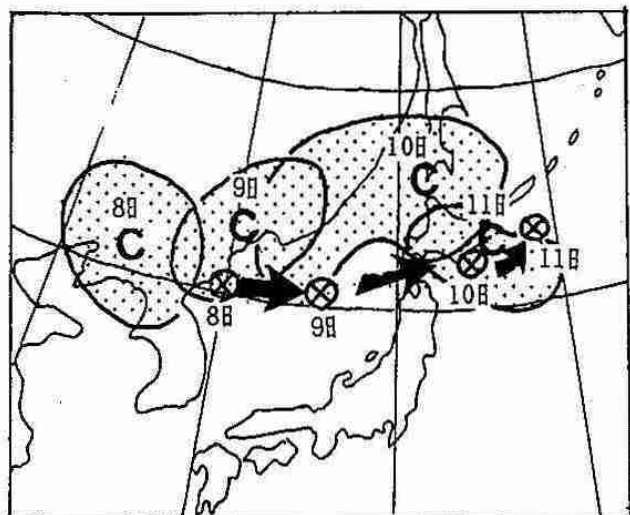


図3-6 平成8年5月8日~11日にかけて低気圧と寒気の移動した様子
⊗は地上低気圧の中心、陰影部は850hPaの -3°C 以下の寒気で
Cはその中心、それぞれの日付の午前9時の位置を示す。

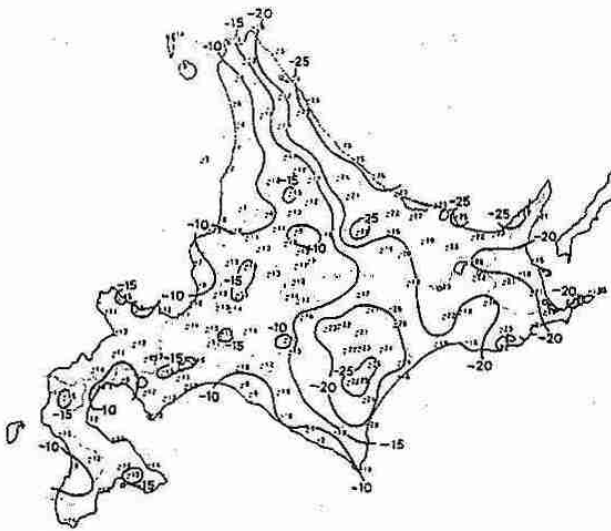


図3-7 北海道地方月平均気温平年差
平成8年5月(単位:0.1℃)

の5月20日過ぎであり、それまで北海道付近に次々と寒気を引きおろしたり停滞させたりしたため、図3-7のような寒い5月となったのである。

4月中頃の東西流型から5月初めの南北流型、そしてブロッキング型の解消まで、数えて実に1ヶ月以上に及ぶサイクリックであった。

おわりに

気象庁では先に述べた新しい天気予報のほか、1ヶ月予報も毎週金曜日に発表するなど天気予報を利用される皆さんのために日々努力しております。利用される皆さんも発表されている予報の意味を良くご理解の上、目的に応じてご利用下さいますようお願いいたします。

また、今年の5月の異常気象もいつ発生していつ終わるのかなど未だ気象学上良く解明されていないことも多くあります。しかし、近年社会的に注目されてきた地球の温暖化は遠い未来の話ではなく、アフリカで砂漠の面積が年々広がるなど確実に私たちのまえにその姿を現してきています。私たち一人一人が地球の将来のために何ができるのか、しっかりと真剣に考えなければならない時期がきていると思います。

参考文献

大川 隆、1992：北海道の動気候 北海道大学図書刊行会

小倉 義光、1984：一般気象学 東京大学出版会

気象庁キャンペーン資料No204 1996.3.10発行

4. 気候とその変動、異常気象

北海道大学大学院地球環境科学研究科

松 野 太 郎

はじめに

今冬は、札幌で記録的積雪があって除雪能力を超え、交通障害に悩まされた。全国的に見ても9年続きの暖冬の後に久しぶりに平年並みの寒さになったため、寒冬との印象が強かった。一方、夏の方は、昨年1995年は、北日本を除き、暑い夏であちこちで水不足が報じられた。

前年、1994年の夏は、さらに暑く、北海道を含め全国が猛暑に見舞われ、各地で高温記録がぬりかえられた。ところが、その前の1993年は、逆に全国的な冷夏で、低温・多雨・日照不足が一夏中つづき、稀にみる「梅雨の明けない夏」となった。

このような年々による気候の変化はなぜ、どのようにして生じるのだろうか。毎日の天気予報と同じように、毎年の気候の変動を予報できないものだそうか。これは、現在の気象学の最大の課題であり、世界中で研究が進められている。また、「気象」でなく、「気候」の予側に必要となるであろう新しい観測網を作る構想が進められ、その一環として、世界最初の総合的地球観測衛星ADEOSが8月17日に打ち上げられる予定である。

今、気候研究が世界的に重要課題となっている理由は、単に自然の気候変動を予測しようというだけでない。もう一つの更に重要な目的は、二酸化炭素(CO₂)など温室効果ガスの放出によって起こると予想される「地球温暖化」の実態

を明らかにすること、温暖化にともなって生じる地球規模の気候変化を予測することである。

このような枠組についての研究の現状を簡単に紹介したい。

1. 気候のゆらぎと異常気象

先に記した暑夏、冷夏、暖冬、多雪など、異常気象と呼ばれる気象状態が近年増えて来ているように思われるが、本当にそうだろうか。異常気象が現われるのは地球がどこかおかしくなっているためであろうか。

毎日の気象が変化するように、気象を長期間平均した気候も毎年同じではない。さまざまな時間スケールで変動している。図1は北日本の夏と冬の平均気温が年々どのように変動しているかを示したものである。気象庁では、月平均気温が30年に1回しか現れていない程に平均からずれた高(低)温を異常高(低)温と呼んでいるが、気候が常にゆらいでいる以上、30年に1回の高温、低温が、その程度の頻度で現れているのが当然であり、決して異常ではない。異常気象というネーミングが誤解を生んでいるかもしれないが、「異常」を「正常」の反対、つまりあるべき姿から外れているととるべきではなく、むしろ「平常でない気象(めったに起こらない気象)」を意味すると考えるのが適当である。

自然が勝手にゆらいでいる結果で、決して

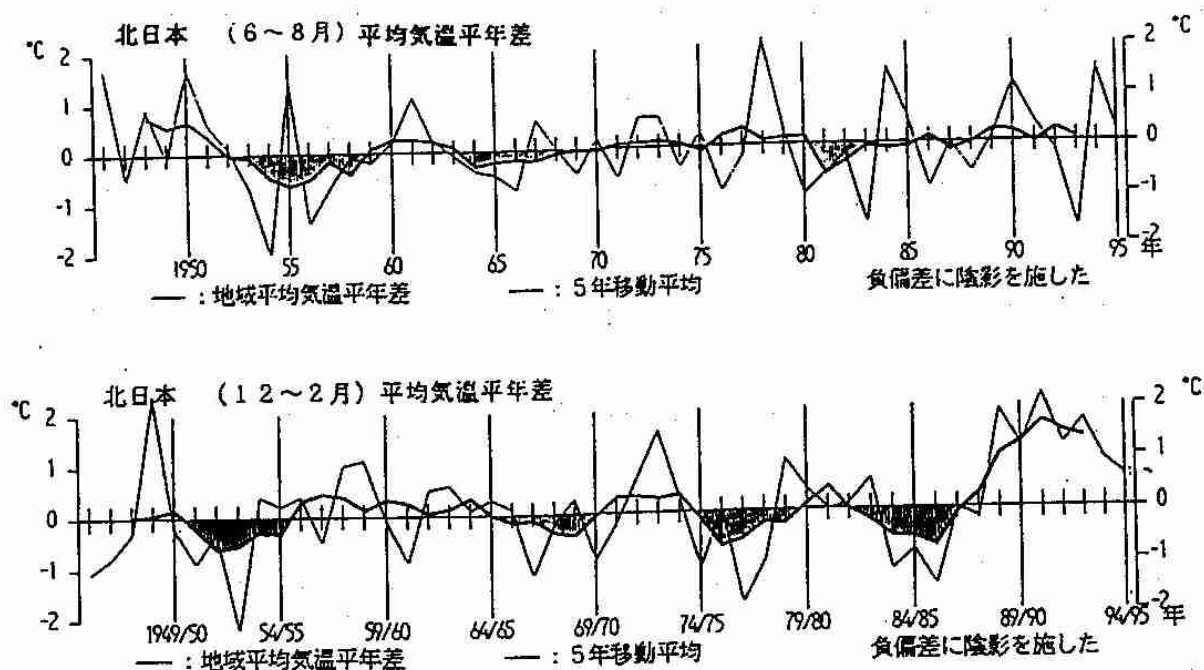


図1 北日本の夏(6~8月)と冬(12~2月)の平均気温の年々の変化。

不自然ではないと言っても、今冬の札幌の多雪のように、めったに起こらない気象に遭遇すれば、人間の生活や産業は大きな影響を受け、正常ではなくなる。近年、異常気象が増加していると感じられるのは、自然のせいよりも、人間社会の側が気候のゆらぎに対して敏感になって来たからと思われる。産業発展や都市化の進行によって、人間活動が平常の気候の範囲で目いっぱい展開されるようになり、その結果、30年に1回程度の平常からずれた気候に対して社会が脆弱になっていると考えられる。それ故、異常気象の発現が事前に予測されれば、対応策をとって被害を軽減できると思われ、気候変動予測が可能になればその意義は大きい。

一方、地球温暖化のような人間活動の影響によって地球が本当におかしくなり(自然状態からずれ)、近年、異常気象が多発しているのではないかと、との疑問が残る。確かにその可能性は全く無くはないが、少なくともこれまでは自然のゆらぎの範囲からそんなに外れてはいない。図2は全世界について各10年代

ごとの異常高温、異常低温の出現回数を示したものであるが、両者の計は近年増加しているとは見えない。しかし、高温・低温に分けてみると1980年代は異常高温が多く低温が少なくなっているが、これは最近の地球規模での高温傾向の現れで、その原因は自然の変動に加え、温室効果ガスの増加も関係していると思われる。

2. 気候の年々変動の原因—1993年冷夏の場合

図1からわかるように、気候のゆらぎの中で寒暖のくり返し間隔が2~5年程度の短期の変動が最も顕著である。(なお、最近の十数年変動の幅が大きくなっており、それが近年の極端な暑夏・冷夏の出現に対応しているわけだが、全期間を通してみると、変動幅の増大は最近の十数年だけでなく、過去にもあり、最近が異常だとは簡単には言えない。)この短期の気候のゆらぎを起こす原因として考えられるものの中で、熱帯太平洋で起こるエルニーニョ現象が最大のものとして注目されている。

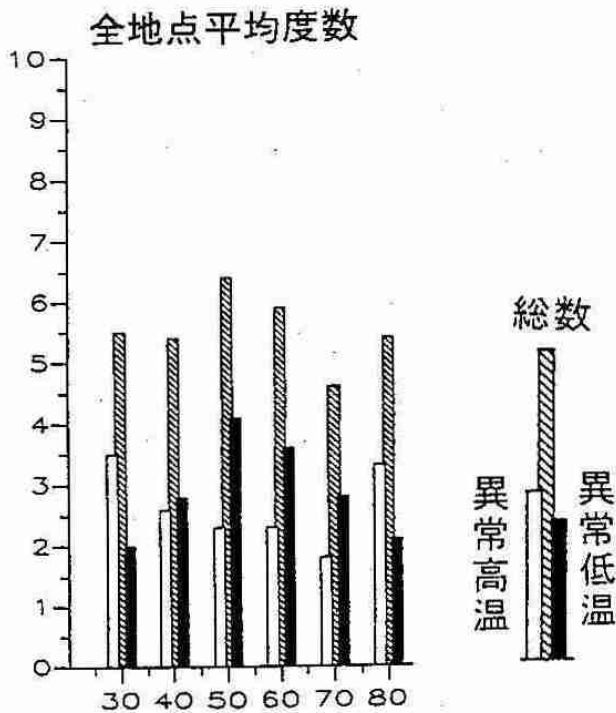


図2 各10年代ごとの世界全体の異常高温・異常低温の出現頻度(%). 30は1930年代、80は1980年代を示す。

日本の夏の気候を支配するものは太平洋高気圧である。太平洋高気圧は、一般に亜熱帯高気圧とよばれる地球全体を取り巻く高圧帯の一部である。地球上の気候は、大かまに言うところと赤道多雨帯とその両側に存在する亜熱帯高気圧から成る熱帯的気候と、その高緯度側にある南北に気温変化が大きく、上空に西よ

りの風が吹いている偏西風帯との2つに分けられる。偏西風帯では、南北の温度差によって温帯低気圧が生まれ、それが偏西風に乗って西から東へ移動することによって天気が変わる。日本は、夏を除いては偏西風帯の中に入っているが、亜熱帯高気圧帯の北上する夏季はその支配下に入り、特に西南日本では7月8月は暑く晴れた日が続く。しかし、亜熱帯高気圧の北縁にあたる東北日本では、高気圧の位置・強弱によって必ずしも支配下には入らず、一夏の中で時折り偏西風が南下して冷気を送り込んだり、また年による高気圧の強弱によって暑い夏になったり、冷気の入りやすい涼しい夏になったりする。つまり高気圧の位置・強弱が日本の夏の気候の鍵を握っている。

亜熱帯高気圧のうち西太平洋の部分にある太平洋高気圧は、赤道近くの西太平洋にある地球上最高温の海水から蒸発する水蒸気によって発生し維持される対流雲（積乱雲）集団の力学的効果（対流雲中の上昇気流と対をなす下降気流）で作られている。ところが、この暖水プールは、2～5年に1回の割合で赤道沿いに東へ広がり、それに伴ってその上の大気中の対流雲集団も東へ移動する。これがエルニーニョ現象と呼ばれるものである（図

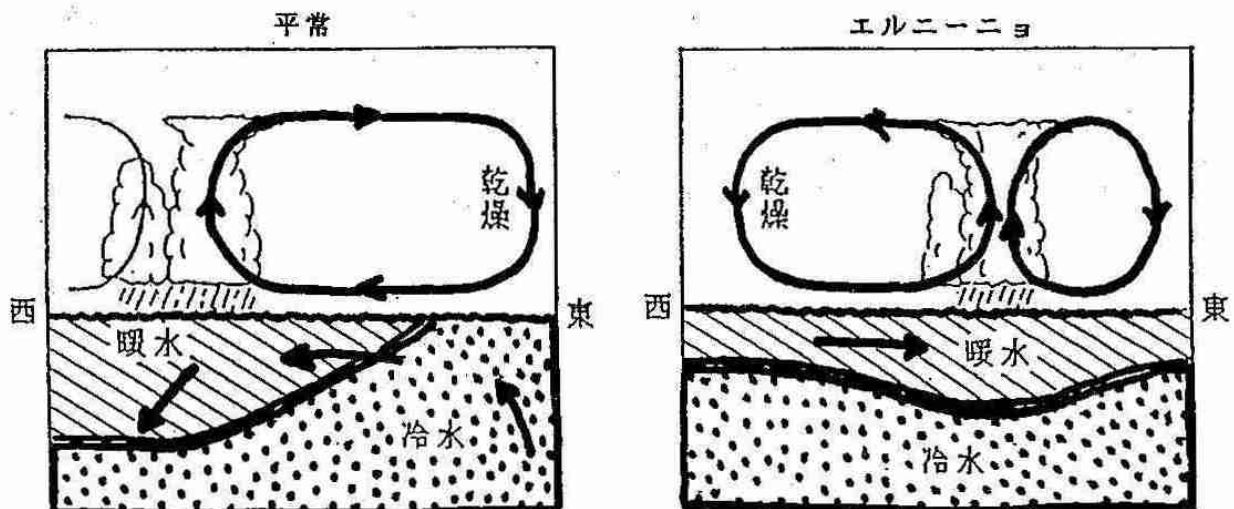


図3 平常時(左)とエルニーニョ時(右)の太平洋の東西断面

3)。エルニーニョ現象が起こると西太平洋の対流雲集団は東に移動し、それに伴って太平洋高気圧を南東にずれる。このような時には、高気圧の中心が日本から遠ざかるため、日本、特に東北日本には冷氣が入りやすく、冷夏となる。西南日本でも梅雨前線の北上が遅れるため7月末でも梅雨が明けず、そのため集中豪雨に見舞われたりする。1957年の諫早豪雨、1982年の長崎集中豪雨、そして1993年の鹿児島島の豪雨は、ともにエルニーニョの起こった年に発生した。

1993年には、1991年以来のエルニーニョ現象が92年に一たん弱まったのに再び現れ、これに伴って太平洋高気圧は南東に少し偏っていた(図4)。このことが冷夏の原因の一つと考えられる。(1991年のエルニーニョの際も冷夏であり、これは長期予報でも考慮され予想通りになった。)しかし、1993年の冷夏は高気圧の偏位だけで説明されるものではない。この時のもう一つの特色は、南下した偏西風ジェットが日本南岸に停滞したままであったことだが、それに対応する現象としてシベリア東部の上空に現れ、ほとんど夏中存在し続けたブロッキング現象がある。すなわち、偏西風の中心軸(ジェット)が東アジア域で2本に分かれ、北側の分岐はシベリア東部上で大きく蛇行し、その状態がいつまでも続いた(図4)。そして、北側の流れがうねっている沿海州上空に「ブロッキング高気圧」が作られ、地上ではその東側のオホーツク海にこれに対応する高気圧が生じ、一夏中継続した。ブロッキング現象とは、このような偏西風の特殊な流れ方を指し、他の季節、他の場所でも現れる。そこで、偏西風の流れ方として、1本の真直に近い流れとともに分流し蛇行する形態も安定な流れ方として存在し、一度この流れ方になるとそれが長続きするのだ、と考えられている。しかし、その機構は未だよくわかっていない。

結局、1993年の冷夏は、エルニーニョ現象のため偏西風が南に偏位しやすい状態にあったこと、その上、偏西風自体の自己運動としてブロッキングを生じ、オホーツク海高気圧が生まれ、ジェットの南側の分岐が日本南岸に停滞し続けた、という解釈になるが、これで充分とは言えない。北日本の低温については、中緯度の海面水温が低く、ブロッキング現象の一環として生じるオホーツク海高気圧を強める傾向にあった事、東北日本近海での海水の低温が吹き付ける北東風(やませ)の温度を一度と低くしたことも重なっていたと考えられる。

3. さまざまな気候変動要因—「気候システム」

エルニーニョ現象は、普通、赤道近くの西太平洋に溜まっている高温水が時折り東方へ広がる現象であることを説明した。しかし、これは海洋だけで独立して起こるものではない。高温水が東へ移ると、その上の大気中に生じている対流雲集団も東へ動き、そこへ向けて西側から吹き込む風が高温海水の東への広がりを助ける。このような大気中の現象に結びついて、熱帯域太平洋では東西の気圧配置が2～5年の周期で振動することが古く19世紀から知られており「南方振動」と呼ばれていた。結局、エルニーニョと南方振動は、実体は一つで、その海洋大気に写し出された2つの姿をみていたわけである。この事を最初に指摘したのは、19才で温帯低気圧モデルを作ったノルウェーの気象学者、J. ビヤクネスで、1966年のことである。その後、1972年に起こったエルニーニョの研究から、赤道では風の変化が短期間(1年程度)に大規模な海洋変動を引き起こし得ることが海洋物理者によって明らかにされ、1980年代に入って、エルニーニョと南方振動が一つのものの2つの姿という事が確立した。さらに、このような視点、すなわち気候変動を、その直接の表

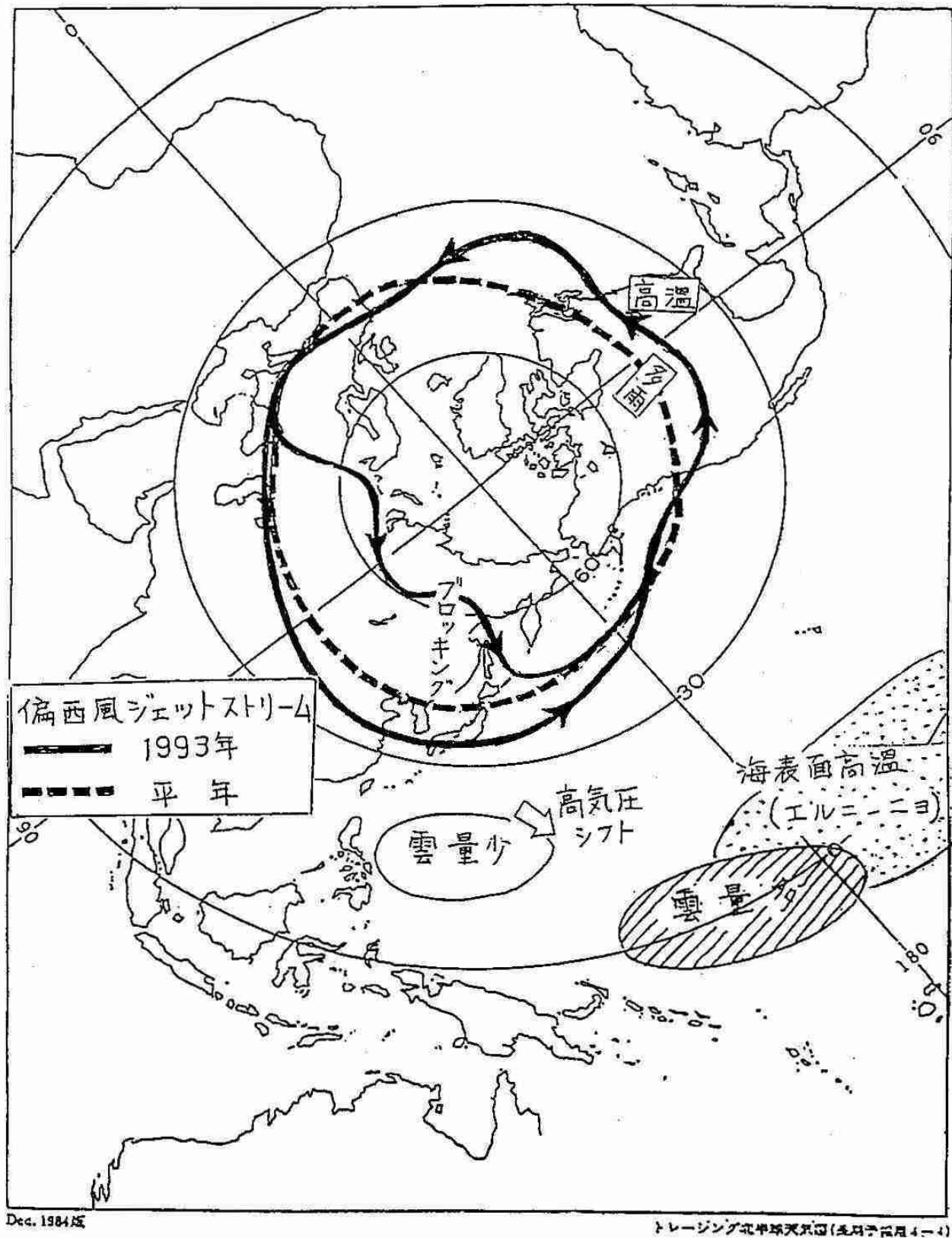


図4 1993年の冷夏時の大気循環の特色

われである大気現象としてのみ捉えるのではなく、海洋など大気以外の要因との結びつきを考えることの重要性が認識されるようになった。

気候は、気温、降水など大気現象の平均状態であるが、そのゆっくりした変動は大気だけでは起こらない。というのは、大気は全質量が小さく力学的・熱的慣性が小さいので、「記憶時間」が30日程度と短かく、例えば暖冬型といった特徴を持った流れや気圧配置が大気だけで長期間継続することはない。これに対して、海面水温の変動や大陸上の積雪面、土壌水分量などは100日あるいはそれ以上の持続性があるので、その影響を受けた大気の流れや気圧配置の特徴は長期間継続できる。一方、海水温、積雪などは大気の影響によって影響され変化する。結局、大気は海洋、陸地面、雪氷と相互に影響を与えながら変動しており、どちらが原因どちらが結果と言えない。つまり一つのシステムを作って変動している。これを「気候システム」と呼ぶようになった。

図5は、夏季のインドモンスーンの雨量の年ごとの変化と、熱帯域西太平洋の海水温の変化を示したもので、明らかに両者は同一方向の変動をしている。海水温の変動のかなりの部分はエルニーニョとその反対のラニーニ

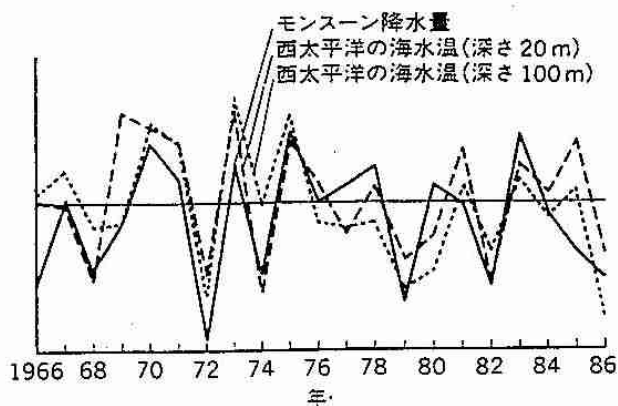


図5 インドモンスーンの降水量と、西部熱帯太平洋の翌年1月の海水温の年々の変動。平均からの偏差で表わす。

ャの発現に結びついているので、これは、インドモンスーンの雨量がエルニーニョに影響されている(エルニーニョのとき少なくなる)ことを示している。一方、同じモンスーン雨量の年々の経過を、前の春におけるユーラシア大陸上の積雪と並べてみると図6のようになり、両者は逆向き変対化をしている。(春の積雪面が広いとモンスーンの雨量は少ない。)このように、インドモンスーンの雨量は太平洋の水温とユーラシア大陸上の積雪の影響を受けており、結局、3者は相互に影響を及ぼし合う結合したシステムを作っていると考えられる。

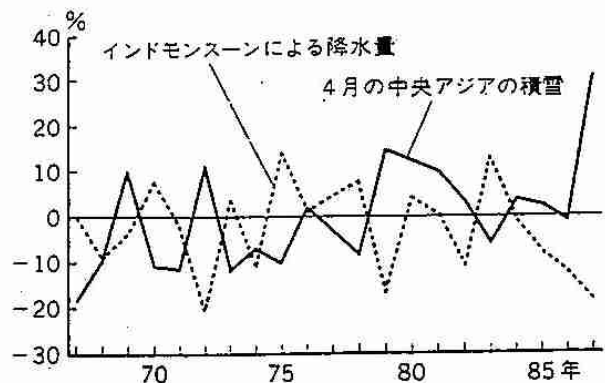


図6 ユーラシア大陸(中央アジア)の4月の積雪面積と夏のインドモンスーン降水量の年々変動。平均値からの偏差(%)で示す。積雪面積は人口衛星からの観測データ。

もうひとつ最近関心を集めている気候変動の例を示そう。図7は、全地球平均地上気温の過去110年間の経過である。1年ごとの平均

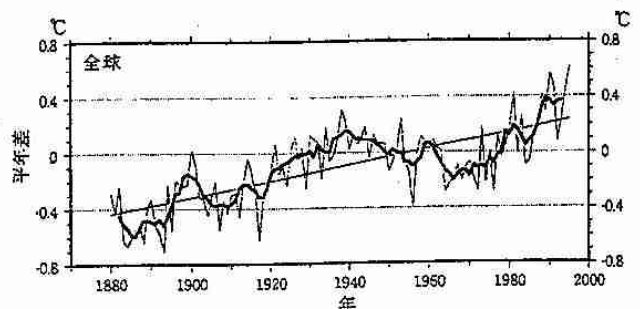


図7 過去110年間の全地球平均地上気温の変化

気温が大きく上下にゆれているのは、エルニーニョ・南方振動を中心とした短期の変動(中には火山噴火の影響もある)に結びついたものと解釈されるが、前後各2年をあわせた5年間の平均(太線)をみると、数10年でゆっくりと上下に変動している。この原因・機構は未だわからないが、少なくとも最近20年間の変動の様式を見ると、太平洋の熱帯域と中・高度域でプラス・マイナスが逆になった海水温偏差と結びついた大気の変動があるようだ。そして、このように長期にわたる変動の担い手となり得る長い記憶時間を持つものとして、全太平洋上の風によって駆動される深さ500mに及ぶ3次元構造を持つ海洋循環が有力な候補と考えられている。

4. 地球温暖化

図7を見ると、これまで触れた短期・長期2種類の変動に加え、100年間を通じ全体として上昇トレンドがあることが読みとれる。これは、二酸化炭素(CO₂)をはじめとする温室効果ガスの増加(石油・石炭の燃焼が主な原因)による「地球温暖化」が姿を現わし始めたものと解釈される。実際に観測されているCO₂濃度、他のガスの濃度の変化をもとに理論的に計算した結果は、海洋による緩衝効果も考えに入れば、ほぼ観測値(100年間に0.5°C程)に合っている。そこで、将来、特に対策を講じないで経済発展のままにCO₂放出を続けたとして濃度増加を仮定し、それによって起こる全地球平均気温の変化を理論的に(コンピューター・モデルも使って)計算してみると21世紀末までに2°C~2.5°Cの気温上昇が起こると推定され、それに伴う急速な気候変化がマイナスの影響をもたらす事が心配されている。

— 気象講演会雑感 —

平成7年度北海道支部気象講演会

日本気象協会北海道本部 佐竹正治
札幌管区気象台 西山利彦

北海道支部では、支部事業活動として道内の各市を巡回する形で気象講演会を開催してきているが、このような地道な努力の一端が報われ、昨年度は文部省から『平成7年度科学研究費補助金「研究成果公開促進費」(研究成果公開發表B)』が助成され、昨年10月27日に平成7年度北海道支部気象講演会を釧路市に於いて開催することができた。この気象講演会の開催にあたっては、会場設定、広報活動など事前準備から気象講演会当日まで釧路地方気象台及び日本気象協会釧路支部職員の全面的な協力によって行われ、123名の多数市民の参加で盛会裡に終了したので、その経過等について報告する。

気象講演会の計画段階では、開催地及び時期並びにその会場と規模、講演内容と講師、後援機関と協力機関の有無等が検討され、開催地はラムサール条約に関する国際大会後2年を経過し自然環境保全に関する意識の高い「釧路市」に、会場も市民の学習・文化活動や新たな地域文化創造の期待を担った地上10階の「まなぼとて舞」の愛唱で呼ばれている「釧路市生涯学習センター」に決定された。

また、講演内容についても検討の結果、地域に密着し、かつ感心の深い地球環境問題と地震活動を含め市民大学講座「新しい気象学—釧路湿原の大気環境と最近の北海道周辺の地震活動—」をテーマとした4題の講演が決定された。

気象講演会当日は好天に恵まれ、開場後の出足も好調で、開演前にはあらかじめ用意した座席もほぼ埋まり、その参加人員(年齢別・職業別)は下図のとおりであった。

気象講演会参加人員



講演は、工藤講演担当理事の挨拶から始まり、原釧路地方気象台長の座長で進められた。講演内容は本誌に掲載されているので参照願いたい。各講師とも現地に密着した演題を多目的ホールのスクリーンいっぱい映し出したOHP・スライドを駆使して熱心に講演して頂いた。さすがに新しい施設は、照明・音響効果は抜群に良く、素晴らしい講演環境であったためか、各講師とも予定時間をオーバーする状況で、最終の笠原先生の講演は多少急いで貰う状況であった。また、聴講者からも活発な質問が多く出て、講演者と会場が一つになった感があった。幹事としても、出来るならもっと時間を取りたいと思ったが、ホールの後の使用が詰まっております予定どおり終了した。

この盛会は、報道機関、公共機関、団体、学校等に気象講演会案内(ポスター・チラシ)を配布するなど精力的な広報活動に支えられた結果であった。

反省点としては、講演時間を45分としたが質問応答も考え、今後は多少余裕を持った時間設定にすべきだろうと思えた。

最後に釧路地方気象台の職員、とりわけ、館島課長の率いる防災業務課の皆様、日本気象協会釧路支部の皆様にご協力等お世話になり感謝申し上げます。また、ご後援頂いた各機関のご厚意に感謝申し上げます。

釧路地方の気象特性

安部 信一

(釧路地方気象台)

1. はじめに

釧路地方の気象特性といえば、まず春から夏にかけての霧になる。過去に何回か調査、研究は行われたが発生機構から予測まで全て解明された訳ではない。昭和57年以降は大がかりな調査はなく、今回は今までに調べられた霧に関しての文献等から、霧の分類、霧の発生場所、霧日数、霧による影響、日照時間、霧の侵入と地上パターン、過去の調査と問題点等について紹介したい。

2. 霧の発生条件と霧の分類

霧は、無数の微細な水滴（または氷晶）が空気中に浮遊している現象と定義され、気象観測では、国際的に統一して、(1) 視程1 km未満の場合を霧 (fog)、(2) 1 km以上の場合をもや (mist) と分けている。また、霧の発生するための一般的な条件である「大気の水蒸気過飽和状態」が出現するための基本的な物理過程は、(1) 冷却（気温の低下）、(2) 水蒸気補給（露点温度の上昇）、(3) 気塊の混合である。

更に、発生状態の特徴により(1) 移流霧 (advection fog)：湿った暖かい空気が冷たい地面・海面上を移動するとき下面からの冷却によりできる霧。季節風にもなう沿岸地方の霧（モンスーン霧）、寒流域に暖気が移流してできる海霧、海洋性熱帯気団霧などがある。(2) 放射霧 (radiation fog) または輻射霧：地面および地面近くの空気が赤外放射により冷却してできる霧。晴れた夜に出やすく、盆地霧などがある。

(3) 混合霧 (mixing fog)：気温の違う二つの湿った空気塊の混合によってできる霧。

(4) 逆転霧 (inversion fog)：気温の逆転層の下にできた層雲などの雲底が下がって地表に達してできる霧。(5) 蒸発霧 (evaporation fog)：水面上の冷たい安定な空気塊が、暖かい水面からの急激な蒸発によって水蒸気の補給を受け飽和してできる霧。蒸発霧には、温度の低い地表上で強く冷却された空気塊が安定した気層になつて水面上に流入するときに見える蒸気霧があり、極地方ではこの種の霧が定常的に発生しやすい。

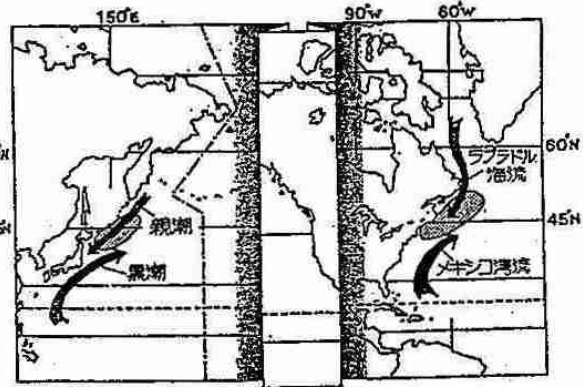
(6) 前線にとまって発生する霧：つぎの三種がある。前線に沿って二つの空気塊が混合してできる前線霧 (frontal fog)。温暖前線の通過に先立ち冷たい空気が雨の蒸発による水蒸気の補給を受けてできる温暖前線霧。前線の通過後、雨で湿った地表上に放射冷却によりできる放射霧。(7) 滑昇霧 (slope fog)：山腹を吹き上げる空気の断熱膨張による冷却でできる霧に分けられる。また、昭和55年から57年にかけて、気象研究所と科学技術庁が、それぞれ太平洋沿岸の霧について研究プロジェクトを行い、両方に参加した沢井（気象庁）は、霧の発生原因による分類と発生時における気温と露点温度の変化傾向、物理過程との対応関係を整理している（第1表）。

第1表 霧の発生原因による分類と発生時における気温と露点温度の変化傾向及び物理過程との対応関係

名 称	T の変化	T d の変化	混合	放射	交換	膨張	移流	従来の名称
①断熱膨張霧	↘	→				○	○	滑昇霧
②放射冷却霧	↘	→		○				放射霧
③混 合 霧	↘	↘	○					前線霧, 混合霧
④混合冷却霧	↘	↘	○		○		○	移流霧
⑤混合蒸発霧	↘	↘	○		○		○	蒸気霧, 蒸発霧
⑥雨蒸発 霧	→	↘	○		○			前線霧, 蒸発霧

3. 世界的な海霧の発生場所

大西洋北部のニューファンドランド島付近（北緯45度・西経60度）の海域も、北海道東部の海域と同様に夏は海霧の多い所だ（第1図）。北大西洋高気圧、暖かいメキシコ湾流、それに冷たいラブラドル海流が海霧を発生させ、釧路沖の海霧の発生機構と同じだ。これらの海域は、寒暖両海流が接し、魚の餌が豊富で世界的な魚場でもある。



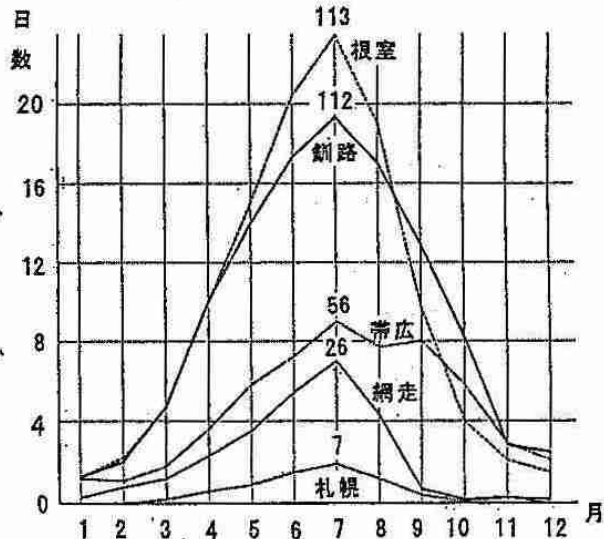
第1図 海霧が多く発生する海域

4. 霧日数

平野部で年間100日以上霧を観測する気象官署は少ない。釧路・根室（海岸）のほかには熊本県の人吉（盆地）がある。軽井沢、日光、伊吹山、阿蘇山、剣山は130日以上だがどれも海拔が1000m以上の山地である。日本各地の平年の月別霧日数が第2表である。

釧路・根室と人吉と比べると霧の出方が季節によって大きくちがひ、海岸では夏に多く、盆地では秋から初冬に多い。

海岸の霧が春から夏にかけて多くなっていくのは、釧路・根室沖の気温が海水温よりも高くなっていく時期と一致している。盆地の霧が秋から初冬に多いのは、その頃から放射冷却が起こりやすくなるためである。第2図は、札幌を含めた道東の気象官署の月別霧日数の年変化であるが、7月にははっきりしたピークがあり、釧路・根室は移流霧として発生した海霧の侵入を受けている事がわかる。また、8月以降に根室の霧日数が急速に減るのに対して、釧路・帯広の減り方が緩いのは放射霧の発生が多いものと思われる。



第2図 月別霧日数の年変化（数字は年間の日数）
（統計年数 1961~1990）

なお、これらの傾向と年間の霧日数は統計年数1951年から1980年と比べても殆ど変わらないが、帯広の年間の日数が6日減っている。

5. 霧による影響

霧が及ぼす影響としては、日照不足による農業関係、高湿度による保健衛生、視程障害による交通機関（特に航空の離発着）、車への塩害等があげられる。また、影響の軽減として、霧の侵入を防ぐ防霧林や防霧ネットが考えられる。

第2表 月別の霧日数（四捨五入）

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
釧路	1	2	5	10	14	17	19	17	13	8	3	3	112
根室	1	2	5	10	15	20	23	19	10	4	2	2	113
帯広	1	1	2	4	6	7	9	8	8	6	3	2	56
網走	0	1	1	2	4	5	7	4	1	0	0	0	26
札幌	0	0	0	1	1	1	2	1	0	0	0	0	7
東京	0	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	12
軽井沢	8	9	10	11	11	14	16	13	15	13	11	10	139
人吉	8	6	7	6	6	4	6	7	11	16	17	15	109

（統計年数 1961~1990）

6. 日照時間

6月から8月にかけて平年の霧日数が50日を超える釧路は、日照時間も少ない様に思われ易い。第3表は平年の気象官署の年間の日照時間であるが、南鳥島を除くと四国の足摺が1番多く、次に九州の延岡で、釧路は6番目である。

年間平均の1日当たりの日照時間でも5.3時間となり、札幌の4.9時間、東京や福岡の5.0時間と比較してもむしろ多い。

第3表 年間の日照時間

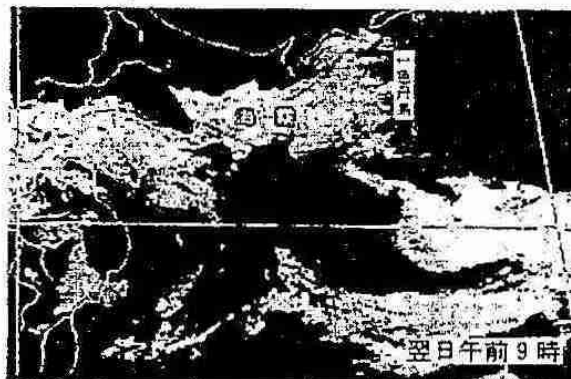
釧路	1944	東京	1811
根室	1857	足摺	2183
帯広	2022	延岡	2148
網走	1845	大阪	1944
札幌	1805	福岡	1811

(統計年数 1961~1990)

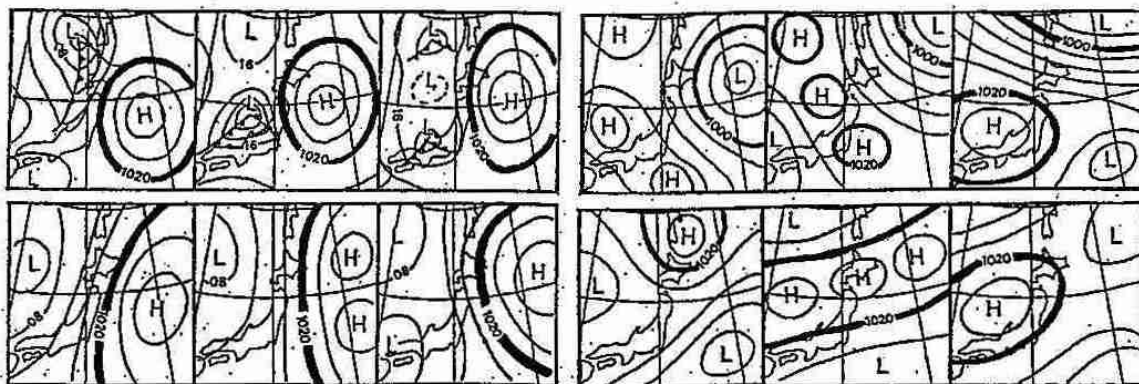
7. 霧の侵入と地上パターン

霧が海から陸地に侵入する過程は複雑だが、第3図の気象衛星「ひまわり」の可視画像によると、海から陸地に侵入してくる霧は山岳地帯を避け、風が吹き抜けやすい平野部や湿原、特に川筋に入り込んでいることが良く分かる。

昭和47年に、当時の教育大学釧路分校の深石氏が、釧路市内の数箇所の高台から霧の侵入を観測した結果でも、陸地が海に向かって大きく開けていると霧の侵入速度は大きく、急な崖の所や家屋の密集している所では、停滞気味で速度は小さく、川筋などに沿った所は大きいと述べている。移流霧が釧路地方に入りやすい風は、海側からの南風になる。第4図は、過去の調査から得られた移流霧が発生しやすい地上パターンで三陸沖に高気圧があり、南西から南東の風が吹きやすくなっている。第5図は、逆に移流霧を含め霧が発生しづらい地上パターンで陸風の西から北東の風が吹きやすい。



第3図 気象衛星「ひまわり」による可視画像



第4図 移流霧が発生しやすい地上パターン

第5図 霧が発生しづらい地上パターン

8. 過去の調査について

(1) 釧路測候所の海霧調査(昭和4年)

昭和2年の函館、室蘭、浦河、帯広、釧路、根室、網走の資料を分析して、霧の濃さや回数等の統計を行い、継続時間や霧のときの風向・気圧配置を調べている。筆者名は釧路測候所調査、札幌測候所補綴となっており共同調査の様であった。

(2) 海霧共同研究(昭和18年6月から8月)

札幌管区气象台及びその管内の測候所によつて実施され、釧路測候所も観測に参加。「昭和18年度海霧観測報告抜粋—昭和19年6月1日北部149部隊—」のなかに釧路測候所長が「釧路地方の海霧」の標題で観測報告している。また、これと別に北部軍の命で北千島幌筵島において、札幌管区气象台の斎藤鍊一らにより調査が行われ「主として予報的見地より行つたる北千島の霧の研究」として、北部軍指令部から刊行されているが当時は極秘扱いであり、この調査に釧路測候所は参加していない。

(3) 「極秘」扱いの霧演習(昭和19年6月1日から7月31日)

根室町種馬所を中心とした桂木海岸と斜里岳山頂に補助観測所を特設し、根室付近の霧調査演習が行われた。主目的は、霧の人工消散(幅100m、長さ1,500m、高さ20m)で、副目的は霧予報(前夜に於て翌朝に関する其の他の予報)とされ主任戦時研究員理学博士中谷宇吉郎を技術的中心として、陸軍気象部、中央气象台、低温科学研究所、東部軍及び大本営報道部等によって行われた。

(4) 防霧林調査(昭和25年から28年)

夏期間、根釧地方の防霧林設定に関する調査が、北海道庁を中心に多くの機関、大学が参加し釧路測候所も加わっている。

(5) 大規模農業開発事業基礎調査(昭和31年から38年)

釧路開発建設部は、大規模農業開発事業基礎調査を様々な角度から実施し、気象調査に釧路地方气象台も参加して昭和42年3月に報告書が連名で刊行された。

(6) 自衛隊の協力による海霧の立体観測(昭和34から38年)

勇払原野と十勝の霧について、札幌管区气象台、函館海洋气象台、陸上自衛隊北部方面総監部、八戸海上自衛隊、第一管区海上保安本部、北大理学部孫野教室などが共同で陸海空の立体調査を行い、樽前山や大樹高地から霧の侵入、消散状況を観測した。

(7) 札幌管区气象台と気象研究所との共同研究(昭和55年から57年)

太平洋沿岸一帯の霧の観測と基礎調査及び予報技術の開発を目的として行われた。

これには、北海道の太平洋沿岸の气象台や測候所が参加し、霧予報に有効な予報因子等の調査が行われた。

(8) 科学技術庁による海霧研究(昭和55年から57年)

「北日本太平洋沿岸地方における海霧と山背風に関する研究」として科学技術庁防災科学技術センターを中心に北海道開発庁土木試験場、農林水産省農業技術研究所、気象庁及び気象研究所が参加し、海霧については釧路地方が対象とされ、初めてミリ波レーダーを用いた研究が行われた。昭和59年5月に科学技術庁から報告書が出された。

これまでの調査結果について、幾つか指摘されている点は、過去の特別観測の多くが、霧の全体像を捕らえるのに十分な範囲での観測網を展開しておらず、狭い範囲での霧の物理的特性の解明に向けられていた。また、霧及び気象要素の立体構造の把握が十分でなかった等としている。(8)で霧の観測を目的として初めて使用されたミリ波レーダーについては、霧探知能力は必ずしも十分でないが、目的によって霧の実態把握には有効で飛行場などの1時間程度の予測に使用できる可能性があるとしている。

9. おわりに

釧路地方の霧の発生・変質機構の解明や予測については難しいとされている。スケールの大きな移流霧のほかに、前線や低気圧に伴う霧、放射霧、スケールの小さな沿岸霧(孫野による沿岸霧)等が発生していると報告されている。文献については、天気(主に沢井の霧関係)、気象の事典、北の気象、市編等を使用させていただいた。

釧路湿原の気象

高橋 英 紀

(北海道大学大学院地球環境科学研究科)

1. はじめに

釧路湿原の気象についての私の研究は、釧路湿原の国立公園化にむけて北海道から委託された調査・研究として昭和56年(1981年)の夏から始まりました。その後環境庁の保全対策調査あるいはモニタリング手法開発のための調査などを通じて、湿原を成立させている気候あるいは湿原植生とそれを取りまく微気象的環境について研究を続けております。当初は現在のようなコンパクトで大容量のデータロガーもなく、湿原にガソリン発電機を持ち込むなど苦勞の連続でしたが、お陰様で少しずつではありますが貴重な情報が集積され今日にいたっております。釧路湿原で得られた研究成果を1986年の国際泥炭学会ダブリン会議で報告したことから、イングランド中部にあるレイズドボッグでイングランド環境庁とノッティンガム大学がすすめている湿原復元事業やアースウォッチヨーロッパの基金で始められたインドネシア、カリマンタン島の泥炭湿潤熱帯林の自然保護区建設のための基礎研究への参加を求められ成立環境の異なる湿原・湿地林での研究も行っております。これらの研究の中から、いくつかの事例をご紹介します。

湿原に関する研究は植物・動物学あるいは地質・水文学の分野で西欧を中心として少なくとも100年以上の歴史を持っている。しかし気象学特に微気象学や生物気象の分野での研究の歴史は浅くせいぜい40年程度のものである。ところが最近、温暖化ガスとのかわりて湿原の下に横たわる泥炭が巨大な炭素の集積地として注目を集めるようになってきた。

2. 気候的にみた釧路湿原の特徴

岩波の広辞苑によると湿原とは「多湿・低温の土壤に発達した草原」と、岩波生物学辞典では「土壤が低温・過湿のために枯死体の分解が阻止され、泥炭が堆積した上に発達する草原」と説明されている。

湿原が成立する条件として必要なのは、水収支のバランスが水分の多い状態で保たれる環境である。このような環境構成要素には気象・水文・地形・土壌・地質などがあるが、中でも気象が占める役割は大きい。気候の比較的温暖な地域では日射も強く気温も高いため蒸発散により失われる水分が多く、それを上回るような降水、あるいは周辺からの河川水の流入などが必要であり、それとともにその水を停滞させておくような窪地あるいは広大な平地・緩斜面がなければならない。例えばインドネシアのカリマンタン島に発達する泥炭湿地林は豊富な降水とそれを停滞させる平坦な地形がその成立の主要因である。

日射が少なく、気温も低い高緯度地方では蒸発散量が少なく、したがって僅かな降水でも過剰水となり湿原を形成することがある。そのため水を停滞させるような窪地や平地が必ずしも必要ではなく、ヨーロッパの大西洋岸地域では降水による水補給だけで湿原が発達するブランケットボッグやレイズドボッグが各地にみられる。

湿原は必ずしも泥炭と組合わさっている必要はないが、多くの場合泥炭上に発達している。釧路湿原(釧路地方

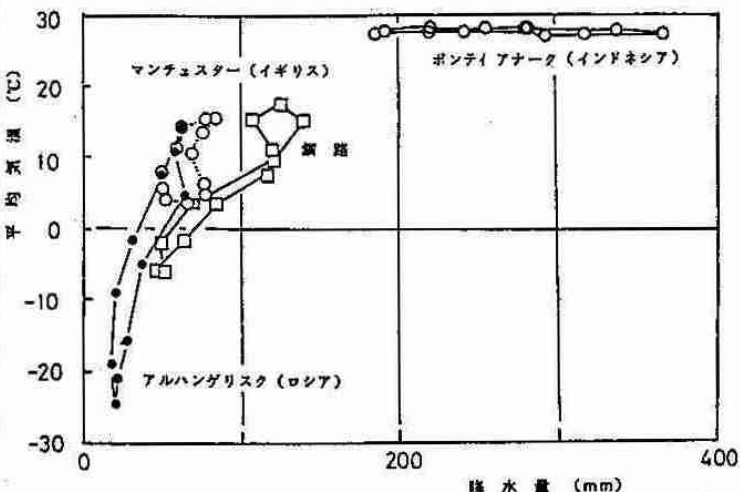


図-1 世界の泥炭湿原のクライモグラフ

気象台)と世界各地の泥炭発達地域との気候の比較をしたものが図1であり、冬の寒さの厳しいシベリヤと気候の温暖なイギリスの中間に近い気候である。

3. 釧路湿原とその周辺の気候

釧路湿原内の3地点(さけ・ます捕獲場、キラコタン岬、コッタロ湿原)、湿原周辺2地点(釧路、標茶)の半月平均気温の年間変動と、5地点全体の平均からの差を図-2に示したが、釧路地方気象台と実際の湿原内部とはかなり気温が異なっていることがわかる。気象台は、海岸に近いので、夏には海霧の進入を頻繁に受け、内陸に比べて日中の気温が上昇しない。これが原因となって夏季の釧路の気温は全体平均よりも低くなるが、湿原の中心部であるキラコタン岬では海霧の侵入が最も盛んな7月を除いて、この夏の低温傾向は現れていない。5~6月はむしろ内陸の標茶に近い気温の季節変動パターンを示し、8月以降は標茶よりも気温が高くなる独特の変動傾向を見せている。

一方、冬の気温の場合においても釧路気象台の気温は湿原と

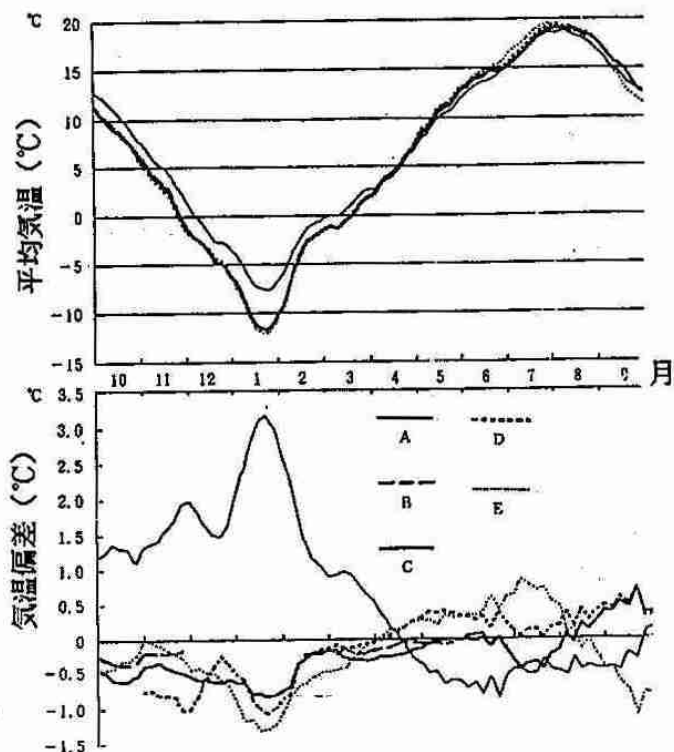


図-2 釧路湿原内の3地点(B:さけ・ます捕獲場、C:キラコタン岬、D:コッタロ湿原)、湿原周辺2地点(A:釧路、E:標茶)の半月平均気温の年間変動と5地点全体の平均からの差。

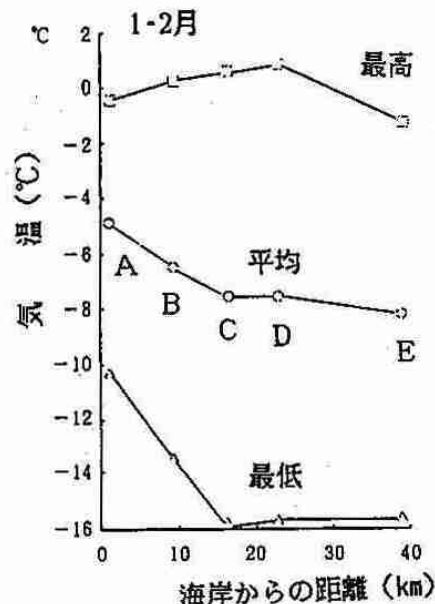
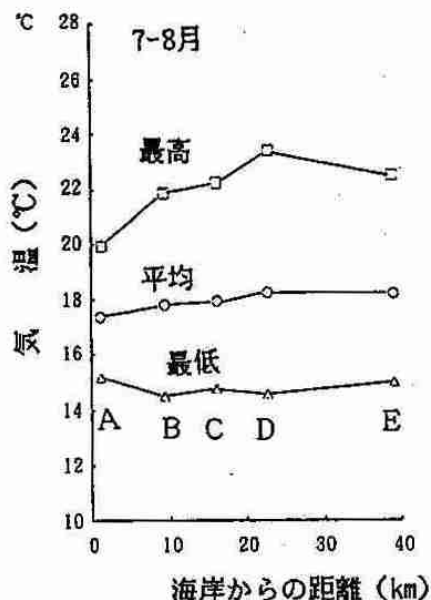


図-3 夏(7、8月)と冬(1、2月)の海岸から内陸に向けての気温の水平分布。

大きく異なり、他の地域に比べて温暖な状態が続く。これは、水温 0°C 以上の海面が近くに存在し、冬季の風がおだやかな時には、暖かい海面と冷え込んだ陸地との間に小規模な海陸風循環が起こり、海岸近傍の気温を高める為である。この循環は通常はあまり内陸には進入せず、冬季の場合も湿原内部の気温は内陸の標高に近い変動をしている。これらのことは図-3に示した夏（7、8月）と冬（1、2月）の海岸から内陸に向けての気温の水平分布にもよく現れている。とくに夏の最高気温と冬の最低気温の海岸からの距離による変化が顕著であり、湿原内は周辺に比べて夏の日中は高温であるが、冬の夜間はかなり低温になることがわかる。

4. 湿原のなかの微気象

微気象という言葉は一般にはあまりなじみはないが、植物や動物などの生活圏に当たる地表近くの気象のことである。この微気象は植物の生長や動物の挙動など生物の活動に直接的に影響を与えている。例えば、図-4は釧路湿原のヨシ群落内の気温・地温の日変化を示したものであり、群落の葉が密な部分の日中の気温は群落頂部にくらべると 2°C も高温であるが、夜間には逆に 0.5°C ほど低温になっている。この気温の高さによる違いとその分布型は、日射の強さや植物群落の物理的構造、土壌の熱容量や熱拡散係数により大きく影響される。特に夜間の低温の発生は土壌の水分状態と関係が深く、降霜の原因ともなる。

放水路の建設や周辺農地での排水事業の進展にともない乾燥化したサロベツ原野では1977年の春から夏にかけて例年にない少雨であったが、そのため地下水位は低下し高層湿原の地表面はかなり乾燥化してしまった。そのため晴天夜間に放射冷却により植物の生活圏である地表付近の熱がうばわれ気温が低下しても、地表をおおう乾燥した泥炭が断熱材の役割をして地中からの熱補給を妨げ、気温はさらに低下し、7月にもかかわらず霜がおりてエゾカンゾウなどの花芽に被害をあたえ、とうとう花の少ないさびしい夏となってしまったことがあった。ちなみに、乾燥状態にある泥炭の熱拡散係数は $0.16\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ は毛布などの $0.04\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ には及ばないが、レンガの $0.6\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ よりもはるかに小さく、断熱材としての効果は大きい。

この湿原の乾燥化により植物群落付近の気温がどのように変わるかを、釧路湿原の6月のヨシ群落を例として数

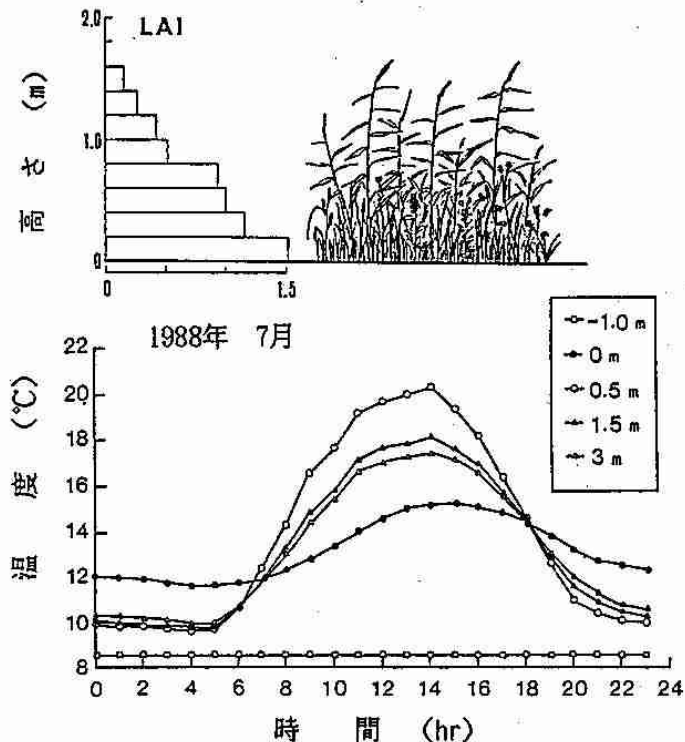


図-4 釧路湿原のヨシ群落の構造と群落内の気温・地温の日変化

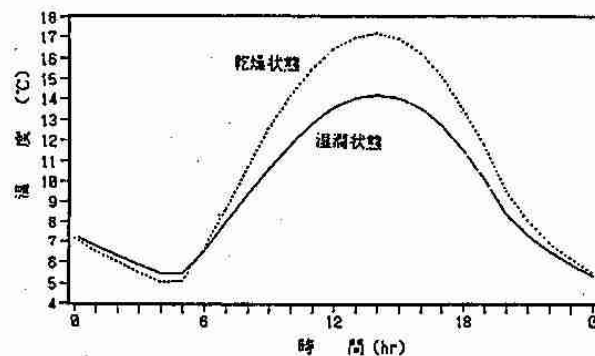


図-5 釧路湿原の6月のヨシ群落を例とした湿潤・乾燥が気温に及ぼす影響の数値モデルでシミュレーション実験。

値モデルでシミュレーション実験をした結果が図-5である。湿潤状態とは地下水がほぼ地表近くにある場合、乾燥状態とは地か水位が地表から30～40cm下方にある場合である。図中の温度は高さ1.5mで植物群落上面の気温であるが、乾燥にともない最低気温が0.5℃低下し、最高気温は3.0℃上昇する結果を示している。このように、湿原の乾燥化は温度環境の変化につながり、動植物生態系に影響が波及する。

このような温度変化は湿原植生を改変した場合にも現れる。例えば、インドネシアのカリマンタン島の泥炭湿潤熱帯林を伐採して畑にすると深さ10cmの地温が26℃から30℃へと4℃も上昇する。有機質の塊である泥炭の分解速度は温度と正の相関があるので炭酸ガスやメタンガスの放出が増加し地球温暖化への影響も無視することはできなくなる。

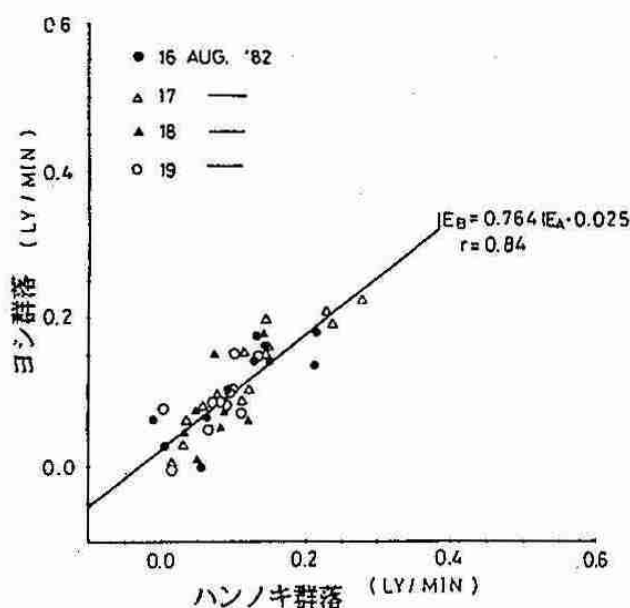


図-6 釧路湿原の代表的な植物群落であるヨシ群落とハンノキ群落の蒸発散量の同時測定結果。

5. 湿原の水収支

多くの場合、湿原は平坦な地形上に発達する。特に釧路湿原のように低層湿原に属する場合には表面の地形はきわめて平坦である。そのような地形では水の水平的な動きは少なく、植物からの蒸散や土壌面からの蒸発に由来する垂直的な動きが主体になる。もちろん水の供給は湿原に直接降る雨と周辺からの流入水とがあるが、湿原の中央部では水の供給は雨によるものと見てよい。

いま、湿原の1日の蒸発散量を3mmとすれば、釧路湿原国立公園域26,000haで約18ton/secの河川流量に相当する水が地表から大気へ放出されていることになる。釧路川の年平均流量が23ton/secであるから、釧路川の流れに匹敵する量である。その湿原からの蒸発散量は何らかの理由で変動すると地域の水収支に大きな影響を及ぼすことが以上の数値からも明かである。

釧路湿原ではヨシ・スゲ類の低層湿原とその中にまばらに展開するハンノキ林が特徴ある景観を形成しているが、低層湿原ばかりでも、逆に全体がハンノキ林になってしまっても景観的にはつまらないものになってしまう。そればかりか、釧路湿原の水収支自体が大きく変わってしまう可能性がある。

図-6は釧路湿原の代表的な植物群落であるヨシ群落とハンノキ群落の蒸発散量の同時測定の結果である。ハンノキ群落の方がヨシ群落に比べて20%以上も蒸発散量が多い。原因としてはハンノキ群落の方が日射の吸収率が高く、蒸発散に使われるエネルギーを確保しやすいことや、群落の表面の凹凸が大きく、乱流変動量が多くて水蒸気を上方に運びやすいことがあげられる。

見方を変えればハンノキ群落の方がヨシ群落に比べて下流域への流出が減少するため洪水調節機能が優れているとも言え、景観的には現状維持が妥当であろう。

6. おわりに

今では多くの科学者が湿原を様々な分野から研究するようになり、研究の手法も計測技術もここ10年で急速の進歩をとげてきた。しかし、湿原は相変わらず人の進入をこばみ、その実像を明らかにすることは当分できそうにもない。少しづつでも、休みなく研究を続けることがこの巨大で複雑な研究対象とつきあう唯一の方法であろう。

道東における酸性霧の発生と気候システム

西尾 文彦

(北海道教育大学教育学部釧路校)

1. はじめに

現在、地球環境問題として大きく取り上げられているオゾン層の破壊（オゾンホール）、地球の温暖化、森林破壊、酸性雨・霧・雪、砂漠化（陸地、海洋の砂漠化、乾燥化）、海洋汚染、生物種の多様性の減少などが、日常的な生活の場でいかなる係わりを持つのか明瞭でない、というのが人々が共通して持つ地球環境問題へのイメージであろう。煙突からの排煙、車の排ガスなどの公害問題は身近なこととして認識できても、上述した地球スケールでの問題は他人事のように感じられない。なぜならば、地球環境問題と公害問題の大きく異なる点は、公害問題に比して身近でなく、なかなか実感できない空間スケールであること。そして、人間の認識として、身近に起こる（見える範囲で起こる）ことならば、また、すぐ可視的な現象として起こるならば納得出来るが、地球上の遠くで起こっていることや、数年、数十年、ましてや数百年先に起きるであろうことを明確に認識するのはなかなか難しい。さらに、フロンガスの撤廃、二酸化炭素ガスの排出規制などが政府間レベルで交渉はされているとは云え、オゾン層の破壊と地球の温暖化の問題はどのように関連するのか、などを理解することがなかなか難しい。なぜなら環境の問題は一つの事を解決できても新たな問題が発生する的多いと考えるべきではない。地球環境の問題は発生してから始めて認識ができることが多く、あらかじめ問題の定量的な予測・予知までできないと云うのが現状である。しかし、少しずつではあるが科学的調査と予測技術が進展していると言えるのではないだろうか、また、問題解決へと進んでいると信じたいところである。

2. 地球の温暖化—道東の温暖化傾向 (顕著な気温の上昇傾向)

地球の温暖化と同様に、道東は顕著な気温の上昇傾向にあり、とくに最近の4～5年は著しい。冬の1～3月の気温の上昇傾向が大きく影響しており、月平均で

過去、約80年の平均より1～2℃高くなっている。とくに帯広では、1989年には平年値より4.8℃と著しく高かった。夏はむしろ低温傾向を示しており、冷夏になっている。釧路は海に近いために、帯広のような内陸型気候のように影響は顕著ではないが、同様な傾向を示している。

一方、気候の温暖化は降水量の減少をもたらすのかどうか。気温と降水量は、10～20年の時間スケールでは、正の相関を示す。つまり平年より気温が高く暖かい年には降水量が多くなっている。このことは、気温が高くなると大気中の水蒸気量が多くなって、可降水量が大きくなることを示している。しかし、過去80年の変化をみると、道東の降水量が年々減少している。日本列島も同様の傾向にある。釧路湿原を含む道東の降水量は、今後、約100年で現在の半分に近くなり乾燥化していく可能性がある。大気循環の変動が降雨量の多少を左右することになる。

Obihiro Air Temperature

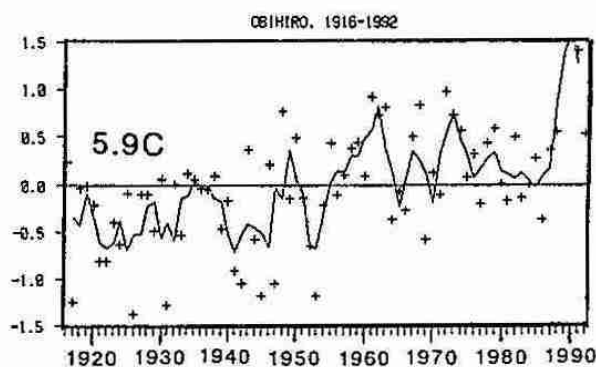


図1. 帯広における気温。最近の気温は上昇傾向を示す。とくに冬の平均気温の上昇傾向が著しい。

3. 湿原と地球気候システムとの関わり

釧路湿原の位置する道東は、北方圏の寒冷な気候帯に属する。極域や寒冷気候帯は地球の温暖化や、その他

のグローバルチェンジに、いち早く応答する事がモデルで指摘されている。そのために、湿原の気候環境や生態系の変化の検知は地球気候システムの変化を知る上で大変重要である。釧路湿原の気候条件として特徴的な霧の発生が、赤道太平洋の海水温度の変化であるエルニーニョ現象と密接な関係があることが明らかになった。したがって、霧の影響を受けて成長する植物などは、地球の気候システムとつながりを持っているといえる。まだ、明らかではないが湿原に生える樹木の年輪巾(樹木の生長と考える)が、気温と関連があるのかと考えていたが、霧の発生時間数(5月から9月)と関連がありそうである。今後もさらに、調査を進めたいと考えている。

また、湿原の植生分布の約20年間の変動が衛星画像の解析から判明しつつある。湿原の生物、そして地球科学的情報の時系列データはグローバルチェンジの検知を可能にするであろう。

4. 釧路の霧とエルニーニョ現象との

関係について

釧路を含めた北海道東部の太平洋沿岸は世界的にも霧の多い地域の一つで、エルニーニョ現象が発生すると、北海道太平洋沿岸の地域では霧が平年並か減少する傾向にある。とくに、釧路における霧の継続時間でそのような傾向が明瞭に現れ、1976年以降のエル

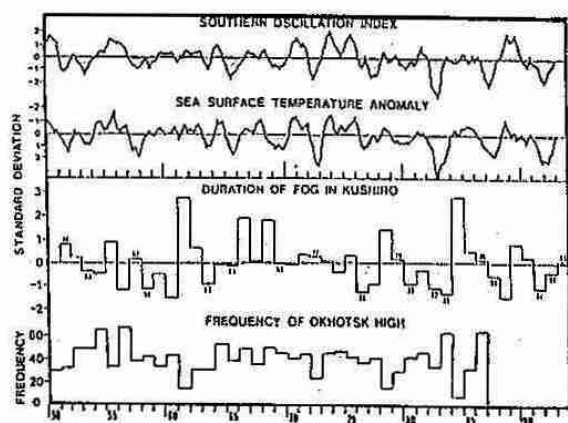


図2. 釧路の霧の発生がエルニーニョの現象と関連する。エルニーニョの年には釧路の霧の発生時間数が少なくなる。

ニーニョ年で霧の極小年との良い一致がみられる。このことは、エルニーニョ現象が発生すると、北太平洋高気圧の発達が弱くなる傾向に関連して、夏の季節風

が弱まり北海道太平洋沿岸地域の移流霧(海霧)の発生頻度が低くなるためであると考えられる。また、北海道太平洋沿岸の霧の発生は、オホーツク海高気圧の出現頻度にも影響を受ける。とくに釧路、広尾、浦河ではオホーツク海高気圧の出現率が高い年には霧の発生頻度が低く、出現率が低い年には霧の発生頻度が高くなることも明らかにされた。

5. 酸性化する地球一道東に降る雨、雪、霧の 年々の酸性化傾向

近年、酸性雨、酸性霧、酸性雪などに代表される地球規模の酸性化が顕在化してきている。雨、霧、雪の酸性化の影響については自然環境や生態系への被害が可視的な被害となってからでは手遅れであることから、多くの分野で調査研究が進められている。

北海道東部の釧路湿原、釧路市周辺において酸性化の詳細な調査は、いままでほとんど行われていなかった。しかし、北海道東部地域も都市化や東アジア圏の急速な工業化と無縁ではなく、酸性化の影響を受けていることが明らかになっている。なかでも釧路や根室地方の太平洋沿岸で、夏の期間、霧の発生頻度が高く、酸性霧の発生が頻発していることが明らかになっている。霧水粒子は長期間にわたって大気中に滞留するために、酸性霧は霧水粒子の中に取り込んだ酸性物質によって植物などの生態系への影響が雨以上に大きいのではないかと懸念されている。また、釧路地方は降雪期間が降雨期間と同程度であることから、降雪や積雪に関しても酸性化の実態の調査が必要である。雪片はその氷晶核として、また落下する途中で酸性物質を吸着し、かつ積雪として酸性物質を蓄積する働きをもつ。積雪中に蓄積された酸性物質は融雪期に比較的短期間に流出することから河川や湖沼に大きな酸性物質の負荷を与えることが予想される。

私たちはこのような雨、霧、降雪や積雪の酸性化の影響を解明するための研究として、釧路市内で雨・霧・雪を継続して採取し、酸性化の実態を明らかにするための調査を行っている。酸性霧の発生の機構についての考え、進行しつつある酸性雨のこと、及び今後の研究を積極的に進めていかなければならない。

6. 霧の酸性化について

北海道の太平洋岸から、三陸沖にかけて、夏期には太平洋高気圧の湿った大気が親潮の上を移動して、海岸から内陸部にかけて移流霧の発生が頻繁に起こる。とくに、道東の釧路や根室の海霧は有名である。道東は日本のなかでも、工業活動や人間活動は比較的低いの

Rain at Kushiro

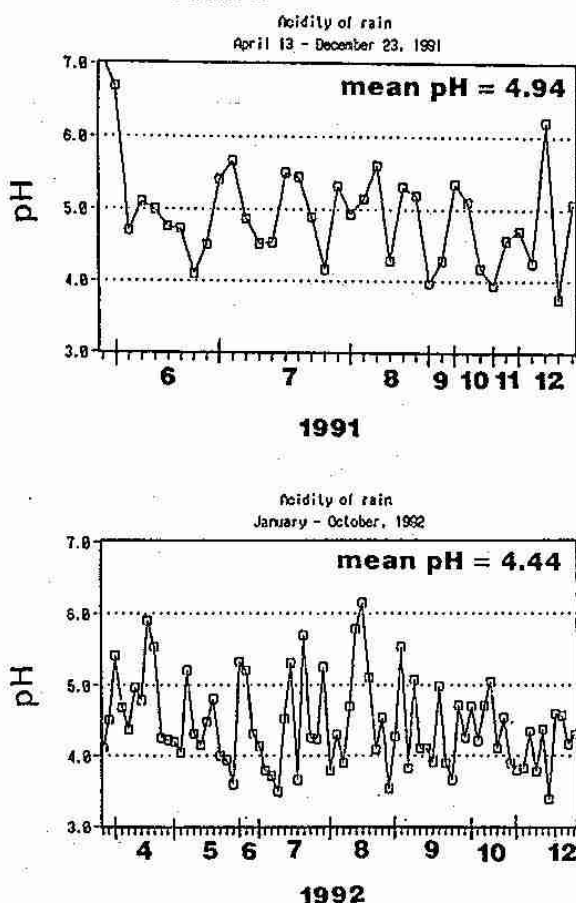


図3. 釧路における雨、霧の酸性化の傾向。年々酸性化が進んでいる。

で、雨や霧、さらに雪などの酸性化の影響は余り無いであろうと予想されていたが、観測を始めて見ると、酸性化は一時的ではあるが、かなり顕在化している。

1) 酸性霧

酸性降下物の降下形態として、酸性霧が最近注目されている。1982年、ロサンゼルスにおいて頻繁な酸性霧の発生が報告された(Waldmann, 1982)。しかも、その酸性度は極めて高く、最低のpHは1.7にも及んだ。

霧と雲の違いは、発生する高度によるが、霧は雨より大気中の水分量が小さいので酸性物質の希釈効果が小さい。さらに液滴径が小さく、地表近くで発生するために酸性物質を吸収しやすく、雨よりも大気汚染物質の濃度が高くなる。これまでに酸性降下物の大きな被害は霧の発生時に起こっており、1973年から1975年においてわが国で問題になった酸性雨による

人体被害の多くも霧雨が降っていたときである。1952年に一週間で4,000人の死者を出したロンドン事件の時も、高い酸性度(pHの測定値は1.5から1.8)の霧が発生していたといわれる。わが国においても大霧多ら(1981)は乗鞍岳、筑波山で雲水进行分析し、それぞれ3.0、2.8という最低のpH値を報告している。最近では、村野ら(1985)により、高い酸性度の霧(最低pH値は2.9)の発生が赤城山で観測されている。井川(1991)は、関東平野南西部に位置する丹沢山塊の東端、大山の霧水进行分析を行い、高い酸性度の霧を頻繁に観測した。関東平野で発生した汚染物質は、軽井沢付近にも長距離輸送されることが報告されているので、関東平野一円、あるいは全国的に広い地域で、高濃度に存在する汚染物質が山間部で発生した霧に吸収され、山間部における森林は酸性霧に頻繁に覆われることが予想される。霧は、試料の採取が困難なためにこれまであまり研究されなかった。山岳地帯では霧が常時発生し、樹木を含めて、生物は長時間にわたって霧の中で生活を営むことから、酸性化した霧の森林や植生等への影響が危惧される。北海道の道東の太平洋岸に、とくに夏季に発生する霧も人間活動の比較的低い地域とはいえ、霧が強く酸性化していることが明らかになり、自然生態系への影響が心配されるものである。

2) 釧路における酸性霧発生の気象条件

1991年5月から1994年8月までに北海道教育大学釧路校で採取した降水をもとに釧路での霧の酸性化について気圧配置の特徴や経時変化から酸性化の機構について述べる。1イベント平均の年間平均値は4.95(1991)、4.91(1992)、5.17(1993)、5.11(1994)、4年間の平均値は5.04と比較的高かった。しかし、pH値の出現頻度をみると低pH値側に広がっており、また一時的ではあるが3.00と強酸性の霧も観測されているため、緩やかながらも釧路の霧は酸性化が進行している。

また1994年6月からの浜中町霧多布湿原での観測により、釧路市よりも浜中町の霧の方が酸性度が高いことが明らかになり、北海道東部の霧のバックグラウンド値はかなり低いことが明らかになりつつある。

酸性霧が発生するときの気象状態として、1) 前線性の雲が本州・大陸方面からのび本道にかかり前線霧が発生するとき、2) 北太平洋高気圧が優勢となり北太平洋気団が支配的になるとき、という特徴的な気圧配置が明らかになった。いずれの場合にも南成分の風が支配的になると酸性度が高くなる傾向がみられた。ま

た非海塩由来硫酸イオンの濃度が高いことから長距離輸送によるものと海洋から発生する硫酸が考えていたより多いのかが今後検討していかなければならない。

また、釧路の霧は浜中に比べて酸性度が低いことから、都市部を移流してくる間に道路粉塵や土壌粒子により中和されている可能性が高い。今後霧発生中及び発生前後の大気のアロゾル濃度を測定していく必要がある。また、霧の消滅期は霧の粒径が小さくなると酸性度が高くなる傾向があることから、霧の粒径により表面積が変化し汚染質の取り込み率が変わるため粒径分布は霧の酸性化機構に大きく影響していると考ええる。

3) 霧の酸性化機構

これまでに述べてきたように、霧が酸性化するとき、本州からのびる前線性の霧や移流霧など北太平洋団が支配的となり、南成分の風が卓越するという特徴的な気象条件が明らかになった。また前述のように、霧の発生初期と消散期にpHが低下する傾向がみられた。また、その時期には霧の粒径が減少する傾向にあるのが感覚的にはあるがとらえている。このことから霧の酸性化に関して霧の粒径分布は大きく関わっているものと考ええる。ここでは日変化における霧の酸性化機構について考察する。

釧路における霧の発生・消散機構は、霧の発生は19時から21時頃と夕方から夜にかけてが多い。これは日中内陸に侵入した霧は、都市による気温上昇・乱流拡散・補足等により、下層から消散する。しかし、上空ではそれらの効果がないため、層雲として残る。これが夕方になり、日射量が減少し気温が下降すると、上空の層雲は雲底を下げて、地表に達する霧になる。このとき層雲が降下してくるが層雲の粒径は10~15 μm と比較的小さい。このため表面積が大きくなり汚染質の補足率が増加する。また時間的に車の走行量が増加など人間活動の大きい時間のため大気汚染物質が増加すること、希釈効果も加わり酸性度が増加すると考える。

層雲が低下し霧となると、海上から都市部にも霧が侵入しやすくなり、移流霧の侵入が始まる。移流霧は大粒の海塩核をもとに成長するため、一般に平均的粒径は10~25 μm で最大粒径は40~60 μm だが、霧の下層には80~100 μm のものも混在する。移流霧の粒径はこのように比較的大きいため表面積も減少し、汚染質の補足も少なくなる。また常に新しい霧が移流してくるため、酸性度はあまり高くない。

霧の消散期は早朝、日の出の前後に多い。この時期、放射冷却が起きると規模の小さな放射霧が発生し、移流霧と放射霧が混在する状態になる。放射霧は移流霧に比べ粒径が小さい。このことはこの時期、粒径が比較的小さくなり表面積が大きくなる。また、人間活動も始まり汚染質も増加し始め、それを取り込み酸性度が高くなると考える。

5) 酸性霧の環境への影響

霧の洗浄効果は、霧の発生が降雨と同様に空気を清浄にすることを示しているが、これは逆に言えば、地表や植物表面に汚染物質を高濃度で負荷していることになる。霧と雨の負荷量の違いは、霧を柱状に切り取ったモデルにより次のように概算される。霧が10mの高さで発生し霧水中に含まれている成分の全てが1回の霧発生の間に沈降したとする。このときの霧の初期塩素濃度を1mMとし、霧水量を0.1 cm^3/m^2 とすると、単位面積当りの地表への負荷量は1 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ となる。これに対して、10mmの降雨の時にその塩素濃度の平均値を0.11mMとすると、この降雨による単位面積当りの地表への負荷量は100 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ となる。このことから、霧による汚染物質の負荷量の絶対値は雨に比してかなり小さい。しかし、霧発生後短時間の間に、高濃度の汚染物質が葉に沈降し、しかも雨のように洗い流されることもほとんど無いまま葉に付着するので、きわめて大きな植物への影響が予想される。植物の葉へ酸性溶液を塗布すると、pH4以上の酸では影響が無いが、pH3以下で影響が出る植物はきわめて多い。酸性度の高い霧が何日も森林を覆うことで、その影響が非常に大きいと思われる。酸性雨と霧について述べたが、未だ明らかになっていないことは非常に多い。例えば、酸性化機構、ガス成分と液滴成分の関連、経時変化の速度論的解釈、汚染源からの長距離輸送に及ぼす気候、地形の影響、エアロゾル及び液滴核成分と液滴組成との関連、液滴径の取り込み量に及ぼす影響等があるが、これらを説明するためにはまず、霧と雨に関する詳細なデータを蓄積することがその第一歩である。酸性雨及び霧の植物影響については、実際にわが国でも大気汚染によるとみられる立ちがれが各所で起こっているが、水源、気候の問題、病虫害等きわめて複雑な要因が植物影響に影響するために、なかなか原因を特定できずそのために有効な対策が取れない状況である。

北海道周辺の地震活動

笠原 稔

(北海道大学理学部地震予知観測地域センター)

1. はじめに

地震は「なぜ」、「どこで」起きるかは、観測を通じて良くわかるようになってきた。しかしながら、「いつ」かを精度良く予測することが難しく、そのための努力を（地震予知の研究）続けているところである。今のところ確実に言えることは、ある地域の次の地震の長期予測だけである。ただし、必ず起きることは確かなのである。そのために、地震災害の軽減をはかる努力を行う必要があり、そのために、「地震を良く知ること」も、その一つと言える。これまでにわかっている地震像を簡単に紹介し、最後に北海道周辺の地震活動について触れる。

2. 地震とは何か

もしも、地球内部が力学的に平衡状態にあるのであれば、地震は起こらない。内部応力状態は、3つの異なる方向の主応力（内部では圧縮力）を考えれば良く、平衡にないのであるから、それらは最大>中間>最小の値をとる。最大と最小の主応力を含む面内で、両者の差応力が岩石の破壊強度を越えたときに、地殻はずれ破壊を起こし、応力を解放する。このときのずれ破壊が断層であり、そのときに地震波を発生するのである。

われわれが住む地表面を基準に考えたとき、図1に示すような、

(1) 最大主応力が水平面内にあり、最小主応力が垂直面にある場合

(2) (1)とまったく逆の場合、

(3) 両方が水平面内にある場合

の、3通りの組み合わせが有り得る。(1)の場合は、水平方向に大きく圧縮されているわけで、結果的には、地殻の短縮をもたらす。このときに生成される断層が逆断層と呼ばれる。(2)の場合は、(1)とまったく逆のことが起きる。つまり、地殻の伸張があり、正断層を生じる。(3)の場合は、横ずれ断層が生じる。断層の走向と最大主応力の方向との関係で、右横ずれか、左横ずれかが決まる。

図2には、地震の“大きさ”を表現している3つの指標を示してある。

そもそも地震は、地殻内部の力学的不安定を解消するために、断層を生成するので、その絶対的大きさの指標は、断層運動の大きさ＝(断層面積)×(滑りの大きさ)である。これが、マグニチュードである。つまり、地震とは大きさを持つものである。そのために、壊れ初めの点から出た地震波から決められた震源地と共に、その拡がりにも注意が必要である。実際の被害の拡がりや津波の波源域は震源地からの拡がりに関係する。

次に、良く出てくる、震度とは、ある点での揺れの大きさを示すものである。これは、震源からの距離とその点の地盤条件にも関係するから、1点の震度からでは地震そのものの大きさはきまらない。けれども、その震度分布図を見るとその地震の大体の状況がわかり、社会的影響の程度も推測できる。過去（機械観測以前）の地震については、古文書に記された被害状況や揺れの記述から震度分布図を作ってマグニチュードを推定することができる。

また、もう一つ「震災度」と言うものを考えることが必要である。これは、ある地震により、どのような被害を受けたかを示すものである。これは、人為的要因が強いものであり、被害の99%は人為的なものといえるだけに、いかに震災度を小さくできる環境を作るかが問題であり、努力すればできる点である。

マグニチュードとそれを引き起こす地震断層の大きさとの関係を以下に記す。
Mは、マグニチュード、Lは、断層の長さ、Dは、滑り量、Tfは、震源形成時間

M	L	D	Tf
3	0.5km	1.6cm	0.16sec
4	1.6	5.0	0.50
5	5.0	16	1.6
6	16	50	5.0
7	50	1.6m	16
8	160	5	50
9	500	16	160

9.5 890km 28m 280sec
(これまでの最大の地震、1960年チリ地震)

Mが2違うと、断層サイズは1桁異なる。1994年北海道東方沖地震(M8.2)と1995年兵庫県南部地震(M7.2)とはMで1の違いしかないが、そのサイズと変位量の違いはそれぞれ数倍におよび、詳しい解析結果からは、エネルギー的には100倍の違いがあった。にもかかわらず、その被害の程度、震災度、においては大きな違いがあり、逆転している。これは、もちろん、震源とそれを受け止めた場所との距離が関係するわけであるが、それとともに、環境があったことも重要な点である。

震度6以上であれば、その地域ではなんらかの被害が生じる。マグニチュード5の地震でも、もしも、それが自分の近く(数km以内)で起きれば、震度6相当の揺れになることがある。マグニチュードが大きくなればその範囲が広がるだけのことであり、直下型の地震が怖いのは、それが近いところで起きるからなのである。

3. 地震の起きる場所とプレートテクトニクス

今では誰にもよく知られているプレートテクトニクスの考えが出てきた1つの大きな事実は、図3に示した地球上で発生している地震の分布にあった。図に見るように地震の起きる場所は限定されている。地震が描く「帯」で地球を分割できることが見て取れる。さらに、地震が断層運動であるという理論に基づき、これらの地震のメカニズムを求めれば、その場所の応力の状態、断層運動の形態、滑りの方向などが決まり、分割された「ブロック」が相対的にぶつかったり、離れたりしていることが示された。ブロックの水平的な拡がりに比べて厚さがそれほどないことがわかっているので、「プレート：板」の「テクトニクス：相互作用による運動現象(=地殻内部応力の不均衡を作る)」が地震の原因であると言うわけである。

図4には、その1例を示して見る。北海道南方沖に発生する地震のメカニズムを示した。上段に示すように、地震断層モデル解は見事に同じ形、低角逆断層、を示す。この場所は太平洋プレートがN60E方向に進行してきて、北海道の下へもぐりこんでいくところである。そのために、地殻の圧縮を起こすように、逆断層の地震が発生し、断層の角度は太平洋プレートの潜り込む角度を示す。下段は、ここで発生する地震の断層の滑りの方向を示しているが、太平洋プレートの進行方向と見事に一致する。この地震活動は、さらに深く続き、サハリンの下で700kmに達している。これが、太平洋プレートの実態である。

最近では、宇宙から来る電波を利用した超長距離の測定が高精度で可能になっており、実際に太平洋プレートの乗っているハワイが日本にたいして、年間10cmの速度で近づいていること、すなわちプレートの運動そのものも検証されている。

4. 北海道周辺の地震活動と活断層

図5は北海道周辺の地震環境を示す概念図である。北海道は、オホーツクプレート上に位置しており、東には太平洋プレートとの境界があり、西にはユーラシアプレートとの境界がある。上の図は、北大の観測網で最近10年間に震源の決められた地震をすべてプロットしたものである。プレート境界域の活動が活発であるとともに、内陸部でも（ここには、深い地震もあるけれど）地震は発生している。これは、基本的には、2つのプレートによる東西圧縮力によっている。断面図（下）で示すと、古い太平洋プレートは北海道の下に潜り込、新しいプレート境界のユーラシアプレートは衝突している状態である。こうした環境のもとで、非常に古くから地震は起き続けている。

図6は、歴史に残された（1600年以降）津波をともなった地震の津波波源域を示した。2つのプレート境界域で、大きな地震の発生があり、それに伴い津波を発生している。その原因は、地震による断層運動により、地殻の上下変動が生じ、海水の急激な変化を引き起こすからである。津波の大きさは、震源域の広がり、断層運動の形態、断層の深さ、さらには破壊の進行の速度などが影響し複雑である。決して震度だけでは決まらないので、感覚的な自己判断は危険である。

北海道では、内陸部には、M7の地震は知られていないが、歴史が浅いことにもよる。前にも述べたように、直下で起きるM6の地震でも大きな被害が発生する。歴史的にも、開発が進むにつれて被害地震の記載が増えており、被害の範囲は狭いけれども、M5～6の内陸の地震は注意が必要である。

最近10年間の北大の観測網で決定した40kmより浅い微小地震の分布と活断層分布図と比べて見ると両者の対応の良いことがわかる。つまり、活断層は、応力集中の起きやすいところに対応しており、地震発生の可能性があることを示している。地震の起きている場所は、応力集中の起きているところ、起きやすいところといえる。しかし、活断層の認められていないところでも地震活動が見られところは、潜在的活断層があるものと考えらる。

活断層とは、最近の地質時代（200万年前～現在）に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層をいう。その可能性が現実にあることを微小地震の

発生が教えている。北海道で確認されている活断層の場合、ほとんどが逆断層で、活動度はB（変位速度：1～0.1 mm/y）、長さ30 km以内である。長さ30 kmの断層のすべてが動くとして、1 mの変位を示す地震（M～6.5）が、1,000～10,000年に1回発生してきたことを意味している。

5. 最近の北海道周辺の地震活動

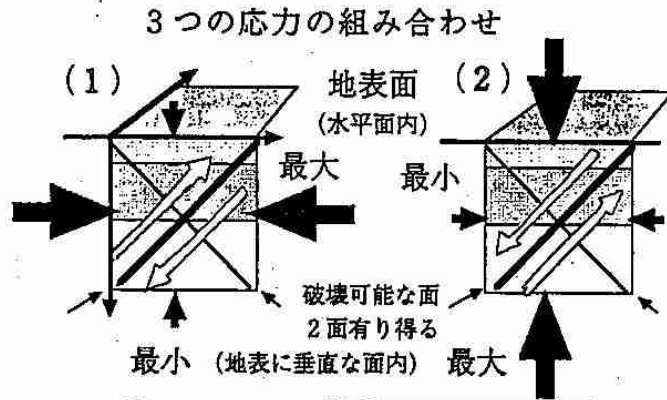
図7に、最近北海道周辺で発生した3つの大地震の地震記録を示す。上より1993年釧路沖地震、1993年北海道南西沖地震、1994年北海道東方沖地震である。いずれも、北大広尾観測点に設置してある、速度型強震計による5分間の記録である。それぞれの地震の特徴を良く示している。釧路沖地震は、深い地震で、単純なものであるが、大きな加速度が現われていることがわかる（短周期成分に富む）。南西沖地震は複雑な断層運動が長時間続いたことを示している。東方沖は、両者の中間的な波形を示すがやはり、そのような断層運動であった。特に、釧路沖地震と東方沖地震はプレート内地震であり、これまでの常識を破る大きなものであった。海溝沿いに発生するプレート境界型の大地震のメカニズムとは異なり、これまでの簡単なモデルによる繰り返し発生を見直すきっかけを作った。これらの地震の発生とプレート境界型の大地震との関係は良くわからないが、周辺のプレート運動に大きな影響を及ぼしていることは間違いなく、今後の周辺の地震活動については、注意する必要がある。

図8は、釧路沖地震の余震の震央分布（上段）である。釧路沖の本震周辺の余震活動のほかに、厚岸沖にも1群の余震活動が見られた。それぞれを海溝に直交する断面に投影して見たものが、中断と下段である。白丸は釧路沖地震以前の10年間の地震活動である。いずれにも斜めに深くなる2つの地震帯が見られる。上が、潜り込む太平洋プレートの上面であり、下が、プレート内部の地震活動である。釧路沖地震は、潜り込むプレートの内部の破壊で、ほぼ水平な断層を生じている。厚岸沖の余震群は、明らかに、プレート上面、下面の地震帯の活澱化であることがわかる。この深さでのM7.8までの大きさの地震が発生することは考えられていなかった。この点が、釧路沖地震の教訓である。

図9は、東方沖地震の余震震央分布とその震源断面投影図である。この地震は、平面的には、1969年の大地震とほとんど重なりあっている。しかし、その深さ分布に見られるように、プレート上面、下面の地震活動とその間を断ち切るような余震とが発生している。本震直後の余震活動は、この垂直に近い活動が主であり、最大余震を含んで3日目以降、余震域は拡大して行った。この地震もプレート内地震であるから、海溝沿いの大地震系列から離して考えることもできるが、プレート内変形がこれだけの大きな地震を発生させ得ることを示した点で重要である。今後の、大地震の可能性の中に考慮する必要を示した。

6. おわりに

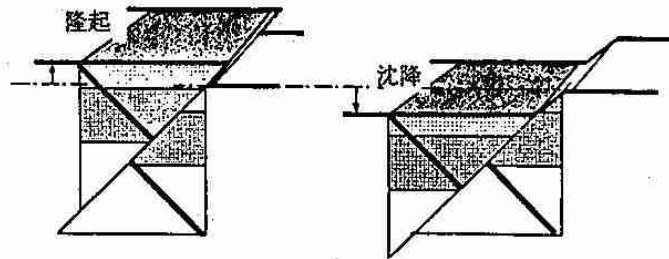
これまで述べてきたように、地震の被害は、それを受ける側に大きな比重を持つ問題である。われわれのすむ地域の地震環境を正しく理解し、そのことを考えた社会環境の整備、生活の在り方などを、個人のレベルから考えることが大事であるといえる。



断層運動：地震の発生

逆断層：地殻の短縮

正断層：地殻の伸張



(3) 最大、最小がともに水平面内にある場合

右横ずれ断層

左横ずれ断層

図1 地震を起こす3つの主応力の組み合わせと断層の形

地震の大きさの指標

震災度

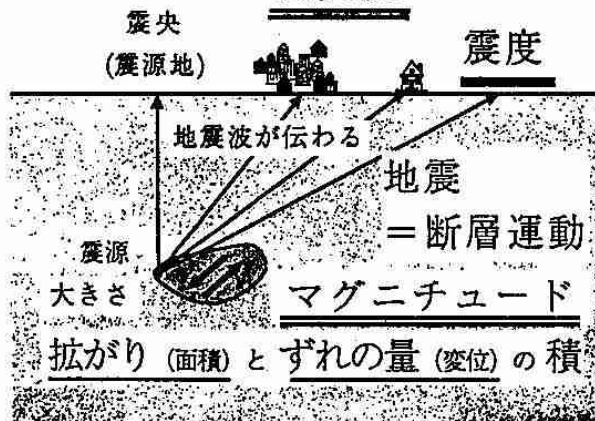
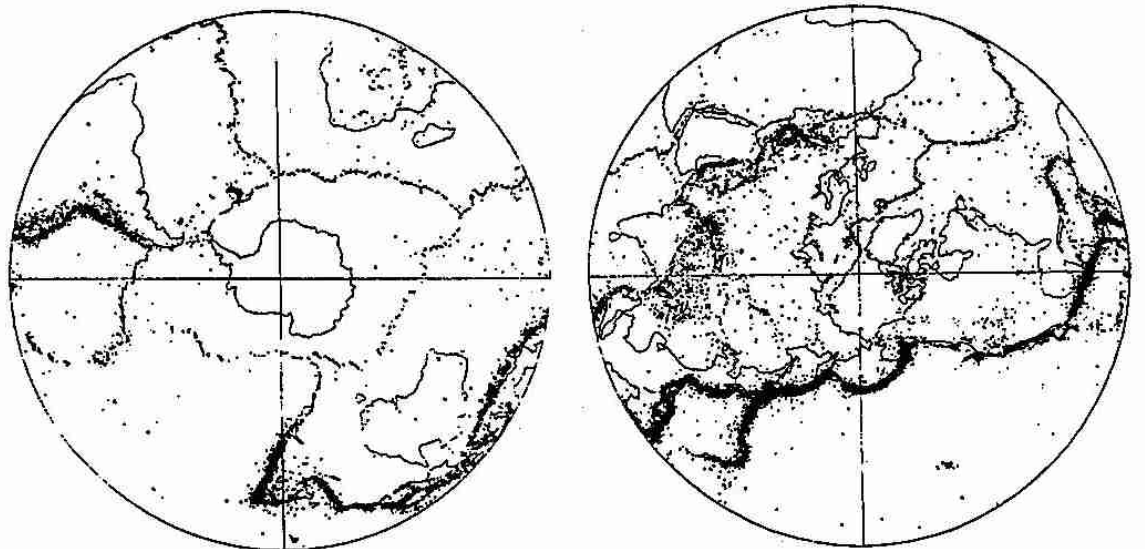


図2 地震の大きさの3つの指標



ISC が決定した震央の分布。南半球, $m_b \geq 4.0$, 深さ 100 km 以浅, 1964~1982 年 (T.Y.)

ISC が決定した震央の分布。北半球, $m_b \geq 4.0$, 深さ 100 km 以浅, 1964~1982 年 (T.Y.)

図3. 地球で発生している 100 km より浅い地震の震央分布、ISC 決定震源
南半球 (左) と北半球 (右)。期間: 1964-1982、(吉井, 1990 による)

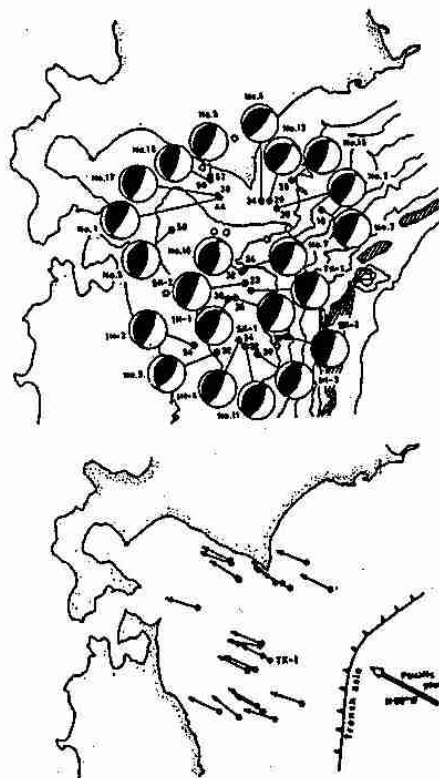


図4. (上) 日高沖、青森県東方沖に発生する地震のメカニズム
(下) 矢印の方向が、地震メカニズムから推定された断層面下盤の動きを示す。白矢印が太平洋プレートの進む方向。(宮村・笹谷 1988)

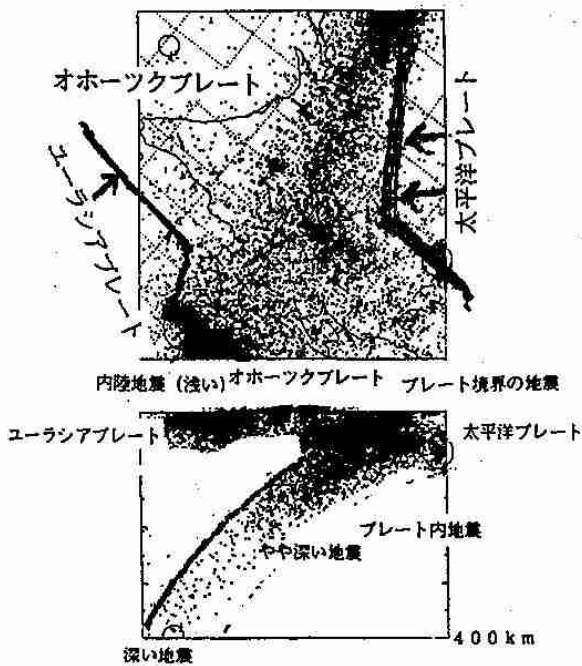


図5 北海道周辺の地震活動の概念図

図6 北海道周辺で発生した地震による津波の波源域 (1961-1995)

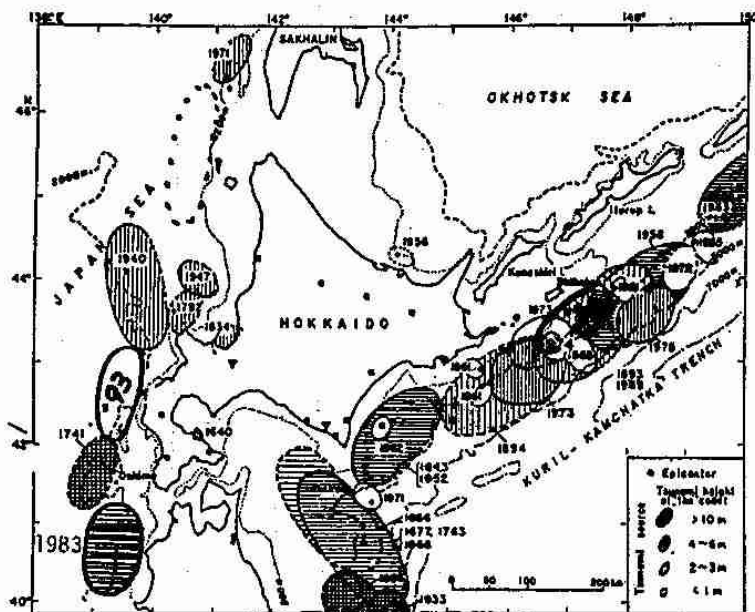
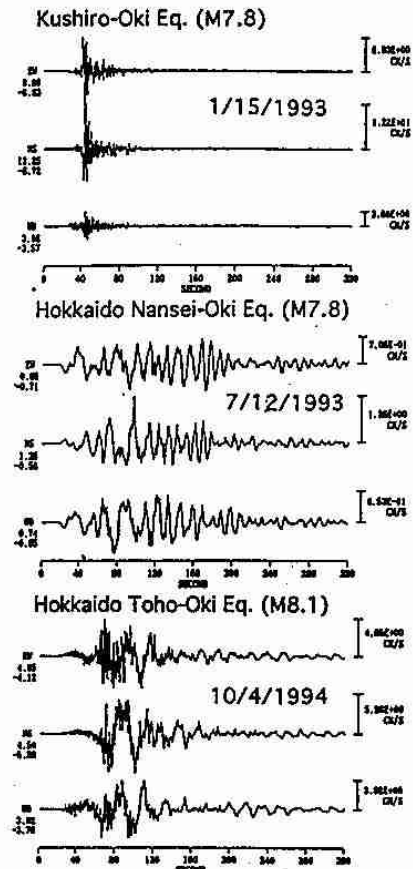


図7 北海道周辺で最近発生した3つの大地震の記録(5分間)北海道大学広尾観測点速度型強震計による3成分
(上) 1993年釧路沖地震
(中) 1993年北海道南西沖地震
(下) 1994年北海道東方沖地震



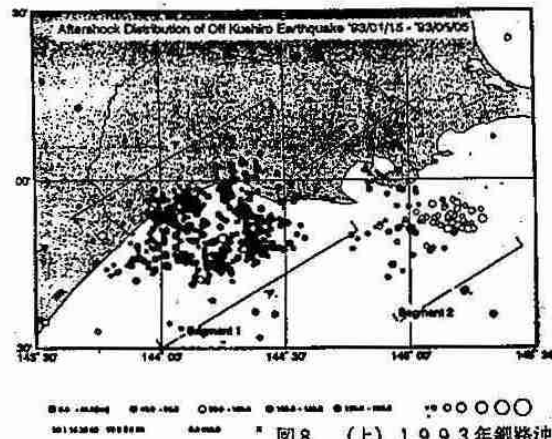
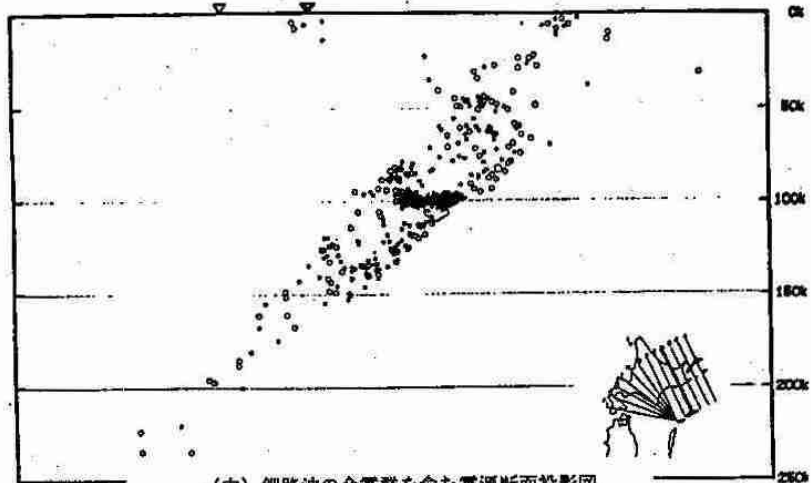
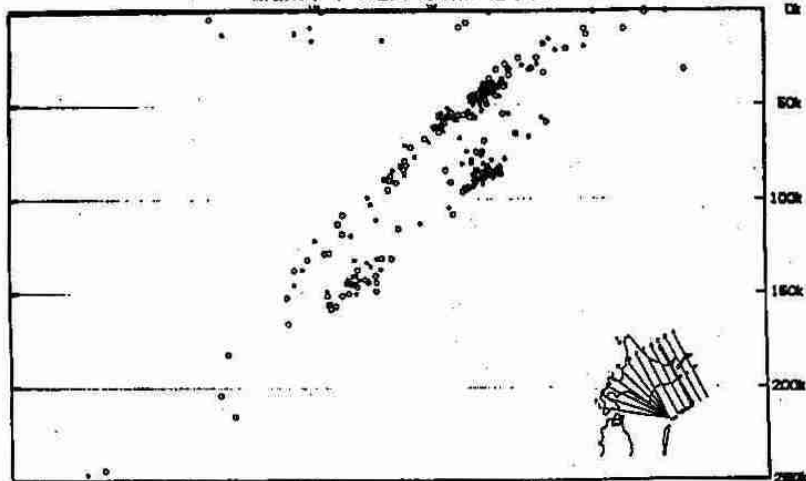


図8 (上) 1993年釧路沖地震の余震震央分布



(中) 釧路沖の余震群を含む震源断面投影図。
断面は、下の地図の太線に沿う幅50 km



(下) 厚岸沖の余震群を含む震源断面投影図。
断面は、下の地図の太線に沿う幅50 km
黒丸が余震、白丸が、それ以前10年間の地震

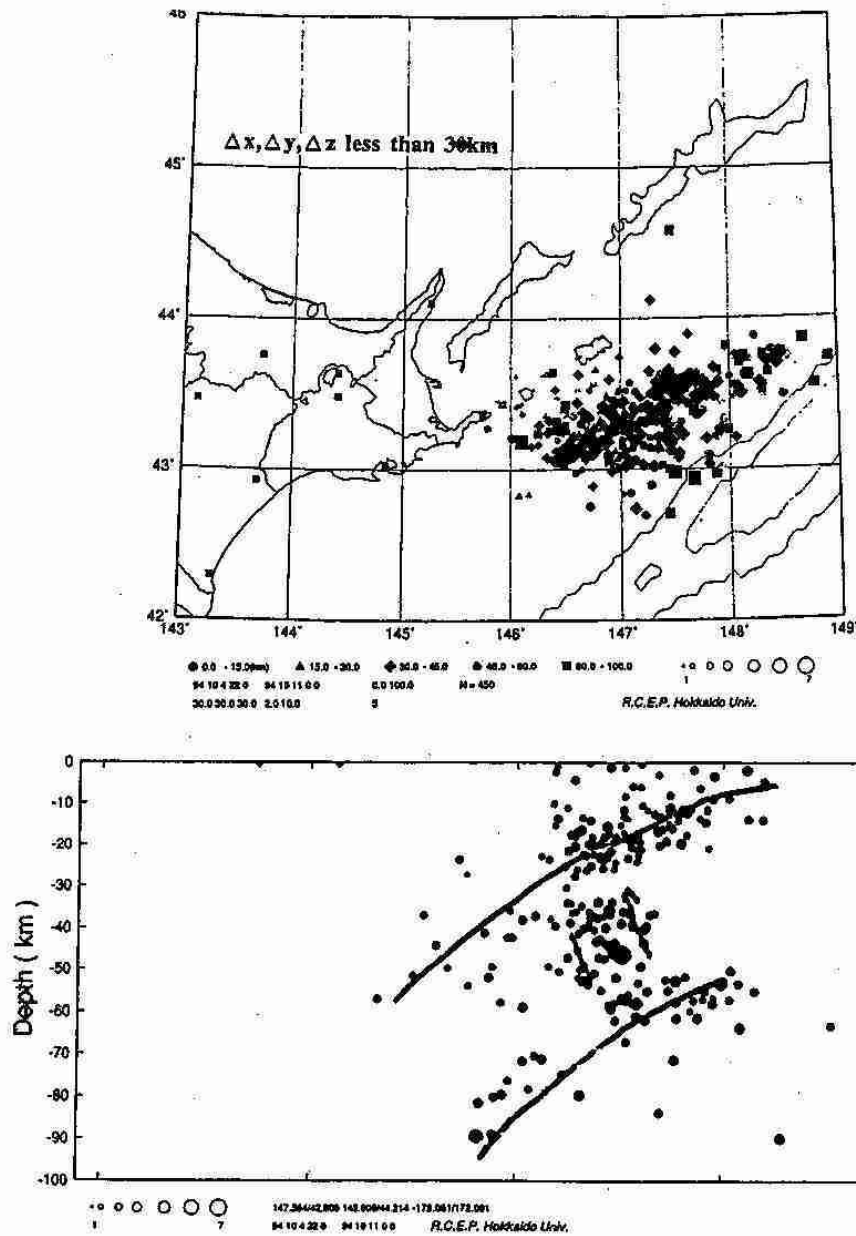


図9 (上) 1994年北海道東方沖地震の余震震央分布
(下) 海溝に直交する断面への震源投影図

日本気象学会北海道支部

平成8年度気象講演会のお知らせ

テーマ『滝川周辺の気象と最近の地震活動』

日 時 平成8年10月18日(金) 午後1時～4時40分

会 場 滝川市役所 大会議室(8階)
(滝川市大町1丁目2番15号)

講演内容 4人の講師により、一般市民を対象に身近な気象現象と最近の北海道周辺の地震活動について講演する。

① 『最新レーダーが明かす降雪のしくみ』

北海道大学大学院理学研究科助教授 上田 博

② 『グライダーと気象～雲達の千の顔・青空の千の色』

滝川市教育委員会スカイスポーツ課係長 丸伊 満

③ 『地球環境問題とオゾン層破壊』

北海道大学大学院地球環境科学研究科助教授 塩谷 雅人

④ 『北海道北部浅発地震帯の活動～北竜町の地震を中心に～』

北海道大学理学部附属地震予知観測地域センター長

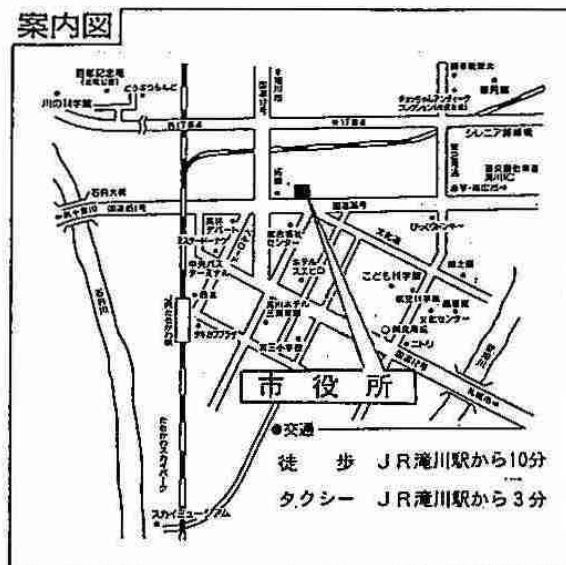
助教授 笠原 稔

主 催 日本気象学会北海道支部

共 催 滝川市、滝川市教育委員会

後 援 N H K 札幌放送局、北海道新聞社滝川支局

日本気象協会北海道本部、札幌管区気象台



滝川市役所

〒073 滝川市大町1丁目2番15号 ☎0125-23-1234

—写真訪問—

MICOS (マイコス)

日本気象協会北海道本部

1 MICOSとは

MICOS(Meteorologic Information Comprehensive Organization System)は、気象庁のアデスやアメダス、レーダー、他機関の特殊データ、そして、気象協会独自観測所のマメダスなどのデータを受信・蓄積し、編集加工を施したMICOSプロダクトをユーザーにリアルタイムに提供するオンラインシステムである。システムの形態は分散処理型で、



通信処理部、データベース処理部、数値計算等プロダクト処理部などに分かれ、基幹部分は2重化システムになっている。

MICOSセンターは、札幌、仙台、東京、名古屋、大阪、福岡の各本部に設置されており、各センター間は、高速デジタル回線で結ばれている。さらに、各センターの配下にはサブセンターが配置されて全国的なネットワーク(MICOS/WAN)となっている。

そのネットワークは、ユーザーに配信される気象データが流れるだけでなく、メールの送受信や運用情報・研究開発情報の共有のためにも使われている。従って、通信手順も、従来からのBSC、HDL C、パケットに加えて、TCP/IPと多種類に渡り、利用目的に合わせて最適な通信手順が使われている。また、WWWサーバーが複数稼動してイントラネットの構築も進んでおり、インターネットにはMICOS/Webのホームページが公開されている。

2 MICOS情報の利用法

気象データの種類は多く、気象庁のデータやMICOSプロダクトなどを合わせると数百種類になる。また、技術の日進月歩により、データの新規追加、変更、廃止が行われることがあり、ユーザーが直接気象データの編集・加工及び表示をすることは、ユーザーにとってソフト開発などの負荷が大きくなる場合がある。このため、気象協会では、ユーザーの利便性を考えて汎用的なフォーマットのMICOSプロダクトを作成しており、さらに、プロダクトを情報としてすぐ利用出来るように、各種ソフトを取

り揃えたMICOS端末を用意している。MICOS端末は、これらのソフトにより、一般的な情報から、防災、道路、農業、レジャーなど産業別に幅広く利用可能になっている。

さて、今まで、MICOS端末は、豊富なソフトと共に全国の数多くのユーザーに利用されてきたが、OSがMS-DOSである端末は、時代の流れにより主役の座から下り、世代交代の時期が来たといえる。気象協会では、ユーザーニーズに応えるべく、WindowsNT/95の次世代端末であるMICOS/Winを開発した。

3 MICOS/Win

MICOS/Winは、WindowsNT/95というグラフィカルユーザーインターフェース、マルチタスク、容易なLAN化など高度な機能を備えたOSを利用したパソコン端末である。MICOS/Winは、気象データのフルカラー表示、複数データ表示、動画処理、地震・津波等緊急報の音声ガイダンスなどイベント処理と、いろいろな機能を有している。また、ソフトはオブジェクト化されており、機能追加、新規データの追加・変更、バージョンアップが比較的容易に行えるように設計されている。

図1は、アメダス・マメダスの表示例である。立体地図上にアメダスとマメダスが同時に表示されている。また、地点の時系列表示、マップ表示と帳票表示、しきい値設定などが出来る。

図2は、降水量メッシュの表示と、主要道路網の重ね合わせ表示である。他に、鉄道網や市町村境界表示、任意拡大表示などが出来る。

図3は、波浪メッシュ、全球ひまわり、天気図の複数表示である。

4 これからのMICOS

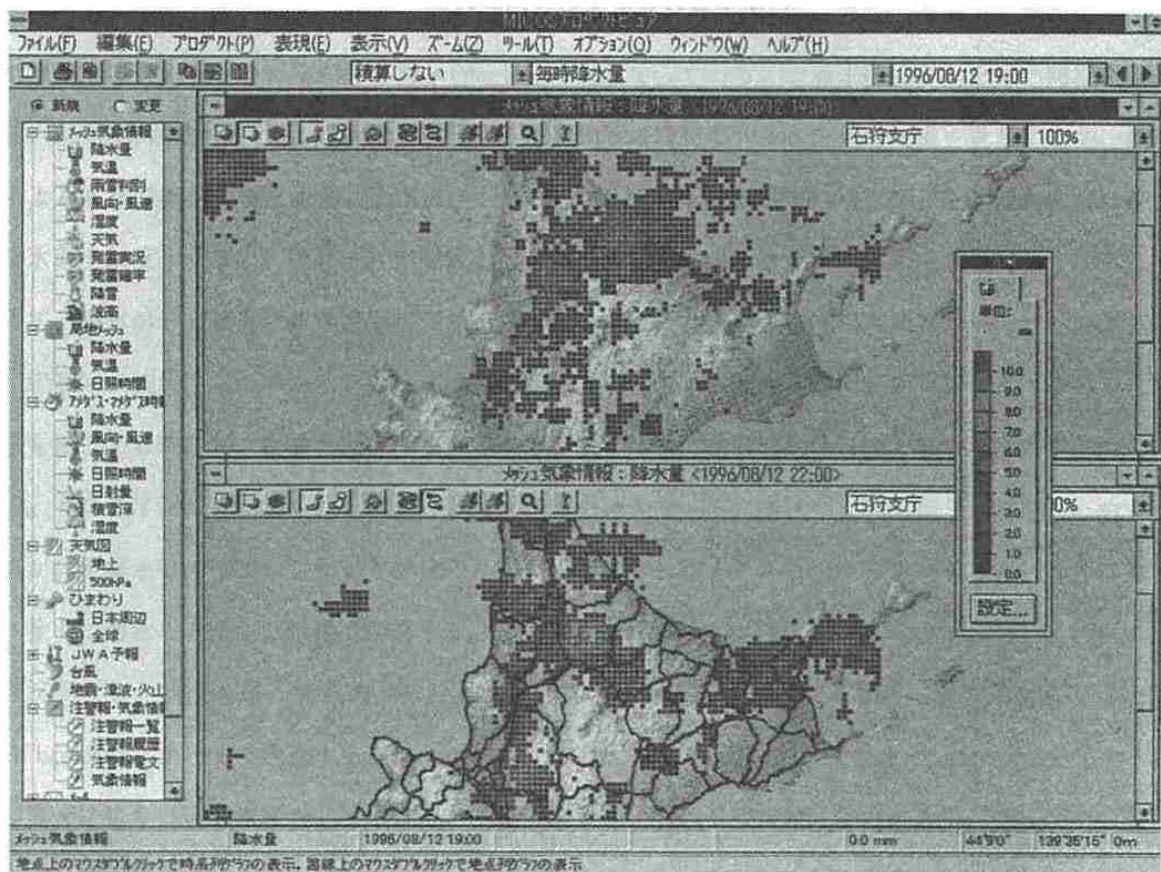
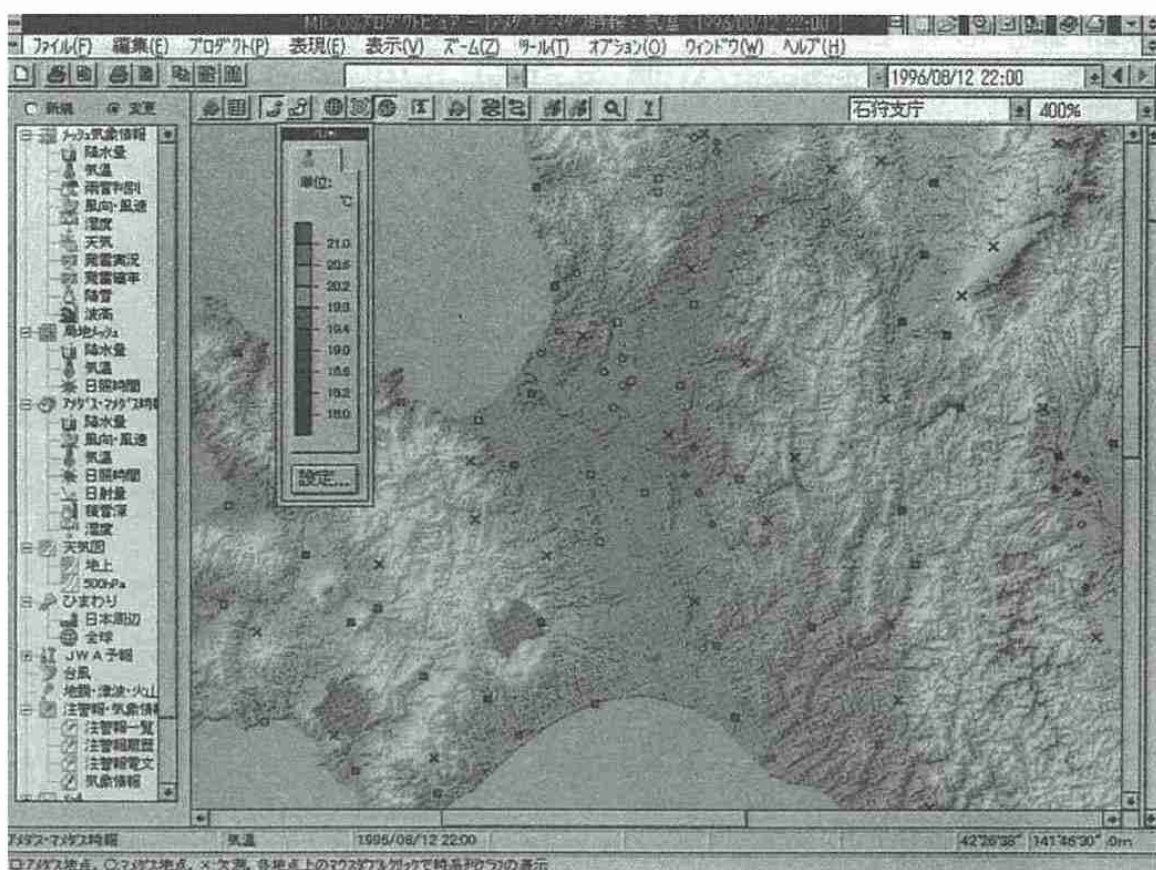
現在、情報の伝達において、視覚に訴えるビジュアルコミュニケーションが、益々重要になってきている。大量の数値データを扱う気象において、データのビジュアル化は最も有効な表現方法であり、パソコンの高性能化により比較的容易に2次元、3次元表示が出来るようになってきた。

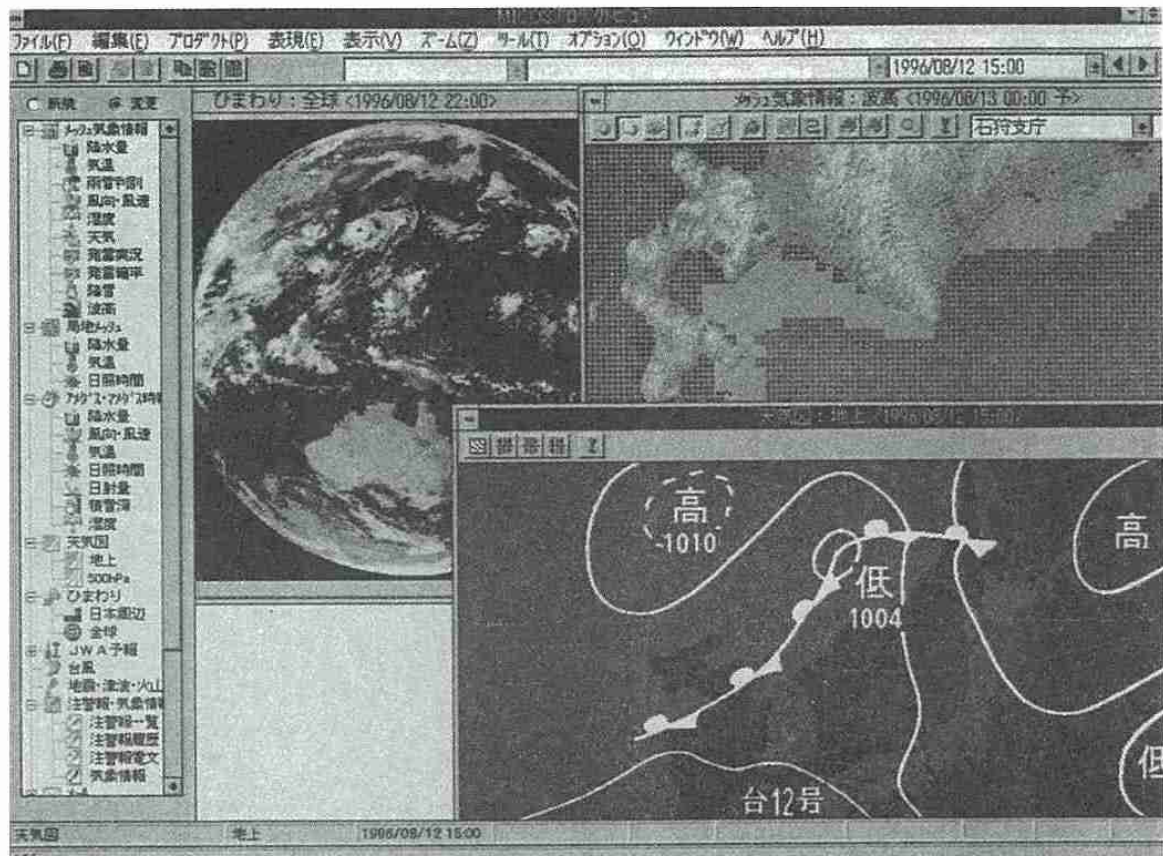
MICOSは、スーパーコンピュータによる局地予報など各種オリジナル情報の作成、それらの情報のリアルタイム提供をさらに充実させ、いろいろなメディアを利用した情報の伝達、その中でも、MICOS/Winによるビジュアル化を一層進めて行く予定である。

064 札幌市中央区北4条西23丁目 (財)日本気象協会北海道本部

気象情報部情報管理課 網蔵 真

TEL(011)622-2243 FAX(011)622-8398





MICOSによる表示面の例

— 会員寄稿 —

「空から見た南極の海水」

北海道大学低温科学研究所 大 島 慶一郎

4年あまり前、私は第32次日本南極観測隊の一員として昭和基地に越冬する機会を得た。第28次から第32次隊まで(1986—1992年)は、Antarctic Climate Research (南極気候研究)というプロジェクトが走っていて、31次と32次は、海洋・海水観測が主たるテーマであった。その中で、越冬中一年にわたって南極の海水を空からじっくり観察する機会を得た。今回、その一部を紹介させて頂く。

昭和基地沖の海水域への航空機オペレーションは、氷状偵察、AXBT観測、アルゴスプイ投下の3種類があり、どれも主に私が担当していたので、結局、ミッドウィンターの6月を除けば、通年にわたって十数回、南極の海水を空から観察することができた。今から思えば、一研究者がこのような機会を得られることは僥倖に近いかもしれない。

昭和基地はオングル島という島の上にあり、通常その周りは定着氷(land-fast ice:海岸からの一枚続きの海水)で覆われている。冬季、この定着氷は昭和基地沖70—80kmのちょうど大陸棚の縁(shelf break)まで発達しており、その沖が流氷(pack ice)域となっている。定着氷は、夏から秋の時期に後退する。もし昭和基地付近まで定着氷が流出すると海氷上の旅行に大きな危険と支障をきたすので、航空機による氷状偵察が必要となる。AXBT(とは航空機投下式XBTで、パラシュート付きのプロープを開水面上に投下すると、プロープが測定した水温分布を電波でセスナに送る仕組みになっている。

さて、海水が最も後退する3月から順を追って、セスナより撮影した海水の写真を紹介する。写真1は、定着氷が割れ出しつつあるところを撮ったもので手前側が定着氷。この時期(3月)は沖の流氷域が最も後退する時期で、そのため外洋からうねりが入ってきて定着氷が割れ出し徐々に後退することとなる。写真2は同時期に撮ったもので、定着氷内にできたリード。やはりこの時期うねりが入りやすいためか、定着氷の内部にもこのような大きな割れ目ができることがある。3月を過ぎると、日射も弱まり、徐々に海水も成長し、氷縁も前進する。写真3は、定着氷が割れてできた氷板と、新しくできた新生氷が混在した状況を撮ったもの。このようにして冬へ向かって海水域も拡大し、定着氷縁ももとのshelf breakのところまで前進することとなる。

写真4は真冬の定着氷縁を撮ったもの。左側が定着氷、右側が流氷域。沖向きの風が吹けばその間に開水面・疎氷域ができ、これはflaw polynya あるいはもっと広義には沿岸ポリニヤ(coastal polynya)



写真1 1991年3月17日撮影



写真2 1991年3月17日撮影

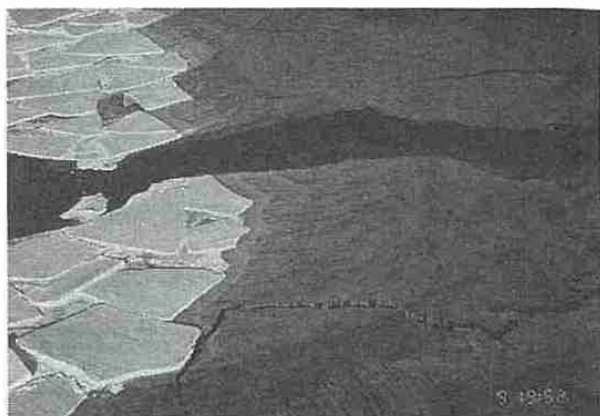


写真3 1991年4月09日撮影



写真4 1991年9月16日撮影



写真5 1991年7月31日撮影



写真6 1991年4月09日撮影

と呼ばれる。ポリニヤは海洋から大気への多量の熱フラックスが生じる領域として重要な意味を持つ。また、ここでは海水ができては沖に流されるということが繰り返され、多量の海水生成およびそれに伴う多量の塩排出が生じるため、海洋の変質という意味でも重要である。写真4でも新しく frazil ice (氷泥) が生成されている様子が見える。注目されるのは、定着氷縁に捕捉されている氷山がシェルターになりその風下に frazil ice が溜まっているのが見てとれる。写真5もやはり厳冬の定着氷縁及び沿岸ポリニヤ(手前側が定着氷)を撮ったものである。海水面と大気との大きな温度差のため(おそらくは20度くらいか)、海面から盛んに水蒸気が立ち上っているのが見える。通称frost smokeと呼ばれるもので、“けあらし”と同類のものと考えてよいと思う。この時は幅10km程度にわたって沿岸ポリニヤ(疎氷域)が広がっており、frost smoke も同様な範囲に広がっていた。

最後の写真6は、昭和基地から離陸し海氷上を飛行すると一般的に見られる光景であり、多くの氷山が定着氷に捕捉されているのが見える。これを見ると、その氷山のある方向にのみ裸氷域(黒っぽく見えるところ)が広がっているのが見える。これは卓越風の風下側にできるドリフトによるもので、このドリフトからそこでの卓越風向がわかることになる。

海水をほとんど見たことがなかったものが南極で一年以上にわたって海水を眺め続けたことになり、それまで専ら海の中が専門であった私も今では海水の研究が大きな部分を占めつつある今日この頃である。海の中の研究は必ずしも現場を知る必要はない。データは流速計やCTDの中にあるわけだから。対照的に海水の研究は現場での状況把握やヴィジュアルなイメージが研究上でも非常に重要な要素の一つであると感じた。

南極での内陸ではなく海方向への航空オペレーションは覚悟のいるオペレーションである。それを快く引き受けて頂いたパイロットの井上武氏と藤井理行越冬隊長および32次隊の皆様には深く感謝する次第である。

一支部総会報告

平成8年度日本気象学会北海道支部総会報告

平成8年度日本気象学会北海道支部総会は、平成8年6月7日(金)13時30分から北海道大学理学部3号館・401講義室において開催した。

若林幹事長代行(日本気象協会北海道本部)の開会の辞及び総会が成立(出席者40名,委任状68名)した旨報告された。

このあと議長の選出を行い、議長には上田博会員(北海道大学大学院理学研究科)が選出され、次の順で議事が進められた。

菊地勝弘支部長(北海道大学大学院理学研究科)の挨拶に始まり、生本理事(札幌管区気象台)から第20期支部役員選挙結果の報告、大西常任理事(札幌管区気象台)から平成7年度支部事業報告、小嶋常任理事(日本気象協会北海道本部)から平成7年度支部決算報告及び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、大西常任理事から平成8年度支部事業計画案、小嶋常任理事から平成8年度支部予算案が説明され、原案どおり承認された。

【支部総会次第】

1 開 会

2 議長選出

3 議長挨拶

4 支部長挨拶

5 議 事

(1) 第20期支部役員選挙結果

(2) 平成7年度支部事業報告

(3) 平成7年度支部決算報告

(4) 平成7年度会計監査報告

(5) 平成8年度支部事業計画(案)

(6) 平成8年度支部予算(案)

6 そ の 他

7 閉 会

一選挙結果一

第20期役員選挙結果報告

- | | |
|------------|--------------|
| 1 支部役員選挙告示 | 平成8年4月 1日(月) |
| 2 役員候補者締切日 | 平成8年4月30日(火) |
| 3 投票用紙発送 | 平成8年5月 1日(水) |
| 4 投票締切日 | 平成8年5月24日(金) |
| 5 開 票 | 平成8年5月27日(月) |

6 開 票 結 果

開 票 数	174票
有効投票数	173票
無効投票数	1票
白 票 数	0票

7 投 票 結 果

理 事

生本 武	169票	当選	竹内 謙介	1票
遠藤 辰雄	170票	当選	角皆 静男	1票
大西 晴夫	169票	当選	塩谷 雅人	1票
菊地 勝弘	167票	当選	向川 均	1票
窪田 将	168票	当選	川島 正行	1票
小嶋 修	166票	当選	河村 公隆	1票
長谷川隆司	167票	当選	伊藤 直敏	1票
山崎 孝治	2票		兒玉 裕二	1票
上田 博	2票		植松 孝彦	1票
小島 修	2票		身延庄士郎	1票
高橋 庸哉	1票		城岡 竜一	1票

会計監査

高橋 庸哉	167票	当選	菊地 勝弘	1票
播磨屋敏生	1票			

【平成7年度支部事業報告】

1 平成7年度支部総会

日 時：平成7年6月5日（月） 13時30分～14時00分

場 所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室3の401講義室

出席者：総会出席者28名，委任状75名

2 平成7年度支部研究発表会

（第1回）

日 時：平成7年6月5日（月） 14時10分～17時00分

場 所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室3の401講義室

出席者：52名（発表題数10）

（第2回）

日 時：平成7年11月16日（月） 13時30分～16時10分

場 所：札幌管区气象台大会議室

出席者：41名（発表題数8）

3 第13回夏季大学講座「新しい気象」

日 時：平成7年7月27日（水）10時～7月28日（木）15時

場 所：第1日目 札幌市青少年科学館

第2日目 （財）日本気象協会北海道本部

講師・講義：岡田 廣（北海道大学）【地震はなぜ起こる】

渡辺 和郎（青少年科学館）【小惑星】

柏原 辰吉（札幌総合情報センター）【札幌の気象特性】

若林 徳司（日本気象協会）【気象業務法改正と気象予報士】

施設見学：札幌市青少年科学館，札幌管区气象台

参加者数：申込数52名（第1日目 45名，第2日目 40名）

4 気象講演会

支部気象講演会開催

支部気象講演会（テーマ「釧路湿原の大気環境と最近の北海道周辺の地震活動」）は、平成7年度科学研究費補助金研究成果公開促進費（B）の補助事業により、釧路市において開催した（参加人数123名）。

日 時：平成7年10月27日（金）13時30分～17時00分

場 所：釧路市生涯学習センター（釧路市幣舞町4-28）

講師・演題：安部 信一（釧路地方气象台）【釧路地方の気象特性】

：高橋 英紀（北海道大学）【釧路湿原の気象】

：西尾 文彦（北海道教育大学）【道東における酸性霧の発生と気候システム】

：笠原 稔（北海道大学）【北海道周辺の地震活動】

5 支部機関誌「細氷」第41号発刊

平成7年9月25日印刷，同年9月30日発行

6 支部理事会

第1回 平成7年 5月26日(金) (於:札幌管区气象台)

第2回 平成7年10月 6日(金) (於:日本気象協会北海道本部)

第3回 平成8年 3月 6日(金) (於:北海道大学)

7 支部幹事会

第1回 平成7年 4月17日(月)開催 (於:札幌管区气象台)

第2回 平成7年 9月22日(金)開催 (於:札幌管区气象台)

第3回 平成8年 2月23日(金)開催 (於:札幌管区气象台)

【平成7年度支部決算報告】

収 入

項 目	予 算(円)	決 算(円)	備 考
前年度繰越金	97,910	97,910	
本部交付金	341,000	360,550	283名×850円+120,000円
夏季大学交付金	100,000	100,000	本部から入金
講演会等補助金	250,000	250,022	預金利子22円
広告料	160,000	160,000	
預金利子等	300	5,818	細氷販売5,500円・預金利子318円
合 計	949,210	974,300	

支 出

項 目	予 算(円)	決 算(円)	備 考
理事会費	13,000	11,960	交通費,お茶代等(3回開催)
総会・研究発表会	20,000	17,609	開催案内輸送費等
事務費	40,000	34,657	消耗品及び郵送費等
夏季大学経費	100,000	72,394	原稿料,終了証書等代
細氷41号経費	370,000	352,359	印刷代,原稿料,郵送代
交通費	40,000	10,000	理事会出席宿泊代
気象講演会経費	341,000	379,630	会費,看板,予集集,ポスター,原稿料,宿泊交通費等
予備費	25,210	0	
次年度繰越金		95,691	
合 計	949,210	878,609	

平成7年度決算について相違ないことを証明します。

平成8年4月1日

会計監査 石川 信敬 ㊞

【平成8年度支部事業計画案】

1 平成8年度支部総会

日 時：平成8年 6月 7日（金）13時30分～14時
場 所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室3の401講義室
出 席：出席者数40人 委任状数68人 計108人

2 平成8年度支部研究発表会

（第1回） 発表題数9題 出席者数45人

日 時：平成8年 6月 7日（金）14時10分～17時00分
場 所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室3の401講義室

（第2回）

日 時：平成8年11月14日
場 所：札幌管区気象台会議室

3 特別気象講演

日 時：平成8年6月19日（水）10時30分～12時
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
講 師：Prof. C. P. R. Saunders
Univ. of Manchester,
Institute of Science and Technology
題 目：「Research into Thunderstorm Charging Processes」

4 第14回夏季大学

日 時：平成8年 7月31日（水）10時～8月1日（木）15時
場 所：第1日（31日） 札幌市青少年科学館（58名参加）
第2日（ 1日） 札幌管区気象台（51人参加）
講義は4題，他に見学（札幌市青少年科学館・札幌管区気象台の各施設）
講 義：西村 浩一（北海道大学） 【雪崩】
渡辺 和郎（札幌市青少年科学館） 【巨大彗星がやってくる】
藤田 英治（札幌管区気象台） 【新しい天気予報と今年の5月の低温】
松野 太郎（北海道大学） 【気候とその変動・異常気象】

5 気象講演会

テーマ：「滝川周辺の気象と最近の地震活動」

日 時：平成8年10月18日（金）13時00分～16時40分
場 所：滝川市役所大会議室

講演題目：上田 博（北海道大学） 【最新レーダーが明かす降雪のしくみ】
丸伊 満（滝川市教育委員会） 【グライダーと気象】
塩谷 雅人（北海道大学） 【地球環境問題とオゾン層破壊】
笠原 稔（北海道大学） 【北海道北部浅発地震帯の活動】

6 支部機関誌「細氷」第42号発行

平成8年9月下旬刊行予定

7 支部理事会

第1回 平成8年 5月29日(水) (於:札幌管区气象台)

第2回 平成8年 9月下旬予定 (於:日本気象協会北海道本部予定)

第3回 平成9年 3月上旬予定 (於:北海道大学予定)

8 支部幹事会

第1回 平成8年 5月27日(月) (於:札幌管区气象台)

第2回 平成8年 9月中旬予定 (於:札幌管区气象台予定)

第3回 平成9年 2月下旬予定 (於:札幌管区气象台予定)

【平成8年度支部予算案】

収 入

項 目	金 額 (円)	備 考
前年度繰越金	95,891	
本部交付金	358,000	280名×850円+120,000円=341,000円
夏季大学交付金	100,000	本部交付金
広 告 料	319,000	細氷の広告料
預金利子等	300	預金利子
合 計	872,991	

支 出

項 目	金 額 (円)	備 考
理 事 会	10,000	交通費,お茶等購入費(3回開催)
支部役員選挙維持費	25,000	選挙告示・封筒・投票用紙・名簿・注意書の印刷と郵送料
総会・研究発表会	10,000	開催案内郵送料,お茶等購入費(支部総会1回,研究発表会2回)
事 務 費	30,000	消耗品購入費・郵送料等
夏季大学及び 気象講演会経費	360,000	会費,予稿集印刷費等,特別講演会1回含む
細氷42号経費	380,000	印刷・製本費・原稿料等
交 通 費	40,000	理事会出席旅費
予 備 費	17,991	
合 計	872,991	

— 役員会報告 —

《平成7年度日本気象学会北海道支部役員会報告》

1 平成7年度第1回理事会（細氷41号131頁で報告済）

2 平成7年度第2回理事会

(1) 日 時：平成7年10月6日（金）13時30分～16時30分

(2) 場 所：日本気象協会北海道本部会議室

(3) 出席者：菊地、窪田、工藤、遠藤、山崎、生本、高橋、遊馬、若林、佐竹、西山、永戸

(4) 報告及び打合せ事項

ア 支部長挨拶

イ 第13回夏季大学講座「新しい気象」報告

平成7年7月27日から28日にかけて開催した標記講座の経過報告について若林幹事から、収支報告について西山幹事から報告された。

(質疑)

- ・講師謝金を見直す時期でないか。特に会員以外の講師謝金はもっと配慮すべきでないか。

回答：厳しい財政の中で運営している事情をご理解いただきたい。

ウ 平成7年度科学研究費補助金研究成果公開促進費（B）の経過報告及び使用計画等
西山幹事から促進費の経過報告及び使用計画等について報告あり了承された。

エ 平成7年度気象講演会の中間報告

平成7年10月27日・釧路で開催予定の気象講演会の準備状況と広報活動状況について佐竹幹事から、収支中間報告が西山幹事から報告あり了承された。

(質疑)

- ・広報活動の状況を実績報告書に添付すべきである。

回答：新聞記事は実績報告書で提出する。

- ・気象講演会への支部長出席旅費を配慮してはどうか。

回答：気象講演会の内容充実等の配慮から経費が高んでいるので旅費は遠慮したい（支部長回答）。

オ 平成7年度予算収支（中間）報告

標記報告及び今後の使用計画について、西山幹事から説明され概ね了承された。

カ 平成7年度第2回研究発表会

第2回支部研究発表会は平成7年11月16日・札幌管区気象台で開催することです承された。また、高橋幹事長から研究発表会の申込み方法と期日については、今年から機関誌「細氷」に掲載していること及び開催案内は「はがき」で全会員に送付することが報告された。

キ 支部機関誌「細氷41号」の刊行

細氷41号の刊行について、遊馬幹事から以下について報告があった。

印刷：平成7年9月25日，発行：同年9月30日

発送：同年10月6日（予定）

また、高橋幹事長から来年度の印刷経費高騰の可能性から、頁数の削減について意見が出され、特に研究発表論文の原稿は、現行の2頁から1～2頁とすることです承さ

れた。

7 第3回幹事会・理事会の開催日程

支部幹事会は平成8年2月下旬（札幌管区気象台）、支部理事会は同年3月上旬（北海道大学）に開催することです承された。

7 平成8年度科学研究費補助金研究成果公開促進費（B）計画調書の提出

平成8年度気象講演会は、稚内市での開催を検討したが、気象台主催による防災気象講演会が予定されていることから、滝川市または苫小牧市の開催で再検討することとなった。

平成8年度科学研究費補助金計画調書は、前年に引続き提出することです承された。

3 平成7年度第3回理事会

(1) 日 時：平成8年3月1日（金）15時～17時

(2) 場 所：北海道大学ファカルティハウス「エンレイソウ」

(3) 出席者：菊地、窪田、工藤、遠藤、山崎、生本、高橋、遊馬、若林、佐竹、西山

(4) 報告及び打合せ事項

7 支部長挨拶

1 平成7年度第2回理事会議事録

2項参照。

7 平成7年度支部事業経過報告

高橋幹事長から平成7年度事業について経過報告された。

1 平成7年度支部予算経過報告

標記報告、気象講演会の決算報告及び今後の使用計画を含め西山幹事から説明され、概ね了承された。

1 平成7年度科学研究費補助金研究成果公開促進費（B）の実績報告書

実績報告書は平成7年11月17日に文部大臣あて提出したこと、これに係った支出類使用内訳等について西山幹事から、気象講演会の開催状況について佐竹幹事から報告された。

1 平成8年度科学研究費補助金研究成果公開促進費（B）の計画調書

計画調書は平成7年12月11日に文部省学術国際局長あて提出したこと、気象講演会の開催場所（滝川市）、目的、内容等について西山幹事から報告され、気象講演会の演題及び講師等の具体的なことについては、今後引き続き理事会で検討していくこととなった。

1 平成8年度気象講演会の準備状況

平成7年11月6日に若林・西山両幹事が滝川市企画調整部企画課と協議により、気象講演会の後援等の協力が概ね得られた。

7 支部第20期役員選挙の準備と支部総会等までの日程

標記について、西山幹事から次のとおり説明され了承された。

【選挙管理委員会の構成】

・選挙管理委員：6名 ・開票立会人：2名 ・開票人：4名

【役員選挙日程】

・選挙告示：平成8年4月16日 ・候補者締切：同年4月30日 ・投票用紙発送：同年5月10日
・投票締切：同年5月24日 ・開票：同年5月27日

【支部幹事会・理事会及び支部総会・研究発表会の日程】

・支部幹事会：平成8年5月27日 ・支部理事会：同年5月31日

・支部総会及び研究発表会：同年6月7日

ケ 日本気象学会1997年秋季大会の準備

秋季大会準備・実行委員会の設立時期，同委員会の開催時期等のスケジュール案について西山幹事が提示，秋季大会に向けての支部活動について高橋幹事長から提案されたが，特に支部活動については，次期理事会で協議することです承された。

コ 平成7年度北海道支部会員数の変遷

サ その他（報告等）

・日本気象学会第29期役員候補選挙の北海道地区理事候補として，菊地勝弘氏（北海道大学教授）及び窪田 将氏（札幌管区気象台長）が北海道支部有志の推薦により立候補した旨の報告があった。

・日本気象学会奨励金受領候補者推薦は，北海道地区から一般研究調査部門では四宮茂晴氏（函館海洋気象台），気象教育部門では鈴木宏宣氏（札幌市立米里小学校教諭）が応募した旨の報告があった。

4 平成7年度第1回幹事会（「細氷」41号132頁に報告済）

5 平成7年度第2回幹事会

平成7年9月22日（金）15時～17時 札幌管区気象台】

出席者：高橋，遊馬，若林，佐竹，西山，永戸

平成7年度第2回理事会及び第2回研究発表会の開催について

6 平成7年度第3回幹事会【平成8年2月23日（金）15時30分～17時 札幌管区気象台】

出席者：高橋，遊馬，若林，佐竹，西山，永井

平成7年度第3回理事会の開催について

《平成8年度日本気象学会北海道支部役員会報告》

1 平成8年度第1回理事会

(1) 日 時：平成8年5月29日（水）15時～17時

(2) 場 所：札幌管区气象台

(3) 出席者：菊地、大西、小嶋、長谷川、生本、高橋、塩谷、佐竹、西山、田島

(4) 報告及び打合せ事項

7 第20期役員選挙結果報告

投票結果：開票数174票，有効投票数173票，無効投票数1票，白票数0票

開票結果：理事

生本 武169票 当選，遠藤辰雄170票 当選，大西晴夫169票 当選
菊地勝弘167票 当選，窪田 将168票 当選，小嶋 修166票 当選
長谷川隆司167票当選，その他会員18票

：会計監査

高橋庸哉167票 当選，その他会員2票

イ 支部長互選

役員選挙により当選した理事の互選で，菊地勝弘理事が北海道支部第20期支部長に就任した。

ウ 支部長挨拶

エ 支部第20期常任理事互選と新幹事の指名

役員選挙により当選した理事の互選により，窪田将理事，大西晴夫理事，遠藤辰雄理事，小嶋修理事が第20期常任理事に就任した。また，幹事長及び幹事は以下のとおり指名された。

幹事長：遊馬芳雄，幹事：塩谷雅人，若林徳司，佐竹正治，西山利彦，田島義美

なお，遊馬幹事長は海外出張により不在のため，帰国までの間，若林幹事が幹事長を代行することとなった。

オ 平成8年度業務分担（理事・幹事）

理事・幹事の平成8年度業務分担が次のように決定した。

企画・総括担当：常任理事 窪田，小嶋 幹事長 遊馬

講演 担 当：常任理事 大西 幹 事 佐竹

夏季大学担当：常任理事 遠藤 幹 事 若林

細 氷 担 当：理 事 生本 幹 事 塩谷

庶務・会計担当： 幹 事 田島，西山

カ 平成7年度第3回理事会議事録

キ 平成7年度事業報告及び決算報告

平成7年度の事業報告及び決算報告が高橋前幹事長から報告され了承された。

ク 平成7年度会計監査報告

石川会計監査は理事会を欠席したが，同会計監査から高橋前幹事長に「関係書類等を監査したが適正に処理されていたので理事会に報告願いたい」との申出があったことが報告され了承された。

ケ 平成8年度事業計画案及び予算案

- (7) 平成8年度事業計画案は原案どおり、また予算案は一部修正のうえ了承された。
- (イ) 第14回夏季大学の講義題目は原案どおり4題とし、札幌市青少年科学館、札幌管区気象台、北大低温科学研究所、北大大学院地球環境科学研究科からそれぞれ1題を分担することとし、詳細については夏季大学担当が早急に対処することです承された。
- (ウ) 平成8年度気象講演会については、平成8年4月26日に滝川市及び滝川市教育委員会との打合せ状況について菊地支部長及び田島幹事から報告され、平成8年10月18日(金)に滝川市と共催で予定どおり開催すること及び演題については滝川市等の要望を勘案しながら、地域に密着した気象講演会とするためグライダー、地震、気象、地球環境問題等からそれぞれ1題とし、後援機関を含め気象講演担当が準備していくことです承された。
- (エ) 支部機関紙「細氷42号」の発行については、編集形態及び掲載方法等について各理事などから意見が出されたが、掲載内容は従来どおりとし、写真掲載部分及び雑感等の頁削減は細氷担当において検討することです承された。
- (オ) 次回以降の理事会開催場所は、原案どおり了承された。
- (カ) 平成8年度支部総会について
平成8年度の支部総会の役割分担が原案どおり了承された。また平成8年度支部総会及び第1回研究発表会は、予定どおり6月7日(金)北海道大学理学部において開催することです承された。
- (キ) 細氷発行について
「細氷42号」の掲載概要及び作成分担等は原案どおり了承され、平成8年9月末を目途に刊行することになった。
- (ク) 1997年度秋季大会準備委員会の設立について
第1回準備委員会は平成8年9月に設立し、準備委員会委員の選出等は次期理事会までに準備することです承され、準備委員会の支部事業活動は準備委員会設立後に実施することにした。

2 平成8年度第1回幹事会

- (1) 日 時：平成8年5月27日(月)15時～17時
- (2) 場 所：札幌管区気象台
- (3) 出席者：高橋、若林、塩谷、西山、田島、上田(オブ)
- (4) 報告及び打合せ事項
平成8年度第1回理事会及び第1回研究発表会の開催について

—支部役員—

日本気象学会北海道支部役員名簿

平成8年5月29日

役 職 名	氏 名	所 属
支部長理事	キクチ カツヒロ 菊地 勝弘	北海道大学大学院理学研究科
常任理事	クボタ ススム 窪田 将	札幌管区气象台
常任理事	オオニシ ハルオ 大西 晴夫	札幌管区气象台
常任理事	エンドウ タツオ 遠藤 辰雄	北海道大学低温科学研究所
常任理事	コジマ オサム 小嶋 修	日本気象協会北海道本部
理 事	ハセガワ リュウジ 長谷川隆司	函館海洋气象台
理 事	イクモト タクシ 生本 武	札幌管区气象台
会計監査	タカハシ ツネヤ 高橋 庸哉	北海道教育大学
幹 事 長	アスマ ヨシオ 遊馬 芳雄	北海道大学大学院理学研究科
幹 事	シオタニ マサト 塩谷 雅人	北海道大学大学院地球環境科学研究科
幹 事	ワカバヤシ トクシ 若林 徳司	日本気象協会北海道本部
幹 事	サタケ マサハル 佐竹 正治	日本気象協会北海道本部
幹 事	タジマ ヨシミ 田島 義美	札幌管区气象台
幹 事	ニシヤマ トシヒコ 西山 利彦	札幌管区气象台

— 支部交換機関誌 —

- ・ 東北支部だより 第 2 4 号 (1995.11)
 第 2 5 号 (1996. 3)
 第 2 6 号 (1996. 7)

- ・ 中部支部だより 第 4 3 号 (1995. 8)
 第 4 4 号 (1996. 5)
 第 4 5 号 (1996. 8)

- ・ 関西支部ニュース 第 2 2 0 号 (1995.10)
 第 2 2 1 号 (1996. 3)
 第 2 2 2 号 (1996. 5)
 第 2 2 3 号 (1996. 7)

- ・ 九州支部だより 第 7 4 号 (1994. 7)

- ・ 東北支部 気象講演会講演要旨 1995.10.31 青森
 平成 7 年度東北支部講演会予稿集 1995.11.28 仙台

- ・ 中部支部 研究会講演要旨集 1 1 号 1995.11.27~28 名古屋
 第 2 回夏季大学 (異常気象と日本)
 — そのメカニズムを考える — 1995.11.28 名古屋

- ・ 関西支部 例会講演要旨集 第 7 2 号
 (局地気象と中小規模現象) 1995.11. 6 岡山
 例会講演要旨集 第 7 3 号
 (局地気象と中小規模現象) 1995.11.16 香川
 例会講演要旨集 第 7 4 号
 (海洋と気象) 1996. 2. 9 神戸
 1 9 9 6 年度関西支部年会講演予稿集 1996. 6.26 大阪

一支部通信欄一

1 事務局からのお願い

(1) 退会・転出・転入された方へ

日本気象学会から退会される方、北海道支部から他支部への転出、他支部から北海道支部に転入された方は、日本気象学会本部事務局へ連絡するとともに支部事務局へもご連絡願います。(支部事務局への連絡は、『細氷』末頁の【所属(住所)変更届】をご利用願います。)

(2) 平成9年度支部総会に出席できない方へ

平成9年度支部総会(平成9年6月の予定)に出席できない方は、『細氷』末頁の【平成9年度支部総会 委任状】に記名・捺印のうえ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。

(3) 学会への勧誘について

気象に関心をお持ちの方が身近におりましたら、気象学会への入会をお勧めして下さい。入会申込書は支部事務局にあります。

年会費は、一般A会員は 6,900円、一般B会員は 12,600円、学生A会員は 4,200円、学生B会員は 8,100円です。

A会員には、気象学会機関誌『天気』のみ、B会員には『天気』と『気象集誌(英文論文)』が配布されます。

また、北海道支部発行の機関誌『細氷(研究発表会の要旨や解説等)』が無料配布され、更に学会が発行している『気象研究ノート』なども会員価格で購入できます。

(4) 平成8年度支部気象講演会の開催について

今年度の支部気象講演会は、平成8年10月18日(金)滝川市で開催を予定していますので、近郊の会員の方は、会費無料ですので多数お誘いのうえ参加願います。

2 編集後記

- (1) 昨年度の支部気象講演会は、釧路市で開催しましたが、ご協力頂いた釧路地方気象台、気象協会釧路支部並びに関係機関の皆様方に感謝申し上げます。
- (2) 北海道支部と支部会員のつながりが緊密になるような親しみやすい機関誌にしたいと思いますので、掲載内容についてのご意見、アイデア等をお寄せ下さい。
- (3) 本号の編集にあたり、寄稿者等の多くの方々にご無理を申し上げご協力頂きましたこと感謝申し上げます。
- (4) この通信欄は、支部会員同士の情報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までお寄せ下さい。

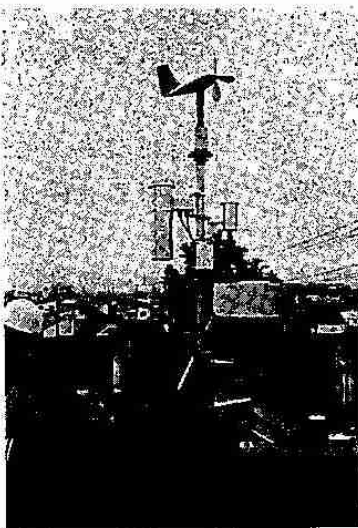
支部事務局：〒060 札幌市中央区北2条西18丁目
札幌管区気象台技術部調査課内
☎ 011-611-6121(内線415)
FAX 011-611-3206

--- 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、テレメーターシステム、各種処理装置、

商 品 販 売	機 器 設 置 及 び 保 守 点 検	デ ー タ 処 理
(株) 岩 崎 社員76人	岩崎メンテナンスサービス(株) 社員23人	ソフト開発エンジニアリング(株) 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		
釧路出張所 釧路市双葉町17番19号 0154-23-7488		
帯広出張所 帯広市西3条南1丁目 0155-23-6511		データ処理及びソフト開発使用 設置機器
函館出張所 函館市中島町31番19号 0138-55-0108		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ー 周波数カウンター、各デスター
北見出張所 北見市美芳町6丁目3番7号 0157-24-2831		納入実績
苫小牧出張所 苫小牧市矢代町1丁目2番地3号 0144-74-8171	設置作業例	流量観測データ処理ソフト
網走営業所 網走市緑町1番8号 0152-43-3530	設置、保守納入実績	地殻変動データ処理ソフト
室蘭営業所 室蘭市東町1番8号 0143-43-6228	水位雨量観測施設保守業務	土壌水分データ処理ソフト
稚内営業所 稚内市潮見3丁目 0162-32-2608	総合気象観測施設設置保守 (農業、ダム、消防、公害、道路)	温度分布データ処理ソフト
	ダム放流警報施設保守業務	総合気象データ処理ソフト
	太陽電池設置業務	画像解析処理ソフト
	テレメータ設置、保守	

JWA

JAPAN WEATHER ASSOCIATION

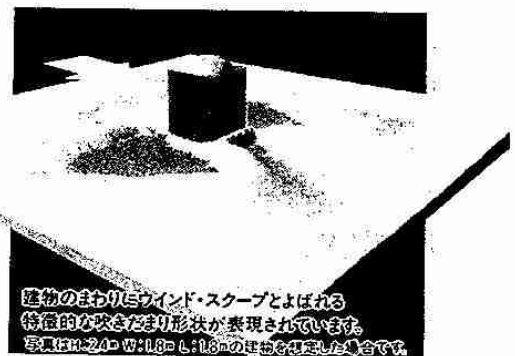
数値シミュレーション

ー・ポ・す

これまで風洞実験や水槽実験でし
かわからなかった吹雪や吹きだまり
の実体が、数値シミュレーションで、
明らかにすることが可能になりました。

吹雪の数値シミュレーションとはちょっと聞き慣れない言葉だと思いますがつまりは風洞実験でしか見ることのできなかった吹きだまりなどの複雑な現象を、3次元の地形を計算に取り込むことにより、計算機の中で吹雪を再現することです。また、ビジュアル化することにより右の図のように、よりリアルな結果をお見せできるようになりました。

BLOWING SNOW SIMULATION



建物のまわりをwind・スコープとよばれる
特徴的な吹きだまり形状が表現されています。
写真にH=24m W=18m L=18mの建物を仮定した場合です。

※矢印は風向きです

●お問い合わせは
財団法人日本気象協会 北海道本部
札幌市中央区北4条西23丁目260 (011)621-2456

全天候型測定データ記録装置 **KADEC-U** シリーズ

全天候型測定データ記録装置 **KADEC-U** シリーズは、厳しい自然環境下（雨・雪・低温から高温）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。

- ◆ 設置条件を選ばずしかも長期無人測定を実現。
- ◆ 極めて低温に強く消費電力の少ないコンパクト設計。
- ◆ 変換器を通さずに各種センサをダイレクト入力。
- ◆ 記録計の内部電池で7ヶ月以上連続測定可能。
- ◆ 低温から高温全域で仕様精度保証（-25℃～+80℃の範囲において）。
- ◆ 記録した測定データは、パソコンで簡単に日報月報処理可能。

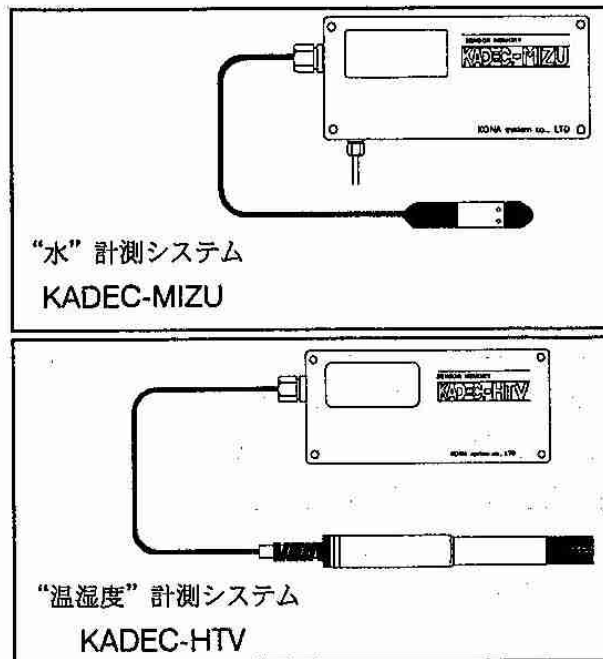
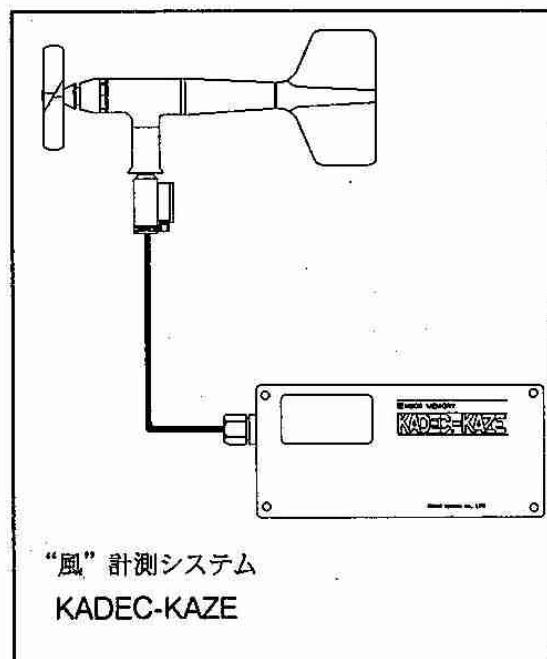
各種センサの測定方法に合わせて記録計を選択してください。また、周辺機器を組み合わせることでフィールド計測がより手軽に行えます。

型 番	測 定 項 目
KADEC-U2	U、UVの後継器
KADEC-UN	多機能、高性能タイプ
KADEC-UP	積算電圧、パルス
KADEC-US	ひずみ、湿度（白金抵抗）、微小電圧
KADEC-US6	USの6チャンネルタイプ
KADEC-PLS	雨量測定専用記録器

サーミスタ温度センサ	KDC-S 1
湿度センサ	KDC-S 2
白金測温抵抗体センサ	KDC-S 3
風向風速センサ	KDC-S 4
土壌水分センサ	KDC-S 5
積雪深センサ	KDC-S 6
水圧式水位センサ	KDC-S 10

シンプル&コンパクト システムシリーズ

電源・チャンネル切り替え機能などを一体化したコンパクト設計。屋外計測には欠かせない小型・軽量ですので持ち運びがとっても楽。もちろん取扱も簡単です。センサ、ケーブルが標準で組み込んでありますので購入後、即計測が可能です。専用のシステムなのでデータは換算されて記録。直読値で表示されますので、回収後のデータ整理もスムーズにできます。きっとお役に立てることと自負しています。



コーナシステム株式会社 KONA System Co., LTD

本 社	〒004 札幌市厚別区下野幌テクノパーク1丁目2番11号	TEL.(011)897-8000	FAX.(011)897-8001
東京支店	〒171 東京都豊島区池袋2丁目55番13号 合田ビル3F	TEL.(03)3983-8297	FAX.(03)3983-8298
札幌営業所	〒004 札幌市厚別区下野幌テクノパーク1丁目2番11号	TEL.(011)897-8000	FAX.(011)897-8001
福岡営業所	〒814 福岡市早良区百道2丁目17番21号 デグ 初百道202	TEL.(092)844-6371	FAX.(092)844-6372

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的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

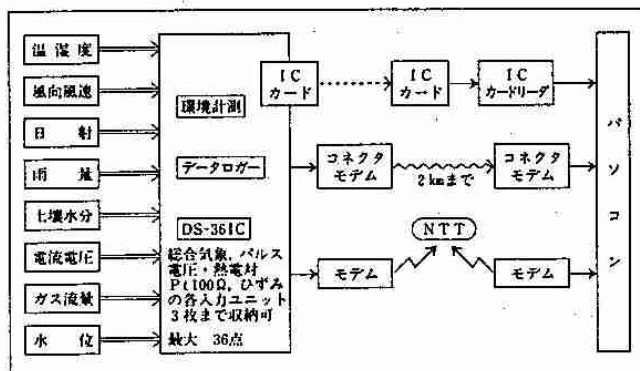
		超音波風速計	超音波温度計
測定方式		時分割送受切換型超音波パルス法	
演算方式		超音波伝搬時間逆数差演算方式	超音波伝搬時間逆数差演算方式
測定範囲		小型プローブ型：0～20m/s(5cmスパン) 小型プローブ型：0～30m/s(10cmスパン) 標準プローブ型：0～30m/s(20cmスパン) 強風プローブ型：0～60m/s(20cmスパン)	温度：-10℃～+40℃ 使用範囲外の場合はご相談下さい
演算精度		1%	1%(注1)
分解能		0.005m/s	0.025℃
測定繰返し 平均化時間		20回/秒	
出力 番号	OUT-1	成分風速：0～±1V/0～±10m/s max±10V	温度：0～±1V/0～±50℃
	OUT-2	成分風速：0～±1V/F.S	温度：0～±1V/F.S
		風速：0～1V/F.S	変動温度：0～±1V/F.S
		風向：0～1V/F.S	
アナログ (注2)	OUT-2	フルスケール 成分風速：0～±1、±2、±5、±10、±15、±20、±30、 ±60m/s	フルスケール 温度：0～±50℃
		風速：0～1、2、5、10、15、20、30、60m/s	変動温度：中心温度より±5℃、±10℃の切換方式
		風向：0～540°	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

3電源

ICメモ리카ード式データロガ

DS-36IC



用途

- ・農地・森林等の気象観測
- ・住宅・ビルの住環境の計測
- ・冷凍・空調システムの計測
- ・ビニールハウス内環境計測
- ・生鮮食料品の輸送環境計測
- ・コンベアライン上の製品の品質管理
- ・電力・ガス等のエネルギー消費量の測定
- ・ロードヒーティングの温度・エネルギー計測



特長

- ・ICメモ리카ードの採用によりデータ回収が容易
- ・オンライン計測 (2 kmまで) モデム計測も可
- ・内蔵リチウム電池のみで1年間使用可
- ・電圧・熱電対(12点), Pt100Ω (8点), パルス (8点), ひずみ (6点), 総合気象(11点)の各入力ユニットを3枚まで混在・収納可
- ・積算機能・ヒートアップ機能有
- ・対話型データ集録処理ソフト(ロータス変換機能有)を用意しました

姉妹品

- ・1・2チャンネル電池式データメモリ DS-64K1・K2
- ・各社データロガ対応データロガ処理ソフト KNS-98
- ・同上用モデム対応処理ソフト KNS-98COM

●開発・販売元
コンピュータの夢・未来を創造する

コーナール札幌株式会社

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

測 戦 力

弊社は様々な環境に適応したデータロガ等の機器及びソフトウェアの開発を軸にトータルシステムをめざし、お客様のニーズに確実な技術力をもってお応えします

気象関連での主な実績

- ◆ 南極での気温、雪温、風向、風速、気圧等の無人気象観測システム
- ◆ 雪崩予測及び観測システム
- ◆ 流水領域海洋気象観測システム
- ◆ 鉄塔動態観測システム

現在開発中の主な製品

- ◇ 氷河流動観測システム（GPSデータロガシステム）
- ◇ ケーブル・センサを応用した災害予知及び警報システム
- ◇ 視界不良時における超音波式衝突防止装置



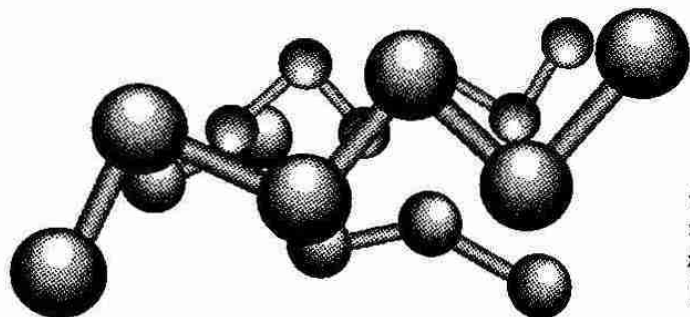
北海道電子機器株式会社

〒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



施設から機器まで 科学研究の 総合プランナー

《主要取扱商社・商品》

チノー ハイブリット記録計、制御機器
オリンパス 顕微鏡、工業用ファイバースコープ
柳本製作所 ヤナコ各種分析機器
日本ゼネラル ケルテック、ファイバートック、
近赤外装置
英弘精機 ハーケ恒温槽、気象機器
三洋電気メデカシステム プレハブ低温室、
超低温フリーザー
ザルトリウス 電子天秤、メンブレンフィルター
芝浦エレテック 徳田各種真空機器
日本電子 電顕・NMR・ガスマス
ダルトン 各種実験台、ドラフトチャンバー
自社製品 受精卵凍結装置、牛分娩予告装置、
土壌採土器、CEC自動抽出器

北海道地区特約代理店



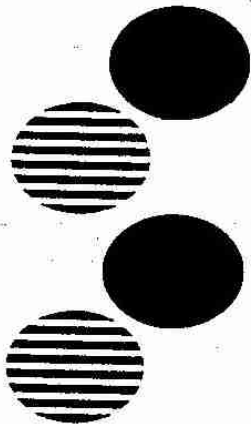
フシヤ矢野科学株式会社

札幌市東区北6条東2丁目8番地(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。

●ワードプロセッサー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

海洋気象衛星「ノア」HRPT (AVHRR) 直接受信システム

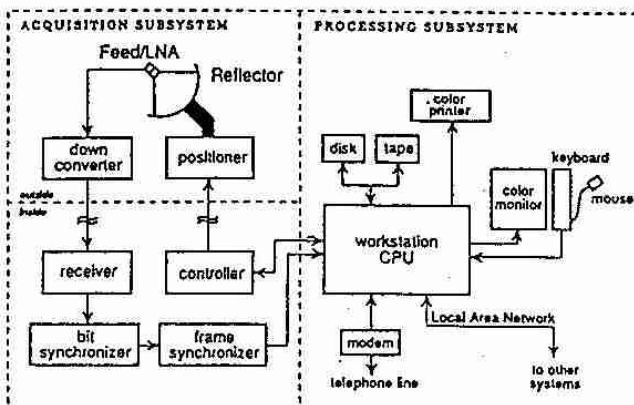
この度、米国シースペース社と販売協力提携をし同社製テラスキャンシステムの販売を行っておりますので、ご案内申し上げます。テラスキャンシステム(Tera Scan System)は、ノアHRPT画像(分解能1.1km)、大気観測センサー(TOVS/HIRS・MSU・SSU)のデータを受信、解析処理するシステムであり、シースペース社の豊富な経験と実績を基に開発された製品で、コストパフォーマンスに優れたシステムであります。

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、保守をいたしております。なお、ひまわりS-VISSR受信システムの販売も行っております。

ノア HRRT(AVHRR) 受信システム(陸上用・船載用)
ノア APT 受信システム(陸上用・船載用)
ひまわり WEFAX 受信システム
ひまわり S-VISSR 受信システム
衛星画像解析ソフトウェア(ランドサット・ノア・MOS-1他)
マイクロデータローガー

漁場管理処理システム
漁場管理レーダ画像伝送システム
パソコン通信ソフトウェア
その他関連製品

TERASCAN
HRPT ANTENNA SERVER
SYSTEM DIAGRAM



NHE 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2-41-1 (洋光ビル)
TEL (045)453-6911(代) TLX J3823778.OKEYJ

営業所

札幌	〒060 札幌市西区二十四軒4条7丁目5番25号	電話(011)614-1612 FAX(011)614-1613
八戸	〒031 八戸市大字鯉町字日ノ出町12-8	電話(0178)33-4136
神戸	〒651 神戸市中央区御幸通2丁目1-5	電話(078)291-0561 FAX(078)291-0563
呉	〒737 呉市湯島町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(徳光ビル西館5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

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
衛星通信システム	画像伝送システム
津波警報装置	地震観測システム

本社事務所

〒107 東京都港区赤坂2丁目17番22号赤坂インター本館 TEL (03)3584-8744

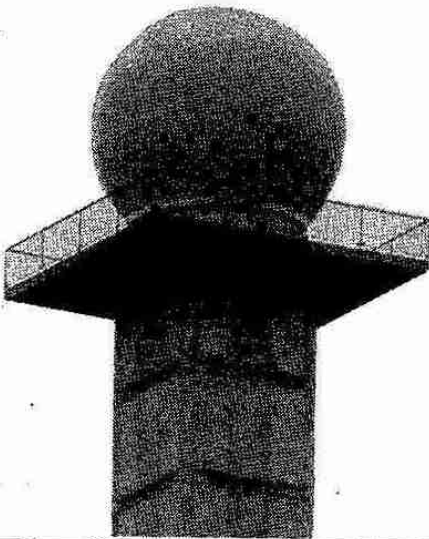
北海道支社

FAX(03)3584-8891

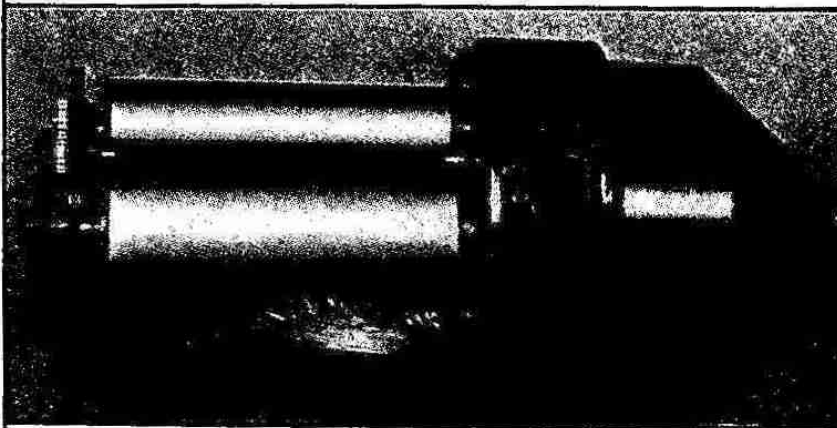
〒060 札幌市中央区北3条西7丁目北海道水産ビル

TEL (011)261-8321

FAX(011)261-3879



SNOW DEPTH RECORDER



長期積雪深記録計

SK-102型 SK-104型

本装置は、無電源地域（例えば山岳地帯や他の任意の場所）における積雪深を長期間にわたって連続測定するために開発された記録装置です。積雪地域の水資源に関する基礎調査や環境調査、山地の気象調査などに際して、任意の場所における積雪深の記録を得ることができます。

総発売元 有限会社 **コンドウサイエンス**

〒064 札幌市中央区南16条西 5丁目
TEL 011(521)6132, FAX 011(511)0304

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 シーエーブイ

■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

-----切り取り線-----

所属（住所）変更届

旧所属・住所	〒 (電)
新所属・住所	〒 (電)
郵便物送り先	
ふりがな 氏 名	

-----切り取り線-----

日本気象学会北海道支部事務局 御中

平成8年度支部総会 委任状

○総会の議決に関し、下記出席会員（又は議長）に委任します。

出席会員名：

所属又は住所：

氏 名：



送付先：〒060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌市管区气象台調査課 日本気象学会北海道支部事務局

(電：011-611-6121 内線415)

日本気象学会北海道支部 研究発表会申込み方法及び原稿作成要領

1 研究発表会申込みの方法及び期限

(1) 申込み方法

申込み希望の方は、申込み期限までに発表題目・氏名（共同発表の場合は、発表者に○印）・使用機器（スライド・OHPの使用有無）を北海道支部事務局まで連絡すること。

(2) 申込み期限

第1回研究発表会（5月20日必着）、第2回研究発表会（10月20日必着）。

2 研究発表会原稿作成要領及び提出先

(1) 原稿用紙

B4版（縦長・横書）に上下左右のマージンを1cm、2,000字詰（1行40文字・1ページ50行）の原稿用紙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印刷する。したがって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なので、図表もこの比率で縮小されるので注意すること。

(2) 原稿の記入

原稿の体裁を統一する必要から、最初の行の中央に標題（本文より大きい文字を書き、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、なるべく余白を出さないように留意すること。

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も良く、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、原稿作成に当たっては十分に注意すること。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・数字の大きさ等について縮小の比率(0.68)を十分に考慮し、印刷し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、図表を貼付る。

グラフ用紙を使用する場合は、罫線が濃いものを使用しない。

図表には標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、支部事務局員に提出する。

原稿に使用し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 No.42 —

平成 8 年 9 月 25 日 印刷

平成 8 年 9 月 30 日 発行

編 集 日本気象学会北海道支部
発 行

編集委員 生 本 武

〒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 興 亜 堂

〒060 札幌市中央区北 3 条東 6 丁目

Tel (011) 231-0380