



日本気象学会北海道支部機関誌

細氷

36

1990

一目 次一

1. 支部長挨拶	二宮 洋三	1
2. 解説		
●気候活動と炭酸ガス問題	角皆 勝男（北海道大学）	2
●台風発生の周期性	村松 照男（札幌管区気象台）	11
3. 平成元年度第2回支部研究発表会要旨		25
4. 平成2年度第1回支部研究発表会要旨		45
5. 第8回夏期大学「新しい気象」講座		
●人間活動に伴う大気環境の変化	太田 幸雄（北海道大学）	62
●数値天気予報	北出 武夫（札幌管区気象台）	78
●北海道の四季	小島 修（気象協会道本部）	85
●寒冷地の気象—特に細氷現象を中心にして—	桜井 兼市（道教大旭川分校）	90
6. 平成元年度地方講演会報告	足立 孝幸（札幌管区気象台）	94
7. 平成2年度地方講演会案内		95
8. 写真訪問		
●寿都測候所		96
●高層オゾン		97
9. 会員寄稿		
●グリーンランド滞在記	桜井 兼市（道教大旭川分校）	100
10. 平成2年度支部総合報告		103
11. 第17期役員選挙結果		108
12. 平成元年度役員会報告		108
13. 平成2年度支部役員		110
14. 支部会員名簿・会員動静		111
15. 交換機関誌		119
16. 気象関係参考図書		120
17. 通信欄		127

平成2年9月

日本気象学会 北海道支部

社団法人 日本気象学会 北海道支部規約

S. 32. 7. 11 制定
S. 40. 8. 7 一部改正
S. 45. 6. 24 一部改正
S. 53. 5. 30 一部改正
S. 62. 6. 10 一部改正
H. 42. 6. 19 一部改正

- 第一条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第二条 本支部は事務局を札幌市中央区北2条西18丁目札幌管区気象台内におく。
- 第三条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第四条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第五条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第六条 本支部の事業年度は毎年4月1日にはじまり翌年3月31日に終る。
- 第七条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第八条 本支部に次の役員をおく。
- 理事 7名（内支部長1名、常任理事4名）
会計監査 1名
幹事 5名
- 第九条 理事および会計監査は支部会員の互選によって定める。
- 第十条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第十一条 幹事は支部長の指名による。
- 第十二条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第十三条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。会計監査は本支部の会計を監査する。
- 第十四条 役員の任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事および会計監査は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第十五条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

- 第一条 理事および会計監査選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第二条 支部長は投票締切日の15日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第三条 投票は無記名、文書投票とし理事は定数内の連記とし、会計監査は単記とする。
- 第四条 有効投票により得票の多い順に当選とする。得票数が同じものが2名以上出た場合は年長順とする。
- 第五条 理事および会計監査に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第六条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第七条 開票の結果は理事会に報告し、「細氷」または「天氣」に掲載する。

支 部 長 挨 捶

日本気象学会は気象に関心を持つ人によって構成されている学会で、気象学をより発展させることを目標としております。

このため、いろいろな研究会、講演会を開催し、また学会誌等の印刷物を発行しております。

最近の気象学の進歩はめざましく、その内容も多岐にわたっております。気象学発展のためには全国組織としての日本気象学会の活躍とともに、各地域の集まりである支部活動も大切であります。

当北海道支部の会員は約250名であり、これまで特徴ある活動を続けて参りました。気象学は普遍的な学問である一方、自然現象には地域性もあり、気象技術と云う点でも、各地域独自のものがあり、ここにも支部活動の重要性があると考えます。

今年度も支部のすべての会員の力によって支部活動がより充実されることを願ってご挨拶といたします。

日本気象学会北海道支部長 二宮 洋三

(札幌管区気象台長)

—解説①—

気候変動と炭酸ガス問題

北海道大学水産学部 角 皆 静 男

日本では気候問題というとすぐ話が気象関係者に持ち込まれる。それはそれでよいのだが、困るのは話がそこから出ていかない点にある。研究者間でそのような状態であるから、一般の人は気象と気候を混同することになる。

気温とか降水量とかいった気象要素などが積み重なって気候が決まる。つまり、ある地域におけるそれらの積分値が気候であり、その結果は生物群集の状況（生態系）に最もよく現れる。これは陸ばかりでなく、海においても同じである。海象も積み重なって気候を決める要因となる。一部海洋関係者が、“気候”をあまりに気象関係者が独占しているので、海候という語を造ろうといっているが、私はこれに反対である。気候に気の字が使われているから誤解が生ずるので、別の用語にしようというのならわかる。しかし、海候という語は自分達も同じ誤解をしていることを表わしている。

この気候変動の結果が気温など気象要素に直ちに現れるにしても、それを起こした原因が大気圏にあるとは限らない。気候が気象要素や海象要素などの積分値で決まるとすれば、気候変動に最も強く影響する因子は、考えるタイムスケールによって異なることになる。いいかえれば、数日の天気予報はよくあたるが数ヶ月以上の予報があまりあたらないのは、大気圏以外の要因を考慮に入れていないからということになる。現在、IGBP (International Geosphere Biosphere Programme ; A study of Global Change、地球圏一生物圏国際協同研究) が IUGG (国際地球物理学連合) から ICSU (国際学術連合会議) に提案され、計画が練られ、1990年代の10年をかけてその研究を実施することになっている。これは、このままいったら100年後の地球はどうなるか予測するものであるが、まさに生物圏まで含めた気候問題であろう。ICSUの日本の対応体は日本学術会議であるから、日本の研究計画はここで練られ、1990年4月の総会でその実施を政府に勧告した。

さて、日本のIGBPの計画を見ると、陸側の研究の多くは、現況を調査することの他に、気候変動が起つたらどのような影響が出るかという点に関わっている。大気側は、シミュレーションあるいはモデル計算に必要な値を得て、これを実行することに力点をおいているように見える。その観測データは、地球という身体に差し込んだ体温計の示す体温のようなものであり、発熱体はまさに海洋である。つまり、人間活動や地球内外から気候を変化させる強制因子(Forcing)が加わった時、それに地球がどう応答し、その効果がまた元に戻ってどのような効果(Feedback)を生み出すか、数十年から数百年のタイムスケールで考えた時、海洋が最も重要になるということである。これはもちろん気候の変化を敏感に反映する大気測の観測の重要性

を否定するものではない。

気候変動における海洋の重要性がいわれているのは、数年程度のタイムスケールの問題で、熱の貯蔵や輸送に関わるからであろう。この問題は、ほぼ純粹に物理的問題であり、その研究に化学的手法も貢献可能であるが、主に物理的手法によって解決がはかられている。もう少し長いタイムスケールになると、これに炭酸ガスなど温室効果気体による地球の温暖化の問題が加わってくる。この問題になると、生物圏のことを抜きにしては考えられなくなる。ただ、高等植物は別にして、生物の問題は生物学者の研究に任せればよいということにはならない。生物は舞台上の役者のようなものであり、それを引き回している舞台装置の方が重要な場合が少なくない。すなわち、日射や温度などの物理的環境や栄養・有害物質など化学的環境などが重要なものとなる。すなわち、この研究は、物理、化学、生物の各方面の研究者が相手の領域にまで踏み込んで、眞の共同研究にしないと効果の上がらないものとなる。

炭酸ガスなどによる温室効果についてもプラスとマイナスの両方のフィードバックがあり、それらが解明されていない以上、人間活動をこのまま続けていってもそれほどたいしたことはないのか、あるいは現段階で止めてももうキャストロフィックな状態に入り込んでしまっているのか、我々にはわからない。ただいえることは、堆積物に残された微化石の記録を読み取ると、過去の氷河期には大気中の炭酸ガス濃度が低く、間氷期には高かったということである。わずかな日射の変化による気温の直接的変化ではなく、回り回って炭酸ガス濃度を変化させ、温室効果を変化させるというフィードバック回路が存在したということである。逆に、炭酸ガス濃度を変えたことによる一次的効果よりも、生物（人間）まで含めた二次的三次的効果を長いタイムスケールの下で考える必要があるということになる。

この炭酸ガス問題については、私はすでにいくつかの一般雑誌に書いており、ここで書くことも重複してしまうので、下記の文献1を再掲することにした。その他の文も関係しているので、そのリストをあげることにした。

1. 角皆：大気一海洋間二酸化炭素の交換、現代化学、1989年11月号、18-22.
2. 角皆：炭素などの物質循環と大気環境地球環境の変化における海洋の重要性、科学、1989年9月号、593-601.
3. 角皆：サンゴが増えると温暖化が進む？、子供の科学、1989年10月号、30.
4. 角皆：海洋物理学と生物圏、100年後の地球を予測するために、学術月報、1988年11月号、29-33.

大気－海洋間の二酸化炭素の交換

海洋は二酸化炭素をいくら吸収できるか

大気中には、炭素にして 730 ギガトン (10^{15}g) の二酸化炭素 (CO_2) が存在する。一方、海水中には 3800 ギガトンの炭酸物質（全炭酸）が溶けており（炭素換算、以下同様）、これは大気中の存在量の実に 52 倍である。また、人類は年間 6 ギガトン程度の化石燃料を消費しているが、これは海水中の全炭酸の 6000 分の 1 に達しない。したがって、人類が放出した二酸化炭素を海が全部吸収したとしても、海のほうはそれほど影響を受けないことが予想される。逆に、もし何らかの理由で海水中の全炭酸の数%が大気中に出てくれば、たちまち大気中の CO_2 濃度は 2 倍以上に増えてしまう。この点の心配については最後に述べることにして、ここでは海洋に溶けうる CO_2 の量を見積もってみよう。

気体の溶解度は、一般に温度を下げるほど、圧力を上げるほど増大するが、 CO_2 は海水に溶けると解離するので、少し複雑である（図 1）。通常の海水（塩分が 35 g/kg 程度、pH が 8.0 前後）には、2.3~2.4 mM (mmol/l) の全炭酸が溶けている。このうち、解離していない炭酸 (H_2CO_3) が 2 %弱、一段解離した炭酸水素イオン (HCO_3^-) が 93% 前後、二段解離した炭酸イオン (CO_3^{2-}) が 4~5 %である。 CO_2 と CO_3^{2-} の割合は pH と水温に大きく依存するが、大部分を占める HCO_3^- の割合、したがって全炭酸の濃度はそれほど大きく変動しない。

さて、ここで大気中の CO_2 濃度を増加させ、新たな平衡系になるまでをみよう。当然、大気中の CO_2 が海水に溶け込むが、その量は次の平衡関係で決まる。

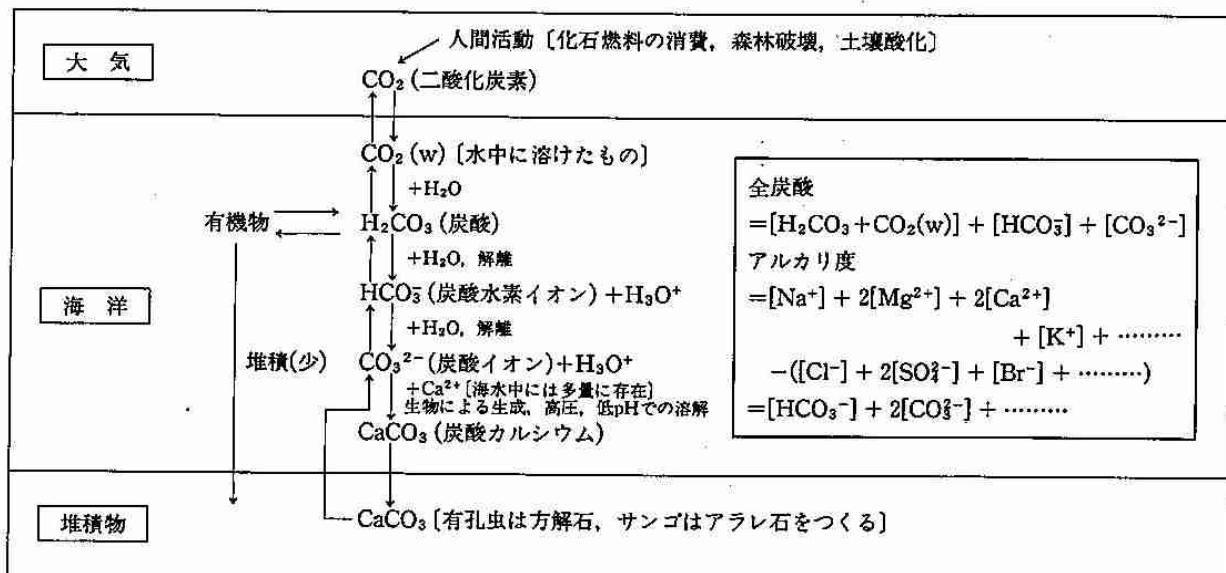
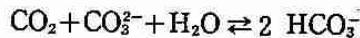


図 1 海洋における炭酸系（太い矢印は人間活動に伴う変化）

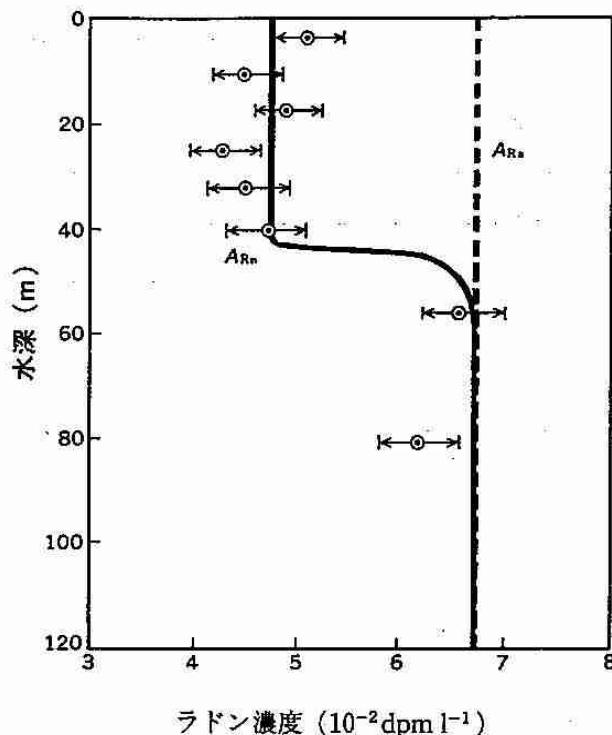
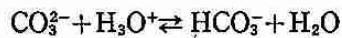


図2 海水中の ^{222}Rn の測定例（大西洋の南緯24° 西経35°における観測、点線はラジウムの放射能）

これはアルカリ度（強電解質の陽イオンと陰イオンの量の差）が変わらないので、炭酸種が担う電荷の総量が変わらないためである（ホウ酸の解離の変化もこれに加わるが、無視できる）。簡単にいえば、海水中の CO_3^{2-} の量だけ CO_2 は溶け込めることがある。世界の海水が含む CO_3^{2-} の総量は1800ギガトンである。

さらに、当然のことながら、下の平衡関係も同時に成り立っているから、 CO_3^{2-} の減少と HCO_3^- の増加は H_3O^+ （水素イオン）の増加を招くことになる。



しかし $[\text{H}_3\text{O}^+]$ は 10^{-8}M しかなく $[\text{CO}_3^{2-}]$ の 10^{-4}M に比べてきわめて小さいので、 $[\text{H}_3\text{O}^+]$ の増加はアルカリ度を変化させるほど大きくはない。ただ、もともとの $[\text{H}_3\text{O}^+]$ の量が少なかったので、増加率は大きい。つまり、pHが下がって海水が酸性側に傾く。この水が海底の炭酸カルシウム(CaCO_3)に接触すれば、これを溶かすことになる。 CaCO_3 が溶けて CO_3^{2-} を補給すれば、その分だけ CO_2 吸収能力が増える。海底には底棲生物がいて表面の堆積物をかき混ぜている。その結果、海底表面10cmには CaCO_3 が溶けて見られなくなってしまったとすれば、そのとき溶ける CaCO_3 の量から、海洋が吸収できる CO_2 量は、炭素にして2500ギガトンになる。

すなわち、合計4300ギガトンの CO_2 吸収能である。大気一海洋間の平衡が十分に速ければ、現在採掘可能（採算は無視して）な化石燃料は4200ギガトンともいわれるが、これを全部消費しても海はその CO_2 を吸収しうるといえる。なお、増加量のすべてが海に溶けるのではなく、約4%は大気に残る。逆に、 CO_2 を深海底に棄てたとすれば、深層水が表面に現れても、その96%は海に残ることになる。

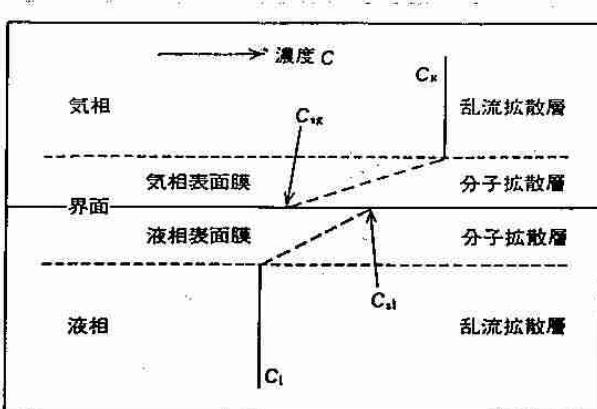


図3 大気-海洋間気体の交換に関する表面膜モデル
gは大気側、lは海洋側、sは界面を表す。乱流拡散層はよく混ざっており、濃度Cは均一である。

大気-海洋間の二酸化炭素の交換量はいくらか

ここでいう交換量（交換速度）とは、海面（大気-海洋界面）を通して溶出または溶入する CO₂の総量であって、正味（平衡下では0）の移動量ではない。この交換速度（E）と大気中の CO₂の海洋との交換に関する平均滞留時間（T）との間には次の関係がある。

$$T = Q/E$$

ここでQは大気中の CO₂の総量（730 ギガトン）である。

この交換速度を決定する方法は大きく分けて二つある。第一は、放射性炭素（¹⁴C）などを用いて大気や海水中の炭素の平均滞留時間を決める方法である。第二は、海洋表層水中的ラドン（²²²Rn）や酸素などを用いて個々の海での交換速度（CO₂に換算する）を求めて平均する方法である。

第一の¹⁴Cによって平均滞留時間を求める方法にもいくつかある。核実験が始まるまでは、半減期 5730 年の¹⁴Cは、おもに大気圏で宇宙線の作用で生成し、地表各所で壊変してなくなるという定常状態にあった。それで、大気中の総量を生成速度から生物や陸に固定される部分を差引いたもので割れば、大気圏でのTが算出できる。同様な計算を表層と深層の海水について行い、それらの平均滞留時間から大気中 CO₂のTが求められる。さらに核実験による¹⁴Cの濃度（比放射能）の減少の速さからもTが見積もれる。こうして得られたTの値は 6 年前後である。

第二の方法の代表は、²²⁶Ra から生まれる半減期 3.8 日の²²²Rnによる方法である。図2のように、親の²²⁶Raとの間の放射能の非平衡量を実測すれば、ただちに次式で Rn の交換係数 K_{Rn}が算出できる。

$$K_{Rn} (A_w - A_a) = \lambda \int_0^\infty (A_{Ra} - A_{Rn}) dz$$

ここで、A_wは海面直下での海水中での海水中²²²Rn 濃度、A_aは海面直上での大気中濃度（平衡にある海中濃度に換算するが、洋上ではほとんど0）、λは²²²Rn の放射壊変定数、A_{Ra}は²²⁶Ra の放射能、A_{Rn}は²²²Rn の

放射能であり、 z は水深である。ここで得られた K の値については次節で解説するが、水に溶けて解離しない気体の場合には、厚さ 3 m の表層水に含まれている気体が 1 日に入れ替わる程度の速さである。

両者的方法で得られた値を CO_2 の交換速度に換算すると、全海洋で 1 年間に 100~150 ギガトンの炭素が交換する速さとなる。海洋では厚さ 100 m の表層水中にも 900 ギガトンの全炭酸が含まれているから、表層海水中の炭酸種が交換するだけでも 6~9 年もかかる。1~2 カ月で交換する溶存酸素に比べるときわめて遅いということになる。

大気-海洋間の二酸化炭素交換の律速段階

前節の ^{222}Rn の分布（図 2）においても、その濃度は表層 40 m で、ほぼ均一であった。これは表層水が短期間（1 週間以内）によく上下混合されている証拠である。大気-海洋間の気体の交換の速さが影響してくれる深さ（ほぼ 0 の大気中濃度の値に向かって濃度が直線的に減少しはじめる深さ）がごく表面にあることがわかる。そして、これは実測できないほど薄い層（100 μm 以下）になるので、大気-海洋間の気体の交換を律速しているのは、これを表面膜と考えた表面膜モデルが提出されている（図 3）。

このモデルでは、大気側および海洋側に分子拡散によって気体が通過する層があって、この層の厚さが速さを決定するとしている。そして、 CO_2 や O_2 など水に溶けにくい気体の場合は海洋側の表面膜が、 SO_2 や H_2O など水とただちに反応してなくなってしまう成分は大気側の表面膜がその速さを支配している。そのため、 ^{222}Rn で得られた交換係数 (K) あるいは表面膜の厚さ (z) は多少の補正は必要であるが、 CO_2 にも適用できる。このモデルが適用できることは、実験室的にはある程度確かめられている。しかし、交換係数は風速（海面の状況）の 2~3 乗以上に比例し、ある状況を越えると一挙に交換することも知られている。こ

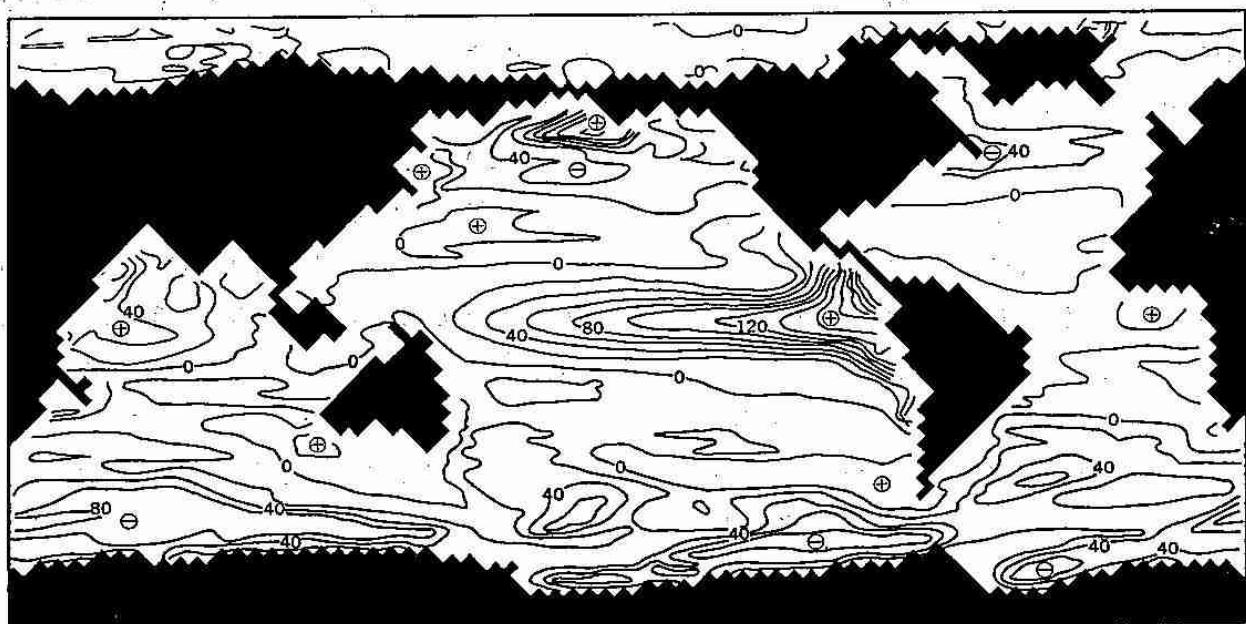


図 4 大気-海洋間二酸化炭素分圧差（単位は ppm）
プラス (+) は海洋から大気へ、マイナス (-、灰色の部分) は大気から海洋へ
二酸化炭素が移動することを示す

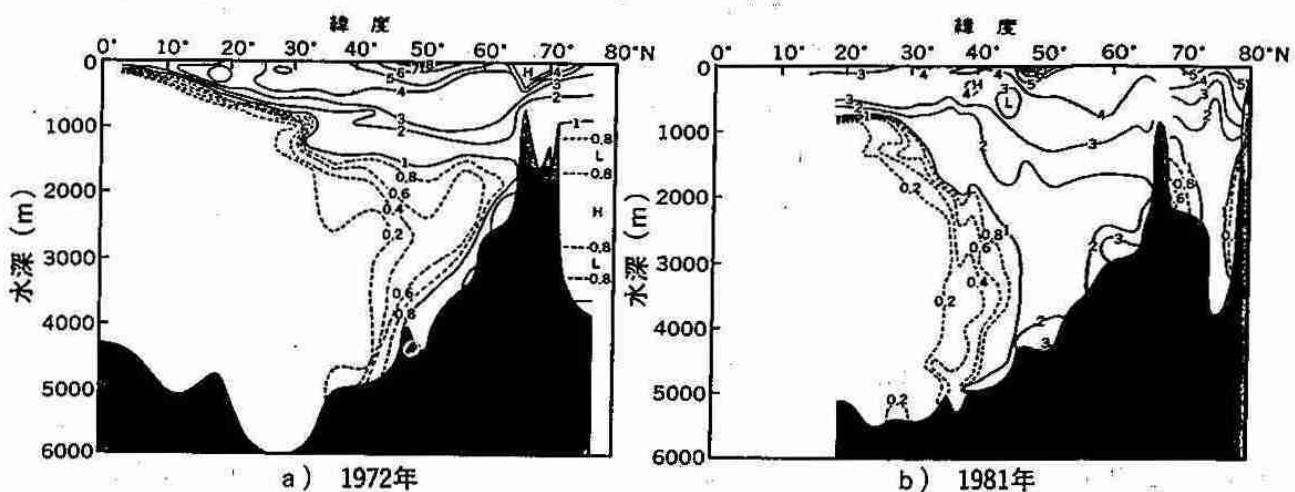


図5 北大西洋における海水中トリチウム濃度
濃度の単位はトリチウムユニット、TU (^3H 原子 10^{18} 個に対する ^3H 原子の個数)

れには気泡が関与しているらしい。実際の交換過程のメカニズムはともかく、表現の形式として利用できる。なお、前節の交換量は、表面膜の厚さが $40 \mu\text{m}$ 程度のときの値になる。

さて、 CO_2 に関しては K だけでなく、大気－海洋間の CO_2 分圧差(ΔP_{CO_2})も交換量に影響する。それは、正味の交換量(E)は、

$$E = K \Delta P_{\text{CO}_2}$$

だからである。たとえば、 ΔP_{CO_2} が0なら、いくら K が大きくても、実質的には何ら交換しない。海水の CO_2 分圧(P_{CO_2})は、水温が上がれば大きくなり、大気中に CO_2 が出やすくなる。また、生物活動によって有機物が合成されれば、 P_{CO_2} は下がって(同時に pH が上がって) CO_2 は溶けやすくなる。先に述べたように、海洋で貝やサンゴ、有孔虫やココリスなどのプランクトンが CaCO_3 を生成すると、海水の CO_3^{2-} を減らし、pHを下げ、 CO_2 が海洋から大気に出やすくなる。したがって、大気中 CO_2 を減らすためにサンゴを増やすというのは、まったくの逆効果である。そればかりか、生物がつくった有機物は比較的短期間に大部分が分解されて元に戻ってしまうのに対し、 CaCO_3 は大部分堆積する。それゆえ、海の生物活動を活発にすることは、必ずしも大気中 CO_2 の除去につながらない可能性がある。なお、過去の地球で大量の CO_2 が CaCO_3 として固定されたことと矛盾しないかという疑問に対しても、確かに時間をいくらかけてもよければ、減った Ca^{2+} は岩石から溶け出して、また CO_2 が溶け込めるようになる。しかし、ここで問題となる 100~1000 年の時間スケールではとてもそれだけの反応は起こらない。

世界の海のどこで大気中二酸化炭素は溶け込んでいるか

これまでの P_{CO_2} の実測値とモデル計算をした結果をもとに作ったのが図4の世界の海の表面水の P_{CO_2} の分布図である。プラス(+)が海洋から大気へ、マイナス(-)が大気から海洋へ CO_2 が移動することを

意味する。これに交換係数を掛ければ、交換量（移動量）になる。この図を見ると、海洋に溶け込んでいるのは、おもに北部北大西洋と南極海である。逆に、大気に逃散しているのはおもに太平洋とインド洋の赤道域である。北太平洋には、溶出域と溶入域とがあるが、その差はあまり大きないとされている。この分布に K の値を掛算して加え合わせた結果、全世界の海で、年間1.5ギガトンのCO₂の溶入にしかならないという試算もある。しかし、 K や P_{CO_2} の詳細な空間的、時間的観測結果がなければ、確かな値を見積もれないのが現状である。

図4のプラスとマイナスの分布をみると、マイナス（溶入）は中深層水が形成されているところであり、プラス（溶出）は中深層水が湧昇しているところである。北部北大西洋で中深層水が形成されていることは、図5の海水中トリチウムの分布をみるとよくわかる。トリチウム (³H) は、本来は宇宙線の作用で生成し、半減期12.3年で壊変する放射性核種であるが、近年、核実験によって大量に生成した。図5のものは、大部分が1960年代の水爆実験によるものである。1972年の断面図から深層水が潜り込んでいる様子がはっきりわかるが、9年後の1981年の分布から、それがどのように広がっているかもわかる。ここで深層水大循環について詳しく書く余裕はないが、深層水は、北部北大西洋で形成され、大西洋を南下し、南極海で新たに潜り込んだ水を加え、南極大陸の周囲を西から東に回り出す。その一部が太平洋西側で北上を開始し、北太平洋にいたる。この間、徐々に上昇し、やがて中層水に組込まれ、東部太平洋などを中心に浮上する。この長い旅（約2000年）の間に有機物の分解によって P_{CO_2} を増大（太平洋の深海にある間はCaCO₃の溶解により相殺されるので、実際の増大は2000m以浅に浮上してからが大きい）させた結果と表層における水温変化と生物活動の結果とが図4には反映している。しかし、海面での交換が遅いため、交換の結果はあまり反映されていない。

海洋の吸収量の現在の見積もり値は、年間6ギガトンの化石燃料の消費量に足りないことを先に述べたが、やはり実際には海が吸収しているとすれば、冬季（低温）の荒天下に形成される中層水を十分に算入しなかったせいかもしれない。日本近海では、親潮域がそれであり、今後の研究成果を期待してよいであろう。

海洋から二酸化炭素が出てくる危険はないのか

先に、海洋生物が石灰質の殻をつくると、大気中にCO₂が出てくる危険について述べたが、ここではもう一つ別のことを述べる。

過去の地球に起こった気候変動の記録をみてみよう。現在まだ十分にその記録が解読されたといえないが、最近80万年の新生代第四紀のこととはかなりわかってきた。それによると、地球は10万年の周期（4.1万年と2.3万年の周期も重なっているが）で寒い氷河期と暖かい間永期を繰返していた（氷の量が変わると、海水の酸素の同位比が変わり、これが海底堆積物の有孔虫の化石に残された記録からわかる）。これとまったく同じ周期で大気中のCO₂濃度が変動していた（これは大陸氷に閉じ込められたCO₂の量や有孔虫の炭素の同位比からわかる）。つまり、暖かいときに大気中のCO₂が多く、寒いときに少なかった。もう一つ、同じ周期で変動しているものがあった。それはミランコビッチ周期といわれる地球の公転の軌道要素や自転軸の傾きの変動に伴う太陽日射量の変動である。しかし、日射量の変動の幅は最大でも4%であり、その変動が直接

的に関与するだけでは地球の寒暖の変動幅を説明するには不足する。

上記の事実は、日射量のわずかな増大が地表をわずかに暖かにし、その結果、大気中の CO₂がわずかに増大し、温室効果がわずかに増大する。その効果でさらに気温が上がり、CO₂がさらに増加し、気温がまた上がるというサイクルを繰返して間氷期になったのであろう。要するに、与えられたわずかな変化(forcingという)の効果がまた戻ってきて(feedbackという)、地球系をどんどん変化させてしまったということである。気温が上がると CO₂が増える理由としては、CO₂の海水への溶解度が減ること、CO₂を多く含む深層水が形成されにくくなること、その結果、栄養塩を多く含む深層水の供給が減って生物による CO₂固定量が減ることなどが考えられる。気温上昇による水蒸気など温室効果をもつ別の気体の増加も考えられる。

このように、多数の因子が複雑に絡み合った地球系においては、一つの変化量は小さくとも、それが回り回ってどのような効果を及ぼすか簡単に判定はできないのである。特に、大気圏の 52 倍の CO₂を溶かし込んでいる海洋はきわめて重要な鍵を握っているといえる。先に述べた氷河期から間氷期への変化の際には、CO₂濃度は 200~300 ppm の範囲でしか変動していなかった。しかし、現在の大気中 CO₂濃度は 350 ppm とすでにその変動幅を越えている。これがどのような効果を引き起こすか心配になるところである。今、ただちに化石燃料の消費をやめたとしても、地球は徐々にある方向に向かって変化を続けるかもしれないということである。

—解説②—

台風発生の周期性

札幌管区気象台予報課 村松照男

まえがき

北西太平洋においては1年間に平均27.3個の台風が発生するが、昨年は台風が32個発生し、その中で5個が日本に上陸している。この5年間の上陸数の平均が1.4個であったことを考えると異常に多い。太平洋高気圧が北偏し張り出しが弱く、台風の発生する位置が例年より北上し、日本付近に台風が接近上陸しやすい状態が続いた結果である。

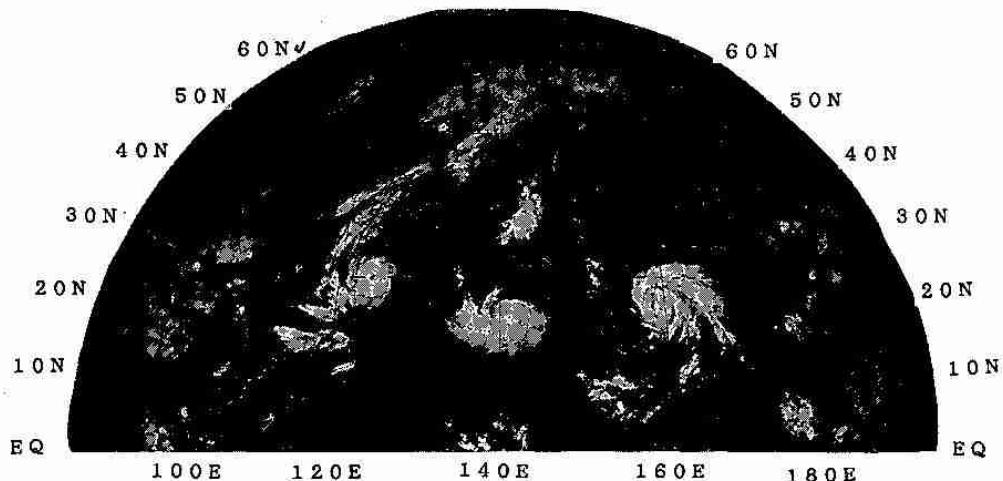
台風の発生とその後の経路は、昨年の例で明らかなように台風を取り巻く大気の大きな流れを敏感に反映しており、大気の流れの微妙な変動を知るうえでよい指標となっていることがわかる。この点をより深く理解するためには、台風の発生のメカニズムや発生数の変動のなかに数日、数週間、数年さらに数十年など、大気それ自身がもつ波動性、周期性に起因するいろいろな周期性が現れていることを理解しておかなければならない。この解説でこの台風の発生にかかわる周期性を台風の発生メカニズムに関係する数日および数週間の周期性とエルニーニョなどの変動を含む数年、数十年の長周期にわけて述べる。最近、暖冬が続いた記録的な猛暑となったり何か大気の流れが変わったのでは?との議論が出始めているが、今後に予想される地球の温暖化のシナリオのなかで大気の熱帯の流れに関する影響を議論するうえで参考となると考えられる。

今年の6月25日から26日の2日間、東海大学の主催で“地球と水の国際シンポジウム”で、このテーマで話題提供をおこなったが、この話をもとに英文の報告原稿をつくったが、そのまとめたものをここに掲載させて頂くことになった。

1. 4-5日周期のじょう乱に伴う台風の発生の周期性

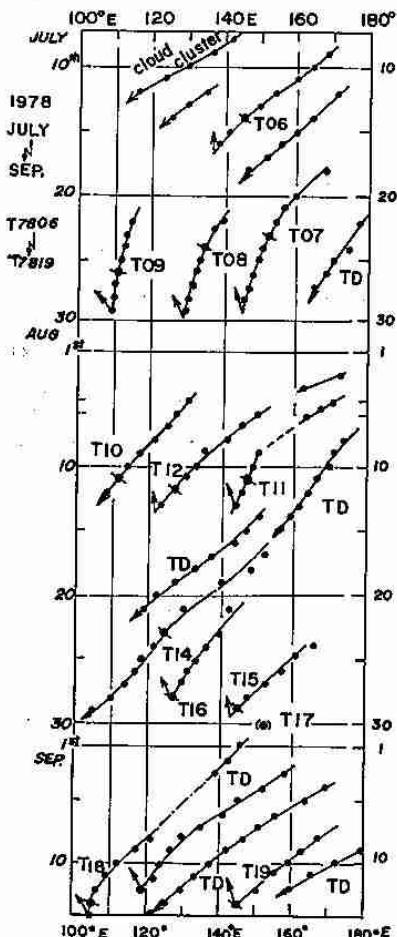
(1) 三つ玉の台風の発生(1978年7月-9月の周期的な発生)

北西太平洋においては1年に平均27.3個の台風が発生する。一見、ランダムに見えるが台風の発生にはほぼ同期間に2-3個の台風(弱い熱帯低気圧を含み3-4個の場合すらある)がほぼ等間隔に現れ、周期性、規則性がしばしば見られる。この規則性、周期性を大気の持つ波動性に起因するものとしてを一般場の関連で議論する。



第1図 三つ玉台風の発生、ひまわり可視写真、1987年9月8日12時、左から台風第14号、13号、15号。

第1図は1987年9月18日03 zのひまわりの可視画像である。左から台風8714、8713、8715の3個の台風が並んだ三つ玉台風が北緯15–20度の間に、およそ1800–2000 kmの等間隔で規則的に並んでいる。このような発生形態がしばしば現れ、時には弱い熱帯低気圧を含めて最大4個も並ぶことすらあり、発生のメカニズムと密接に関係していると考えられる。

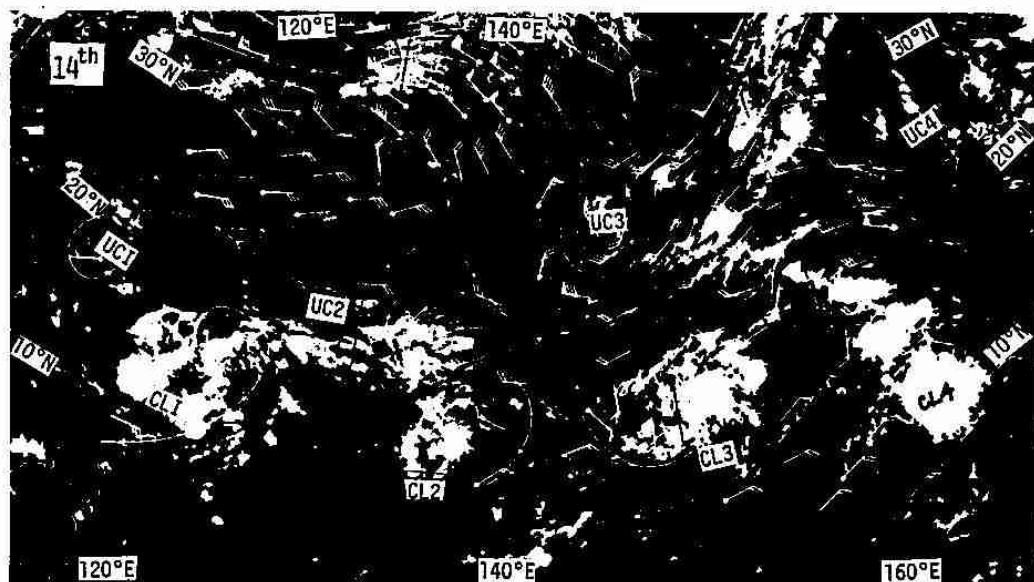


第2図 台風発生の周期性、規則性。1978年7月–9月の期間の台風とそれの前身であるクラウドクラスターの位置の時間–経度断面、東経100度–180度、北緯10–20度。

第2図は、最も周期性、規則性が明らかであった1978年の台風シーズンの期間、台風に成長する前の組織化されたクラウドクラスターと台風の日々の位置をシーケンシャルに追ったもので、10–20°Nの範囲を中心とした、時間–経度断面を表している。熱帯低気圧が約1500–2000 km間隔で存在し、左下がりの並行な曲線で見られるように西進を示している。位相速度は200–300 kmでほぼ並行した動きとなっている。四角の位置が台風の発生のところであり、台風7807、7808、7809のように3つ、同様に台風7810、7811、7812……etc.というようにTDを含め3–4個の台風を含む熱帯低気圧がほぼ同時期に周期的に発生している。このことは台風発生のメカニズムそのものに熱帯の波動性じょう乱の存在が密接に関係していることを示唆している。この点をFGGEの資料の豊富な1979年の同様な周期性、規則性の現れた9月を中心に検討し、村松(1985)の報告を中心まとめた。

(2) 1979年9月の周期的な発生例

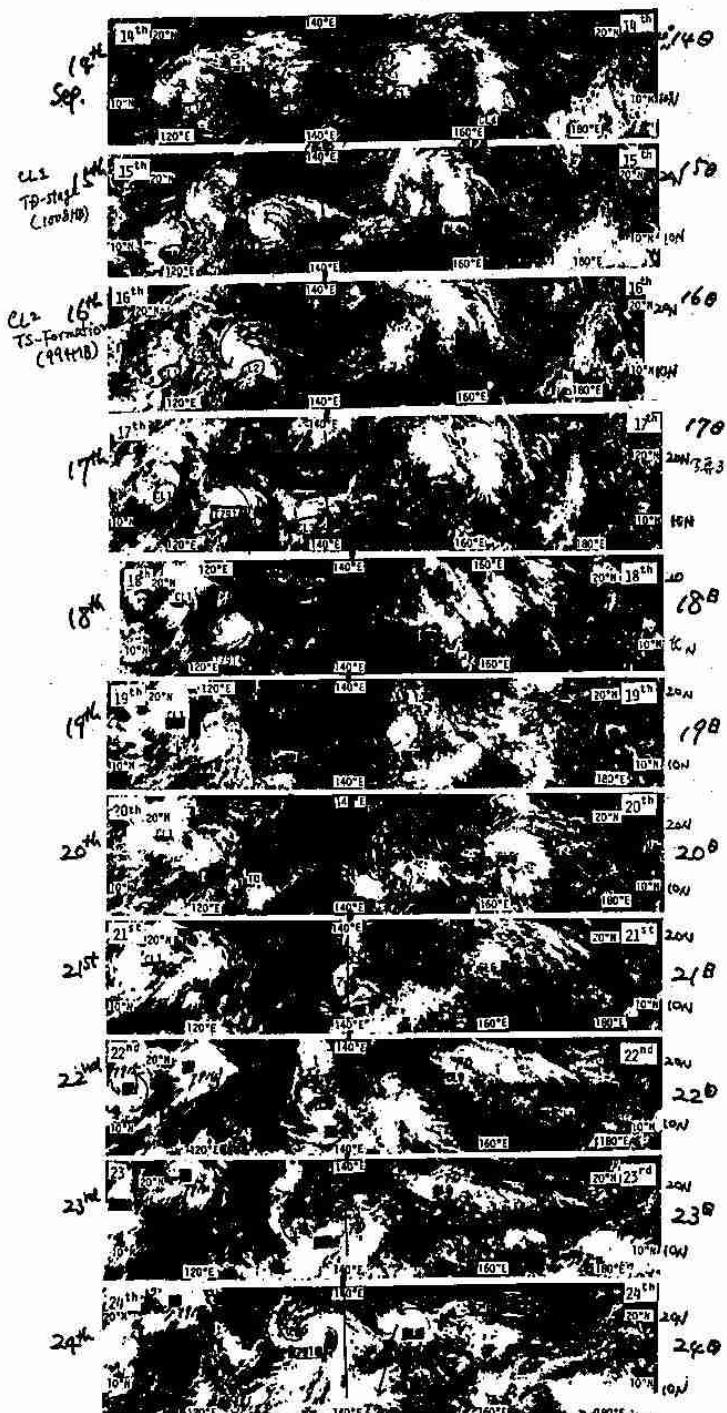
第1図と同様な形態を示した1979年9月14日を中心とした約1ヶ月間の解析を行なった。第3図はひまわりの赤外写真と250mb付近の高度の流線解析を重ねたものである。第1図と同様に活発なクラウドクラスターが10°N–15°N帯のITCZ上にほぼ1500 km–2000 kmの間隔で4つ並んでいる。クラウドクラスターは左から便宜的にCL1、CL2、…CL4；と呼ぶことにする。活発なクラウドクラスターとは、発達した積乱雲が数百kmの狭い範囲に密集した雲域で、赤外、可視の両画像とも白く写っており、活発な対流雲の集合体で、周辺から孤立している場合が多い。



第3図 ほぼ等間隔にならんだ発達したクラウドクラスター(CL1, CL2, ……CL4)
1979年9月14日00Zのひまわり赤外写真と上層(250MB付近)の流線の合成図。

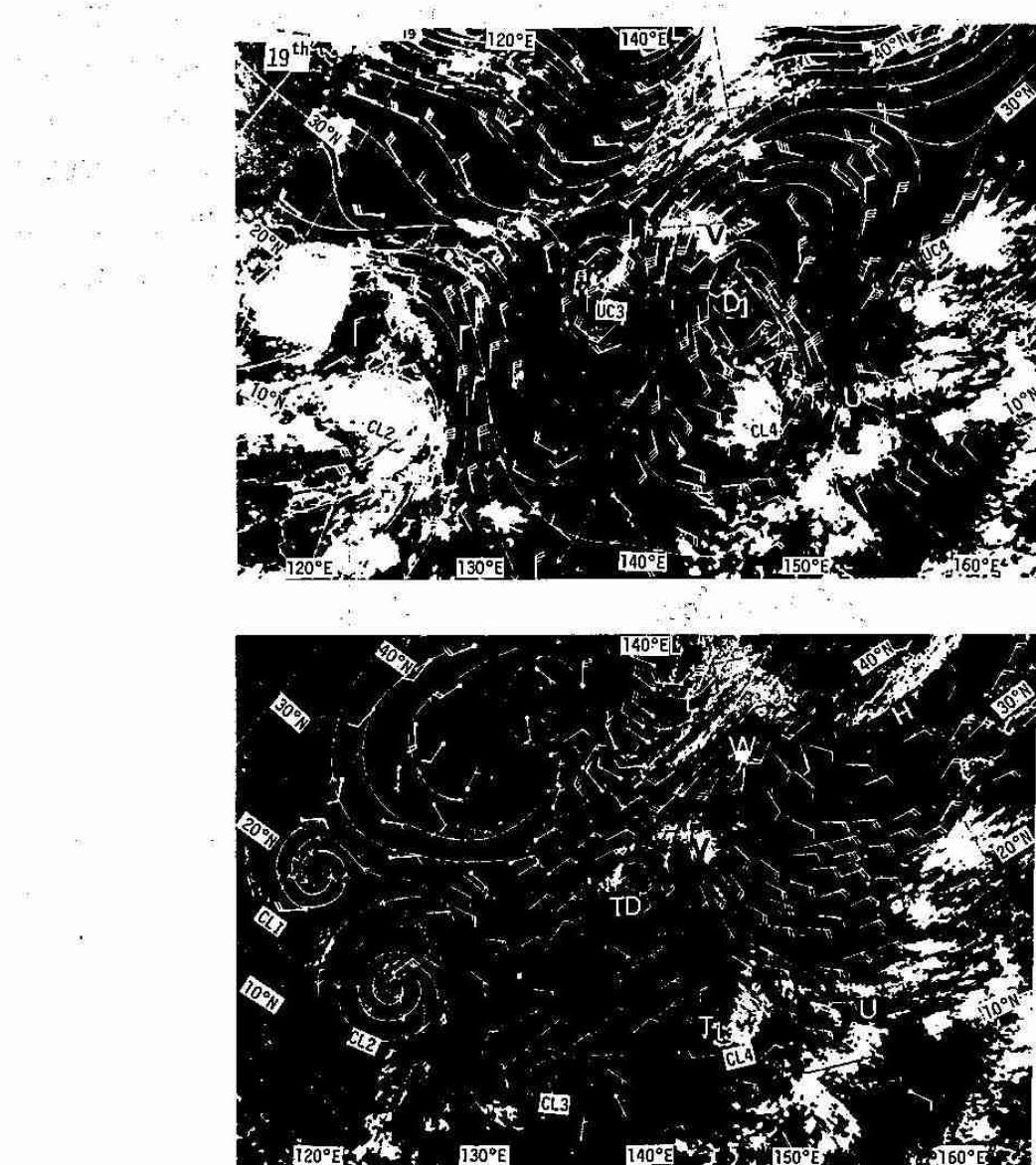
このあとの成長の過程を見るため、23日までの1日1枚、03Zの可視画像(7–20°N, 100–180°E)を並べた時間–経度断面のシーケンスを第4図に示す。これらの発達したクラスターは左下がりで追跡され、結果的に見ればCL1は15日、CL2は19日、またCL4は23日にそれぞれ台風となり、CL3は台風ま

で発達しなかったがTDとなり、これを含み1500 km間隔に4つ熱帯低気圧が並んだ。



第4図 第3図に続く可視写真の時間一経度断面図、1979年9月14日～23日、7度～22度N、100～180度。CL 1, CL 2, ……は第3図と同じ。

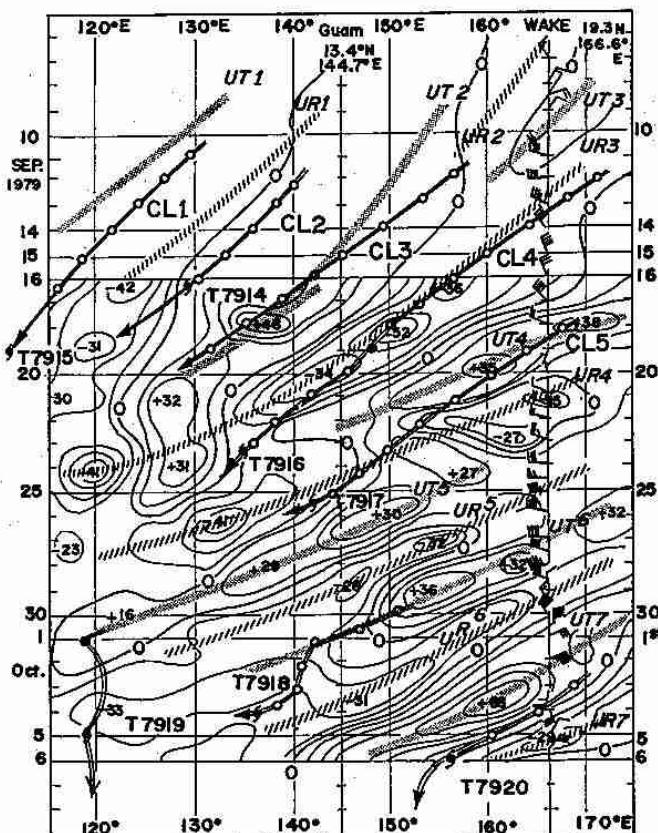
一方、この上層の流線解析の結果における特徴は、明瞭な寒冷渦がUC1、UC2、UC3で示されているようにある規則性、周期性をもって20 N～30 N帯の間に存在していることである。この寒冷渦は、Shimamura (1981, 1983) で詳しく解析された北西太平洋の亜熱帯域の対流圏の中、500～200 mbに現れるものと同じで、渦の中心で一般に周辺から比べ、5～8度も低いものがあると解析されている。



第5図 20-30N帯の上層の偏東風波動（上段は第3図と同じ説明）、および下層循環をともなうクラウドクラスター（下段、可視写真と、下層850mb付近の下層流線）

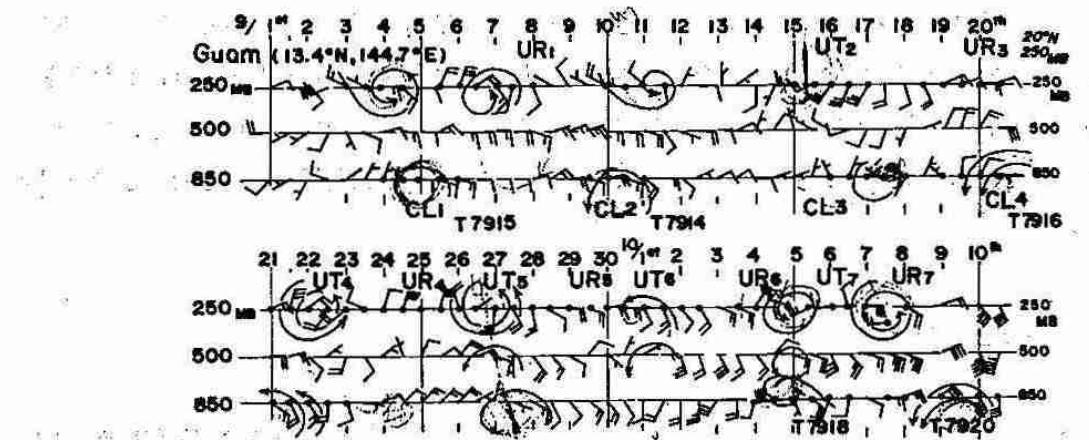
第3図では特にUC3の波動性が明瞭で振幅も大きい。さらに5日後の19日の同様な250mbの流線と赤外写真との合成図を第5図の上段に示す。この上段の図で見られる上層の偏東風波動じょう乱は20-30N帯を西-西南西進しながら、5日前に比べさらに振幅が増大しており、10度Nまで拡がってきた。3000-4000kmの波長でリッジ(UR3)、トラフ(UT3)が明瞭となり5日間で12度、西進していた。一方、下段は可視画像と850-900mb付近の下層風ベクトルをもとに解析した流線の合成である。10-15N帯ではクラスターにそれぞれ対応して下層循環が明瞭で5日前と同様に、およそ1500km間隔でCL1からCL4まで4個の循環が明瞭であり、すでにCL1、CL2は台風に成長しており、CL4もこの4日後に台風となっている。

上層の波動を追うために、20度Nから幅3.5度の範囲で平均した250mbの相対渦度の時間一経度断面を第6図に示す。リッジ(UR 1、UR 2、……UR 7)、トラフ(UT 1、UT 2、……UT 7)が左下がりで追跡され、波長2500-4000km、周期4-5日の西進する上層の偏東風波動じょう乱が明瞭であり、位相速度は250-350km/日であった。この波動じょう乱は、Sadler(1976, 1978)で述べられているTUTT(Tropical Upper Tropospheric Trough)の一部が波動として西進したもので、日付け変更線付近から東側に存在しているMid-Pacific Troughの西端が不安定化し分離してきたものと考えられる。まれに偏西風帯で切離した寒冷渦が南下後南西進するケースもある。



第6図 20度N帯の対流圏上部(250mb)のトラフーリッジの時間、経度変化。9月16日-10月6日、数値は相対渦度、 $10^{-6} \cdot s^{-1}$ 、トラフをUT 1-UT 7、リッジをUR 1-UR 7、白丸はクラウドクラスターCL 1-CL 5の動きと台風への成長。マークは台風の発生を示す。

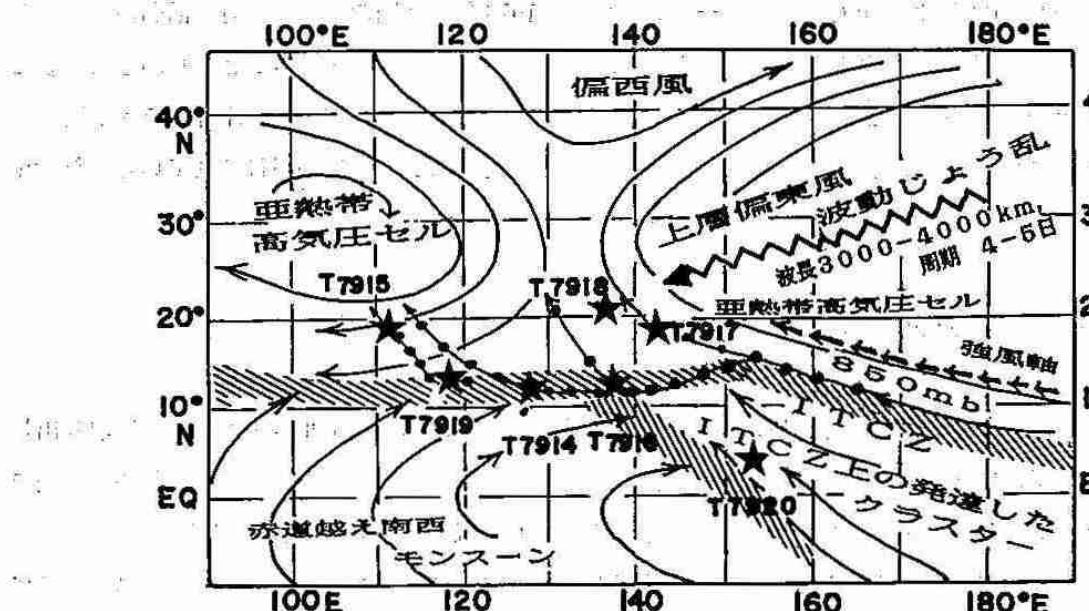
一方、ITCZ付近のグアム(13.4 N, 143.7 E)の高層観測による1ヶ月の期間、下層850mbから上層250mbの風の時系列のデータを第7図に示すが、この図から明らかなことは、組織化したクラウドクラスターが下層循環と対応しており、4-5日周期で400km前後のサイズを持つ下層循環が西進通過していることがある。これら下層循環は第3図-第5図に示したクラウドクラスターに対応したもので、CL 1-CL 4もこれの中に含まれ対応している。すなわち、次の(3)で述べるように台風の発生には周期性、規則性が現れ、それが上層、下層の波動性に起因するものと言える。



第7図 Guam(13.4°E, 134.7°E)の850mb, 250mbの高層風のシーケンス、1979年9月1日-10月10日；4-5日周期の下層循環の通過が明瞭。

(3) 周期的な台風発生のメカニズム

上層、下層の周期性、規則性があり、それが台風の発生に密接に関係していることを、クラウドクラスターCL 4が成長発達して台風7916となっていく過程の例で示す。第3図、第5図で明らかのように発達したクラウドクラスターは寒冷渦の南東象限、上層波動のリッジ場の南縁に位置した場合に急速に発達している。すなわち、第8図に台風発生のメカニズムを示すが、クラウドクラスターが10-15 N帯のITCZ沿いに西-西北西に進み、上層には20-30 N帯に波動じょう乱があり、西-西南西へ進んでくる。最終的には下層循環をもつ発達したクラスターが、上層偏東風波動じょう乱のリッジ場の南縁の発散域に入った時に急速に発達し、台風に成長している。この場合のように上層のリッジ、トラフの位相と大体1500 km程度の間隔で



第8図 台風発生のモデル図、上層偏東風波動じょう乱とITCZとのクラウドクラスターとのカッピング型。

できている発達したクラウドクラスター（下層の循環を伴う）じょう乱と位相速度が一致した時に 1500 km 程度の卓越した周期性で台風が発生することになる。第3図—第5図に見られた CL 3 のようにクラウドクラスターが上層波動のトラフ南象限にはいった場合は対流活動が抑制される領域に入るので発達はなく衰弱傾向となる。この場合は 1500 km の卓越した間隔がくずれる。すなわち、位相関係が一致したときのみ規則性周期性が現れるのである。

2. 2-3週間周期の台風の群発生

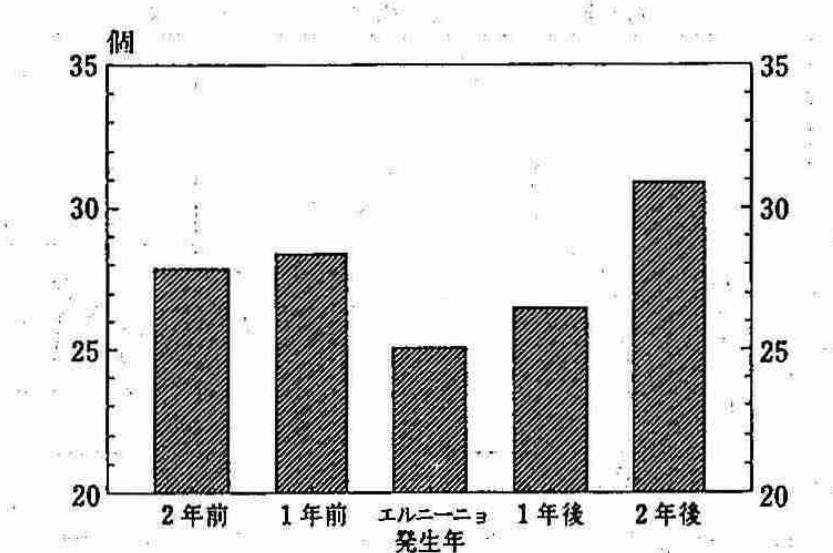
第2図で見られるように、2-3個の台風の発生、TDを含めれば3-4個にあたる熱帯低気圧がほぼ同時に発生することがしばしば観測される。この発生群は図でみられるように T 7809, 08, 07 と TD の発生群、T 7810, 12, 11 と TD、それに続く発生群というように、2ヶ月間で約5回、台風の群発生が繰り返えされた。周期は 2-3 週間である。Shimizu(1983)によれば、1979 年の 9 月末から 10 月中頃までの約 3 週間(1. (3)の期間を含む)の中で 5 個の台風が発生した期間の平均場でみると、10 N-15 N 帯に ITCZ があり、赤道から 20 N 帯の範囲で下層の西風の領域が、東経 145 E まで侵入し、亜熱帯高気圧から偏東風との境界で台風が発生していることを指摘している。その境界は上層 250 mb では西風と東風両域の境に対応していた。同様に Heta (1990) によれば、1980 年の台風シーズンの解析ではあるが、10 日から 1 ヶ月位の周期でベンガル湾のほうから下層の西風の領域が 140 E まで侵入拡大していることを指摘し、亜熱帯高気圧(太平洋) 東風と西風の境界付近で台風が発生していると述べている。この周期は太平洋高気圧の強弱の周期に近く、下層の収束の強化 ITCZ の活発化に関係しており、1978 年の台風の群発生の周期性に密接に関係していると考えられる。

一方、Nakazawa (1986) は、FGGE のデータを用いて、1979 年の期間の熱帯域の対流活動のスペクトル解析を行い、周期が 15-25 日の 15 N 帯の活発域と台風の発生に密接な関係があることをしめた。また 40-60 日に強いピークが現れて台風の群発生と関係していることを確かめた。40-60 日周期では東進するスーパークラウドクラスターに対応するものとみられ、その西端での台風の発生が報告されている (Nakazawa, 1988)。

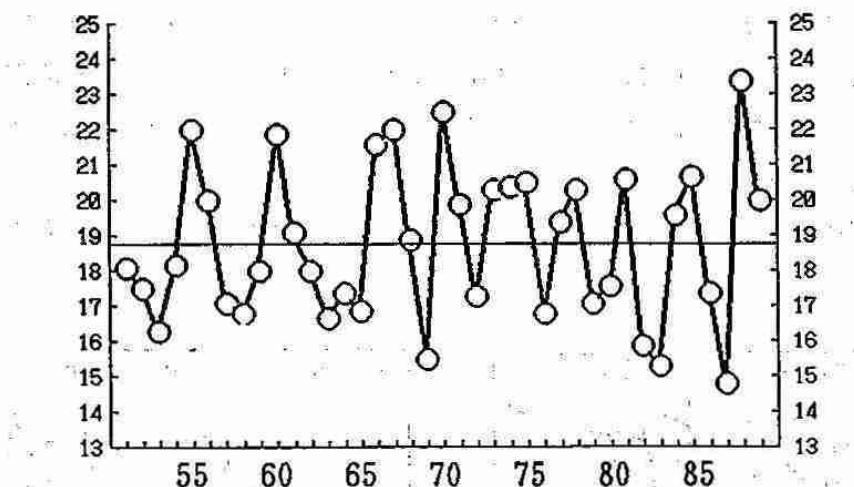
3. 数年周期の台風の発生数の変動(エルニーニョ)

青木 (1985) によるエルニーニョと台風の発生数との関係を第9図に示す。エルニーニョ年だけ取り出した台風の発生数の平均は 25 個で年間の平均数より 2 個少なく、エルニーニョ年を中心とした前後の 2 年間での変動はエルニーニョ年がもっとも少なく、2 年後が最大となり 31 個と平均で 6 個多くなる。

一方、エルニーニョ年では一般に台風がもっとも多発しているフィリピンの東からマリアナ諸島にかけてと南シナ海の領域で発生数が減少する。また発生場所も第10図で示すように平均的には緯度にして 2-3 度南下する。これら、エルニーニョ年の発生数の減少や発生位置の南下は、熱帯の対流活動域がエルニーニョ



第9図 エルニーニョと台風の年間発生数の数年周期の変動、
(AOKI, T., 1985)

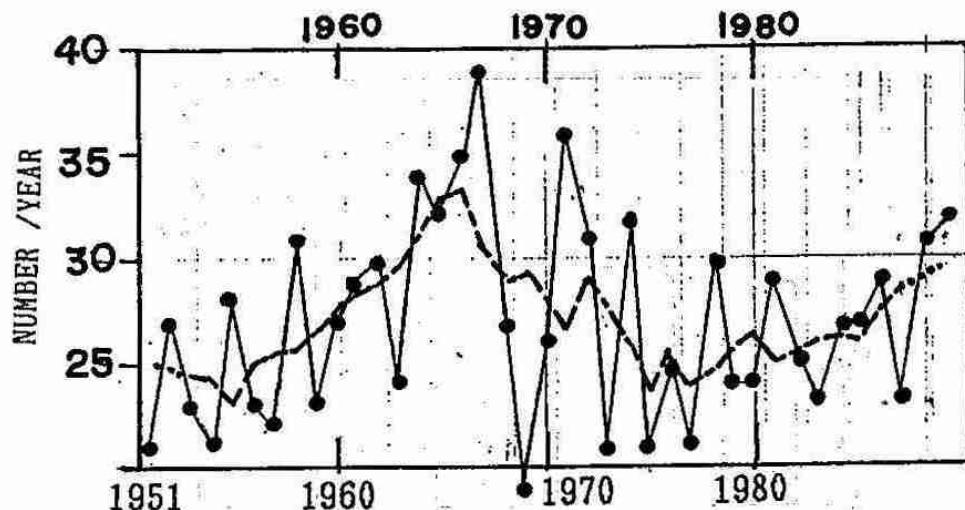


第10図 エルニーニョと台風発生の平均緯度 (7-9月)

年では熱帯太平洋の中央部にシフトしてしまい、太平洋の高気圧がやや弱まり、軸も南下するからである。また、エルニーニョは活発な対流域の東偏により、台風シーズンでは台風の経路も一般に東へずれることになり、台風の襲来の経路も大きく変わることになる。

4. 発生数の長周期の変動（—強い台風の襲来コースの変化—）

台風の発生の記録は、飛行機による観測やその他の観測の充実が図られた1951年以降の記録が統計的うえでも有効に使えるので、この期間の長期変動を検討する。第11図に年間の発生数の変動を示す。移動平均でみた傾向では、1967年を極大に、1978年前後で極小となり、増加傾向に転じ1988-1989年は年間の発生数

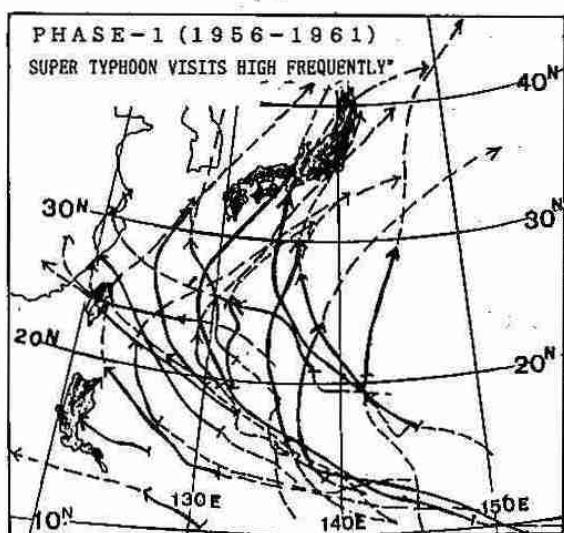


第11図 台風の年間の発生数の長周期変動（統計期間、1951—1987）

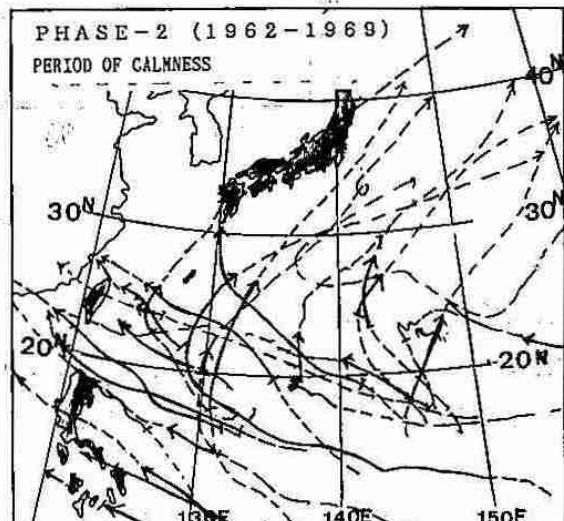
が30個を越えた。統計期間がまだ短いが変動周期は30年前後となると推定される。

この発生数の長周期の変動に関連して、日本付近への台風の来襲経路も大きく変動していることがわかった。現象をはっきりさせるため、台風の強さが930 MB以下に発達した台風のみを取り出してみる。この中心気圧は標準台風で最大風速55 m/sに相当し、これを米国などで用いられている1分間平均風速に換算すると125ノットにあたる。この値はハリケーン、タイフーン強度である64ノットのおよそ2倍に相当し、最近ではスーパー台風（ハリケーン）と呼ばれている。

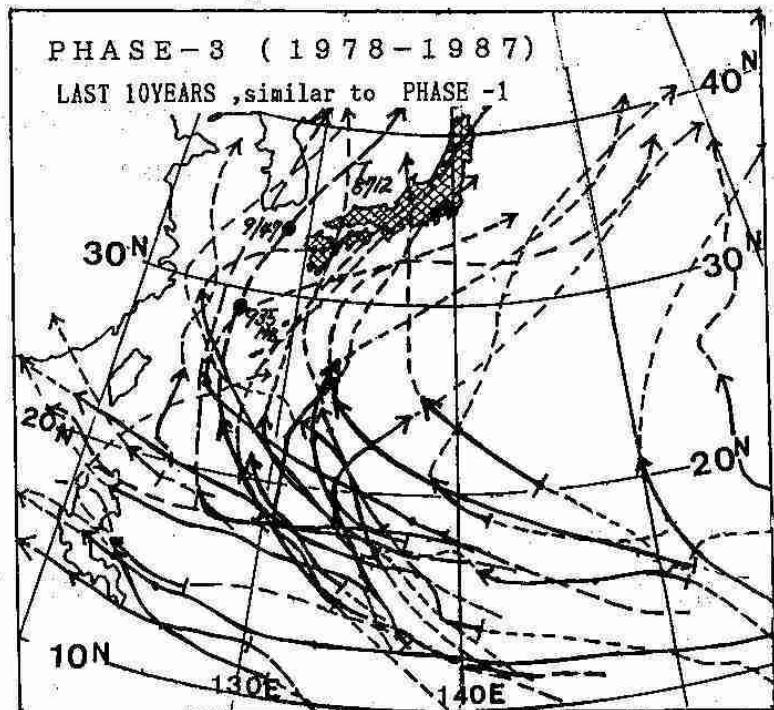
このスーパー台風にまで発達した台風の襲来経路を特徴的な期間別に分けて第12図、第13図、第14図に示す。これらの3図より得られた特徴は次の通りである。



第12図 スーパー台風もしくはそれが衰えた台風が高頻度で日本列島に襲来した期間の経路図。930mb以下（スーパー台風）に発達した期間（太実線が930MB以下の期間、破線はそれより浅い期間の経路）（1956—1961年）



第13図 図12と説明は同じ、上陸接近が比較的少ない平穏な期間（1962—1969年）



第14図 説明は第12図と同じ、最近10年間、再び襲来数が多くなった再高頻度期間（1978—1987年）

1) 伊勢湾台風を初め、日本列島に甚大な被害をもたらした強い台風の接近、上陸があい次いだ1950年代後半から60年代の初めにかけては、明らかにスーパー台風もしくはそれがやや衰えた台風の経路が他の期間に比べ、圧倒的に日本付近を接近通過している。“高頻度で来襲した期間（1956—1961年）”と呼ぶことにする。

2)、1)に続く1960年代中頃から1970年代の中頃までの15年間は台風被害が激減した期間となり、経路としてはスーパー台風が北緯26度以北には北上しておらず、その後の経路も本州から九州に接近していない。“平穏な期間（1962—1969年、1970—1977年の両期間）”と呼ぶ。

3) 最近10年間の経路から明らかなことは、1950年代後半の高頻度来襲期には及ばないが、強い台風が日本付近に来襲する頻度が高い期間に再びはいってきた。再襲来期間、“ニアミスの時代（1978年…）”に入ってきたことになる。例えば1987年の台風12号の場合、沖縄の南海上を通過し、東シナ海にはいったが、北緯29度の海上ブイで937mb、最大風速が75ノットを記録した。さらに、北緯35度の対馬海峡の巣原では947mbを記録し、日本付近でのこの緯度での記録としてはこの20年で最も低い記録となっている。中心付近およびその東海上にかけては最大風速が40m/sを超し、100kmも離れた九州の陸上でも瞬間最大風速60m/sを超す非常に強い風が吹いている。仮りに12号の経路がもう100kmでも東にズレたとしたら最大風速50m/sの中心付近が九州に上陸し甚大な被害が予想される。まさにニアミスの時代である。

一般に強い台風が日本付近に襲来する場合は平均的にみて太平洋高気圧の張出しが後退しかつ、発生してから5—7日位の最盛期の強い状態で来る場合である。1)の高頻度の襲来がこれに相当している。一方、2)の期間は太平洋高気圧が西に大きく張り出すかシフトしており台風は日本付近に北上できずに西進して

しまい日本付近に北上しない。しかしながら最近の10年間は再び、1)の状態に戻りつつあり、強い台風が日本付近に接近しやすいニアミスの時代、高頻度の襲来期に再び戻りつつあると考えるのが妥当である。この来襲経路の長周期変動のなかでみると、1950年代の後半の高頻度の襲来期間の時期と、台風の年間の発生数の変化で増加に転じた時期と一致している。最近の10年間も同様に年間の発生数の極小の期間から増加に転じた時期と強い台風の日本付近への接近の度合いの増したニアミスの期間と共通している。すなわち、発生とその後の経路が熱帯亜熱帯域の大規模場の流れと密接に関係しており、その長周期変動の傾向がでたためと推察されよう。

ま　　と　　め

台風の発生についていろいろな特徴をもった周期が現れる。4—5日周期の熱帯上層、下層の波動じょう乱に関連する周期性、規則性をもった発生があり、台風の発生メカニズムに密接に関係している。すなわち、10—15度N帶のITCZ上で、およそ1500kmの間隔をもつ発達したクラウドクラスター(下層に循環をすでにもっている)が西—西北西進し、一方、20—30度N帶を西—西南西進する波長2500—4000km、周期4—5日の上層の熱帯波動とのカップリングで台風に成長することがわかった。これにより、1500—2000km間隔の規則性、周期性をもった発生となる。

この他2)2—3週間周期の2—3個の台風(TDを含めば3—4個の熱帯低気圧)がほぼ同時に発生し、下層の南シナおよび赤道越えの西風の周期的な変動によるものとみられる。このほか、この周期帶では熱帯上層の季節内変動による、40—60日周期の熱帯低気圧群の発生がみられる。さらに、3)数年の変動周期もあり、エルニーニョが密接に関係しており、エルニーニョ年の年間発生数が平均で25個と最も少なく2年後に最大となり平均で31個となった。また、発生する平均の地理的位置もエルニーニョ年では平均で3—5度南にシフトしている。これらは、1)で述べたITCZの位置や上層の偏東風波動の活発さ、位置は関係している。さらに、30年前後の長周期の発生数の変動があらわれている。この長周期の変動に対応してスーパー台風の主要なコースに明らかな変動が見られた。

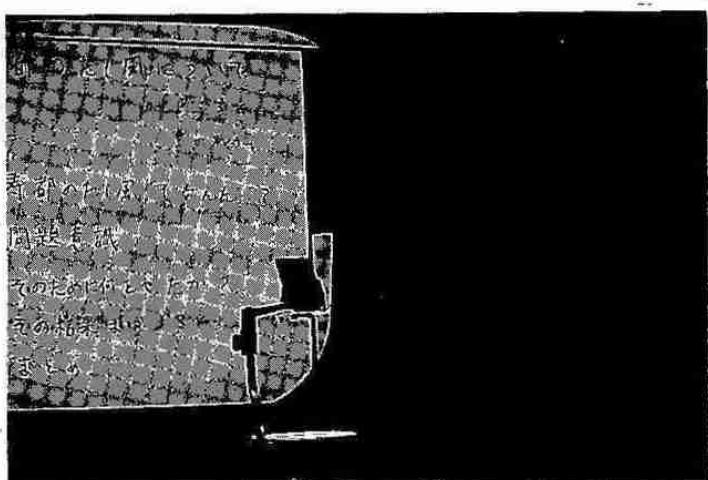
以上述べたように台風の発生に関する周期性は、下層のITCZの位置とその強化の度合い、周期および上層の偏東風波動じょう乱に密接に関係し、4—5日から30年前後の長周期の変動までのさまざまな周期性が現れている。今後、気候変動で一般場の流れが変動した場合は台風の発生数、その後の発達、主要経路などに大きく影響を及ぼすであろうことが考えられる。

文　　献

Aoki, T., 1985 : A climatological study of typhoon formation and typhoon visited to JAPAN. Paper in Meteorological and Geophysics.
36, No2, 61—118.

Heta, Y., 1990 : An analysis of tropical wind field in relation to typhoon formation over the western

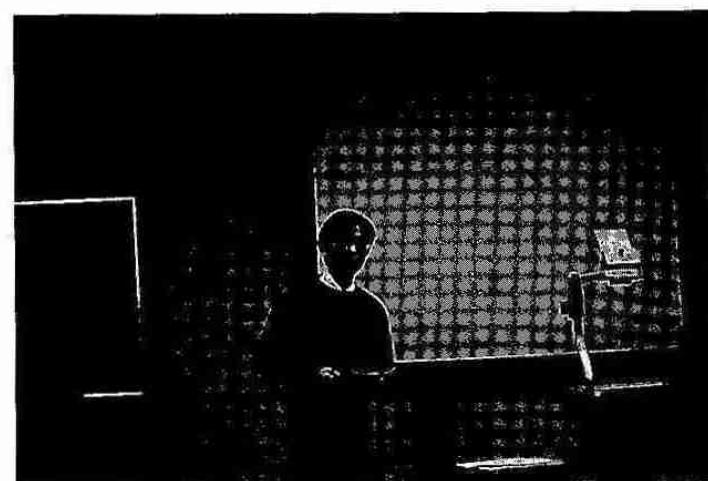
- Pacific. J. Meteor. Soc. Japan 68, 65-77.
- 村松照男, 1985: 台風の構造の変化と移動に関する研究、気象研究所技術報告、第14号、pp 117.
- Nakazawa, T., 1986 : Intraseasonal variation of OLR in the tropics during the FGGE year. J. Meteor. Soci. Japan, 64, 17-34.
-, 1988 : Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 823-840.
- Reed, R. J., and Recker, E. E., 1971 : Structure and properties of synoptic-scale disturbances in the equatorial western Pacific.
- Sadler, J. C., 1976 : A role of the tropical upper tropospheric trough in the early season typhoon development. Mon. Wea. Rev., 104, 1266-1278.
-, 1978 : Mid-season typhoon development in early season typhoon development. Mon. Wea. Rev., 106, 1137-1152.
- Simamura, M., 1981 : The upper-tropospheric cold lows in the north western Pacific as revealed in GMS satellite data. Geophys. Mag., 39, 119-152.
-, 1982 : An application of GMS satellite data in the analysis of the upper cold low in the western north Pacific. Geophys. Mag., 40, 297-311.
- Shimizu, N., 1983 : Westward propagation of upper tropospheric wind disturbances during the mid-season typhoon development of 1979. Geophys. Mag., 40, 297-311.



◆研究発表 豊田威信会員



◆研究発表 毛利英明会員



◆研究発表 四宮茂晴会員

—発表会要旨①—

平成元年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成元年11月22日(火)	
場所：札幌管区気象台 大会議室	
1. 北海道西岸小低気圧の力学的メカニズム 26	
北大・低温研 〃	○坪木 和久 若濱 五郎
2. 地形の影響を受けた風速場の計算におけるパーソナルコンピュータの利用について 28	
札管・通信課	長谷川昌樹
3. 寿都のだし風について 30	
札管・調査課	豊田 威信
4. 1988年9月22日千歳空港付近で発生したマイクロバーストとガストフロント 32	
北大・理 〃	○城岡 竜一 上田 博
5. 係留気球によるエアロゾル粒子の観測 34	
北大・環境研 北大・理 〃	○大倉 誠司 谷口 恭 菊地 勝弘 松浦 鑑
6. エルチジョン噴火と日射の経年変化 36	
札管・観測課	毛利 英明
7. 昭和63年8月24日から8月27日にかけての前線による大雨の事例解析 38	
札管・予報課 〃	○山下 龍平 菅原 聰
8. 梅雨前線付近での雨滴粒径分布の特徴 40	
北大・環境研 北大・理	○岡崎 賢治 播磨屋敏生
9. 1988年8月の大雨時における大規模場の特徴 42	
札管・予報課 〃	○四宮 茂晴 竹谷 良一 石原 洋

1 北海道西岸小低気圧の力学的メカニズム

北海道大学・低温科学研究所 坪木和久・若濱五郎

1.はじめに

北海道の西岸では、冬期季節風の寒気流中に、しばしばメソスケールの低気圧が発生する。この小低気圧は、直径が200km~500kmの渦状をしており、収束雲と呼ばれる幅数10km、長さ数100kmの帶状の雲を伴っている。冬型の気圧配置時に発生する豪雪の原因として、北海道西岸の小低気圧の存在が指摘されたのは1940年代である。それ以後、いくつかの観測的研究はあるが、力学的メカニズムを理論的に扱ったものはこれまでにない。本研究の目的は、この小低気圧の発生の力学的メカニズムを、観測の解析と理論的考察から明らかにすることである。

2. 小低気圧発生時の総観場の特徴

1978年12月から1986年の3月までの冬期間の32ヶ月について、気象衛星の画像を用いて、北海道西岸に発生する小低気圧を調べた。その結果、特定の水平スケールを持つ明瞭な渦擾乱が北海道及びカラフト西岸沖に発生しているのがみられた。これらはその水平スケールから大きく二つのタイプに分けられた。一つは200~300kmのスケールを持つもの、もう一つは~500kmのスケールを持つものである。前者をType I、後者をType IIの小低気圧と云うこととする。これらの小低気圧について、稚内と札幌のゾンデ及び天気図の解析を行った。発生時の総観場の特徴は、第1図に示すような、大陸から北海道・オホーツク海上に寒気の軸がのびていることである。このような上空の寒気の張り出しが、小低気圧発生の一つの必要条件と考えられる。また、発生時には、一般風の風速は小さく(10m/s以下)、地上から上空にかけて風がBackingしているのが特徴である。

小低気圧Type Iの発生場所(第2a図)は、北海道・カラフトの西岸から150km以内の海上にあり、海陸の熱的性質の差による東西温度傾度の最も大きなところに発生している。一方、Type II(第2b図)は比較的海上に発生しており、東西温度傾度よりもむしろ南北温度傾度がその発生に重要であることが示唆される。Type IIの中にはType Iから発達したものもある(図中の白丸はType IIに発達したType Iの発生点)。北海道からカラフト西岸にかけては、南北に海岸線がのび、その東側は陸とオホーツク海の冷たい領域、西側は日本海の暖かい領域となっている。強い寒気移流があると陸上では放射冷却により下層大気は冷やされ、一方、暖かい日本海上では暖められる。その結果、南北温度傾度に重なって強い東西温度傾度を持つ浅い傾圧場が発達する。これらの小低気圧はこの傾圧場に発生する傾圧不安定擾乱と考えられる。

この小低気圧は収束雲を伴っており、形態的に温帯低気圧に似ている。Type Iは850hPa天気図に描かれない程度の背の低い擾乱で、一方、Type IIは500hPaに達するほどの比較的背の高い擾乱である。寿命はType Iが0.5~1.5日、Type IIが1~2日である。

3. 小低気圧発生の線形論

観測の解析から北海道西岸小低気圧の発生のメカニズムとして傾圧不安定が重要であることが示唆された。そこで線形安定論を用いて小低気圧発生時の流れの基本場の安定性を調べた。基本場(第3図)は、稚内のゾンデ観測から得られた風速の鉛直プロファイルをモデル化し、東西と南北の両方にシアーを持つ流れ(\bar{u} , \bar{v})を与えた。

$$\bar{u} = u_s - u_1 \tanh [(P_0 - p) / P_H]$$

$$\bar{v} = v_1 [1 + \epsilon \exp \{-B ((P_1 - p) / P_B)^2\}]$$

ここで、 P_H は \bar{u} のシアー層の厚さを決めるパラメーター、

B は \bar{v} のシアーの強さを与えるパラメーターで、これらが擾乱のスケールを最も規定する。支配方程式系としては線形化した準地衡風ボテンシャル渦度方程式と熱力学方程式を用い、ジオポテンシャル ϕ について標準解

$$\phi = \text{Re}\{\Phi(p) \exp[i(kx + ly - \nu t)]\}$$

を仮定して数値的に固有値 ν を求め、この場に発生する不安定擾乱の、選択される波長、成長率及び位相速度を調べた。また、固有関数 $\phi(p)$ から擾乱の鉛直構造を調べた。ここで境界条件は地上と大気上端で鉛直流が0として与えた。

4. 不安定波の成長率と鉛直構造

第4図に得られた成長率を示す。成長率は波数の東西成分 k_x と南北成分 k_y の関数なので、波数を波数平面で極座標表示した時の絶対値を横軸にとり、波数の位相角 θ を縦軸にとって、等値線で表示した。成長率の分布には二つのピークがみられる。一つは波数8(波長240km) $\theta_y=90^\circ$ にあり、主に風の南北成分 v の鉛直シアーに起因するものである。このような波長200~300kmにピークを持つものをMode Iと云い、実際に観測されるType Iに対応すると考えられる。もう一つは波数2.5(波長700km) $\theta_y=165^\circ$ にあり、主に風の東西成分 u の鉛直シアーに起因するものである。このような波長~700kmにピークを持つものをMode IIと云い、Type IIに対応すると考えられる。Mode Iは成長率~2.4/day、Mode IIは~2.0/dayを持ち、これらの大きな成長率は小低気圧の急速な発達をよく説明している。Mode Iはそのステアリングレベルが~950hPaがあり、南進する。これはType Iが900~1000hPaの風速で南進するのとよくあっている。また成層の効果を取り入れると、Mode IIは西向きの位相速度成分を持つが、これはType IIが南西進するのをよく説明している。

第5図にMode Iの鉛直構造(南北断面)を示す。Mode Iは850hPa以下に限られる背の低い擾乱で、気圧の擾乱(a)は地上で最大振幅を持ち、トラフが北側に傾いている。地衡風の関係よりトラフの北側は東風で、そこでは上昇流(b)があり、温度場は(c)が正の擾乱を持つ。また、南側では西風で、下降流があり、温度場は負の擾乱を持つ。すなわち、この擾乱は東向きに熱を輸送して渦の有効位置エネルギー(P.E)を増大させ、それを渦の運動エネルギー(K.E)に変換して発達する傾圧不安定擾乱で、そのエネルギー源は東西方向の温度傾度である。

一方、Mode II(第6図)は400hPaに及ぶ比較的背の高い擾乱である。Mode IIは東向きと北向きの両方向に熱を輸送してP.Eを増大させ、それをK.Eに変換して発達する傾圧不安定擾乱である。 $\theta_y=165^\circ$ であるからこの鉛直断面はほぼ西北西を向いている。このため東西方向の熱輸送より南北方向の熱輸送の方が大きく、擾乱のエネルギー源は主に南北方向の温度傾度であることがわかる。

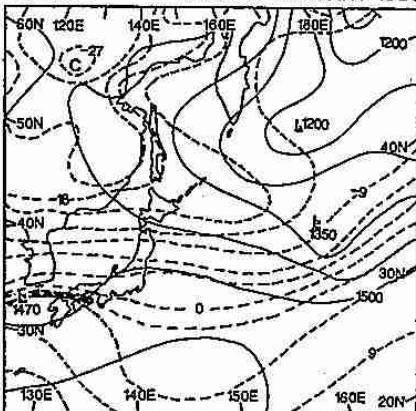
5.まとめ

北海道西岸小低気圧は、収束雲をともなう擾乱で、その発生には、北海道やオホーツク海上に強い寒気の移流があることが必要条件と考えられる。この寒気移流は南北温度傾度を大きくするだけでなく、放射冷却を活発にし、海陸の熱的特性の差による強い東西温度傾度を北海道・カラフトの西岸に形成する。小低気圧はこのような傾圧場に発生する擾乱であると考えられる。小低気圧は水平スケールから、Type I(200~300km)とType II(~500km)の二つに分けられた。前者は850hPa天気図にも描かれないほど背の低い擾乱で、主に下層の強い東西温度

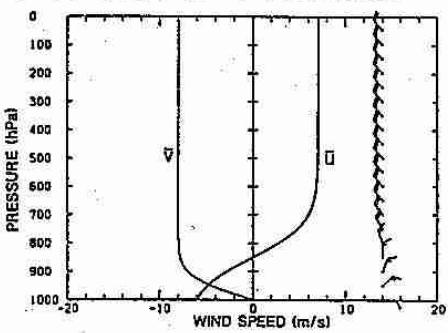
傾度がその発生に重要であると考えられる。一方、後者は500hPaに達するほどの背の高い擾乱で、主に南北方向の温度傾度が重要と考えられる。

理論から得られた成長率の分布には二つのピークが現れた。一つは波長200-300kmを持つもの（Mode I）で、もう一つは波長~700kmを持つもの（Mode II）である。Mode Iはその鉛直構造から背の低い擾乱で、Type Iに対応している。それらの波長、成長率、位相速度などは実際に観測されるものをよく説明するものである。Type Iの発生には東西温度傾度が重要であり、これはMode Iのエネルギー源が南北風の鉛直シアーであることと対応している。また、Type IIの発生には東西温度傾度よりむしろ南北温度傾度が重要であり、Mode IIは東西風の鉛直シアーが主なエネルギー源で南北風のシアーによって影響されたものであることと対応している。これらのことから、北海道西岸に発生する小低気圧の力学的メカニズムとして傾圧不安定が重要な働きをしており、この小低気圧は特別なタイプの傾圧場に発生する傾圧不安定擾乱であると考えられる。

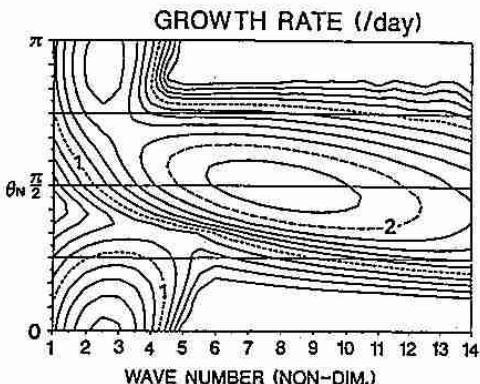
850 hPa 21JST 17 JANUARY 1983



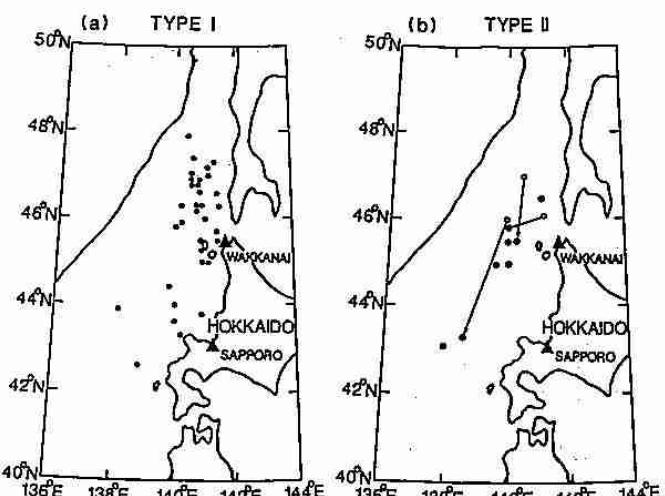
第1図 小低気圧発生時の典型的総観場。



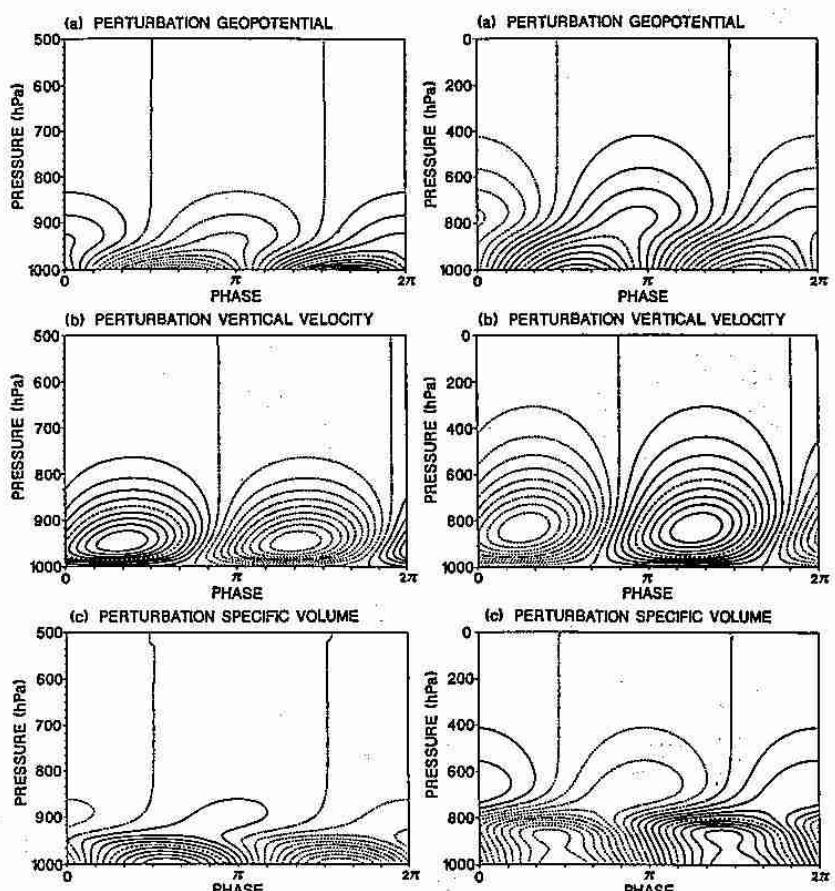
第3図 流れの基本場のモデル。



第4図 成長率の分布。横軸は波数ベクトルの絶対値、縦軸は波数ベクトルの方向。



第2図 小低気圧の発生点、(a) Type I、(b) Type II (白丸はType IIに発達したType Iの発生点を示す)。



第5図 理論的に予測された小低気圧Mode Iの鉛直構造。

第6図 Mode IIの鉛直構造

(a) ジオポテンシャルの擾乱。実線は高気圧、点線は低気圧。
 (b) 鉛直流。実線は上昇流、点線は下降流。(c) 比容の擾乱。
 実線は正の擾乱(温度場の正の擾乱)、点線は負の擾乱(温度場の負の擾乱)。

2 地形の影響を受けた風速場の計算における パーソナルコンピュータの利用について

札幌管区気象台 長谷川 昌樹

1. はじめに

府県予報区あるいは二次細分地域程度の、小さいスケールでの地上付近の風速場は、付近の地形に強く影響されている。しかし予報作業などにおいては、小さいスケールの地形の影響は専ら経験則によって見積もられるのが普通で、定量的な推定は行われていない。そこでこの推定をパソコン用いて行うことについて検討した。

2. 計算機による風速場の計算

2-1. 風速場計算の方法

ここで考える計算は、地衡風場や観測データあるいは数値予報モデルによる格子点データなどをもとに、地形を考慮してより細かく風速場を推定するものである。降水や日射などに由来する物理過程は無視して、地形の要求する風速場を、より大きな場や観測データと矛盾しないように計算する。

このような計算には、Mass-Consistentモデル¹⁾が適している。国内において実用化されている例として、日本原子力研究所の緊急時環境線量情報予測システムSPEEDIにおいて、放射性物質拡散の予測・評価のために風速場を計算するプログラムWIND04²⁾がある。この風速場計算の概要は、「まず第一近似場を観測データの内挿・外挿などから求め、それを質量保存則を満たすように修正する」というものである。修正の計算は以下のように行う。

求める風速場を $u = (u, v, w)$, 第一近似場を $u^0 = (u^0, v^0, w^0)$ として、密度一定の質量保存則

を拘束条件に、領域での体積積分

$$I = \int_V (a_1^2(u-u^0)^2 + a_2^2(v-v^0)^2 + a_3^2(w-w^0)^2) dV \quad \dots \dots \dots \quad (2)$$

の最小を与える λ を計算する。ここで a_1, a_2 は修正量に対する重み係数であり、大気の安定度などにより適切な値を設定する必要がある。

変分法を用いて、ラグランジュの未定乗数 λ を導入することによって、次の手順を得る。

第六章 積分偏微分方程式

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \left(\frac{\partial \lambda}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -241^2 \left(\frac{\partial u^0}{\partial x} + \frac{\partial v^0}{\partial y} + \frac{\partial w^0}{\partial z} \right) . \quad \dots \dots \dots \quad (3)$$

を解いて λ を求め、

$$u = u^0 + \frac{1}{2az^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x}, \quad v = v^0 + \frac{1}{2az^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y}, \quad w = w^0 + \frac{1}{2az^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \quad \dots \dots \quad (4)$$

に代入して求めた u, v, w が条件を満たすものとなる。なお、ここで導入した未定乗数 λ は、第一近似場に対する修正成分のボテンシャルを見ることができる。

境界条件は、変分法の要求するところにより $\lambda = 0$ (第1種) または $\partial\lambda/\partial n_x = \partial\lambda/\partial n_y = \partial\lambda/\partial n_z = 0$ (第2種; $n = (n_x, n_y, n_z)$ は境界の法線ベクトル) となるが、地形に接する境界では第2種 (地形の「内側」に境界上と同じ風を考え、地形に沿って風が吹くようにする), 領域の側面及び上面の地形に接しない境界では第1種 (修正成分は λ の勾配によるので、この境界で任意の値を与えることによる影響はない) と設定する。領域の下面是必ず地面であり、地形に接する境界であるとする。また第一近似場を観測点のデータによって求める場合においては、観測点に相当する格子点に第2種の境界条件を用いて、観測点における風を観測値に固定する。

2-2. 計算に用いる地形データ

計算機で利用可能な地形データとして、国土庁作成による国土数値情報がある。これには様々なデータがあるが³⁾、ここでは経度1/60°×緯度1/120°の約1km×1kmのメッシュごとの平均標高をm単位で記録したもの（以下「メッシュデータ」）を利用した。図1は、メッシュデータの1メッシュを画面上の1画素に対応させ、標高を色で示したものである。メッシュデータは緯経度を基準に作成してあるため、そのままでは地点間の距離や形が歪んでいる。

計算に用いるために、メッシュデータを地形の歪みが少ない図法により変換する。図2は、札幌を基準点としてそこから南北に 1° ずつ離れた2本の緯線を標準緯線に取ったランペルト正角円錐図法により、画面上の各画素に対応する正しく $1\text{km} \times 1\text{km}$ の各メッシュの緯経度を求め、メッシュデータにより標高を定めたものである。この図法は、デジタル化気象レーダーで用いられているものであり、基準点を中心とする 500km 四方の領域内の距離の歪みが 100m 以内となる⁴⁾。風速場の計算には、このデータから領域を切り出して用いる。



図1 メッシュデータ

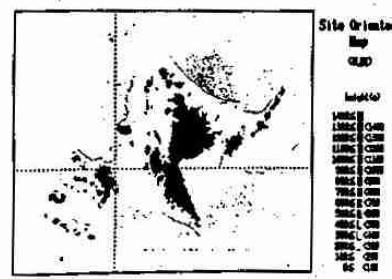


図2 地図データ

3. 計算結果

図3群は、この計算によって地形が風速場にどのような影響を与えるかを示したものである。この図においては、水平方向1km、鉛直方向25mの間隔の格子点を各方向に27ずつとり、風向・風速ともに一様な10m/sの風速場を第一近似場として与え、地上25mの風について表示した。直線の長さが風速を示し、向きが各格子点に吹き込む風向を示している。

図4群は、地形データを用いて計算したものである。より現実に近い計算のためには、第一近似場の設定に観測値を利用することや、地衡風場を想定する場合も鉛直シアなどを考慮する必要があるが、ここでは全領域について一様な場を与えた。谷での収束による強風（暑寒別山系青山越付近）や、一般風の風向の微妙な変化による風速の比較的大きな変化（石狩平野北東部 美唄付近）が表現されている。

これらの計算はいずれも、現在普及しているごく一般的なパソコン（CPU 8086相当、クロック8MHz、数値演算プロセッサ無し、メモリ640KB）によって、約40～50分前後の所要時間で行われた。音語処理系には MS-DOS Ver.3.1 上の TURBO-Pascal Ver.3.01（実数6byte長）を用いた。

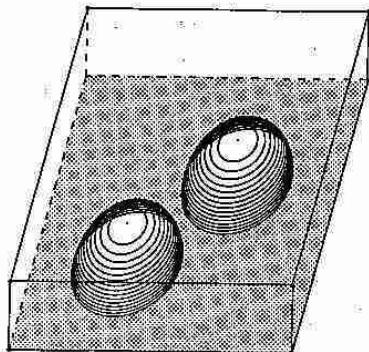


図3-1 設定した地形

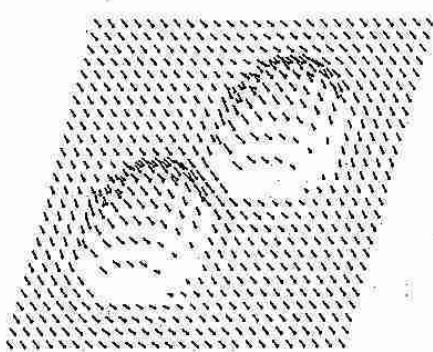


図3-2 北西風（島の間で風が強まる）

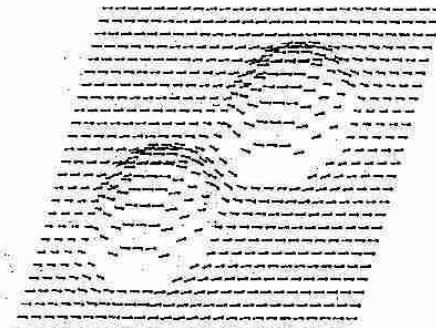


図3-3 西風（島の間が風の通り道になる）

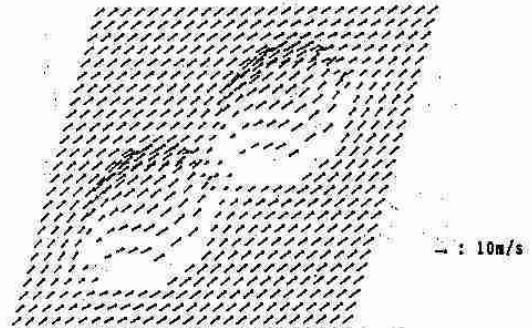


図3-4 南西風（島の間で風が弱まる）

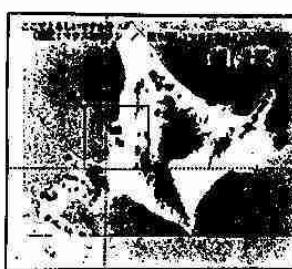
図3群 計算例 ($a_1/a_2 = 0.025$)

図4-1 石狩湾東岸地方

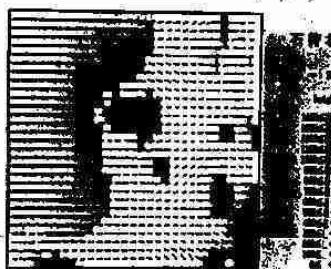


図4-2 西風10mの一般風

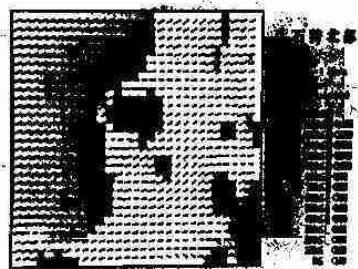


図4-3 西南西10mの一般風

図4群 地形データを用いた風速場（地上100mの風、 $a_1/a_2 = 0.025$ ）

4. おわりに

Mass-Consistentモデルによる計算をパソコンで行い、実用的に利用することは、実現可能な問題として検討することができる。

このように、3次元的対象の計算処理にも、パソコンの利用が実用可能な場合がある。パソコンを用いることにより、このような計算が広く一般的に利用可能になることにも重要な意義があると考えるものである。

参考文献

- 1) Sherman C. A. (1978): A Mass-Consistent Model for Wind Fields over Complex Terrain. *J. Appl. Meteor.*, Vol.17
- 2) 横川 三津夫、石川 裕彦(1987):3次元風速場計算における反復解法、bit臨時増刊 スーパーコンピュータと大型数値計算、共立出版、Vol.19, No.13
- 3) 気象庁観測部(1987):メッシュ気候値の解説、解説資料 第14号
- 4) 追田 優一(1989):デジタル化レーダーで使用する地図について、レーダー観測技術資料 第38号、気象庁観測部

3 寿都のだし風について

札幌管区気象台 豊田威信

1.はじめに

寿都地方は暖候期（5—9月）に南～南南東の風が強いところとして知られており、この風は一般にだし風と呼ばれている。一週間程も吹き続ける、風の息は他の場所よりも比較的少いなど特徴的な風であり、これまで多くの調査がなされ、おおよその実体は判ってきた。それによると、南風が噴火湾から日本海側に吹き抜ける際に地形により收れんされるためだとされている。しかし、これまで密な観測がなされていなかったためこれはあくまで推論の域を出ていない。そこで今回、この調査において、自記気圧計を吹走経路にあたる7カ所（図1参照）に設置し、あわせて風の移動観測を行うことによりだし風の実体に迫ることを試みた。

なお、この調査は平成元年度管区重点業務の一環として行われたものであり、管区予報・調査・測器課、寿都測候所職員、根室測候所の協力を得てなされたものである。

2.資料及び観測機器

アネロイド自記気圧計（週巻）7台（期間は1989.5.12～8.10、場所は図1参照）と気象官署（寿都・室蘭・森）のアネロイド自記気圧計（日巻）から読み取った毎時気圧データ。移動観測はピラム式風向風速計を用いて行った。気圧計も風速計も検定を行ってから使用した。ピラム式については検定にひっかかったが、傾向を見る分には差し支えないとしてそのまま用いた。その他にもアメダス配信値を併せて利用した。

3.解析方法及び結果

自記気圧計を設置している期間（5.12-8.10）の中でだし風が吹いている期間を対象にして、各地気圧の変動と寿都の風との関わりについて調べてみた。ここではだし風期間を、10m/sを超える南系の風が3日以上吹き続ける期間と定義し、6月15～22日、7月15～19日、7月23～31日を対象としたが、どれも似た特徴を示したのでここでは特に7月15～19日について述べることにする。

気圧の生データは気圧計設置場所に標高差があるためそのままでは比較できない。しかし、図2に示したように、実際にだし風が吹き始める前の7月14日24h～7月15日01hにかけて寿都、室蘭、森で海面気圧差がなくなっているのに気付く。この時間帯、道南地方は全体的に極めて静穏であり、海面気圧差はないと考えて良いだろう。従ってこの時間帯には各7カ所とも寿都との海面気圧差はないと考え、この時間帯の気圧差は寿都との標高差によるものとして各地と寿都との気圧差から差し引いてやればそれが寿都との海面気圧差になるだろう。そのようにして各設置場所の時間経過図を作ると、気圧差の変動は寿都における風速の変動とよい相関を示し、このことは図3の相関係数の分布に現れている。従って各地の気圧差の平均値の分布図を作るとその値の分布が寿都の風速値を説明するに考えてよいだろう（図4参照）。それによれば寿都と黒松内との気圧差、寿都と白井川との気圧差が黒松内と二股、白井川と大成との気圧差よりもずっと大きく、特に作開、黒松内間の気圧のギャップが大きくなっていることに気付く。これは定常的なものであり、この事実がだし風を強める要因となっている。事実、風の移動観測を行った結果（図5）も、黒松内以北で急に風速が増しておらず、図4の結果を支持している。寿都と黒松内・白井川の気圧差を定常的に大きくしている要因は一つに地形による単なる收れんの効果もあるだろう。收れんの効果とするとペルヌーイの定理より気圧差は噴火湾から離れるに連れ $\Delta V^2/2 \sim \Delta X^2/2$ （但しXは噴火湾からの距離）の割合で減少することになりそれらしき特徴も見えるが、他のだし風期間の例では寿都～黒松内間の気圧差が寿都～二股間の気圧差よりも大きくなっていることもあることを考えると、黒松内付近の地形がダムの働きをしているなど、別の要因も考える必要があると考えられる。

図1

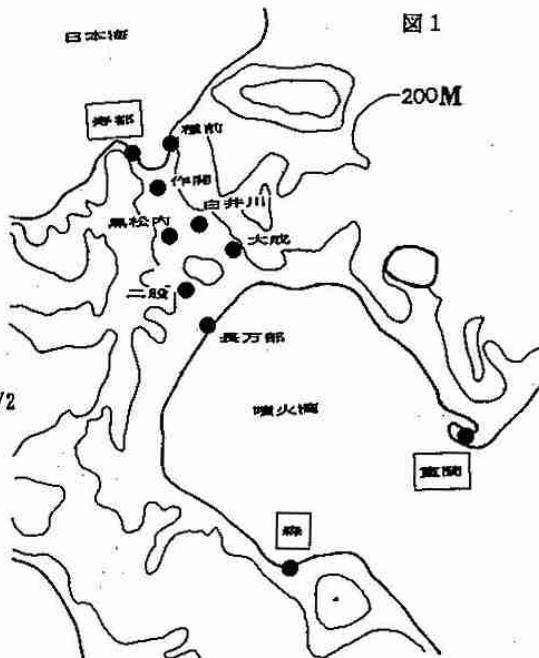


図3 7・15-7・19 寿都の風速と各地の気圧差

図2 室蘭、森と寿都の海面気圧差経過図

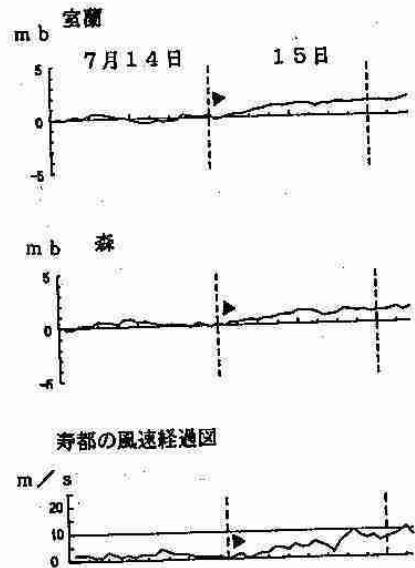


図4 7・15-7・19 寿都との気圧差平均

(標準偏差) 単位 mb

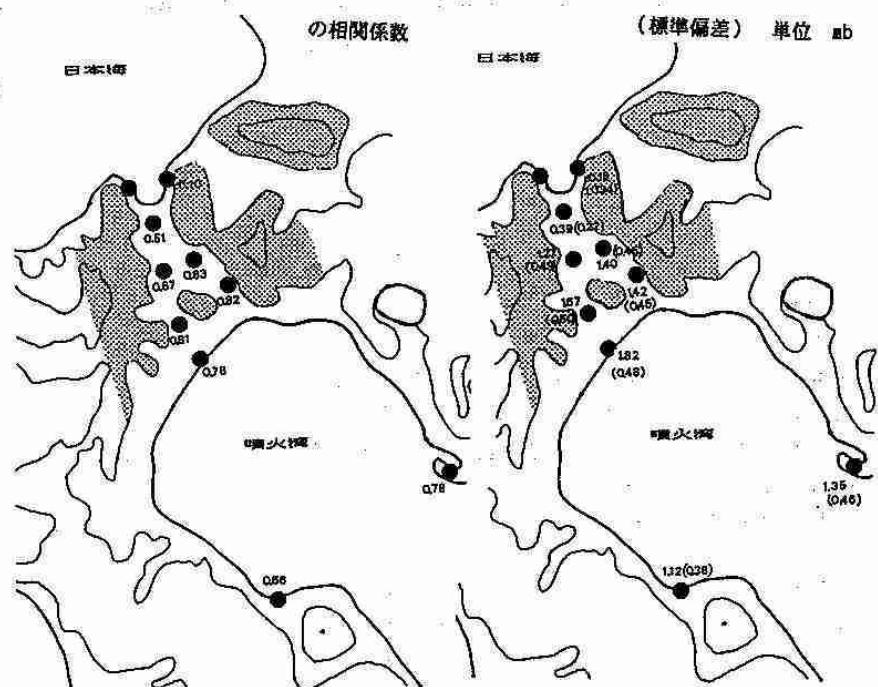


図5 風の移動距離割別

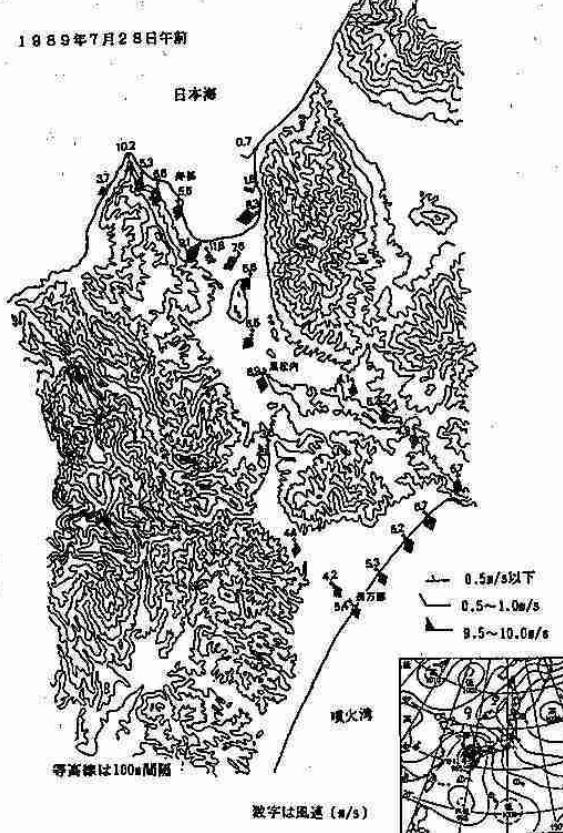
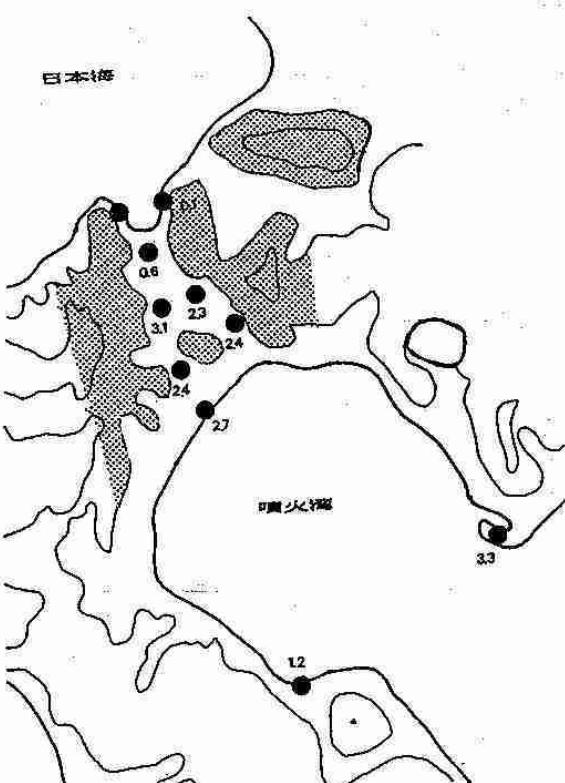


図6 寿都との気圧差 単位 mb

1989・7・28 (9h-12hの平均)



4 1988年9月22日千歳空港付近で発生した マイクロバーストとガストフロント

北大・理 城岡 龍一・上田 博

〈序〉 竜巻やダウンバースト発生時の速度場をドップラーレーダーで観測し、その内部構造を詳しく知ることは、現象の発生を的確に捕らえ、また、その予測を行なう上からも重要である。特に、ダウンバーストやガストフロントは、航空機の離発着に大きな影響を与えることからも注目されており、それらの検出にはドップラーレーダーが有効な観測手段となっている。

前回報告した1988年9月22日13時10分頃に発生した竜巻の直後に、竜巻の親雲の積乱雲群からマイクロバーストが発生し、それをドップラーレーダーで捕らえることに成功した。今回は、この千歳空港付近に発生したマイクロバーストと、それに伴うガストフロントに対する解析の結果を報告する。

〈データ〉 観測は、北海道大学構内に設置した北海道大学理学部のドップラーレーダーを用いて行なった。ドップラー速度は、正符号がレーダーに近づく成分、負符号が遠ざかる成分を示している。レーダーサイト近くの建物の影になるため、方位角 $110^{\circ} \sim 115^{\circ}$ ではデータが得られていない。

今回のマイクロバーストに対しては、地上での痕跡を確認していないが、発生の瞬間のドップラーレーダーのRHIが得られている。また、ガストフロントはドップラーレーダーのPPIおよび千歳航空測候所の自記記録に捕らえられていた。

〈結果〉 マイクロバースト発生時のドップラー速度のRHIを図1に示す。レーダーサイトからの距離45km付近で、下層の黒塗で示された正の速度領域に対して、0~-6m/sで示される負の速度領域がシャフト状に、ほぼ垂直に貫いている。これは、遠ざかる速度成分が上層から下層に急速に輸送されたことを示しており、激しい下降流の存在を示唆している。シャフトの水平的な大きさは約1.5kmであり、図4に示した3分後のPPIには特徴的な速度パターンが現われていないことなどは、この下降流がマイクロバーストであったことを示している。地表付近には発散的な速度パターンが現われておらず、マイクロバーストが地上に到達した瞬間であったと考えられる。

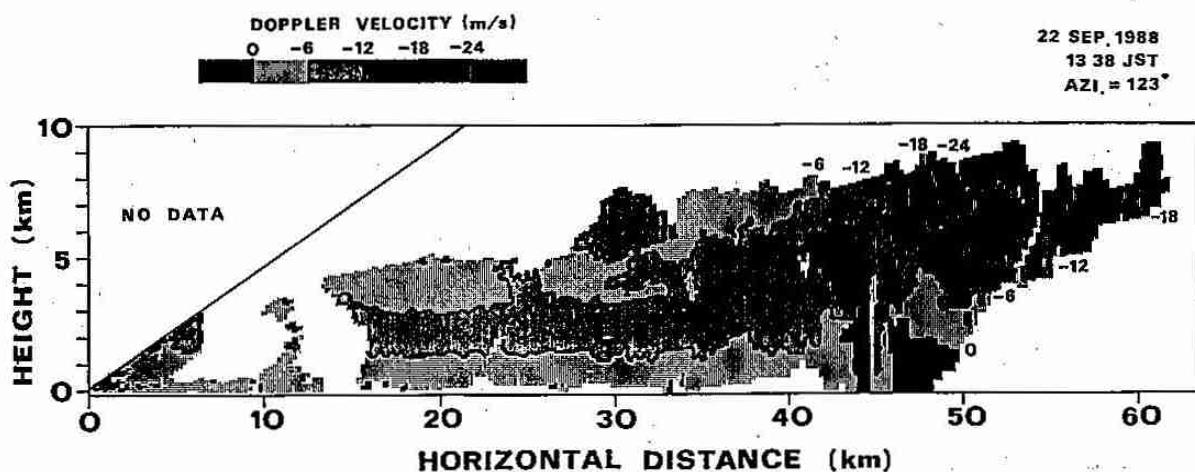


図1 1988年9月22日13時38分、方位角 123° のRHIドップラー速度。負符号はレーダーから遠ざかる成分で、6m/s間隔で示した。下層の黒塗の部分はレーダーに近づく正の速度成分、上層は24m/s以上で遠ざかる成分。

このマイクロバーストに対応して、地上ではガストフロントが観測された。図2は、千歳空港測候所の風向風速の自記記録である。13時40分の約15m/sの風速のピークと、南から北～北東への風向の急変は、ガストフロントの通過を示している。これに伴い、図3に示すような、気温と露点の急激な降下、と気圧の上昇が見られた。

マイクロバースト発生直後のPPIドッpler速度を図4に示す。☆は、図1のRHIから得られたマイクロバーストの発生地点である。その南側には、黒塗で示した-10～-15m/sの強風域がライン状に存在し($G \sim G'$)、その延長は千歳空港を通過していることからも、地上で観測されたガストフロントに対応していることがわかる。このように、仰角3.0°(高度約2km)のPPIでもガストフロントが明瞭に確認された。ガストフロントの進行方向後方にはエコーがない部分が存在し、フロント通過時の露点の降下に対応している。

<考察> マイクロバースト発生時の速度パターンからは、高度約2.5kmの0°Cレベルから下では、下降流がほぼ垂直に下降しているのがはっきりと確認できるが、その発生高度は明らかではない。発生前後の反射強度の時間変化等を考慮すると、高度5km付近に見られていた、雹または強い降水の抗力の効果が大きな影響を与えたと考えられる。マイクロバースト発生時には、下層での反射強度が強かったことや露点温度が下降していることからも、降水粒子の蒸発による下降のほかに強制的な下向きの力を受けていたと考えられる。

<まとめ> ドッplerレーダーを用いて、マイクロバースト発生の瞬間の鉛直断面を捕らえることに成功した。マイクロバーストは下層のInflowをほぼ垂直に貫くシャフト状の速度パターンとして現われていた。その発生には、上層約5kmに存在する雹等の降水粒子による抗力が、大きな影響を与えていたと考えられる。ガストフロントは、地上および高度約2kmで捕らえられ、その水平的な広がりは15km以上にも及んでいた。

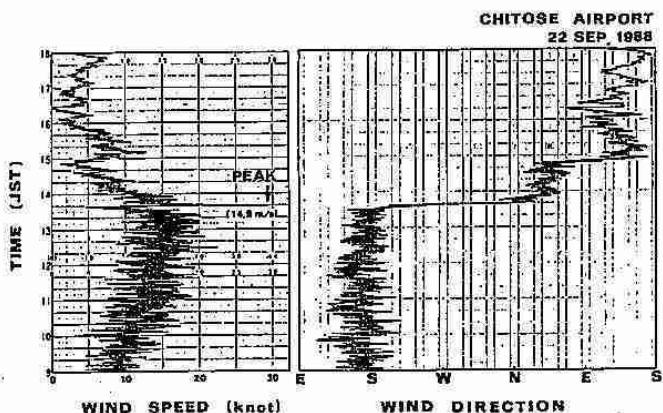


図2 千歳航空測候所の瞬間風速(単位knot)と風向。

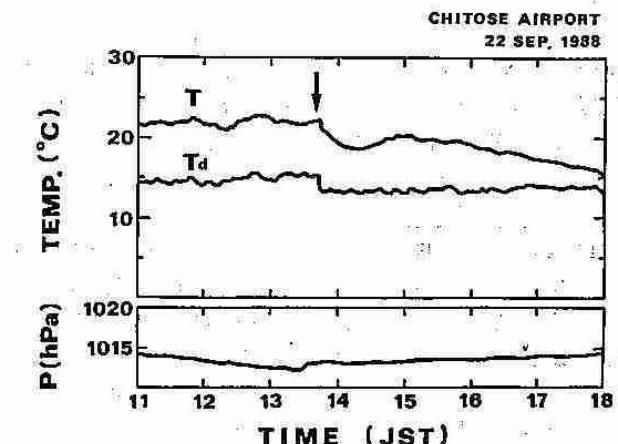


図3 千歳航空測候所の気温、露点と気圧。

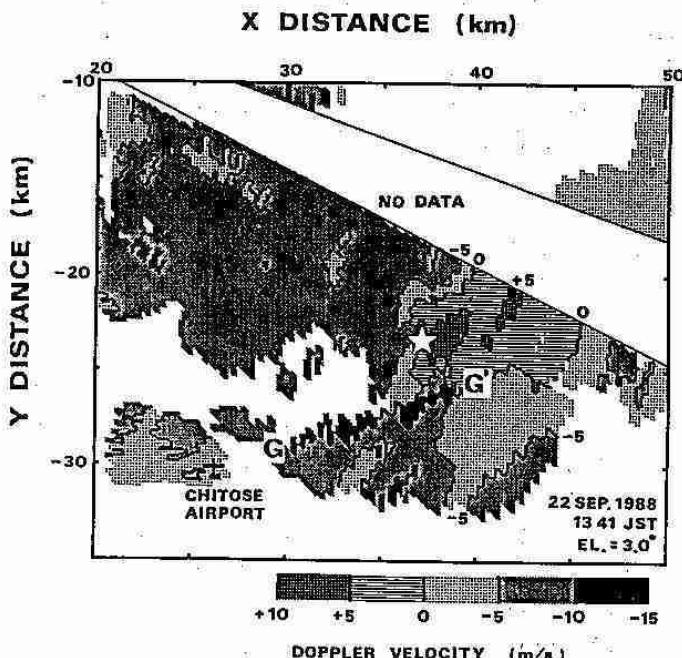


図4 13時41分、仰角3.0°のPPIドッpler速度。正符号がレーダーに近づく成分、負符号は遠ざかる成分で、5m/s間隔で示した。レーダーサイトからの距離は東と北が正符号。☆は、図1から求めたマイクロバーストの発生位置。

5 係留気球によるエアロゾル粒子の観測

北大・環科研 大倉誠司

北大・理 谷口 恭・菊地勝弘・松浦 馨

<はじめに>

様々な気象現象に伴うエアロゾル粒子の動態を明らかにするため、1988年8~9月と1989年2月に、係留気球を用いた観測を行った。今回は、1988年8月31日の海風前線に伴うエアロゾル粒子の高度別粒径別空間数濃度の変化について報告する。

<観測方法>

海風前線に伴うエアロゾル粒子の数濃度変化を高度別粒径別に調べるために、北大観測点の地上高度50mの係留気球、約22mの北大理学部3号館屋上観測室、約2mの地上観測室にパーティクルカウンターを取り付けた(図1)。このパーティクルカウンターは5つの粒径サイズ($0.3 \sim 0.5, 0.5 \sim 1.0, 1.0 \sim 2.0, 2.0 \sim 5.0, 5.0 \sim [\mu m]$)でエアロゾル粒子の空間数濃度([個/1])を測定することができる。

一方、海風前線の進入をより明確に確認するために、北大観測点の北西側にあり、前線の進入方向でもある新港、石狩南高、新川高の3つの観測点(図2)において気象要素の観測を行った。一番海岸線に近い新港観測点には、ソーダー、風向風速計及び自記温湿度計を設置し、石狩南高、新川高観測点には、風向風速計と自記温湿度計を設置した。北大観測点にはドップラーソーダー、風向風速計、自記温湿度計を設置した。

<解析結果>

1988年8月31日のエアロゾル粒子の数濃度変化を図3に示した。図2に示した4カ所の観測地点における風のデータから海風は12時15分頃石狩湾の海岸部に上陸し、14時頃北大付近まで進入してきた。北大観測点における風向は、海風の到達前には北東風、海風前線通過後に北西風となった。図3からもわかるように14時頃を境としていずれの高度でも小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少した。これに比べて大粒径の粒子では前線の通過した時刻よりも前に一旦減少し、通過時にやや増加した。

これは、北東風が、清浄な海風の進入によって北西風に変わることにより、小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少したものと考えられ、石岡ら(1988)の解析結果と一致していた。一方、大粒径のエアロゾル粒子の振舞いについては、前線通過直前の弱風時は風による巻き上げの効果が弱く前線通過時にその効果が強く現れたためと考えられる。

この観測により、海風前線の進入が予想される気象条件の時、それ以前の北大での風向が北東の場合は、海風進入後、小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少することが確認された。

次に、海風前線通過前後の各30分間について各粒径間の相関を調べた(図4)。前線の通過前30分間における、各粒径間での相関係数はその値に大きな差があり、様々な値を示した。これに比べ、前線の通過後は、各粒径間での相関係数はすべて正の値となり、それぞれの値に大差はなかった。

また、高度別にみると、前線通過後の各粒径間での相関係数は高度による差がはっきりと現われた。すなわち、係留気球(地上高50m)では各粒径間の相関は全ての粒径間でかなり良いが、高度が下がるに従い、粒径の差の大きい粒子間での相関が悪くなる傾向がみられた(例えば、1:5, 2:5など)。

これは、海風域内では各粒径の粒子の振舞いが一様であったにもかかわらず、大粒径のエアロゾル粒子の一部は地表面が直接の発生源となっていたために、低高度では他の小粒径の粒子と大粒径の粒子との相関が悪くなつたためと考えられる。

次に、海風の進入前後での各粒径のエアロゾル粒子数濃度の分散を、前線の通過する前後各30分間について変動係数を用いて調べた(表1)。これをみると、小粒径の粒子では、前線の通過後に変動係数が大きな値をとった。しかし、大粒径の粒子では高度が増加するに従い、前線通過後の値の方が小さくなつた。

これは、前線通過と共に小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少したことと、前線通過

直前に大粒径の粒子の数濃度が減少したことが直接の原因と考えられる。また、高度による違いから、高い高度で小粒径の粒子が海風の影響を受け、逆に、低い高度で大粒径の粒子が地面による影響を受けたことを示していると考えられる。

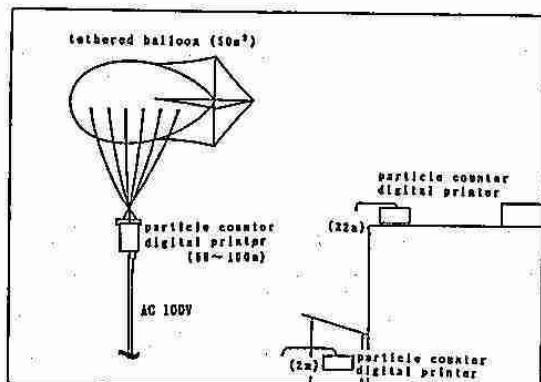


図1 高度別エアロゾル数濃度の観測システム



図2 前線進入方向に配置した観測点

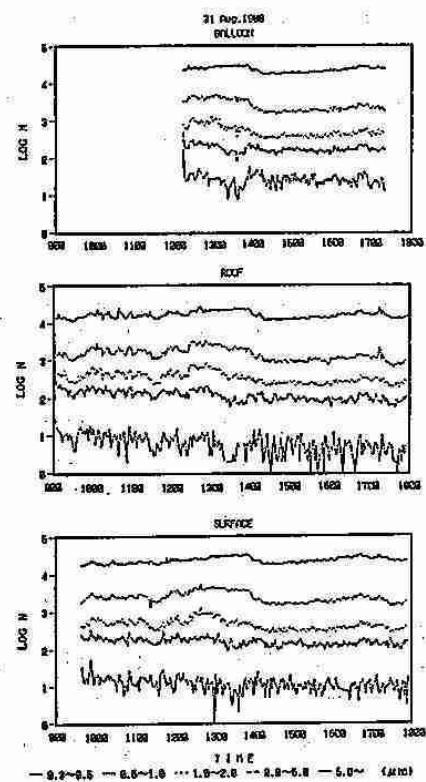
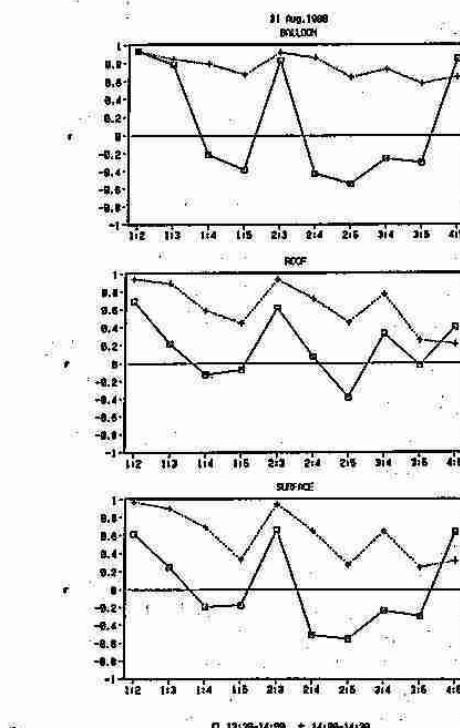


図3 1988年8月31日の3高度における粒径別エアロゾル粒子数濃度の時間変化

図4 海風前線通過前後の各30分間における各粒径間の相関係数
(1:0.3~0.5, 2:0.5~1.0, 3:1.0~2.0,
4:2.0~5.0, 5:5.0~[μm])

SIZE (μm)	BALLOON		ROOF		SURFACE	
	T1	T2	T1	T2	T1	T2
0.3~0.5	7.22	10.55	4.58	13.85	4.23	11.02
0.5~1.0	11.90	13.91	8.66	15.82	8.67	15.90
1.0~2.0	12.62	9.87	8.30	12.39	8.91	13.33
2.0~5.0	22.29	15.92	22.13	20.88	17.48	18.92
5.0~	51.92	31.32	67.22	55.72	49.83	39.91

(T1:13:30-14:00, T2:14:00-14:30)

表1 海風前線通過前後の各30分間における各高度各粒径での変動係数の変化

6 エルチチョン噴火と日射の経年変化

札幌管区気象台観測課 毛利英明

1.はじめに

エルチチョン火山 (17° N, 93° W, メキシコ) は1982年3月から5月にかけて大爆発をおこし、大量のエアロゾルを成層圏に注入した。このエアロゾル雲による直達日射の減少と散乱日射の増加がバンクーバー (50° N, 123° W)、コーパリス (45° N, 123° W)、館野 (36° N, 140° E)において観測されている(山内・志村, 1984; Rao and Bradley, 1983; 小畠, 1984)。ここでは気象庁の観測をもとに、日本各地の直達・全天・散乱日射に、エルチチョン噴火がどのような影響をおよぼしたか調べてみる。

2.データ

日本では、エルチチョン噴火による大気の混濁は1982年から1983年にかけての寒候期に顕著であった(山内・志村 1984)。そこでここでは寒候期に晴天が比較的多い、根室 (43° N, 146° E) の2月、松本 (36° N, 138° E) の12月、潮岬 (33° N, 136° E) の12月、土佐清水 (33° N, 133° E) の1月、鹿児島 (32° N, 131° E) の1月のデータを調べる。

直達・全天日射については南中時を中心とする1時間積算値を用いる。(根室、松本、潮岬は11時から12時、土佐清水、鹿児島は12時から13時の積算値。) 一方散乱日射については、次式より直達・全天日射から計算する。

$$\text{全天日射} = \text{直達日射} \times \sin(h) + \text{散乱日射}$$

ここで太陽高度 h としては南中高度の値を用いた。

エアロゾル以外にも、大気中の水蒸気・雲等も日射に影響を及ぼす。これらの影響を最小限に抑えるために、次の条件を満たすもののみをデータとして用いる。1) 直達日射1時間積算値の値がその月の最大値の95%以上であること。2) 12時の天気が快晴(雲量1割以下)であること。

データは測定単位が $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$ から $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ に移行し、直達・全天日射について3桁の精度の値が得られるようになつた1981年以降のものを用いる。(土佐清水、鹿児島については自記直達日射計が展開された1982年以降。) この期間中、上の条件を満たすデータの総日数に占める割合は、根室、松本、潮岬、土佐清水、鹿児島において、それぞれ18%、5%、15%、8%、8%である。

3.結果と考察

第1図に、各地における直達・全天・散乱日射の月平均値の推移を示す。図よりエルチチョン噴火後約2年間、直達日射は著しく減少したが、その間散乱日射は増加しており、合計した全天日射は殆ど増減がなかったことがわかる。つまり直達光から散乱により失われたエネルギーの大部分が散乱光として地上に到達していた訳で、このことはエアロゾルがミー粒子として光を前方に強く散乱する性質を持つことと関係している。

太陽高度の異なる各地のデータを比較するため、直達日射量の変化を次式により定義される大気透過率 A の変化に換算する(第1表)。

$$I = I_0 \cdot A$$

ここで I 、 I_0 はそれぞれ地表、大気上端における直達日射量、 $m = [\sin(h)]^{-1}$ は大気路程である。第1表より全地点で大気透過率が約10%減少していることが解る。ここで各地における減少率がほぼ等しいことは、この時期(1982年から1983年にかけての寒候期)エアロゾル雲が北半球をほぼ一様に覆っていたことによる(異常気象レポート'89、1989)。

大気透過率が10%減少したことはエアロゾルによる日射の吸収・散乱の光学的厚さが0.1程度であったことを意味する。光学的厚さの値はまたライダー観測から評価できる。気象研究所(館野)の観測によれば、1982年から1983年にかけての寒候期、エアロゾルによる全後方散乱係数は、 $0.7 \mu\text{m}$ において 10^{-3} sr^{-1} 程度まで増加した(Uchino et al. 1988)。 $0.7 \mu\text{m}$ における後方散乱対消散比として 0.013 sr^{-1} (Russell et al. 1976)を用いれば、上の全後方散

乱係数の値は 光学的厚さ = 0.1 に対応し、日射観測から評価された値と一致する。

参考文献

- 気象庁, 1989: 異常気象レポート'89, 182 - 190.
 小畠実, 1984: 高層気象台(館野)における日射観測の結果について, 高層気象台報, 44, 37 - 43.
 Rao, C. R. N., and W. A. Bradley, 1983: Effects of the El Chichon volcanic dust cloud on insolation measurements at Corvallis, Oregon (U. S. A.), Geophys. Res. Lett., 10, 389-391.
 Russell, P. B., W. Viegze, R. D. Hake Jr., and R. T. H. Collis, 1976: Lider observation of the stratospheric aerosol: California, October 1972 to March, 1974, Quart. J. R. Met. Soc., 102, 675-695.
 山内豊太郎, 志村英洋, 1984: エルチチョン噴火と大気混濁度の変動, 天気, 31, 533-544.
 Uchino, O., I. Tabata, K. Kai, and I. Akita, 1988: Five-year lidar observational results and effects of El Chichon particles on Umkehr Ozone data, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 635-643.

第1表 各地における日射量・透過率の変化

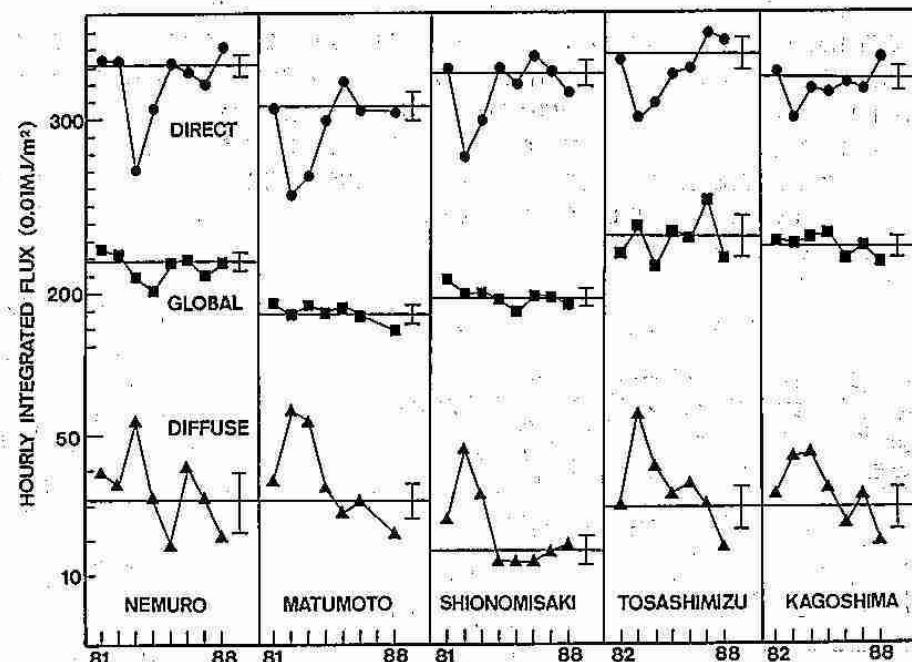
	日射量の変化 (%)		透過率の変化 (%)
	直達	散乱	
パンクーバー (a)	6.4 (1)	20.7 (1)	8.8
コーパリス (b)	7.2 (2)	19.7 (2)	8.9
根室 (c)	8.2 (3)	17.4 (3)	9.0
館野 (d)	8.0 (4)	17.5 (4)	8.9
松本 (e)	8.3 (5)	18.4 (5)	9.1
潮岬 (f)	8.5 (5)	27.0 (5)	9.1
土佐清水 (g)	8.9 (8)	19.3 (6)	9.3
鹿児島 (h)	9.3 (8)	15.2 (8)	9.6

- (1) 82年12月のデータを77~81年12月の平均と比較
- (2) 82年11、12月のデータを80年7月~82年10月の平均と比較
- (3) 83年2月のデータを81、82、85~88年12月の平均と比較
- (4) 82年12月のデータを77~81年12月の平均と比較
- (5) 82年12月のデータを81、84~88年12月の平均と比較
- (6) 83年1月のデータを82、85~88年1月の平均と比較

参考文献: (a)山内・志村(1984), (b)Rao and Bradley (1983), (c)本論文, (d)小畠(1984)

第1図 各種日射量の月平均値

DIRECT、GLOBAL、DIFFUSEはそれぞれ直達、全天、散乱日射を示す。各種日射量に記されている横線は平年値(第1表参照)縦線はその標準偏差の範囲である。



7 昭和63年8月24日から27日にかけての前線による大雨の事例解析

札幌管区気象台 山下 龍平・菅原 聰

1.はじめに

北海道における大雨は、ほぼ数年に1度の割合で発生している。これまでの北海道に災害をもたらす大雨の特徴は、北側に強い寒気を持つ前線の停滞と、この前線に向かって南からの暖湿気を送りこむ台風等の存在が挙げられている。

1988年8月24日から27日にかけて、北海道中西部に災害をもたらした大雨の特徴も、このような傾向を良く示しており、ここではその総観場による解析を述べるとともに、特に雨足の強かった8月25日18時から翌26日09時かけての小規模場の解析結果を報告する。

2.総観場の解析

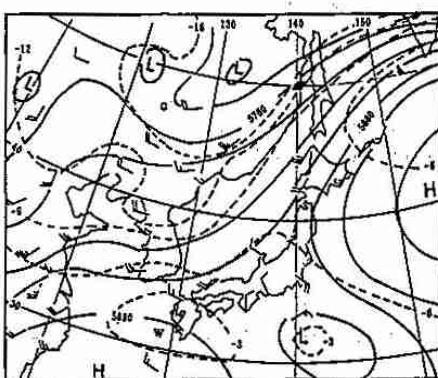
第1図には、8月25日21時の500mb天気図、第2図には、同時刻850mb天気図を示す。

500mb天気図での特徴は、中国東北区に25日に寒冷渦が形成され、130°E付近はこの寒冷渦からトラフが南に延びていた。このため、日本付近は西谷の場で南西流が卓越していた。また、北海道東方海上にはこの年北偏していた亜熱帯高気圧が西に張出していた。本州南海上には、熱帯じょう乱が存在し亜熱帯高気圧の縁辺流が、この熱帯じょう乱の暖湿気を北海道付近に南から流入させていた。すなわち、北海道付近は、これらの収束の場となっていた。

850mbでは、北海道西海上は前線帶となっており、この東側には、広く湿潤域が分布し北海道付近は340K以上の高相当温位域となっていた。また、秋田、仙台の風向は、南から南東風系で継続的に暖湿気をこの前線帶の前面に送りこんでいた。図には示さないが地上では停滞前線が能登半島から渡島半島西海上を経て道北地方を横切る形で、オホーツク海へ延びていた。この前線は、26日の朝まではほぼ同じ位置で停滞しており、その後本道を南東進する形で東部へ抜けた。

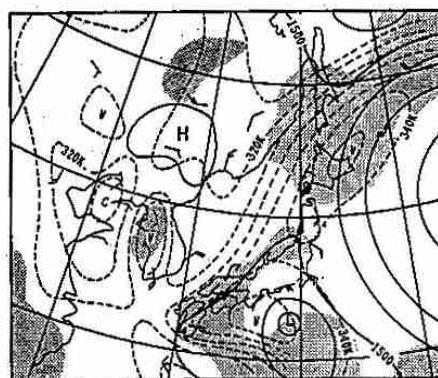
第3図、第4図には、札幌の高層資料の時系列断面図を示す。まず相当温位の分布を見ると、24日21時頃から340K以上の高相当温位の気塊の南からの流入が顕著であり、豪雨の発生した25日21時までほぼ700mb以下の下層で340K以上の高相当温位が維持されている。反対に25日09時から21時にかけて500から600mb付近の中層域には、330Kの低相当温位の層があり、下層との間に強い対流不安定層を形成している。

また風の分布を見てみると24日21時から25日15時までは、下層では南又は南東風系の強風帯が存在し、本道付近に暖湿気を送りこんでいたことがうかがえる。26日の03時以降は、下層から上層にかけて風のシアーが存在しており、このシアーは地上前線の動向と良く対応し、今回の大雨が単に下層だけの不安定で起きたものではなく、しっかりと渦管構造を持ったものであることが認められる。



第1図 500 mb 天気図

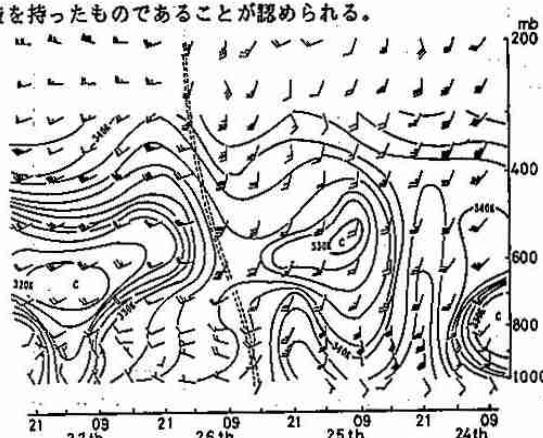
(8月25日21時)



第2図 850 mb 天気図

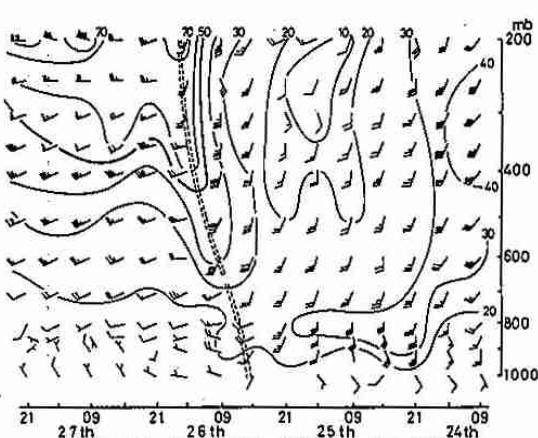
(8月25日21時)

——等高線(m) - - - - 等温線(℃) ——等高線(m) - - - 等相当温位线(K)



第3図 高層資料の時系列断面図（札幌）

(風と相当温位)



第4図 高層資料の時系列断面図（札幌）

(風速分布)

3. 豪雨時の小規模場の状況

先にも述べたように、今回の降雨群の中心は、8月25日18時から8月26日09時までの間であるが、その中でも特に北空知、中空知では、25日20時から翌朝まで1時間雨量が30から50ミリを越える強雨が降り続いた。

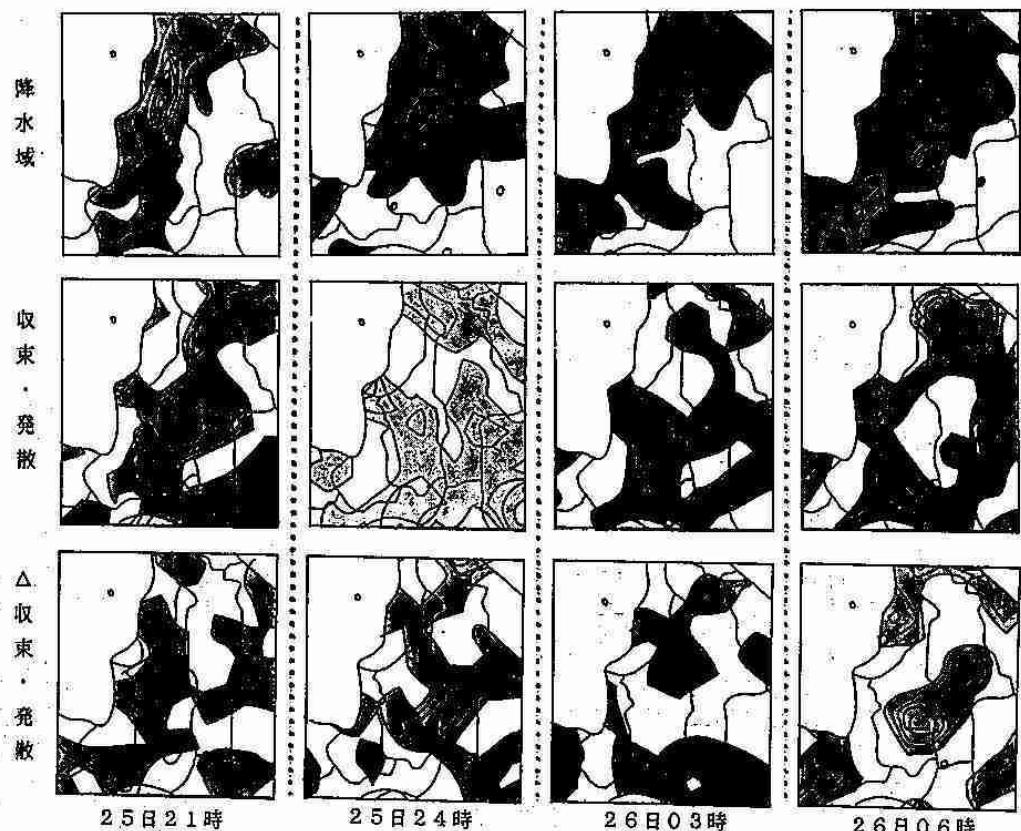
この時の様子をレーダーエコー合成図で見ると、北海道西海上に停滯している前線の前面に帯状となったエコーが南西から次々と送り込まれている。(第5図の26日03時) そしてそれ以降は、帯状だったエコーが次第に散在し強いものは、渡島半島付近に流入している。(第5図の26日08時)

今回は、25日18時から26日09時までの一時間ごとの降水量と収束発散との対応、及び前一時間との変化を取ったもの（△収束発散と以後呼ぶ）との対

△収束発散と降水量との対応は、地形効果が除去されるため、一般には雨が強いほど対応が良いとされている。また、強い収束域にもたらされた強雨は、その場を収束場から発散場に変えることも過去の研究で知られている。

降水

第6図に25日21時から26日06時までの3時間おきの毎時降水量 収束率散



4. まとめ

今回の大雨について、高層資料及び、アメダスデータから得られた結果は、次のとおりである。

(1) この豪雨の発生を総観場から見れば、過去の大雨の傾向を良く示していた。

(2) 前時間に比べて収束が強まった場合(△収束が大きい場合)は、強雨域は、△収束域の大きいところの中心、もしくは、北又は北西側に位置し、強雨域と正時の収束発散との対応は、ほぼ発散場と対応している。

8 梅雨前線付近での雨滴粒径分布の特徴

北大・環境 岡崎 賢治
北大・理 播磨屋 敏生

1.はじめに

これまで梅雨前線付近の降雨現象についてはたくさんの研究があるが、雨滴粒径分布についての研究は少ない。1988年7月長崎県において行なった降雨観測のデータをもとに、梅雨前線南前方の層状雲と梅雨前線上の対流雲の小雨滴における分布の違いと、客観的解析手法である主成分分析による、対流雲の雨滴粒径分布の特徴について報告する。

2.観測

観測は1988年7月、長崎県佐世保市佐世保測候所において行なった(図1)。雨滴粒径は、光の遮断によって直接直径を計測する雨滴粒径分析装置(森技術研究所製)を用いた。また同時にラピッド雨量計(レスカ社製)により降雨強度も測定した。降雨現象の一一般的特徴をとらえるために同時に設置された、北大理学部ドップラーレーダーによる観測資料も使用した。

3.結果

対流雲からの雨滴粒径分布と層状雲からの雨滴粒径分布の代表例を図2に示す。上段には対流雲からの粒径分布を降雨強度をかえて二つ、下段には層状雲からの粒径分布を二つ、それぞれ実線で示してある。またそれに対応するMarshall & Palmer分布を点線で示した。これをみると対流雲からの粒径分布はMarshall & Palmer分布に近い形になっているが、層状雲からのそれは直径1.5mmまではMarshall & Palmer分布で与えられる個数よりかなり少ないとわかる。上記のことが層状雲と対流雲全体にいえるかどうかを調べたものが図3である。これは0.45mmから1.45mmにある雨滴総数をこの粒径幅に対応するMarshall & Palmer分布であたえられる雨滴数で割った値 k_1 を指標にして、対流雲と層状雲の小雨滴数の違いをみたものである。これを見ると対流雲の k_1 の方が層状雲の k_1 より同じ降雨強度においても大きな値をとっていることがわかる。

次に対流雲における降雨について、変量を粒径の個数にした主成分分析をおこなった。この結果、第一主成分の寄与率は70%、第二主成分は17%であり、意味ある主成分は二つ考えられた。この第一主成分と第二主成分の固有ベクトルの要素とスコア別平均粒径分布をそれぞれ図4、5に示す。図4から第一主成分はスコアが高いほど分布全体がほぼパラレルに上方に移動しており、図5から第二主成分はスコアが高くなるほど直線分布にくらべ、中雨滴の個数が少なく大雨滴の個数が多く、分布全体がくびれた形になっていることがわかる。また第一主成分のスコアと降雨強度、第二主成分のスコアと佐世保上空のレーダー反射強度との関係を調べたものがそれぞれ図6、7である。これをみると図6から第一主成分のスコアは降雨強度とともに高くなっていること、図7から第二主成分のスコアは反射強度の移動平均と、時系列でみるとおなじ傾向(スコアが高くなるときは反射強度も大きくなる)を示していることがわかる。

4.まとめ

梅雨前線付近での雨滴粒径分布において、層状雲による降雨と対流雲による降雨では、同じ降雨強度においても小雨滴の個数に違いがあることがわかった。この原因については現在解析中であるが、層状雲の場合は融解層付近で雪片どうしの併合によって大雪片を形成したものが雨滴になり、対流雲の場合は小さなあらわれの融解によって雨滴ができたためではないかと考えられる。主成分分析による対流雲からの粒径分布の特徴を調べた結果、大きく分けて二つの特徴があることがわかった。第一主成分は降雨強度とともにほぼパラレルに分布全体が上方に移動するグループであり、第二主成分はスコアが高いほど直線分布に比べ、中雨滴の個数が少なく大雨滴の個数が多く、分布全体がくびれた形になるグループである。



図1. 九州北西部の地図。

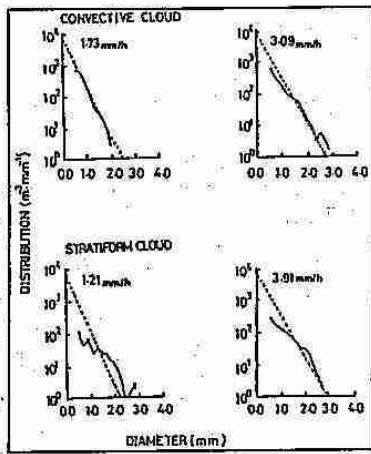


図2. 雨滴粒径分布の代表例。

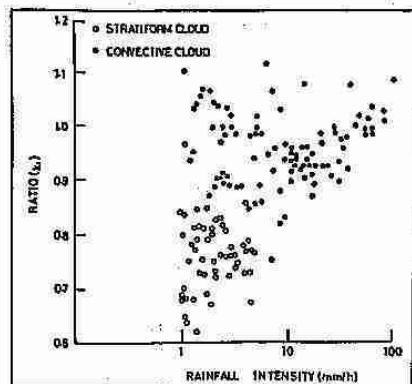


図3. 指標 k_1 による小雨滴数の比較。

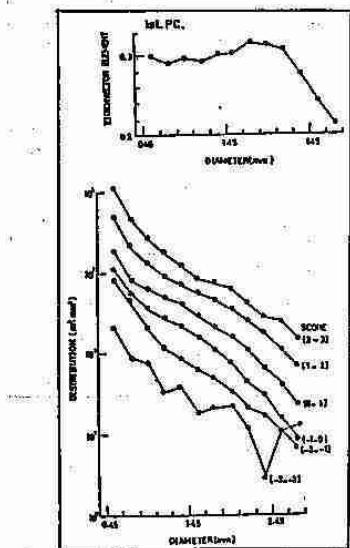


図4. 第一主成分の固有ベクトルの要素（上）とスコア別平均粒径分布（下）。

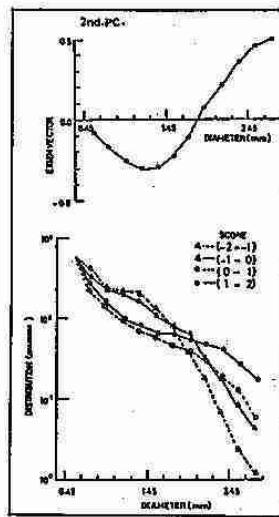


図5. 第二主成分の固有ベクトルの要素（上）とスコア別平均粒径分布（下）。
（最小粒径の個数を一致させるために、各分布を平行移動している）

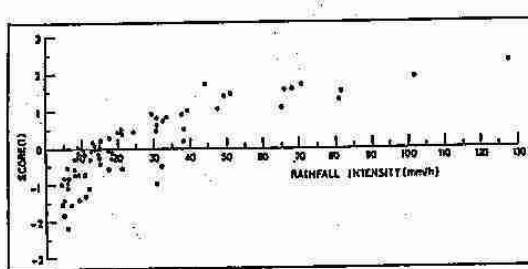


図6. 降雨強度と第一主成分のスコアとの関係。

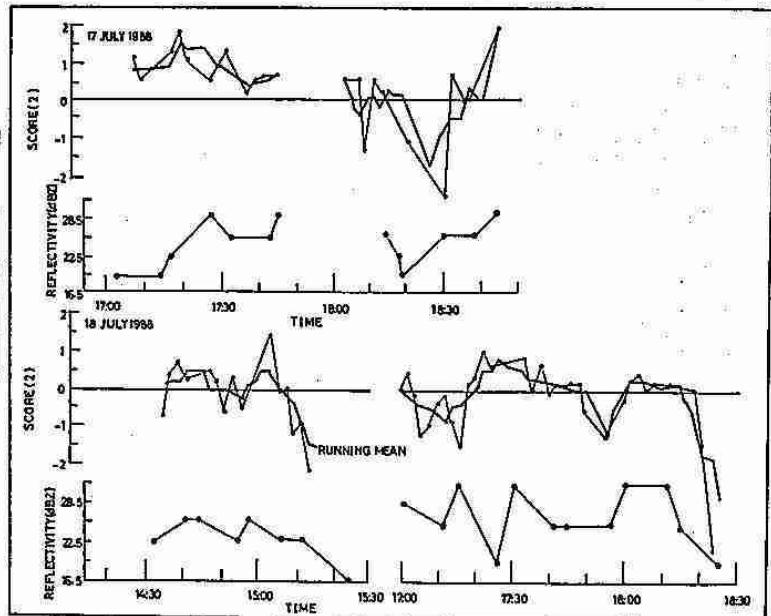


図7. 高度約 800 メートルのレーダー反射強度と第二主成分のスコアとの関係。
（スコアの太線は、8 分間の移動平均を示している）

9 1988年8月の大雨時における大規模場の特徴

札幌管区気象台 四宮茂晴・竹谷良一・石原 洋

1. はじめに

1988年8月は日本の南海上に上層寒冷渦が停滞し、その周辺に熱帯低気圧が多数発生した。北海道ではそこからの暖湿気の流入と偏西風トラフの深まりにより、中旬には日高、十勝管内、下旬には空知管内で大雨となり、広尾では月降水量の最大値を更新した。前回は主に熱帯の海面水温分布と大雨の関係を考察したが、今回は南海上の上層寒冷渦の維持機構と大規模場について各資料から調査してみた。

2. 上層寒冷渦とMPT

図1に1988年8月の月平均500mb天気図を示すが、上層寒冷渦が長期間停滞したため、日本の南海上が広範囲に負偏差となっている。上層寒冷渦の動きを追うと、8月6日頃から偏西風トラフが北海道東海上で深まり、伴う上層寒気が南西進し、本州南まで回り込んで来た時から明瞭化した(図2-1)。この上層寒冷渦は9日から13日にかけ黄河から沿海州にかけてのリッチの発達と西日本でのトラフの深まりにより、中緯度帶の寒気の補給を受けている(図2-2)。この渦は17日頃には浅まり日本海西部へ進んだが、華北からボッ海にかけてのトラフの深まりにより、新たな寒気が補給され対馬海峡付近で再び勢力を強め、25日まで上層寒冷渦として南海上に持続された(図2-3)。その後は下層で熱帯低気圧が発達し、潜熱の放出により上層も暖化していく。この様にみると、南海上の上層寒冷渦は日本付近での偏西風トラフの深まりにより形成され、その後北西もしくは北東側からの新たな寒気の補給により維持されたことが分かる。

しかし、これだけでは長期に渡る停滞を説明することはできない。そこで、太平洋の上層に注目してみると低気圧性の循環が見られる(図3の矢印の部分: 25N, 165E付近)。これは台風の様に見えるが、上層のみの循環で、雲はC1

が主体である。この循環は中部太平洋トラフ(Mid Pacific Trough: MPTと略す)に起源を持つ上層寒冷渦である。図4は1988年7月から8月にかけてのMPTに起源を持つ上層寒冷渦の動きをGMSの画像から追ったものだが、次々と西進してきているのが分かる。

これらの事から、日本の南海上で上層寒冷渦が長期間停滞した理由は、日本付近で偏西風トラフの深まりによって落込まれた中緯度寒気による上層寒冷渦と、太平洋上を西進してきたMPTに起源を持つ上層寒冷渦が、日本の南海上でそれぞれ寒気の補給を受けながら、別個に維持されたためと考えられる(図5)。

また、1988年8月の200mb月平均高度と風ベクトル(図6)を見ると、カムチャッカの南で高度が高くなっている。その東のMPTは概ね平年と変わりないが、35N, 165Wから30N, 160Eにかけ谷が一本のびており、この谷線に沿って上層寒冷渦が西進していたと考えられる。通常MPTの末端は最夏期には15N~20Nまで達しているが、1988年8月は10度程北に偏った所に位置していた。これはMPTの走向が南北からやや西よりに変化していたと解釈できる。

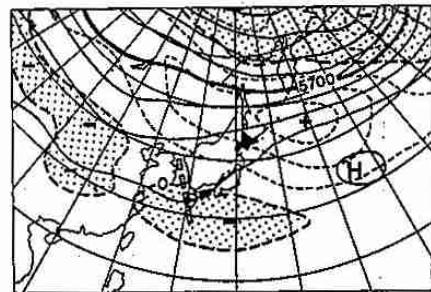


図1. 月平均500mb天気図。実線は等高線(50m間隔)、破線は等偏差線(25m間隔)
陰影部は負偏差域

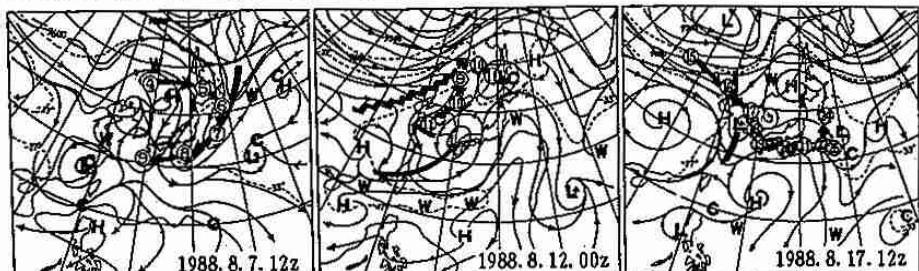


図2-1, 2, 3. 300mb高度、気温、流線
○→は寒気の動き、数字は日付



図3. ひまわり画像(IR)
1988.8.1.03Z

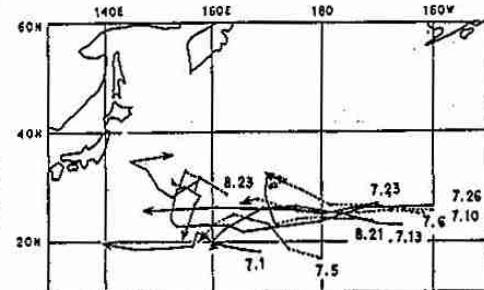


図4. MPTからの上層寒冷渦の動き
(1988.7~8月)

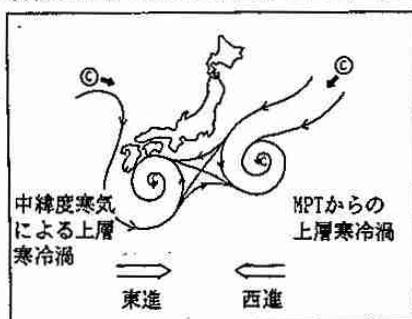
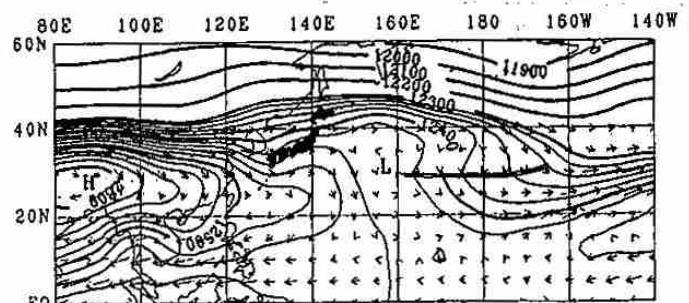


図5. 上層寒冷渦停滞時の流線



3. 大規模場について

(1) 対流活動域(図7)

日本付近の対流活動域は6ブロックに分けられ、それぞれの成因または対応するものは、以下の様に解析される。

- | | |
|--------------------|--|
| 1: ベンガル湾からインド洋 | → 海面水温上昇による対流の活発化 |
| 2: スマトラからミクロネシア | → SPCZ (South Pacific Convergence Zone: 南太平洋収束帶) |
| 3: フィリピンから東へのびるもの | → ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone: 热帯収束帶) |
| 4: 日本の南から東へのびるもの | → MPTに起源を持つ上層寒冷渦による雲域 |
| 5: フィリピン北から日本の南 | → 中緯度寒気による上層寒冷渦による雲域 |
| 6: 40°N以北を東西にのびるもの | → 北系前線帶(梅雨前線の北上したもの) |

この分布状況を平年と比べると、ITCZが南へ偏り、通常活発であるフィリピン東方海上で対流が不活発だった他は、平年より活発だった。また北太平洋高気圧は4による雲域を境に南北に二分されている。

(2) 海面水温(図省略)

ラニーニャにより東部赤道太平洋で平年より低く、西部赤道太平洋からインド洋にかけて平年より高い。

(3) 200mb速度ボテンシャル(図省略)

極大域が平年より約50度西偏したベンガル湾にあり、この領域で対流活動が活発であったことが伺われる。

(4) 200mb流線関数偏差、風偏差ベクトル(図8)

流線関数偏差を見ると、アラビア半島から北太平洋を経て北米にかけ、高気圧性偏差と低気圧性偏差が交互に並んでいる。これはいわゆるPNAパターンで、熱帯の対流活動を波源としたロスビー波の伝播を示唆している。8月は日本付近で低気圧性偏差、カムチャッカの南で高気圧性偏差となっている。また風偏差ベクトルからもベンガル湾付近が水平発散の場になっているのが分かる。

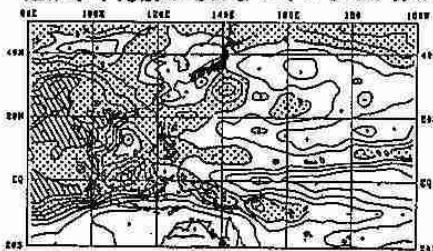


図7. 月平均等価黒体温度(C)1988.8
点彩 0°以下、斜線-20°以下、間隔5°

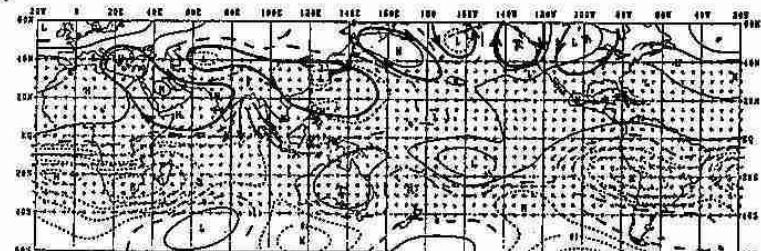
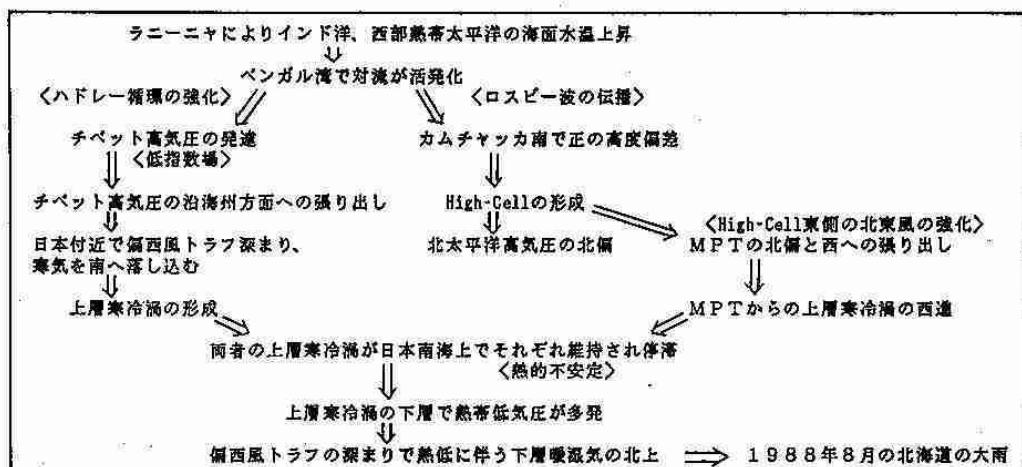


図8. 月平均流線関数偏差と風偏差ベクトル(200mb, 1988.8)
線間隔 $5.0 \times 10^8 \text{ m}^2/\text{s}$ 、平年値は1979-1984の平均値

これらの事から、1988年8月の大規模場の形成には、次の様なメカニズムが推測される。



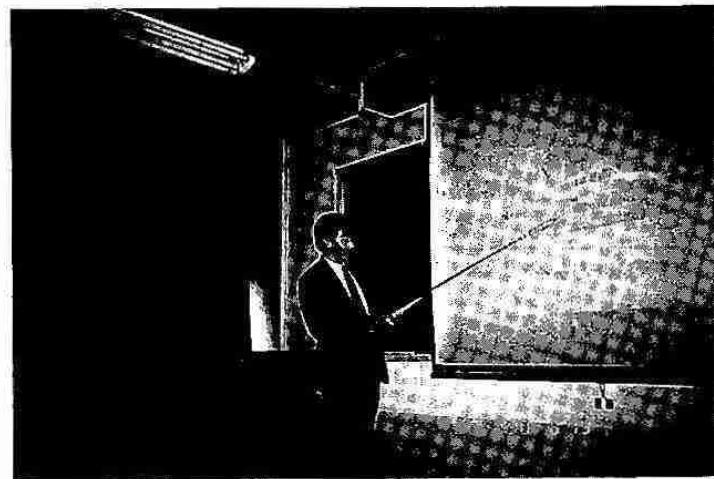
4. まとめ

1988年8月は熱帯のみならず、熱帯の場の変化に対応して中緯度帯の流れが変化、特に中部太平洋トラフが西へ張り出したという事にも特徴があり、それが北海道の大雨の一因になったといえる。また、この月は特異な事例が多く、気象学的に興味深い現象が多かった。その中で、以下のようないくつかの疑問点と仮説を掲げてみたが、今後資料を集め検討したい。

- (1) 北太平洋高気圧が北偏する形が続いたが、個々の高気圧の移動経路を追ってみると、中緯度帯の高気圧がシベリア方面から南東進し、カムチャッカの南で勢力を強める形をとっている。また、気団的にも下層に寒気を持っており、亞熱帯気団である北太平洋高気圧が北偏したものとは言えないのではないか。
- (2) 8月中旬から日本の南海上で多発した熱帯低気圧は明らかに上層寒冷渦の影響下で発生し維持されていた。下層は海洋性の熱帯気団(850mb相当温位345度以上)であるが、上層に寒気を持っており、これはハワイ沖におけるコナ・ストームと類似しており、構造的には亞熱帯低気圧と呼ばれるものではなかったろうか。
- (3) 北太平洋全体で亞熱帯高気圧が発達することはなく、特に北偏するような場合は、太平洋中部以西ではMPTの影響でセルは南北に分かれ、北側のセルの南辺には南のセルからの南西風と、北のセルからの北東風による潜在的な収束帯を形成する。雲域としては、海面水温が高い西部太平洋まで来なければはっきりしないが、MPTからの寒冷渦が上層に入ると、上層寒冷渦の南から東側象限で対流活動が活発化する。一方、ITCZは南側のセルの南辺に形成され、平年より南偏し、かつMPTからの上層寒冷渦の影響を受けなくなるため活動は不活発で、ITCZからの熱帯じょう乱の発生も少なくなる。



◀研究発表 桜井兼市会員



◀研究発表 青山 隆会員



◀研究発表 小泉直子会員

—発表会要旨②—

平成2年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成2年6月19日(火)

場所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室
3-401 講議室

1. グリーンランドで観測された雪結晶内の個体粒子 (序報)	46
道教大・旭川	○桜井 兼市
北大・理	菊地 勝弘
"	播磨屋敏生
"	上田 博
"	谷口 恭
2. 孤立したエコーに見られる地形の効果について	48
北大・理	○高橋 輝宏
"	上田 博
"	菊地 勝弘
3. 気圧場から見た寿都の風	50
札管・予報課	豊田 威信
4. ハローの発生機構の実験的研究	52
北大・低温研	○古川 義純
5. 層積雲の雲頂構造 — WCRP 航空機観測 —	54
北大・理	○青山 隆
"	菊地 勝弘
"	谷口 恭
6. 1990年3月の高温について	56
札管・予報課	石原 洋
7. 北海道羊蹄山周辺のドップラーレーダーによる降雨システムの観測	58
北大・環境研	○小泉 直子
北大・理	上田 博
"	菊地 勝弘
"	谷口 恭
"	岩波 越
"	城岡 竜一
8. 冬期の孤立峰の周りのエコー特性 (鳥海山を例として)	60
北大・低温所	○藤吉 康志
"	坪木 和久
"	佐藤 晋介
"	大井 正行
"	若濱 五郎

1 グリーンランドで観測された雪結晶内の 個体粒子（序報）

北教大旭川 桜井兼市
北大理 菊地勝弘・播磨屋敏生・上田 博・谷口 恒

1. はじめに

低温型雪結晶が南極で見い出されて以来、その形成過程について種々論じられてきた。そしてこの結晶の形成に重要な役割を果たす水晶核について、その大きさ、組成及び温度特性について観測、実験等がなされ、低温型雪結晶の形成に雲粒の凍結が重要な役割をはたすことが分かつてきた。水晶核には多様な物質が関係しており、なお多くの試料によって確かめられるべきであろう。この観点から1989年12月19日から1990年1月22日までグリーンランドのゴットホーフ ($64^{\circ} 11' N, 51^{\circ} 4' W$) 及びゴットハウフ ($69^{\circ} 19' N, 53^{\circ} 33' W$) で低温型雪結晶及び極域エアロゾルの観測が行われた。今回の報告はこの内雪結晶の中心部に存在する個体粒子を走査型電子顕微鏡 (SEM) とエネルギー分散型X線マイクロアナライザー (EDX) によって解析がなされたものである。

2. 試料の作成と分析

グリーンランドで採取された降雪粒子は低温型雪結晶のほかに樹枝状結晶、角柱、アラレ等である。そしてそれらの電顕用試料は次のようにして作成された。

- 1) 電顕用試料台及びフィルムの上に 0.5% レプリカ液を用いて降雪粒子のレプリカを作成
- 2) 上記のフィルムは約 5×5 mm に切断され電顕用試料台に固定
- 3) 両者ともカーボンが蒸着され SEM, EDX に装着された

EDX で水晶核の組成を分析する際、粒子が $1 \mu m$ 以下のものではその分析の精度が悪化するため今回の報告では約 $1 \mu m$ 以上の粒子のみを対象とした。又 EDX では原子番号 11 (Na) より重い元素が検出可能である。見つけ出された水晶核はレプリカ膜に覆われている。従ってレプリカ溶液中に含まれる塩素が EDX ・ディスプレーに大きなピークとして現れる。今回の報告では海塩粒子を判定するには Na の存在をもつて海塩粒子とした。

3. 結果

採取された結晶型の中から代表的な例を示す。写真 1 は角柱結晶である。角柱内部の中央上部に水晶核が見い出される。この粒子の大きさは $4.6 \mu m$ であり、EDX による分析では粒子中に含まれる元素は Si, Ca であった。

低温型雪結晶の形成に重要な役割をしていると思われる雲粒は直接採取されていないが、アラレを作っている凍結氷粒中の個体粒子から水晶核を推定することが出来よう。

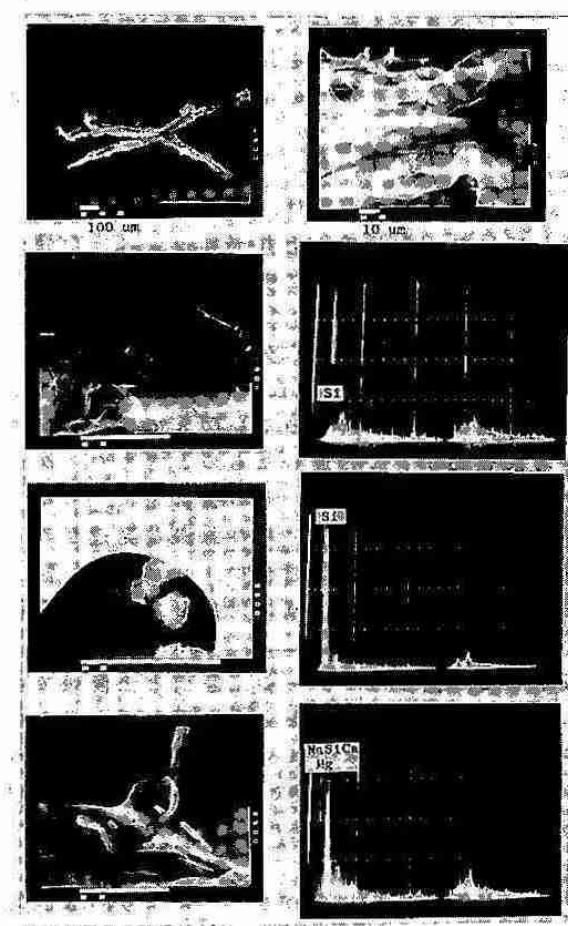
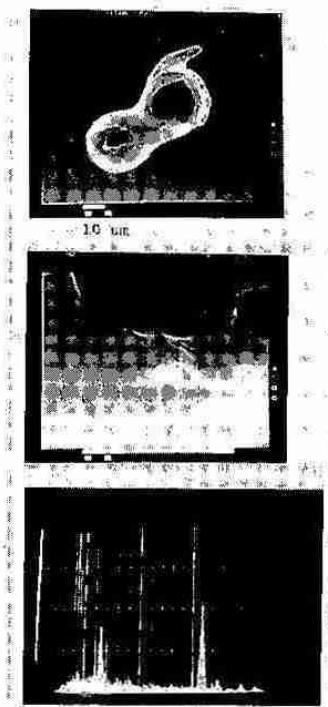
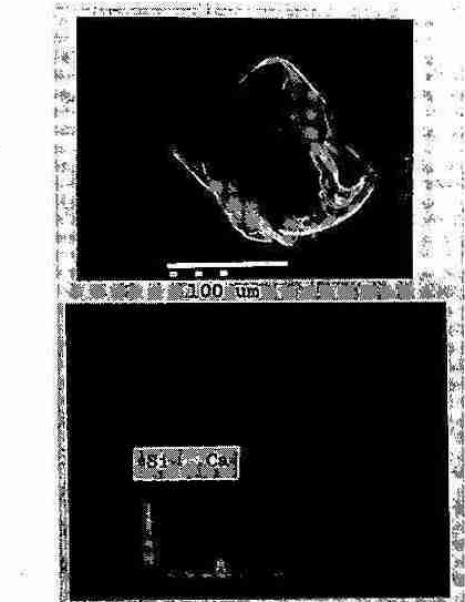
写真 2 は凍結氷粒の一例である。氷粒の大きさは $50 \sim 60 \mu m$ であり、その内部にある個体粒子の大きさは $2.2 \mu m$ であった。EDX 解析では Si, Fe が見い出された。低温型雪結晶の例を写真 3 ・ 4 に示す。写真 3 で見られる雪結晶は X 型をしており、その中心部分には三種類の個体粒子が見い出された。それぞれに共通しているのは Si である。又写真一番下の粒子中には Na, Mg, Ca といった海塩起源と思われるものもある。典型的な低温型雪結晶 "Sea-gull" 型の結晶は写真 4 である。その中央部分にある個体粒子は S と Ca から成っている。

以上の解析を表にしたのが表 1 である。

(表 1)

	Size range (μm)	Mean diameter (μm)	Elements
Dendrite & Column	1.7-11.5	4.4	Al, Si, K, Ca
Graupel	1.3-8.3	3.5	Na, Mg, Si, K, Ca, Fe
Sea-Gull	0.8-6.9	2.9	Na, Mg, Al, Si, S, K, Ca

雪結晶に含まれる個体粒子の平均の大きさは $2.9 \sim 4.4 \mu m$ であるが、これは SEM, EDX の解析の精度に依存するので、より多くの試料について検討しなければならないであろう。粒子中に含まれる元素については普通にみられる雪結晶 (樹枝、角柱等) では土壤粒子に含まれる Si を主成分としている。一方アラレ及び低温型雪結晶中の個体粒子では海塩起源の粒子と土壤粒子が混在している場合がある。



2 孤立したエコーにみられる地形の効果について

北大・理 高橋暢宏・上田 博・菊地勝弘

<はじめに> 梅雨期に、九州地方などで頻繁に発生する集中豪雨をもたらす大きな要因として、積乱雲の集合体であるクラウドクラスターの存在が考えられる。しかし、それとともに山岳地帯の多い日本では、地形の効果も考慮しなければならない要素である。

そこで、地形が、クラウドクラスターを形成するような個々の対流雲に、どの様な影響を与えるかを見るために、1988年7月に長崎県西海町で行なった北大理学部ドップラーレーダーを用いた観測から得られたデータを使って解析を行なった。

今回は、クラウドクラスターを構成する対流雲ではなく、地形の効果が見やすい孤立した2つのそれぞれ違った経路をたどった対流性エコーを対象とした。それらは、ほぼ同じ成層状態の時に海上で発生し、一方は起伏の富んだ地形の地域を通過し、もう一方は比較的平坦な地域を通過した。

<解析方法> 解析の主眼はエコーの発達に対して、エコーが上陸することや山岳域にぶつかることが、どの様に影響するかに置いた。そこで、それぞれのエコーのエコー頂の変化とRHIのドップラーレート速度から求めた内部気流系に注目して解析を行い、また、気象研究所のドップラーレーダーとの2台のドップラーレーダー(デュアル)による水平風の解析も行なった。

図1に九州北西部、長崎県付近の地図を示す。地形を200m毎の等高線で示している。北大理学部レーダー(図ではKOKUZO-SAN RADAR)は標高305mの虚空蔵山頂に設置され、実線の円でその60kmレンジを示している。また図中MRI RADARと示したのは同時期に観測をしていた気象研究所のレーダーの位置で、破線の円でその60kmのレンジを示している。両者のレンジの重なる部分で、デュアルの解析を行なった。図中の2本の折れ線が、今回対象にした降水エコーのたどった経路を示しており、両者とも海上で発生したが、7月14日のケースは上陸後比較的平坦なところを進んだのに対して7月15日のケースでは西彼杵半島の山岳域や多良岳付近を通過した。

<結果> 図2に14日と15日の09時の地上天気図を示す。両日とも梅雨前線は、朝鮮半島から中国地方にかかるており、九州地方は太平洋高気圧の縁に位置していた。そして、それぞれのエコーの発生時刻に近い時刻の福江におけるサウンディングでも、両日ともほぼ同じような成層状態であり、同程度にエコーの発達が期待できた。

図3、図4にそれぞれ7月14日、15日に観測された2km高度のエコーの約15分ごとの移り変わりを示した。センターは、18dBZから6dBZ毎であり、右側に示した数字は18dBZ, 27dBZ(括弧内)を閾値としたエコー頂である。エコー頂の時間変化に注目すると径路上に大きな起伏のない図3では、ほぼコンスタントなエコー頂の増加がみられた。これを地形の効果を受けずに発達したものと考えた。次に図4のエコーを見ると、エコーは上陸時に急激に発達(10:31~10:47 JST)し、その後は逆に、しばらくエコー頂の増加が止まったが、多良岳にぶつかるとき(11:17~11:31 JST)に再び急激な発達がみられた。このケース(図4)のように径路上に山や丘陵等の大きな起伏がある場合に、エコーは、図3に見られる様な地形の影響を受けずに発達する大きさを差し引いても、山岳域に対応して急激な発達を示すことが分かった。

また、図5にRHIのドップラーレート速度から2次元性を仮定して、図4のエコーの上陸前と上陸後でのエコーの進行方向に相対的な内部気流系を求め、それに反射強度のセンターを重ねて示した。図5の上段が上陸前、下段が上陸して急激に発達した後にエコー頂の増加が止まっていたときのものである。上陸後のエコーでは反射強度の強い領域に対応して大きな下降流の存在があり、この事はエコー頂の増加を抑えていたと考えられる。図には示さないが、図3のエコーは上陸後も反射強度の強い領域では上昇気流が支配していた。

このような山岳の直接的な効果として考えられるのは、山が気流をせき止めることにより、強制的に上昇流を引き起こすことである。そこで、7月15日のエコーが多良岳に達したときの水平風の場を気象研究所のドップラーレーダーのデータを使ってデュアルの解析を行って求めた。その結果、1kmの高度で多良岳付近では、山を回り込むようなセンスと山頂付近での収束がやや見られた。また、

2km, 3km の高度では山の影響による気流の変化は、明確には見られなかった。

くまとめ> 梅雨期の九州西岸で、ほぼ同じ状況で発生した、2つの孤立したエコーの比較から、山岳域を通過したエコーは、そこに対応して急激に発達し、そのライフサイクルを早めることが分かった。そして、エコーが山岳域で急激な発達した後には、下降流が現われた。

この急激な発達の、直接的な原因としては、山が気流をせき止める効果が考えられる。そこで、デュアルの解析を行った結果、高度 1km の下層でややそのような傾向が見られたが、2, 3km の高度では明確には現われなかった。

今後、解析例を増やすことにより、地形の効果がエコーに与える影響を、より明確にすることと、定量的な見積りをする事が必要である。

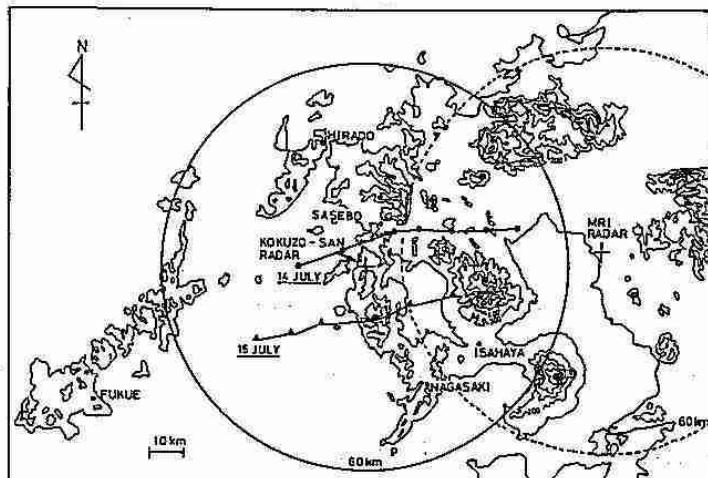


図 1

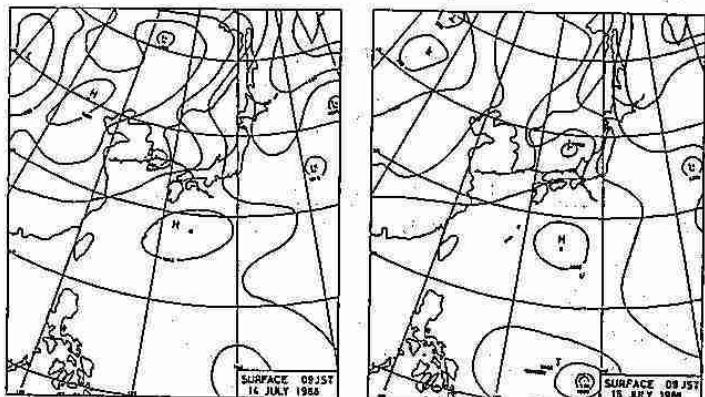


図 2

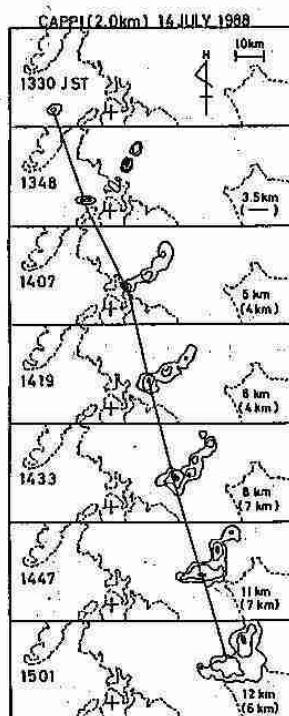


図 3

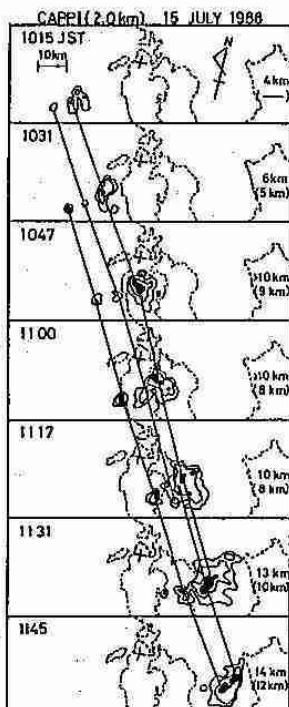


図 4

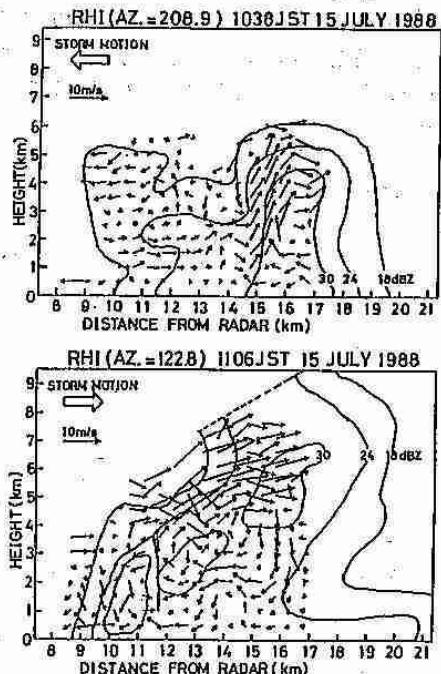


図 5

3 気圧場からみた寿都の風

札幌管区気象台 豊田威信

1. はじめに

寿都地方のだし風の実体を把握する目的で1989年5月12日～8月10日にかけて、だし風の吹走経路にあたる7地点にアネロイド自記気圧計(週巻)を設置して観測を行い解析を行った。その結果をもとにだし風の要因の推測を試みる。今報告は、1989年秋期大会の発表の続きである。

調査の実施にあたっては寿都測候所、根室測候所、管区予報課の協力を得た。

2. これまでの解析で明らかになった点

前回の報告で次の特徴が明らかになった。

- (1)寿都～黒松内間の気圧差は1.0～1.5mbに達し、だし風の間ほぼ一定に保たれること。
- (2)寿都～黒松内間の気圧傾度に比べて黒松内～長万部間の気圧傾度は緩やかになっていること。

- (3)各地の寿都との気圧差の変動は寿都の風速の変動とよく対応すること。

これらの結果をもとにだし風の要因を考察し、あわせて寿都地方に見られる海陸風に付随して現れる気圧変動についても紹介する。

3. だし風の要因についての考察

だし風が吹く要因として次の3つが考えられる。

- (a)地形による收れん効果
- (b)山谷風の収束の効果
- (c)やまのおろし風の効果

まず、(a)について、そもそも地形によって收れんされたとすると、どのような気圧差分布になるかを考察するために図1のような台形型モデルを設定する。ベルヌーイの定理と質量保存の法則が成立するもとではどのような気圧差分布になるのであるか。

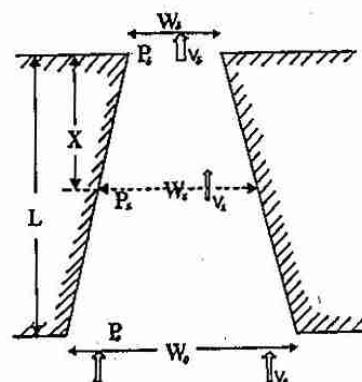
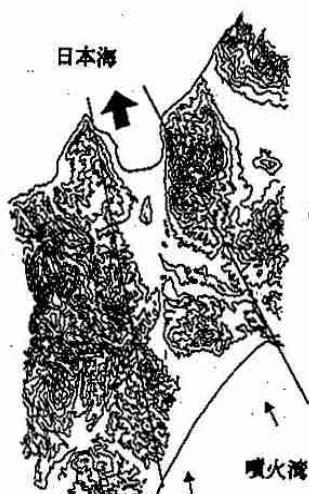


図1 台形型モデル

ベルヌーイの定理

$$\frac{P_x}{\rho} + \frac{V_x^2}{2} = P_s / \rho + \frac{V_s^2}{2}$$

$$\therefore \Delta P \equiv P_x - P_s = \rho / 2 \cdot (V_s^2 - V_x^2)$$

これらの式が成立すれば

$$\Delta P = \frac{\rho}{2} V_s^2 \left(1 - \frac{1}{(\frac{X}{L}(\alpha-1)+1)^2} \right)$$

となる。(α = W0/Ws: 入口と出口の幅の比)

$$Y = 1 - \frac{1}{(\frac{X}{L}(\alpha-1)+1)^2}$$

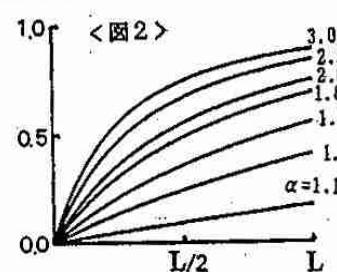
のグラフは図2のようになる。

このグラフはV_s(寿都の風速)がほぼ一定に保たれるだし風時においては、△Pの傾度が0～L/2(寿都～黒松内間)で大きく、L/2～L(黒松内～長万部間)で緩やかになることを示しており、この事実は2-(2)の解析結果(図3参照)をよく説明している。

質量保存の法則

$$V_x \cdot W_x = V_s \cdot W_s$$

ここでW_x = X/L · (W₀ - W_s) + W_s



また、 $\Delta P \propto V_s^2$ となるため、 ΔP は V_s （寿都の風速）の変動に応じて敏感に変動することになるが、これは2-(3)の解析結果を説明している（図4）。

ΔP のオーダーについては $V_s = 15\text{m/s}$ を(*)式に代入すれば $X = L/2$ （黒松内）で、 $\Delta P \sim \frac{1}{2}X15X15X0.7 \approx 80\text{Pa} = 0.8(\text{mb})$ となり、2-(1)の解析結果とよくあつてている。実際には摩擦の効果も入るために0.8mbよりも高い値が観測されるのであろう。

次に(b)について。
もし山谷風の効果が効いているならば、だし風期間中、気圧差の変動ないしは寿都の風速の変動に多少なりとも日周期の変動が見られるはずである。すなわち、だし風期間中の自己相関係数はタイムラグ1日のところにピークが現れるはずである。しかし実際にはその兆しは見られない（図5参照）。従って(i)の効果は薄いと考えてよいだろう。

(c)について。もしこの効果があれば、山の風下側で風速が最大となるであろう。実際の移動観測の結果では、小高い部分の風下側で確かにやや風速が強まっている傾向はあるものの、それだけでは寿都湾での10m/sを超える風速を説明していない（前回の発表要旨の図5参照）のは明かである。

以上により、寿都のだし風は從来唱えられてきたように、主として地形による収れん効果によるものと考えて良いことが分かった。

4. 海陸風について

総観場の気圧傾度が緩やかで日照がある時には寿都地方でも海陸風が卓越する。図6は8月1～4日の例であり、昼間は北風が、夜間は南風が卓越し、明らかに海陸風となっている。この時、海陸風を起こす基とも言える寿都と黒松内の気温差は明瞭な日変化を示しており、その振幅は5°Cに達する。それに対応して寿都と白井川の気圧差も振幅約1mbの明瞭な日周期の変動をしていることに注目してほしい。海陸風を気圧場から捉えることに成功した一つの例である。これから計算した海陸風の層厚は過去の計算結果とほぼ一致している。

図3 気圧差断面図

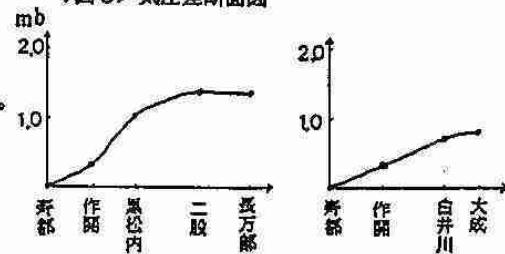


図4 黒松内と寿都の気圧差

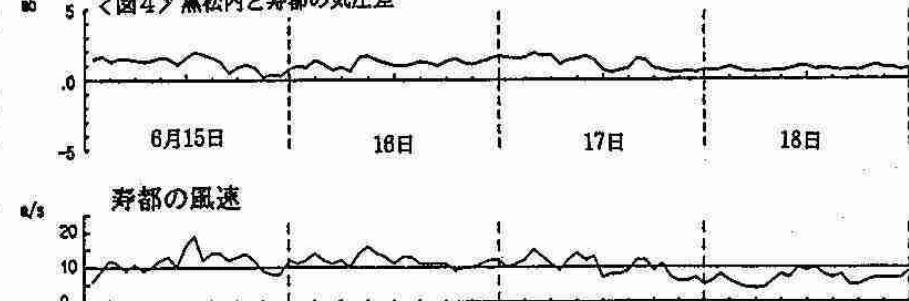


図5 だし風時の自己相関係数

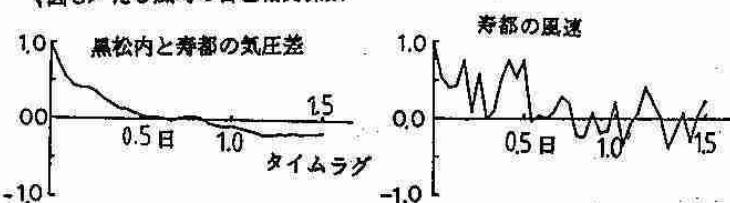
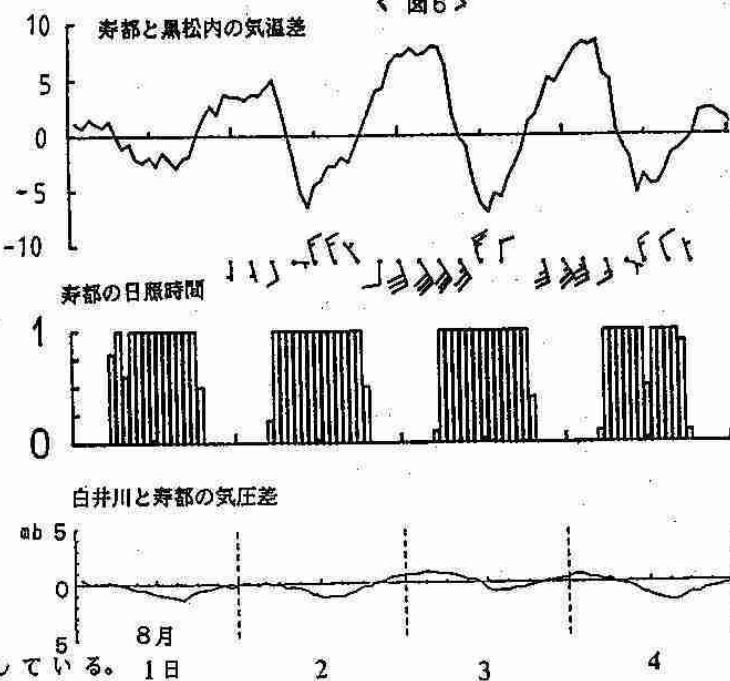


図6



4 ハローの発生機構の実験的研究

北大低温研 古川義純

1.はじめに

地球大気中には、気体成分のほかに様々な粒子状物質が浮遊している。これらの粒子の特性に応じて、太陽光は回折干渉にもとづく散乱現象や、屈折反射による幾何光学現象の作用を受け、様々な光学現象を起こす。本講演では特に高層の雲の構成粒子である氷結晶(水晶)と太陽光との相互作用により生じる光学現象(すなわちハロー現象)に注目して、その発生機構と現在の研究の動向について述べる。

ハローとは、太陽または月の周囲を同心円状に光の輪が現れる光学現象で多面体水晶から成る雲(絹雲、絹積雲など)で全天が覆われ、雲が太陽を完全に覆い隠すほどには濃くない時に観察される。極地では、地表付近に発生したダイヤモンドダストに高度の低い太陽光が入射した時などにしばしば観察される^{1,2)}。

水晶の形は底面と柱面で取り囲まれた六角柱または六角板状の多面体である。また、水晶の粒径は、数μmから100μm程度の範囲にあり、これ以上の大さになると落下して雪の結晶となる。水晶の粒径分布範囲は、光との相互作用を考える場合、回折干渉による散乱が卓越する領域(光の波長に近い領域)から、反射屈折による幾何光学の範囲への境界領域にあたる。従って、両方の効果が重畠した形で光学現象が生じると考えられ、光の散乱現象の物理、また気象学上の諸問題の観点から重要であると考えられる。

2. 水晶の幾何光学的効果²⁾

初めに、水晶による幾何光学的な効果について述べる。屈折率nの透明物質でできた頂角αの三角プリズムによる光の屈折を考えよう(Fig. 1a)。Fig. 1bでプリズムの柱面は紙面に垂直でP点における垂直ベクトルPで交差している。Pに垂直な面内(紙面内)で面PAに入射角θで入射する光Iは、屈折によりI'は異なる方向R'に出射する。I'の偏向角Dは

$$D = \theta - \alpha + \sin^{-1} [n \sin(\alpha - \sin^{-1}(\frac{\sin \theta}{n}))] \quad (1)$$

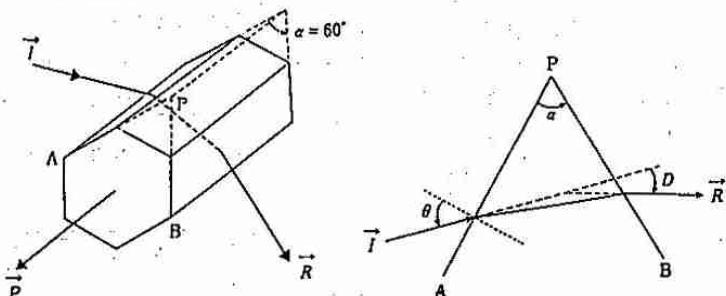


Fig.1a 六角柱水晶による光の偏折。Fig.1b プリズムの柱面PA, PBは紙面に垂直。

で与えられる。θに対するDの変化を図示したのがFig. 2であるが、θの変化に対しDはD_{min}を中心にゆるやかに変化することがわかる。すなわち、I'を固定し、プリズムをPを軸として回転することで入射角θを変化させた場合、プリズムからの出射光R'はI'からD_{min}だけ偏向した付近に束ね合わされることを意味している。θ < θ_Lの時は、プリズムに入射した光は、プリズム外へ出射することができない。D_{min}は、

$$D_{\min} = 2 \sin^{-1}(n \sin \frac{\alpha}{2}) - \alpha \quad (2)$$

となる。

多面体水晶の結晶面の組合せによるプリズムの作用で太陽光が屈折されると、上に述べた効果が生じる。大気中の水晶の方位が完全にランダムに分布していればD_{min}を視半径として太陽(月)の周りに円形の光帯が現れることになる。例えば、柱面と柱面とで構成されるプリズム(Fig. 1a)について考えると、このプリズムは頂角60°で、水I'の屈折率は1.308(温度-40°C、光の波長650nm)であるので、D_{min}は21.7°になる。従って、水晶の柱面どうしで作られるプリズムにより生ずるハローの視半径は約22°(22°ハロー)であり、ハローの内(太陽に近い側)の境界は明確であるが外側の境界は拡散して明確ではない。ごく一般的に観察され、“日がさ”または“月のかさ”とも呼ばれるハローがこの22°ハローに対応する。

この様にして、水晶を構成している結晶面のさまざまな組合せによるプリズム効果に加え、結晶面による反射の効果、水晶の大気中での落下姿勢、結晶の形なども考慮して、計算機シミュレーションによるRay tracing⁴⁾が1980年代に入って行なわれる様になり、実際に自然界で観察されたハローパターンを再現することに成功している。

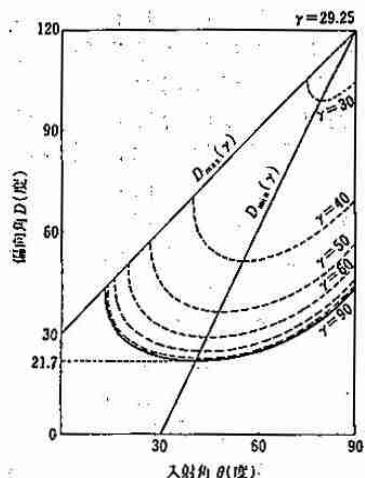


Fig.2 柱面と柱面で作られる頂角60°のプリズムによるDとθの関係。D_{min} = 21.7° ($\gamma = 90^\circ$)。

* 本稿は第45回物理学会年会(1990年)結晶成長シンポジウム「メソスコピッククラスターを見る」の講演
予稿の再録である。

3. 氷晶による散乱効果

氷晶のサイズが小さくなくなると前章で述べた幾何光学的効果に加え回折干渉による散乱効果が考慮されなければならない。

Fraser⁵⁾は、氷晶を光が通過する際、氷晶のスリット効果によるFraunhofer回折と、結晶の落下姿勢に対するブラウン運動の効果を考慮して、幾何光学によるハロー現象の説明の妥当性を検討した。すなわち、Fraunhofer回折による散乱効果が無視でき、幾何光学で示されたハローパターンが有効である結晶サイズは約40 μm以上でなければならないことを示した。一方、ブラウン運動により氷晶の方位がランダムに分布するには粒径は10~20 μm以下でなければならないことを示す。それ以上の粒径では空気力学的効果で氷晶の向きがある一定方向にそろうことを明らかにした。このことは、幾何光学で予想されたハローパターンが有効である氷晶サイズでは氷晶は決してランダムな方位には分布できないことを意味し、幾何光学による説明とは矛盾する。実際の大気中では、太陽高度の影響や乱流による効果もあるため問題は複雑だが、このことは氷晶による散乱効果がハロー現象を理解するために重要であることを示している。

その後、この様な回折効果も考慮して、氷晶による光散乱の理論的考察・計算機シミュレーションが行なわれ^{6~8)}、散乱光の強度分布や偏光度分布などの考察が行なわれている。しかし、これらは現在のところ最も簡単な六角柱氷晶からの散乱を解析するにとどまっており、氷晶の形状効果・サイズ分布特性などと実際のハロー現象との対応は十分にとれているとは言えない。

4. 人工氷晶雲による光散乱実験

回折干渉による散乱の効果も含めた理論的考察の進歩とともに、人工的に作った氷晶雲または氷晶からの光散乱実験の試みも行なわれている。この様な実験では、光の散乱強度分布や偏光度分布などに加えて氷晶の形状、サイズ分布などの情報を得ることができるのが最大の利点である。

森田⁹⁾は、ドーム状の雲箱の中で氷晶雲を生じさせ、これによる光散乱強度散乱角方位分布を測定した。その結果、粒径10 μmの氷晶では、幾何光学的散乱とMie散乱とが重畠した分布を示すことを明らかにした。また、Pluchino¹⁰⁾は、電場により氷晶を空中に浮遊させて、これによる散乱強度分布を測定した。その結果、森田と同様な結果を得るとともに、六角柱氷晶よりも複雑な形状をもつ骸晶や樹枝状結晶からもハロー現象が生じる可能性のあることを示した。

しかしながら、この様な実験で得られた結果は、理論と十分な対応がとれているわけではなく、ハローの生成機構や強度分布等に明確な解答を与えるまでには至っていないのが現状である。

以上のように、実際に観察されるハローのパターン、散乱強度分布等は、雲を構成する氷晶の形態、サイズ分布、内部構造、空間分布濃度、落下姿勢さらに太陽高度等により極めて敏感に変化することが明らかである。しかし、従来の理論、実験では、これらの要素が具体的にどの様に関連しているのかほとんど解明されていないのが現状である。この点を明らかにするためには、人工氷晶雲を利用した、より詳細でシステムティックな実験的研究により、氷晶雲の光学的特性と氷晶の性質とを同時測定することによりハローの発生条件を明らかにする必要がある。Furukawa and Hallett¹¹⁾は、最近この様な目的をもって人工氷晶雲によるハロー現象の発生に関する実験を開始している。講演ではこの実験についても簡単に述べる。

5. ハロー研究の応用

最後にハローの研究がどの様な方面に応用されるかについて簡単に述べる。

- ④ 氷晶雲のリモートセンシング：氷晶で構成された雲によるハロー現象や光学的性質を観測することにより氷晶雲を構成する氷晶の形態、サイズ分布、空間分布濃度、落下姿勢等の情報を得ることができる。これは気象学的に極めて基礎的で重要な情報を与えるものである。
- ⑤ 水I_oの氷晶の検出¹²⁾：水I_oでできた氷晶が大気中に存在すれば、それに応じた特殊なハローが観察される。これは、多結晶の雪結晶の生成機構¹³⁾と関連する。
- ⑥ 惑星気象学への応用¹⁴⁾：惑星大気中に氷結晶またはCO₂、メタンなどの物質の結晶が生成されるとそれに応じたハロー現象の観察が予想されるため、それらの指標として応用される可能性がある。

文 献

- 1) W. Tape: J. Opt. Soc. Am., 69, 1122(1979).
- 2) R. Greenler: "Rainbows, Halos and Glories" Cambridge Univ. Press, 1980.
- 3) F. Pattloch and E. Tränkle: J. Opt. Soc. Am. A, 1, 520(1984).
- 4) E. Tränkle and R. Greenler: J. Opt. Soc. Am. A, 4, 591(1987).
- 5) A. B. Fraser: J. Opt. Soc. Am., 69, 1112(1979).
- 6) Q. Cai and K. N. Liou: Appl. Opt. 21, 3569(1982).
- 7) Y. Takano and S. Asano: J. Meteorolo. Soc. Japan 61, 289(1983).
- 8) Y. Takano and K. Jayaweera: Appl. Opt. 24, 3254 (1985).
- 9) 森田恭弘: 天気 20, 13(1973).
- 10) A. Pluchino: J. Opt. Soc. Am. A, 4, 614(1987).
- 11) Y. Furukawa and J. Hallett: to be published
- 12) E. Whalley: Science, 211, 389(1981).
- 13) Y. Furukawa: J. Meteorolo. Soc. Jpn., 60, 535.
- 14) E. Whalley and G. E. McLaurin: J. Opt. Soc. Am. A, 1, 1166(1984).

5 層積雲の雲頂構造 －W C R P 航空機観測－

北大・理 青山 隆・菊地勝弘・谷口 恭

1.はじめに

1989年1月24日W C R Pの一環として「雲と放射」航空機観測の予備観測が名古屋空港を基地として若狭湾上空で行なわれた。その際、北大グループは航空機直下の雲頂の連続ステレオ写真の撮影、東北大学による放射の測定、名古屋大学による雲水量の測定などが行なわれた。今回は連続ステレオ写真を用いて層積雲の雲頂構造、特にその形状を調べ、またその放射特性についても検討をする。

2.観測方法

航空機下部に35mmモータードライブカメラ(28mmレンズ装着)を下向きに取付け、図1のように層積雲雲頂を一定高度、一定速度で直線飛行し一定時間間隔で写真を撮影していく。ただし連続する2枚の写真的撮影範囲の重なる領域が写真の70%ほどになるように時間間隔を設定する。今回は2.1秒に設定した。ちなみに28mm広角レンズを使用すると航空機の進行方向の画角は46度、それに直交する方向では64度である。

放射のデータは東北大学によって航空機の上面と下面に取り付けられた水平面放射計によって得られたものを使用した。

3.解析と結果

連続した一組の雲写真の中から対応点を見つけそれぞれの写真の中心を原点としてその対応点の座標を測定する。写真を引き伸ばした倍率や、ベースラインの長さ(飛行速度×撮影時間間隔)などを用いて三角測量的に対応点のカメラからの船直距離、水平距離が算出される。その船直距離を飛行高度から差し引けばその点の海拔高度が求められる。一組の写真からは100点くらいの対応点を求めることがある。このような作業を数多くの写真について行なうことにより雲頂高度の面的な分布を得ることができる。ただしこのような対応点はランダムに散らばっていて扱いづらいので10m×10mの格子を組んで単純な比例配分によって格子上の値とした。

図2の階調表示してあるものが雲頂高度の水平分布である。この図は縦をx軸(単位m)にとり、横にy軸(単位km)をとって幅800m、長さ12kmにわたるものを2段に分けて表示してあり飛行機の直下をx=0とする。高度のスケールは2100mから2400mまで示されている。一見すると輝度分布のように見えるがあくまでも高度分布を示したものである。図を見ると飛行経路方向に1kmから2kmあたりに高度がもっとも高く、上に凸な部分が見られる。7.5kmから8kmあたりには最も低く下に凸な部分が見られる。また9kmを過ぎたあたりから特定の走向をもって配列しているように見える。12kmの範囲内を見ても最大300m近い高度差があることがわかる。図3は図2のx=0(m), x=-300(m), x=300(m)の線上での雲頂高度の断面図で、縦軸に雲頂高度、横軸に飛行経路方向の距離をとっている。ただし縦軸は横軸に比べて10倍に拡大されている。図を見て気がつくことはある特定のスケールの凹凸が比較的周期的に現われていることである。その卓越した周期を調べるためにそれぞれの断面図における飛行経路方向の自己相関係数を求めその平均をとってみたのが図4で縦軸に相関係数、横軸に距離をとっている。この図はx=-300(m), -200(m), -100(m), 0(m), 100(m), 200(m), 300(m)の7つの断面図についてそれぞれ自己相関係数を求めそれらを平均したものである。値が正のものに注目すると1km, 2.7km, 4kmにピークがある。つまり飛行経路方向にはこの3つのスケールの凹凸が比較的卓越していることがわかる。

図2中の雲頂高度分布の上のグラフは東北大学によって測定された太陽放射の全波長に対する反射率を示したものであり縦軸に反射率、横軸に距離をとっている。下の高度分布と比べてみると高度が高く上に凸な部分ほど反射率が大きく、低くて下に凸な部分ほど小さくなっている。このことは雲頂高度の水平分布と反射率の間には密接な関係があることを示している。

4.まとめ

航空機より直下の雲頂の写真を連続的に撮影していくことによって雲頂高度の面的な分布を得ることができた。層積雲の雲頂は300m近い高度差をもち、飛行経路方向には1km, 2.7km, 4kmというスケールが卓越していることがわかった。高度分布と反射率の間には密接な関係があることもわかったが、より定量的な議論をするためには雲頂高度分布に関するどのようなパラメーターを導入すればよいか今後検討していく必要がある。

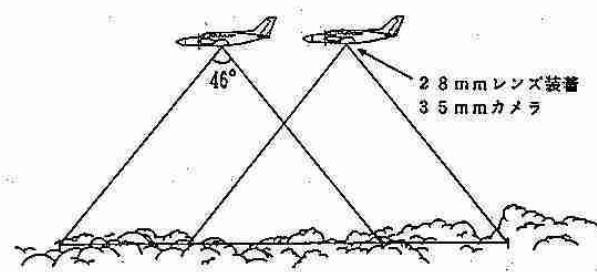


図 1

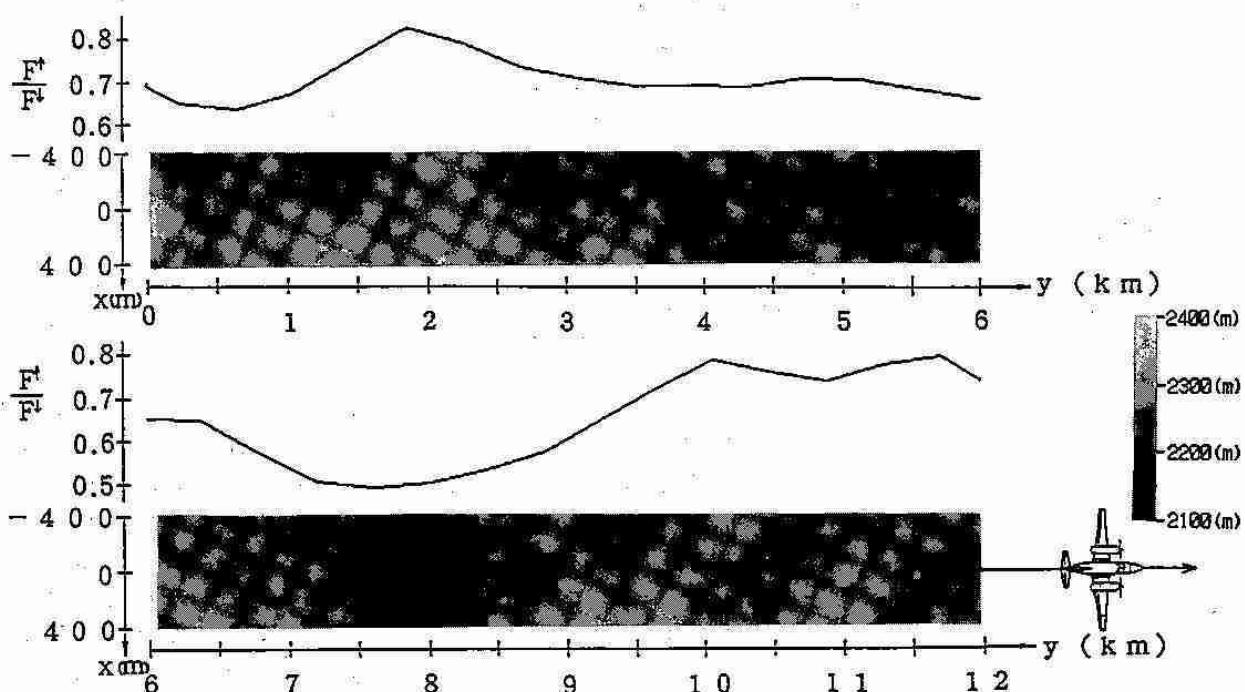


図 2

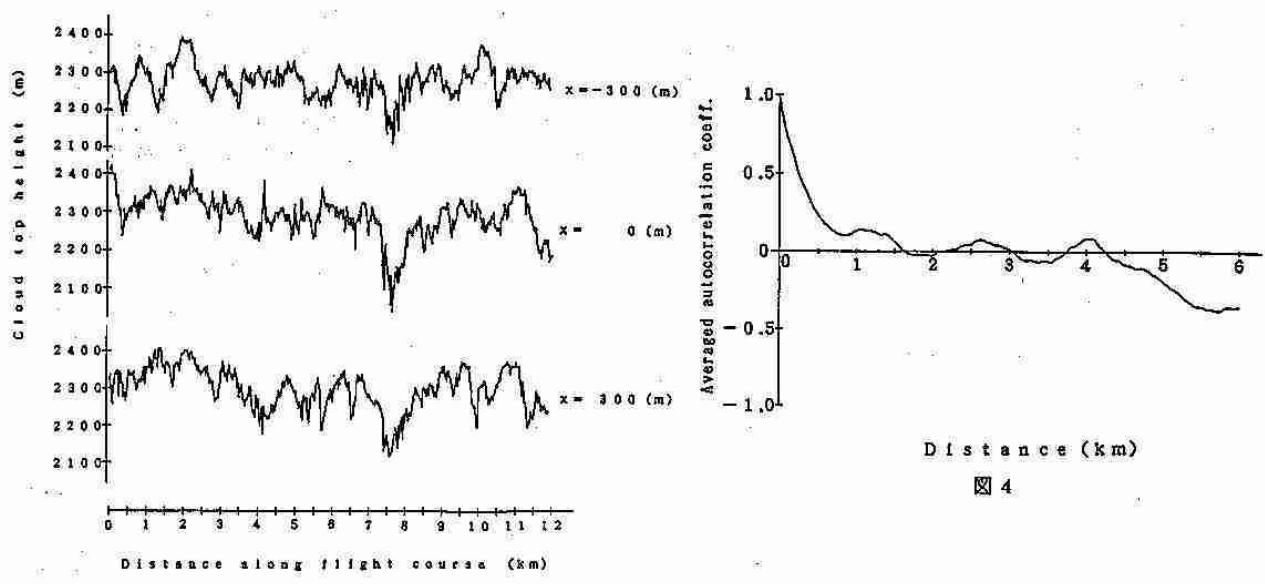


図 3

図 4

6 1990年3月の高温について

札幌管区気象台予報課 石 原 洋

1. はじめに

1990年3月の北海道の月平均気温は1.5度で、平年偏差は+2.8度だった。これは1989年3月と並んで、3月の歴代1位の高温である（統計開始年は1892年）。

本研究では、この高温の原因を500mb高度偏差のパターン解析を中心に探し、さらに成層圏の循環をからめた考察もおこなった。

2. 1990年3月の月平均500mb高度及び偏差

冬期（北海道の3月を含む）の日本に寒気が入りづらいパターンとして、以下の様なことが一般に言われている。

平年における冬の極渦は2つに分裂し、主極渦はカナダ北方、副渦はシベリア北東方に位置するが、

- ・主極渦が平年の位置にあると、シベリア高気圧もほぼ平年並の強さ。

- ・主極渦がタイミル半島付近に位置すると、シベリア高気圧は弱い。

- ・主極渦がオホーツク海北部に南下するまでは暖冬が続くが、さらに南下すると寒冬に変わる。

冬期の極東域は気圧の谷となるが、タイミル半島もアラスカも谷の場合は、極東の谷が相対的に浅まるため、極東域に高指数循環が形成され、日本は暖冬、少雪の天候になりやすい。さらにグリーンランドも谷の場合が3波数の暖冬型パターンで持続性が大きい。

まず1990年3月と気温偏差が同じだった1989年3月の場合（図1）を考える。カナダのバフィン島付近の寒気の蓄積が大きく、東半球にはほとんど寒気の放出がないことがわかる。正偏差の中心が北緯60度、東経70度と北緯55度、東経160度付近にあり、日本は後者の正偏差の張り出しの中にあって、日本付近は西谷になっている。主極渦の中心はカナダ方面にあったが、タイミル半島とアラスカ付近は気圧の谷で、極東の谷が浅まり、しかも日本から見て西谷であるため、日本には寒気が入りづらかったと思われる。上記の条件をよく満足していると言えよう。

次に1990年（図2）を見てみると、北半球の流れは波数3のパターンが車越しており、気圧の谷はグリーンランド、ウラル山脈、カムチャッカ半島方面に伸び、日本付近は東谷になっている。北緯55度、東経120度付近に正偏差の中心があり、日本はこの張り出しの中に入っている。極付近の寒気の蓄積が大きく、低緯度側への寒気の放出が少ないことがわかる。タイミル半島の谷もアラスカの谷も1989年より浅い（アラスカはむしろ気圧の峰になっている）。日本の東海上で気圧の谷が深まっており、1989年より寒気が入りやすいパターンになっている。ところが1990年3月の850mbの気温偏差を見ると（図3）、シベリア大陸上空は平年よりかなり気温が高く、このため冬型の気圧配置になりづらく、なったとしても日本には強い寒気が入ってこなかったと考えられる。

また日本付近の地上の気圧偏差を見ると、1989年3月は「西低東高」で明らかに冬型が弱まったパターンであるのに対し、1990年3月は「西低東低」で、冬型になるためには西、つまりシベリアの地上気圧が高くなる必要があると考えられる。

3. 1990年3月の成層圏（30mb）循環の特徴

1989年は2月に入ってからアリューシャン高気圧が強くなり、下旬に大規模な突然昇温が発生した。その後3月に入って急速に極夜渦の勢力は弱まり、極付近は正偏差となって、しだいに夏型循環に移行していった（図4）。一方1990年は冬期間に大規模な昇温がなく、極夜渦は、その位置が北極付近から大きくはずれることなく、勢力を保ち、北半球の成層圏は3月まで真冬並の循環が維持されていた（図5）。

4. まとめ

1989年と1990年の3月は、成層圏の様相が全然違うにも関わらず、北海道の気温偏差は同じだった。

1989年はユーラシア大陸が高温、北米大陸北部が低温と、北半球の大陸の温度分布に差があったが、1990年はユーラシア大陸、北米大陸ともに高温であった。一般に冬期は陸地より海面の方が温度が高いが、1990年は陸地の温度が高かったことから、陸地と海面の温度差が平年に比べて小さく、このことが大気の流れに何らかの影響を及ぼしたものではないかと思われる。

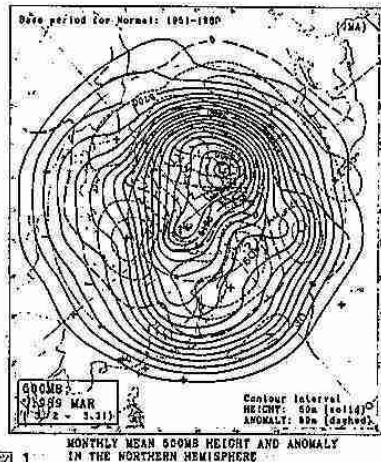


図1 MONTHLY MEAN 500MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

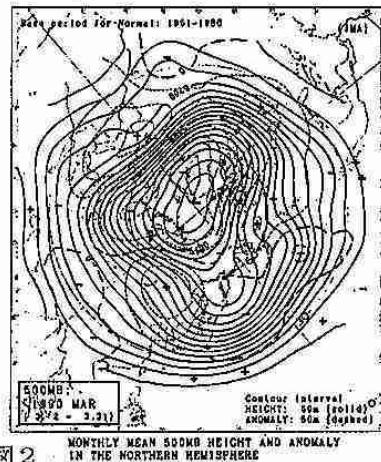


図2 MONTHLY MEAN 500MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

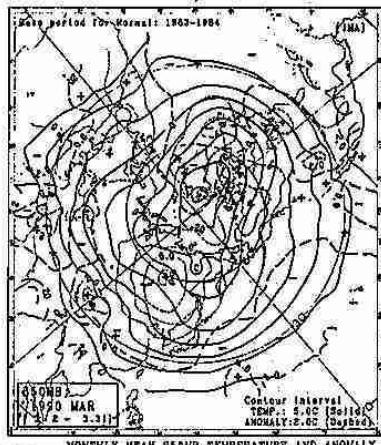


図3 MONTHLY MEAN 850MB TEMPERATURE AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

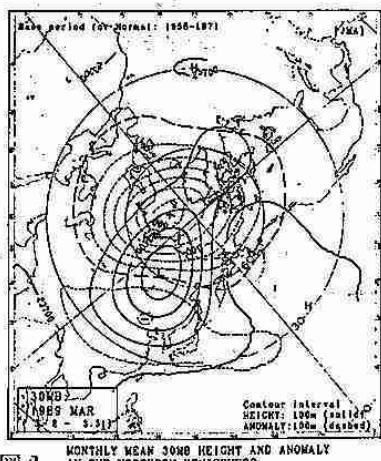


図4 MONTHLY MEAN 30MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

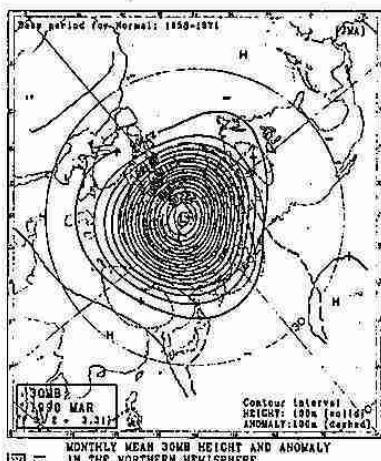


図5 MONTHLY MEAN 30MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

7 北海道羊蹄山周辺のドップラーレーダーによる降雨システムの観測

北大・環境 小泉直子

北大・理 上田 博・菊地勝弘・谷口 恭・岩波 越・城岡竜一

<はじめに> 北海道後志地方の羊蹄山は、標高1893mの典型的な円錐型孤立峰であり、その周囲の気流系や降雨特性は非常に興味深い。大口等(1987)により、周辺の降雨特性については報告されているが、その後、研究室のレーダーがドップラ化されたので、気流系を含めた孤立峰周辺の降雨システムを調べるために、1989年8月下旬から9月上旬にかけて、ドップラーレーダーを用いた集中観測を行った。今回は、台風17号が観測域の東側を北上した8月27日～28日の事例について報告する。

<観測方法> 図1に、観測域と測器の配置図を示す。羊蹄山の南方約23kmの地点(洞爺村成香)にドップラーレーダーを設置した。観測モードは、15分間隔のPPIスキャンと、羊蹄山付近の4～5方位のRHIスキャンを主に用いた。また同時に、羊蹄山周辺に設置した独自の雨量計18台(●,◎)と、風向風速計3台(○)の自記記録も取得した。

<結果> 台風接近時のVAD法による風向風速の鉛直時間断面と、羊蹄山南斜面の標高600m地点での降雨量を図2に示す。台風の接近に伴い下層の風向は変化しているが、高度2km以上ではほぼ南東～南よりの風であり、また高度1～3kmには下層ジェットが存在していた。台風前面の層状エコー域では、羊蹄山の風下にドップラー速度成分と反射強度の特徴的なパターンが持続して見られたので、その時間帯をa, b(図2)として示す。

図3は、aの時間帯の仰角6.0°, 3.0°のPPI(左一反射強度、右一速度成分)である。羊蹄山の風下(北西側)には、仰角6.0°で、速度成分でもエコーの無い2つの翼状の領域(C)があり、その間では特に反射強度が強くなっている。仰角3.0°では、遠ざかる速度成分(負符号で表示)の遅い閉じた領域(D)があり、その後方にはやはり翼状のエコー(E)が認められる。図4はF-F'方向のRHI(上一速度成分、下一反射強度)で、矢印は羊蹄山の位置を示す。(D)はレーダーから約28kmに存在し、その高さは約2km。羊蹄山との位置関係などから考えて、水平的に山を回り込んだ気流と、鉛直面内で考えた場合のRotorとが合ったもの、と思われる。翼状エコー(E)は、斜めに傾いており、その後方には速度成分でもエコーの無い領域(ノーエコー域)が僅かに見えている。

同様のパターンが、bの時間帯にも観測された。図5は、図4と同様に羊蹄山の風下を通るRHIで、斜めに傾いたエコーとノーエコー域というパターンが、約10km離れて2列に見えている。

<考察> 以上のようなパターンの成因に関して、一般的な2次元のLee Waveを考えてみる。図6は、Huppert & Miles(1969)による半円形の障害物を越える気流の図をもとに、縦横比を変え、上昇域をシャドーで、下降域を波線で、風速の弱い部分を一点鎖線で書き入れたものである。また今回のように下層の鉛直シアーが強い場合は、矢印のようにRotorが生じると考えられる。この図で、上昇域にエコー、下降域にノーエコー域が対応すると考えると、観測されたパターンに良く似ている。

風向に沿った鉛直面でLee Waveを見ると、上昇域は水平収束場、下降域は水平発散場となっている。そこで、図5の速度成分から2次元性を仮定した水平収束・発散を計算し、それぞれ上昇・下降として表した(図7)。図5の反射強度と比べてみると、羊蹄山の風下ではエコーと上昇域とが良く一致している。

以上のことから、PPIで見られた翼状のエコーは、羊蹄山によるLee Waveの上昇域に対応していると考えられる。

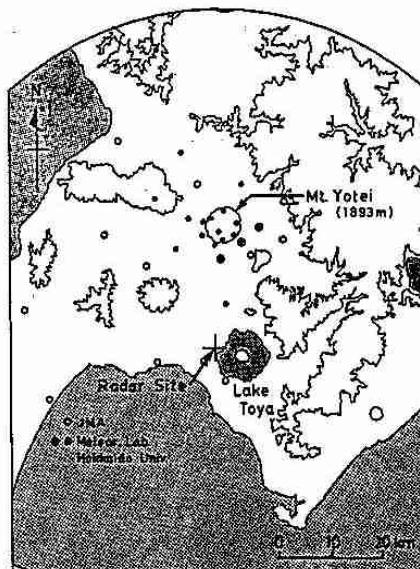
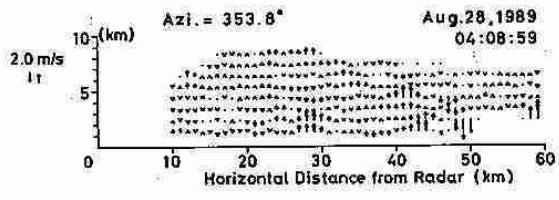
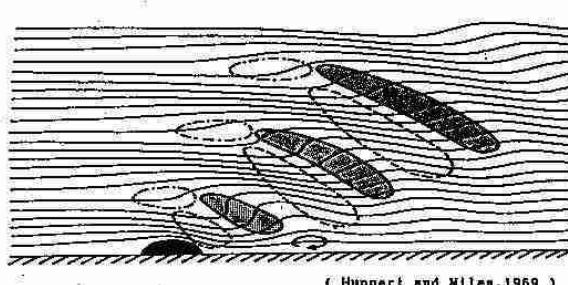
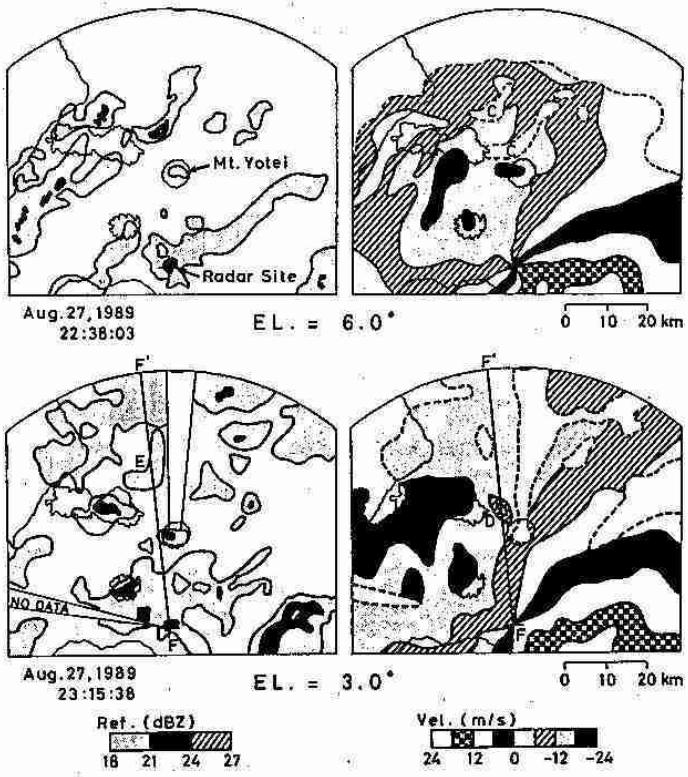
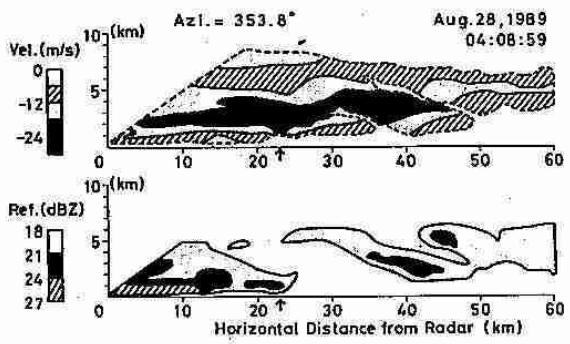
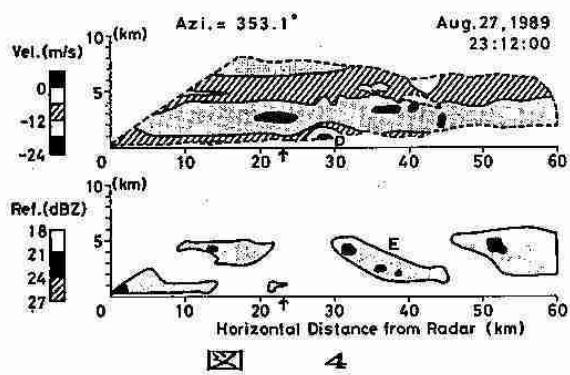
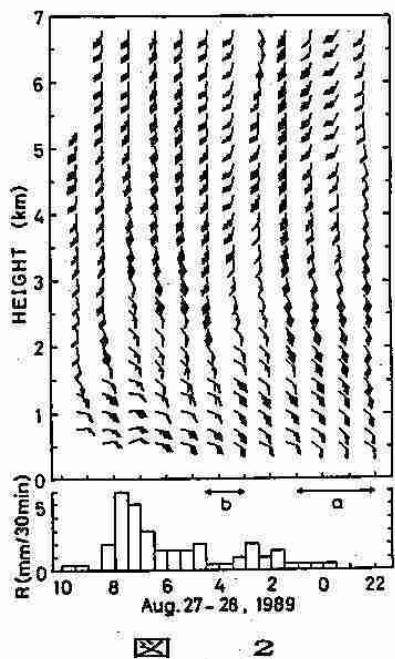


図 1



＜まとめ＞ 台風接近時の層状エコー域において、羊蹄山による Lee Wave が見られ、その上昇域に降雨エコーが対応していた。PPI のエコーから、その風向に沿った波長は約10kmで、水平的には翼状であると考えられる。こうした結果は、山越え気流の理論と一致しているが、詳しい比較をするには、今後さらに大気の安定度、風のシアーなどを検討する必要がある。

8 冬季の孤立峰の周りのエコー特性

(鳥海山を例として)

北大低温研 藤吉康志・坪木和久・佐藤晋介
大井正行・若濱五郎

1. はじめに

これまで、円錐状の山を対象とした、山回りの気流についての室内実験や理論的研究は数多く行われてきた。しかし、現実の大気場内で、かつ降水をもたらす雲がどのような影響を山から受けるのかについてはほとんど知られていない。

そこで我々は、地形による降雪雲の変質過程を明らかにするために、1989年1月から2月にかけて、山形県酒田市でドップラーレーダー観測を行った。本報告では、孤立峰である鳥海山(2230m)周辺に現れたエコーに着目して解析を行なった。

2. 観測結果

図1は、2月3日16時34分から19時12分まで約6分間隔で得たレーダーエコーの3次元データを基にして作った、高度2kmのレーダーエコーの平均水平分布(CAPP1)である。特徴的なことは、鳥海山々頂をはさんで北と南側にバンド状の強エコー域(I)が存在することと、山頂の風下に長円形の孤立したエコー域(II)が存在することである。また(I)のエコー域は、山の風下側で急速にエコー強度が衰えている。これらの特徴は、観測期間中、高頻度で出現し、冬期の季節風下に発生する雪雲が孤立峰の周りで示すかなり一般的なエコー特性である。以下では(I)、(II)の各エコー域について詳しく述べる。

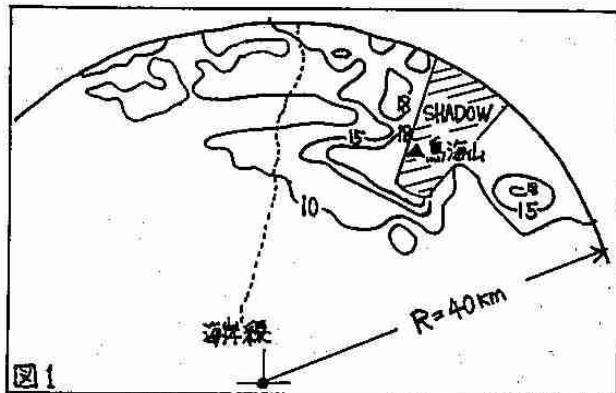


図1

2-1. 山腹に存在する強いバンド状エコー域(I)

図2は、高度1.5kmでの約6分間毎のエコーの動きをプロットしたものである。図から明らかなように、エコーは、海上から鳥海山に近づくにつれて山を回るように移動している。移動方向の変化は山頂よりも山腹側で大きいが、変化を開始する場所(図中白丸で示してある)は、山頂の風上部分で最も沖合いに存在する。エコーの移動速度は、山の風上側よりも風下側の方が速くなっている。雪雲が海上から山に近づくにつれて再び発達を始める位置は図に斜線で示した地点である。この領域は、山の風上側に生ずる風の水平変化が最も大きく、従って風の水平収束が最も大きい領域に対応していると同時に、100mの等高線が海岸線に最も近づいている領域である。

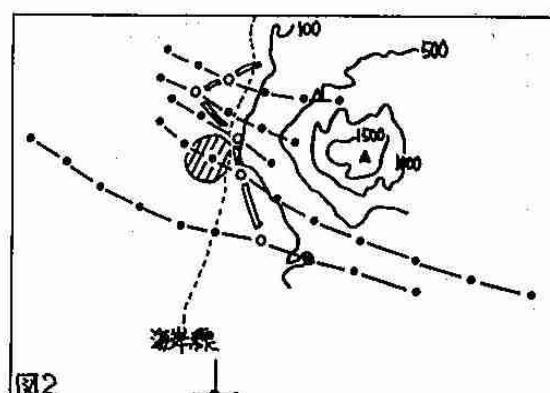


図2

2-2. 山の後方に存在する孤立したエコー域(II)

エコー域(II)のエコートップに近い高度2.5kmの時間平均したCAPPIを見ると、このエコーは、山頂の丁度風下(風向は300°)11km地点に存在している。その形は長軸と短軸の比が約5/3の長円形であるが、面積は高度が下がるにつれて広がり、高度2.5kmでは 27 km^2 、1.5kmでは 200 km^2 であった。このエコーの出現位置はほとんど移動せず、約30分間で発生と消滅を繰り返していた。但し、発生の周期は一定せず、短いもので約20分、長いもので約40分と2倍の差があった。図3は高度1.5km、2km、2.5kmのエコーの時間変化を示したものである。この図から、この領域で発生する雪雲は、先ず1つの対流セルが発達した後、そのすぐ風下に別の対流セルが発達するという、時間的に発達段階が異なる2つの対流セルから構成されていたことが分かる。エコートップの発達速度から見積もられた雲の上昇速度は約1m/s、寿命は、前に発達したセルが約30分、後で発達したセルは約15分であった。

エコー(II)の更に風下にもエコーが存在していたかどうかは、我々のレーダでは、探知距離の問題で不明であった。そこで、本観測期間中、新庄市で観測を行っていた、科学技術庁の防災科学技術研究所のドップラーレーダのデータを見ると、エコー(II)の風下にもうひとつエコー(III)が発生していることが分かった。エコー(II)に比べてエコー(III)の強度は弱い。エコー(II)と(III)の間の距離は約15kmで鳥海山頂とエコー(II)の間の距離に近い。

3. 考察とまとめ

図には示さないが、地上付近のエコー分布を見ると鳥海山の風上側では、レーダ観測点のある酒田市よりも沖合い(少くとも20km以上)からエコーが存在していた。このことから、鳥海山が風上側に存在する降雪雲に及ぼす効果としては、(1)山の風上側沖合いに雪雲が発生しやすい場を形成することと、(2)山腹の直ぐ風上部分に風の水平収束場を生じさせることによって雪雲を発達させることの2点があげられる。

山の後方に発生したエコー(II)の出現周期は必ずしも一定していないが、風下でのエコー(II)と(III)の距離はほとんど変化していない。エコー(II)と(III)の位置がほとんど移動していないということは、雲を作る上昇流の位置が一定であることを意味し、山の風下に波が形成されていたことを示唆している。但し発生周期は20分から40分とかなりの幅を持っている。そのひとつの理由として考えられるのは、風上からやってくる降雪雲の影響である。山の風下波の発生には大気の安定度、風速及びその鉛直シアーが重要であると考えられるため、雪雲が不定期に山に接近することによって、波の発生周期が乱されることとは十分に考えられる。

エコー(I)が山の風下側で急速に消滅したこと、及び移動速度が同じく風下側で速くなつたこと、及び山頂から離れた風下で雲が発生したということは、山頂の直ぐ風下側に強い下降流が存在していたことを示唆している。

本研究は科学技術庁の振興調整費によつた。

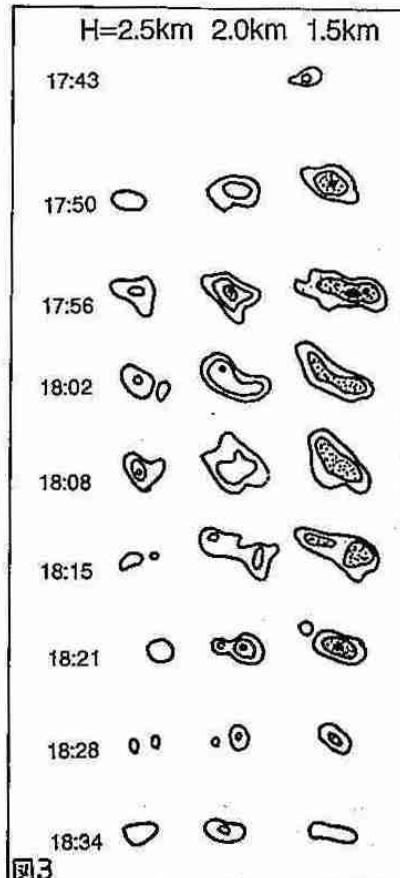


図3

一夏期大学講座内容①一

人間活動に伴う大気環境の変化

北海道大学工学部 太田 幸雄

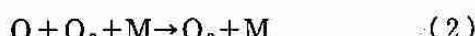
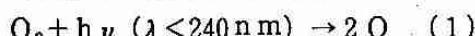
はじめに

近年、工礦業生産量の増大、人口増加による食料の増産、さらには交通量の増加など、世界的規模で人間活動が拡大してきているが、それに伴い地球大気も変質し、その結果地球規模でさまざまな問題が生じてきている。ここでは特に、最近大きな大気環境問題となってきた成層圏オゾン層の破壊、地球温暖化、及び酸性雨問題について解説する。

成層圏オゾン層の破壊

(1) 成層圏オゾン層

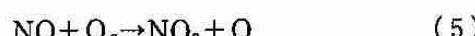
大気中においては、紫外線により酸素分子(O_2)が2個の酸素原子(O)に分解(光解離)され、その酸素原子と酸素分子との反応によりオゾン(O_3)が生成されている。



ここで、 λ は波長、nmは 10^{-9}m である。また、Mは、反応の際に運動エネルギーや運動量の過不足を補い、反応を起こりやすくする役割を果たすもので、反応の第三体と呼ばれ、通常、 N_2 又は O_2 がこれに相当する。生成されたオゾンはまた、以下の反応で消滅する。



さらに、自然大気中には微量のNO、 NO_2 が存在するため、以下の反応によってもオゾンが消滅する。



以上の(1)～(6)の生成・消滅過程の結果、オゾンは、図1-1に示す様に、その90%が成層圏に存在し、残り10%が対流圏に存在しており、特に20～30kmの高さに多量に存在している。このオゾン分布の極大層を成層圏オゾン層と呼ぶ。

オゾンは図1-2に示すように波長300nm以

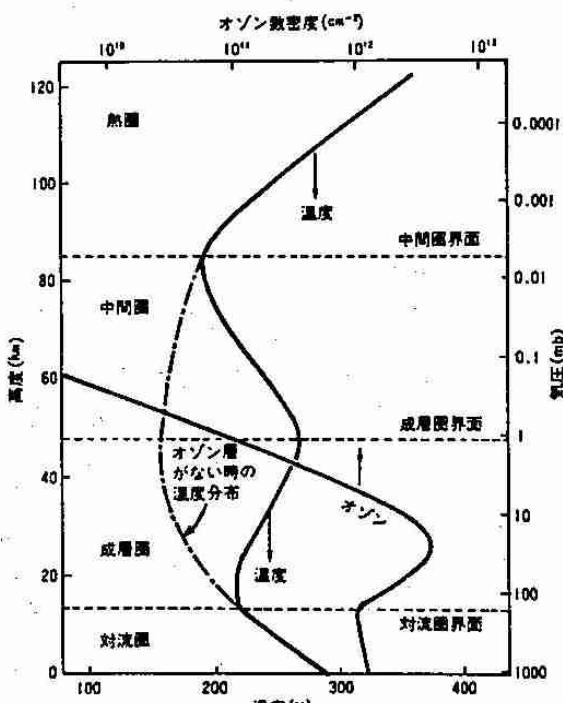


図1-1 オゾン及び気温の鉛直分布。オゾンの濃度は、数密度すなわち 1cm^3 当たりの個数で示してある。また一点鎖線は、オゾン層が存在しない場合の気温分布を示す。

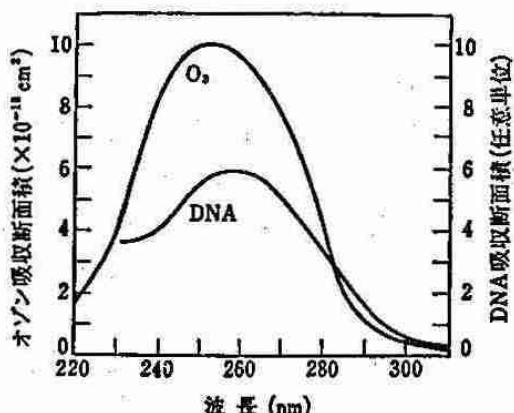


図 1-2 紫外領域におけるオゾンとDNAの吸収率(吸収断面積)。波長280nm以下の領域をUV-C領域、280~320nmの領域をUV-B領域と呼んでいる。

下の紫外線を特に強く吸収する。そのため、この成層圏オゾン層の太陽紫外線吸収により、成層圏上部の気温が上昇し、成層圏界面が生成される。すなわちこの高濃度のオゾン層が存在することにより成層圏が形成されている。このように、成層圏オゾン層は地球大気の熱構造を決定している非常に重要な気層であるが、さらに地上の生物の生存に対しても非常に重要な役割を果たしている。

図 1-2 に、オゾンの他に、生物の遺伝子の構成物質であるDNA（デオキシリボ核酸）の吸収率を示す。DNAは波長260nm付近に強い吸収帯をもっており、このため紫外線を浴びるとDNAが破壊されて生物は死亡する。しかしながら成層圏に多量のオゾンが存在し、このオゾンが紫外線を吸収するため、波長300nm以下の紫外線は地上まで到達せず、それゆえ地上の生物は、紫外線によりDNAを破壊されることなく、安全に生息することができる。

(2) 成層圏オゾン層の破壊

以上述べたように、成層圏オゾン層は、成層圏界面を形成し、さらに紫外線を遮蔽する役目を果たしており、気象学的にも生物学的にも非

常に重要な存在である。しかし最近、式(5)、(6)で述べた窒素酸化物(NO_x : NO及び NO_2)の他に、さらに、塩素(Cl)及び水素酸化物(HO_x : H、OH及び HO_2)等の微量気体成分により、このオゾン層が容易に破壊される可能性のあることが分かってきた。即ちこれらの微量気体成分をXとすると、(5)、(6)と同様の

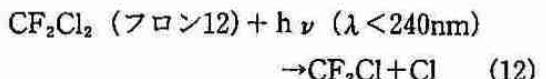
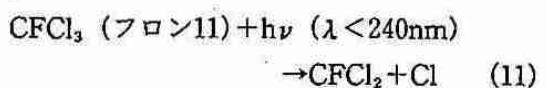


の反応により、 O_3 及びOが消滅して2個の O_2 に変換される。反応(8)によりOが消滅するため、反応(2)による O_3 の生成も低下して、大気中の O_3 濃度はさらに減少する。

近年、人間活動の活発化に伴って様々な汚染物質が大気中に放出されているが、その結果、成層圏内においてこれらの微量気体成分濃度が増加し、成層圏オゾンの濃度を低下させる恐れのあることが指摘されるようになった。即ち、超音速旅客機(SST)の成層圏内飛行により、多量の NO_x が成層圏内に排出される。また、窒素肥料の施肥により土壤中で一酸化二窒素(N_2O)が生じ大気中に放出されるが、この N_2O は波長240nm以下の紫外線でしか分解しないため、紫外線の到達しない対流圏内では安定であり成層圏まで輸送される。一方、成層圏では、 O_3 の紫外線による分解により励起状態の酸素(O^*)が多く生成されており、この O^* と N_2O との反応によりNOが生成される。



さらにフロンガスも、波長240nm以下の紫外線でしか分解されないため、対流圏内では安定であり、上部成層圏にまで輸送され、そこで紫外線により分解(光解離)されて、Clを放出する。



以上のように、人間活動の活発化に伴い成層圏内のNO_x及びClの濃度が増加し、オゾン層が破壊される可能性が指摘されるようになった。

(3) 地表紫外線量の増加と生物影響

成層圏オゾン層が破壊された場合、地表へ到達する紫外線が増加し、その結果、地上の生物に対して様々な悪影響を及ぼすことになる。紫外線による生物への影響を考える場合、波長領域を3つに分けて、各々、UV-A(波長320~400nm)、UV-B(280~320nm)及びUV-C(280nm以下)と呼んでいる。このうちUV-A領域ではオゾンによる吸収が非常に弱いため、オゾン層の変化に対し、地上に到達するこの領域の紫外線の強度は影響を受けない。また、UV-C領域ではオゾンによる吸収が非常に強いため、現在考えられている10~30%程度の成層圏オゾン層の変化に対しては、依然としてこの領域の紫外線は吸収されてしまい地上に到達しない。結局、成層圏オゾン層の変化に対して吸収量が大きく変動し、地上に到達する紫外線量の変動が最も大きいものは波長280~320nmのUV-B領域の紫外線であり、生物への影響は主としてこのUV-Bの変化により引き起こされる。

人体への影響において最も心配されているものは、皮膚ガンの増加である。米国での試算では、大気柱全体のオゾン量が10%減少すると

UV-Bが20%増加し、その結果、白色人種において皮膚ガンの発生数が30~50%増加するという結果が得られた。

(4) 南極のオゾンホール

以上のように、人間活動の活発化に伴い成層圏オゾンが減少する可能性のあることが指摘されてきたが、1980年代に至り、南極上空において、春季の気柱全オゾン量が以前の40%にまでも減少してきていることが明らかとなり、成層圏オゾン層の破壊(減少)が現実の問題となってしまった。この南極上空のオゾン量の減少は、図1-3に示す様にちょうど南極上空にオゾン層の穴(ホール)が開いたように見えるため、オゾンホールと呼ばれている。調査の結果、このオゾンが減少している領域ではClOの濃度が非常に高くなってしまい、フロンガスの光解離により生成されたClによる式(7)、(8)の反応。



が生じていることが確認された。最近の研究では、この南極オゾンホールは、フロンガスの存在と、さらに南極特有の気象現象すなわち冬季の強い極渦と南極成層圏雲(南極成層圏に存在する氷粒子の雲)の存在により発生すると言われている。

この南極オゾンホールの発生が契機となり、

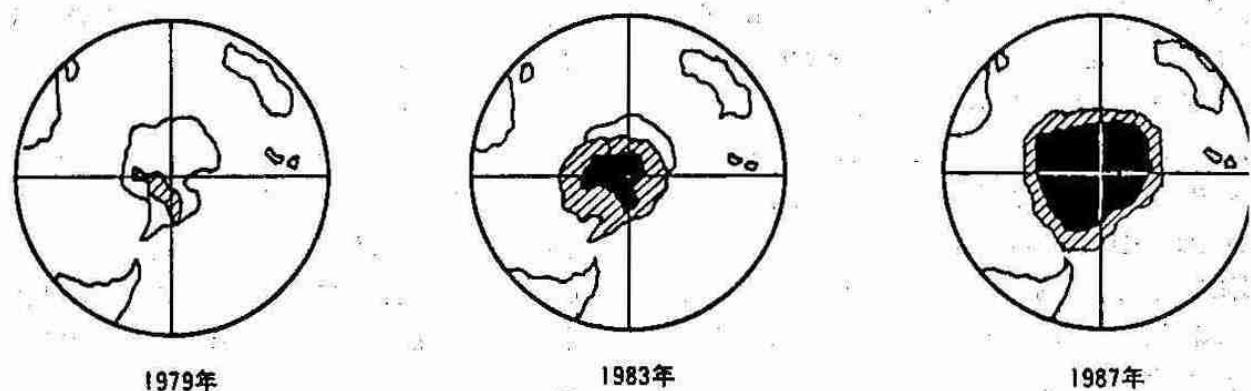


図1-3 南極の10月における気柱(断面積が1cm²で地表面から大気の上端までの柱状の空気)内に含まれるオゾン全量の経年変化。

■はオゾン全量が200DU以下、■はオゾン全量が200~250DU、□はオゾン全量が250DU以上を示す。なお、DUとは標準状態(25°C、1気圧)で0.01mmの厚さに相当するオゾン量のことである。

地球的な規模でのオゾンの変動を明らかにするために調査委員会（オゾントレンドパネル）が設立され、1969年から1986年までの17年間のオゾン観測データの再解析が行われた。その結果、北緯30度から北緯64度までの地域において、過去17年間の間に気柱の全オゾン量が1.7~3.0%まで減少していることが分かり、南極のように極端ではないものの、地球規模で確かにオゾンが減少しつつあることが明らかになった。このように、フロンガスによる成層圏オゾン層の破壊が実際に進行しつつあることがほぼ確実となり、さらに後で述べるように、フロンガスは地球の温暖化に対しても非常に大きな寄与を及ぼしているため、これら成層圏オゾン層の破壊と地球の温暖化に特に大きく寄与するフロンガス類（これを特定フロンと呼んでいる）の規制及び代替物質の開発が現在急速に進められている。

人間活動に伴う地球温暖化

(1) 温室効果

地球は太陽放射（日射）を吸収して暖められ、一方地球自身も絶えず赤外放射（地球放射）を射出することにより冷却されて、一定の温度を保っている。このように両者が釣り合った状態にあることを放射平衡状態にあるといい、この時の温度を放射平衡温度と言う。今、地球上に

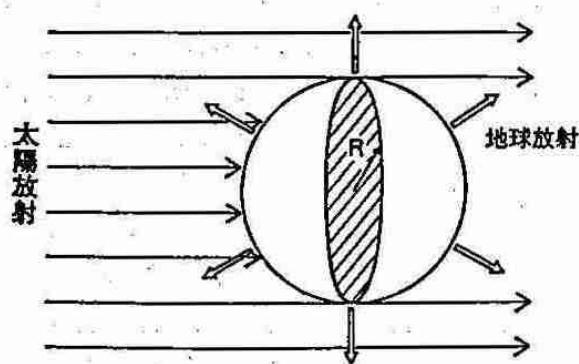


図1-4 断面積 πR^2 の地球(半径R)に入射する太陽放射と、表面積 $4\pi R^2$ の地球表面から射出される地球放射(赤外放射)。

大気が全く無いものとして、この放射平衡温度 T_e を求めてみる。図1-4に示す様に、地球の半径を R とし、太陽放射の入射方向に垂直な単位面積当たりに入射する量（これを太陽定数と呼ぶ）を S_0 、太陽放射に対する地球の反射率（アルベド）を A とするとき、毎秒当たり地球全体が受け取る太陽放射量は、地球の断面積が πR^2 であるから、

$$S_0 (1 - A) \pi R^2 \quad (15)$$

一方、地球を温度 T_e の黒体とし、 σ をStefan定数とすると、表面積 $4\pi R^2$ の地球の毎秒当たりの赤外放射量は、

$$4\pi R^2 \sigma T_e^4 \quad (16)$$

放射平衡状態においては、両者は等しいから

$$S_0 (1 - A) \pi R^2 = 4\pi R^2 \sigma T_e^4 \quad (17)$$

が成立する。地球のアルベド A はほぼ0.30であり、 $S_0 = 1.96 \text{ cal} \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ を代入すると、(17)式により、 $T_e = 255 \text{ K}$ が得られる。

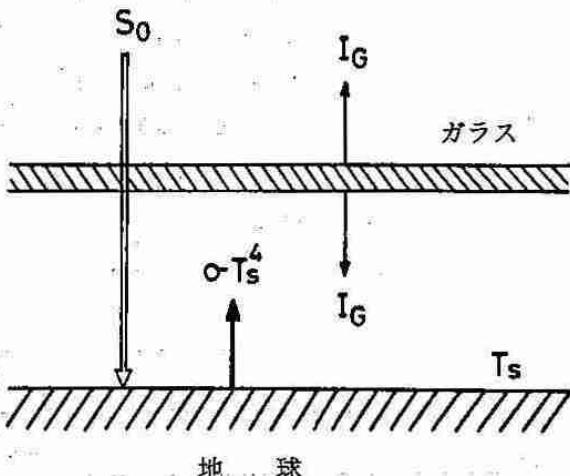


図1-5 大気のない地球表面をガラス板で覆った場合の各放射項。 S_0 : 太陽放射、 σT_s^4 : 温度 T_s (K)の地表面からの黒体放射、 I_G : ガラス板からの赤外放射(再放射)。

さて次に、図1-5に示す様に、大気の無い地球上を、太陽放射に対しては透明であり、一方赤外放射は完全に吸収するような物質、例えばガラスで覆ったとする。この場合、ガラス板は完全に太陽放射を透過させるため、太陽放射

により地球に与えられる熱量は(15)式と同様に、 $S_0(1-A)\pi R^2$ で与えられる。しかし、4 μm以上の長波長領域(赤外領域)では、ガラス板が地球放射を吸収し、自分自身が暖まって宇宙空間及び地表面へ I_G という強さの放射を射出する(この I_G を再放射または逆放射とよぶ)。このため地球表面は、ガラスが存在することにより $4\pi R^2 I_G$ だけ余計に放射エネルギーを獲得する。以上のことから、ガラス板が存在する場合の、地球表面の放射平衡関係は、地表面温度を T_s とすると、

$$S_0(1-A)\pi R^2 + 4\pi R^2 I_G = 4\pi R^2 \sigma T_s^4 \quad (18)$$

となり、(17)式と(18)式との比較から $T_s > T_e$ となること、即ちガラス板のような赤外反射物質が地球上に存在した場合には、地表面温度はより高温になることが分かる。これがいわゆる温室効果である。

ところで、このように、大気のない場合の地球表面の放射平衡温度 T_e が255Kであるのに対して、実際の地球上の平均地表面温度 T_o は288Kであり、33Kもの高温となっている。これは、大気もまたガラス板と似たような温室効果を持っているためである。

地球大気の波長0.1μmから30μmまでの領域

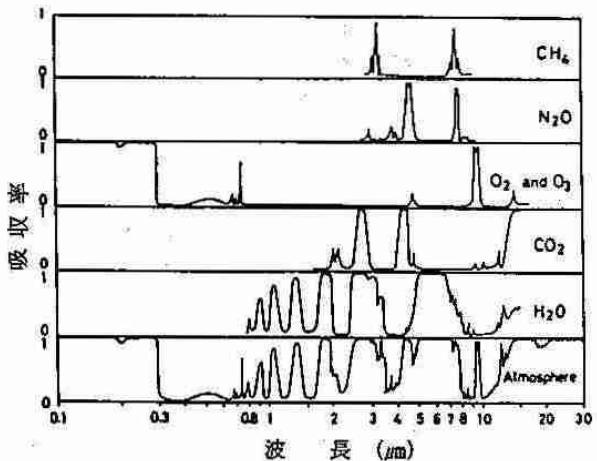


図1-6 地球大気(Atmosphere)及び大気中の各成分気体の波長別吸収率。

における吸収率を図1-6に示す。図より、地球大気は、波長0.3~0.8μmの可視領域の光に対してもほぼ完全に透明であり、波長0.8~4.0μmの近赤外領域の光に対してもかなり透明であることが分かる。しかし、波長4μm以上の赤外領域においては、透明ではない。

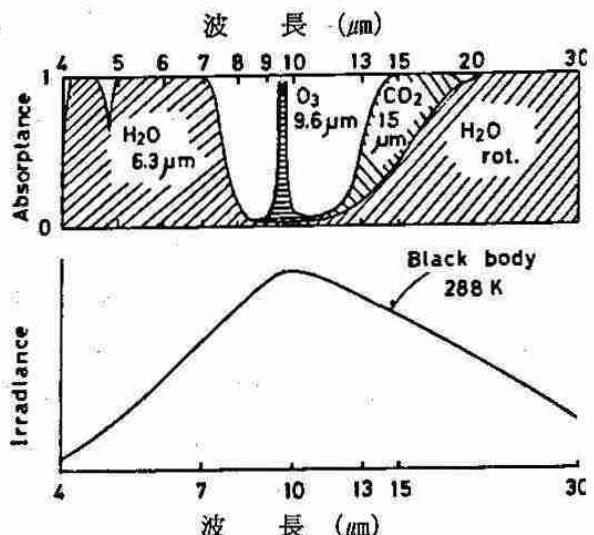


図1-7 地球大気の赤外領域での波長別吸収率と、288Kの黒体放射(地球放射)。
H₂O 6.3μm: 水蒸気の6.3μm吸収帯、
H₂Orot.: 水蒸気の回転吸収帯、
CO₂ 15μm: 二酸化炭素の15μm吸収帯、O₃ 9.6μm: オゾンの9.6μm吸収帯

図1-7に、波長4~30μmの赤外領域における地球大気の吸収率と、地球を黒体と見なした場合の288Kにおける黒体放射エネルギーの波長分布を示す。波長4~7μmの水蒸気の6.3μm帯、波長13μm以上の水蒸気の回転帯及び波長13~18μmのCO₂ 15μm帯のために、波長が4~7μmの間の領域、及び波長が13μm以上の領域の赤外放射(地球表面より放出された地球放射)は、地球大気で吸収される。地球大気はこれらの領域の赤外放射を吸収し、暖められた結果、地表面への再放射を行う。つまり地球大気も温室効果を持っている。大気の無い場合の地球の放射平衡温度255Kに比べ、実際の地球の平均地表気温(288K)が33Kも高温なのはこのためである。

ところで、もし、大気中の二酸化炭素の濃度

が今以上に増加すれば、この吸収帯による赤外放射の吸収はより強められ、その結果二酸化炭素による温室効果はより強くなる。すなわち二酸化炭素の濃度が増加すれば、地表からの赤外放射（地球放射）はより多く大気に吸収され、また従ってより多く地表へ再放射されることになり、温室効果が強まって地表気温の上昇をもたらすことになる。これが、二酸化炭素の濃度の増加に伴う温室効果の強化、及びそれに伴う地球の温暖化の基本的な機構である。

なお、これはまた水蒸気についても同様である。すなわち、図1-6、図1-7に示された波長4~7μmの水蒸気6.3μm帯、及び波長13μm以上の水蒸気回転帯の両吸収帯は、水蒸気の濃度が増加すれば、より赤外放射を強く吸収し、従ってより多く地表へ再放射して温室効果を強め、地表気温を上昇させる。

この水蒸気濃度の増加に伴う温室効果の促進、地表気温の上昇効果は、また、気候変動における正のフィードバック機構のひとつとして重要である。すなわち、水の飽和蒸気圧は温度の上昇とともに増加するため、地表気温（海面温度）が上昇すると海水及び陸水からの蒸発量が増加し、大気中の水蒸気量が増加する。この水蒸気濃度の増加に伴い、温室効果が促進され、地表気温はなお一層上昇する。

(2) 温室効果気体の増加に伴う地球温暖化

以上述べたように、大気中の二酸化炭素濃度の増加に伴い地表気温が増加することは疑いのない事実であり、これまで、Manabe and Wetherald (1967) を始めとして、大気中の二酸化炭素濃度の増加に伴う地表気温の上昇について数多くの予測計算が行われて来た。その結果、気候モデルの違いにより差はあるものの、これまでのところでは、大気中の二酸化炭素濃度が二倍に増加した場合、地球平均の地表気温は $3.0 \pm 1.5\text{K}$ 上昇すると考えられている。なおこの地表気温の上昇は、緯度別に見た場合には高緯度ほど著しく、例えばManabe and Wether-

ald (1980) のモデル計算では、二酸化炭素濃度を二倍にした場合に、緯度10~20度の低緯度では 2°C 程度の上昇に対し、緯度50度で 4°C 、緯度80度では 7.5°C にも達する上昇を示している。

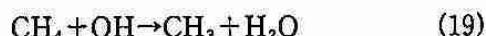
ところで、図1-7に示したように、赤外領域の7~13μmの波長範囲では、オゾンの9.6μm帯を除けば大気はかなり透明であり、この領域を“大気の窓領域”と呼ぶ。地表付近からの赤外放射はこの領域ではほとんど地球大気に吸収されることなく、直接宇宙空間に放出されていく。すなわち、大気の窓領域においては、地球放射はほとんど大気により再放射されることなく、温室効果は生じない。しかし、大気中には二酸化炭素及び水蒸気以外にも種々の微量気体成分が混在しており、もしこれらの気体成分の中で、波長0.3~4.0μmの太陽放射領域ではほぼ透明であり、一方、赤外領域の波長7~13μmの大気の窓領域においては強い吸収を持つ気体成分がある程度以上の濃度で存在するならば、二酸化炭素や水蒸気と同様に温室効果を持ち、濃度の増加に伴い地表気温を上昇させるはずである。このような効果（能力）を持つ気体成分を、二酸化炭素及び水蒸気をも含めて、“温室効果気体”と呼ぶ。

1970年代には、温室効果気体として二酸化炭素及び水蒸気のみが考慮され、その増加に伴う気候変化が議論されてきた。しかし、1980年以降、大気放射過程の計算が精密化され、また各種気体成分の赤外放射吸収特性が明らかにされるにつれて、二酸化炭素以外の温室効果気体の地球温暖化に及ぼす影響が予想外に大きいことが分かり、注目されるようになった。

この二酸化炭素以外の温室効果気体としてまず挙げられるのは、メタン(CH_4)及び一酸化二窒素（または亜酸化窒素とも言う）(N_2O)である。図1-6に示すように、メタン及び一酸化二窒素は、大気の窓領域にあたる波長7~8μmに強い吸収帯を持っており濃度の増加に伴い地表気温を上昇させる可能性がある。

最近のメタンの大気中濃度は、1.7ppmv（メタン 1 ppmv は 1 m^3 の空气中に百万分の 1 m^3 のメタンが含まれていることを意味する； $1 \text{ ppmv} = 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m}^3$ ）であり、年に 0.8% の増加率を示している。また、一酸化二窒素も、大気中に 0.3ppmv の濃度で存在し、やはり年に 0.3% の割合で増加している（Wang et al., 1986）。

メタンはそれ自身温室効果気体として、濃度が増加した場合、地球を温暖化するが、さらに成層圏まで輸送された場合、OHとの反応により水蒸気 (H_2O) を生成し、成層圏の水蒸気量を増加させて、温室効果を強める。



地球全体でのメタンの年間放出量について、Aselmann and Crutzen (1989) によってまとめられた各発生源毎の見積りを、表 1-1 に示す。メタンは、主として土壤中において微生物（メタン生成菌）によって生成され、大気中に放出されており、特に、水田、沼沢地、ツンドラ等の湿地帯において多量に生成されている。また、牛や羊等の反芻胃の中には多量のメタン生成菌が生息しており、これらの反芻動物から、大量のメタンが放出されている。また、廃棄物の埋め立て地からも相当な量のメタンが発生しており、天然ガス田や炭田からのメタンの漏出也非常に多いと言われている。さらに、樹木、柴、草本類の燃焼（これをバイオマス燃焼と呼ぶ）

表 1-1 地球全体でのメタンの年間放出量の発生源別見積り ($1 \text{ Tg} = 10^{12} \text{ g}$)

メタンの年間放出量の発生源別見積り

発 生 源	年間放出量(Tg CH_4)
湿 地	40 ~ 160
水 田	60 ~ 140
家畜（畜牛）	74 (54)
シロアリ	28
バイオマス燃焼	30 ~ 100
埋め立て	30 ~ 70
炭鉱、天然ガスの漏出	120
	382 ~ 692

(Aselmann and Crutzen, 1989)

によってもメタンが大量に放出される。

最近の大気中のメタン濃度が増加している原因としては、世界的な人口の増加に伴い、水田面積が非常な勢いで増えていること、家畜数が増加していること、及び特に熱帯地域において焼き畑農業や厨房、暖房における薪炭使用等のバイオマス燃焼量が増加していること、等が挙げられている。

一方、一酸化二窒素 (N_2O) もまた、主として土壤中において微生物活動により生成されている。すなわち、土壤中において、酸素が多量にある条件下（好気的条件下）で、硝化細菌によりアンモニア (NH_3) が硝酸塩 (NO_3^-) に酸化される過程（これを硝化作用と呼ぶ）において多量に生成され、大気中に放出される。また同様に、土壤中において、酸素不足の条件下（嫌気的条件下）で、脱窒菌により硝酸塩から窒素 (N_2) に変換される（これを脱窒作用と呼ぶ）過程においても、その一部が N_2O となり、大気中に放出される。さらに一酸化二窒素は、化石燃料の燃焼によても生成される。

最近の大気中の一酸化二窒素の濃度増加は、主として化石燃料の使用量の増加によるものと思われるが、さらに、農耕地が拡大し、硝酸アンモニウム（硝安）などの窒素農業肥料が多量に施肥され、土壤中の硝酸塩の量が増加して、脱窒作用により大気中に放出される一酸化二窒素の量が増加していることもその一因と考えられている。

次に、フロンガスもまた、強い温室効果をもたらす問題の成分である。なお、“フロンガス”とは、日本の産業界で名付けた名称であり、正式には“クロロフルオロカーボン類 (CFCs)”と言う。メタン (CH_4) やエタン (C_2H_6) 等のアルカン類炭化水素の水素が塩素及びフッ素に置き換えられたものである。代表的なものとして、フロン11 (CCl_3F)、フロン12 (CCl_2F_2) 等が挙げられる。なお、アルカン類炭化水素の水素が塩素、フッ素の他にさらに臭素によっても置き

換えられているものを“ハロン”と呼ぶ。代表的なものとして、ハロン1211(CF_2BrCl)、ハロン1301(CF_3Br)等がある。

これまでフロンガスは、化学的に安定であること、不燃性であること、冷媒として優れていること、毒性がほとんど無いこと、油に対する溶解性が高いこと等から、半導体やフィルム及び精密部品の洗浄剤、冷蔵庫やクーラーの冷媒、ウレタンフォームや発泡スチロールを製造する際の発泡剤、ヘアスプレー等の噴射剤等、様々な分野で多量に使用されてきた。

このフロンガスは、前述したように、波長240nm以下の紫外線を受けると分解(光解離)して塩素(Cl)を放出し、反応(13)、(14)によりオゾンを破壊する。そのため、フロンガスは、最初は成層圏オゾン層の破壊という観点からのみ問題とされてきた。しかしながら、1980年以降、フロンガスの赤外吸収特性が明らかになるにつれて、地球温暖化に対してフロンガスもまた相当な寄与を及ぼすことが明らかになってきた。すなわち、フロンガスは、波長7~13μmの大気の窓領域に非常に強い吸収帯を持っており、そのため強い温室効果をもたらす。モデル計算では、フロン12の大気中の濃度が0から1ppbv($=10^{-9}\text{m}^3/\text{m}^3$)になると地表平均気温は 0.17°C 上昇する。一方、二酸化炭素は300ppmv($=30\text{万 ppbv}$)の濃度が2倍に増加した場合、 2.0°C 程度の地表気温の上昇となるので、一分子当たりの温室効果は約2万倍も大きいことになる。

1988年時点での北半球中緯度におけるフロンガスの大気中濃度は、フロン11が0.247ppbv、フロン12が0.457ppbvであるが、それぞれ年に4~5%ずつ増加しており、また半導体部品等の洗浄剤として、その使用が最近急激に増加しているフロン113は、大気中濃度が0.06ppbvであるが、年に10~20%の増加率を示している(富永、1989)。

以上の様に、このままフロンガスの使用及び

大気中への放出を続けるならば、近い将来成層圏オゾン層の破壊及び温室効果による地球の急激な温暖化という二重の破局を招きかねないところから、最近、フロンガスの製造禁止、回収、再使用等の措置が取られつつあり、さらに、地表面付近まで到達した太陽光で、すなわち波長300nm以上の太陽光で容易に分離し、しかも毒性の少ない代替フロンの開発が非常な勢いで進められている。

ところで、オゾンは、図1-6、図1-7に示した様に、赤外領域の波長 $9.6\mu\text{m}$ に強い吸収帯($\text{O}_3 9.6\mu\text{m}$ 帯)を持ち、それゆえ、温室効果を持つが、さらに、図1-2に示したように、波長300nm以下に強い吸収帯を持ち、波長400~700nmにも弱い吸収帯を持っていて、太陽

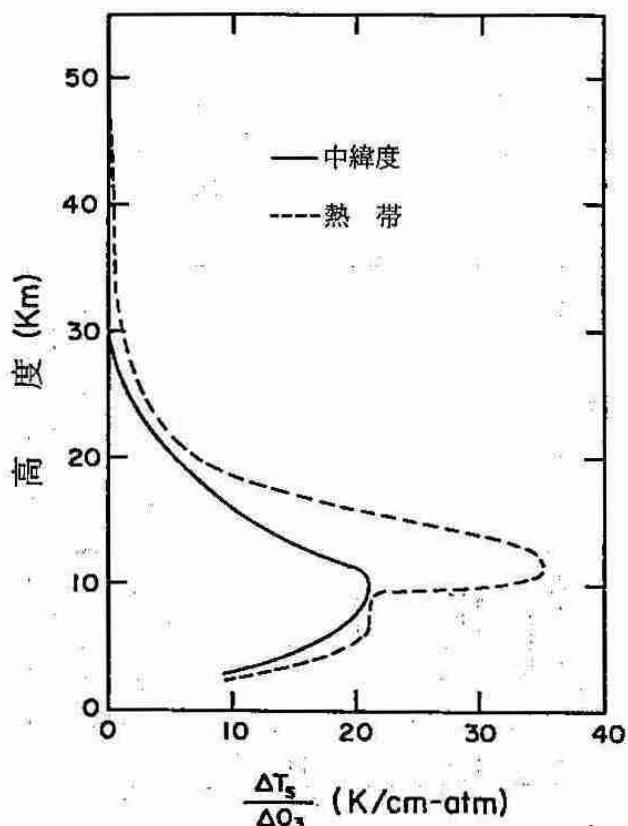


図1-8 中緯度(—)または熱帶(…)の大気を想定した場合に、各高度において、オゾン量が 1 cm-atm 変化した時の、地球平均の地上気温 T_s の変化量。 1 cm-atm とは、1気圧、 0°C の下で 1 cm の厚さになる気柱内の気体濃度のことである。(Wang et al., 1980)

放射をかなり吸収する。

このように、オゾンは温室効果気体ではあるが、さらに強い太陽放射吸収気体でもあること、及び地上20~25km付近に極大値を持つような濃度分布をしていること等のために、他の温室効果気体とは異なり、オゾン全量が増加しても、増加量に比例して地表気温が上昇するとは限らず、複雑な影響を及ぼす。すなわち、オゾン濃度の変化が地表気温に及ぼす効果は、どの高さにおけるオゾン濃度が変化するかに依存しており、図1-8に示す様に、オゾン濃度の増加は、正味、地表面温度を上昇させる方向に作用するが、特に高度10km付近の対流圏上層のオゾン濃度が増加した場合に最も効果的に地表気温を上昇させることが分かる (Wang et al., 1980)。

今後、化石燃料燃焼やバイオマス燃料燃焼が増加し、それに伴って一酸化窒素(NO)や二酸化窒素(NO₂)の大気中への排出量が増加することが予想されるが、対流圏におけるNO及びNO₂濃度の増加は、オゾンを増加させる方向に

作用するため、対流圏オゾン濃度も今後増加し、地球温暖化を益々促進することになるのではないかと思われる。また、(17)式の反応から、メタンが増加するとCH₄が増加することが予想されるが、このCH₄は対流圏光化学反応系においてNO₂を増加させる方向に作用するため、メタンの増加は間接的に対流圏オゾンを増加させ、その結果地球温暖化をさらに促進する方向に働くことになる。

以上の様に、二酸化炭素以外に、メタン、一酸化二窒素、フロンガス及び対流圏オゾンもまた温室効果気体として地球の温暖化に大きな影響を及ぼす恐れのあることが明らかとなってきた。そこで、Ramanathan et al. (1987) は、1980年時点における各種温室効果気体の濃度及び増加率を基に、それ以後各10年間毎の、地球平均気温の上昇に対する各種温室効果気体の寄与を計算した。その結果、図1-9に示す様に、1980年から1989年までの10年間では、二酸化炭素の増加による地球平均気温の上昇とその他の温室効果気体の増加による地球平均気温の上昇とほぼ同じであるが、2000年以後では二酸化炭素の増加による10年間の気温上昇量に対し、二酸化炭素以外の温室効果気体の増加による10年間の気温上昇の方が、大きくなることが分かる。なお、この図での“その他”の気体とはほとんどが対流圏オゾンである。

以上のことから、今後、二酸化炭素はもちろんのこと、さらに、メタン、一酸化二窒素、フロンガス、及び対流圏オゾンの地球規模での濃度分布の測定、監視を行っていくこと、各温室効果気体の発生源からの発生量を明らかにすること、将来の発生量の変化の予測評価を行うこと、さらには、メタン、一酸化二窒素、オゾン及びNO、NO₂等を含む系における反応及び反応速度を明らかにしていくこと等が重要な課題となってくるものと思われる。

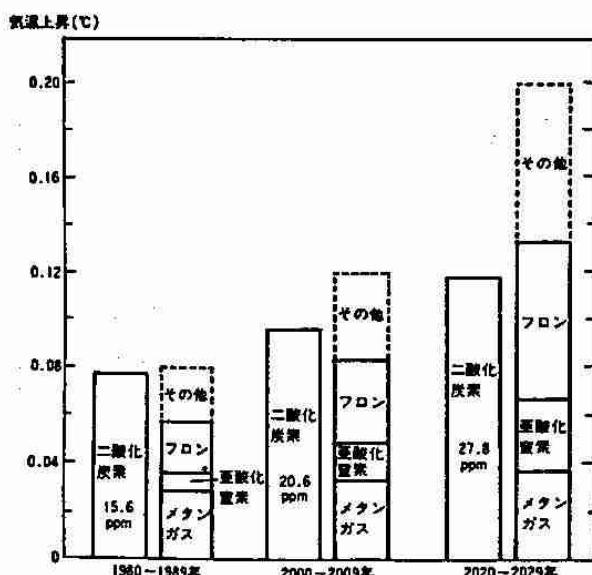


図1-9 1980年時点における各種温室効果気体の濃度及び増加率を基に計算された、各種温室効果気体による1980年以後各10年間の全体気温の上昇量。“その他”は、ほとんどが対流圏オゾンによる上昇量である。(Ramanathan et al., 1987)

酸性雨

(1) 降水及び雲、霧のpHの測定結果

近年、ヨーロッパや北米、カナダ等において、酸性雨の被害が大きな問題となってきた。酸性雨とは文字通り酸性即ちpHの低い雨のことである。ただし通常、酸性水とはpHが7以下の水溶液のことであるが、大気中には345ppm (1 ppm = 10^{-6} 体積比) の濃度のCO₂が存在するため、清浄な雨水でも、CO₂との気液平衡関係により20°CでpHは5.6となる。すなわちpH5.6以下の雨が酸性雨である。

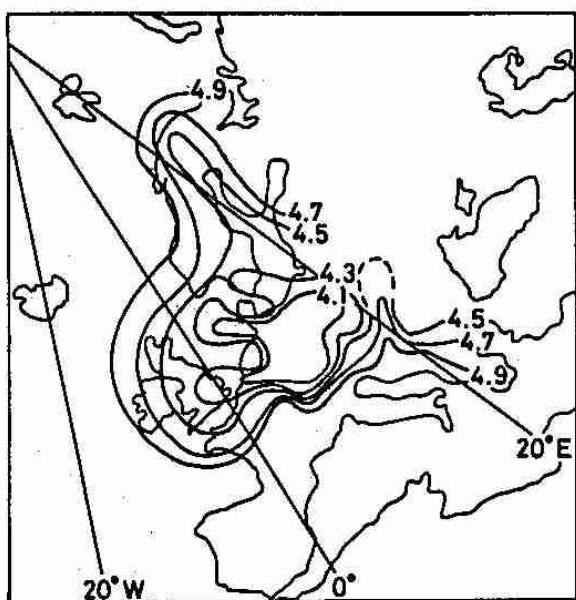


図 1-10 ヨーロッパにおける1978～1982年の雨水の平均pH分布。(Nodop, 1986)

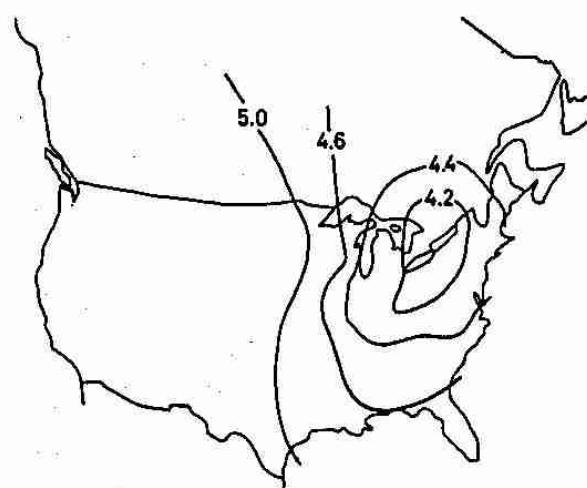


図 1-11 米国における1982年の雨水の平均pH分布。(Olsen and Watson, 1984)

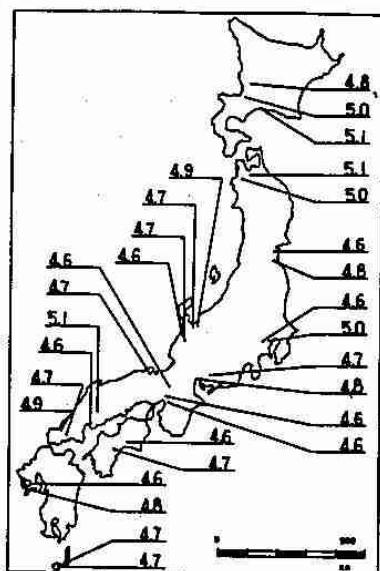


図1-13に、筆者等が1975~1978年の梅雨時に茨城県筑波山頂において捕集した、雲水(霧水)のpH(H⁺の濃度で示してある)及び各イオン濃度の測定結果を示す(Ohta et al., 1981)。雲水中の各イオンの濃度(単位は、雲水1L中に含まれる各イオンの当量数: eq·L⁻¹)をpHの低い順に分類し、図1-13ではpHが4.0以下の雲水について示してある。測定された最も低いpHは2.80であった。pHが3.3以下の特に酸性の強いA型の雲水は、他の型の雲水と比べると硫酸イオン(SO₄²⁻)と硝酸イオン(NO₃⁻)の濃度が特に高いという結果が得られた。

このような酸性の雨滴及び雲水、霧水は主として以下の3つの機構により生成される。

- (1) 硫酸ミスト(H₂SO₄粒子)を核として酸性の雲粒が形成される。
 - (2) 硝酸ガス(HNO₃ガス)が雨滴や雲粒に溶け込む。
 - (3) SO₂ガスが水滴(雨滴や雲粒、霧粒)に溶け込み、亜硫酸(HSO₃⁻、SO₃²⁻)となり、さらに硫酸(SO₄²⁻)にまで酸化される。なお、この水滴中の亜硫酸から硫酸への酸化過程として、次の二つの過程を考えられている。
 - (a) SO₂ガスと共に過酸化水素ガス(H₂O₂)が水滴中に溶け込み、このH₂O₂により亜硫酸が硫酸にまで酸化される。
 - (b) 水滴中に微量のFn、Mn等の触媒金属イオンが溶け込んでおり、これらの金属イオンにより、亜硫酸が硫酸に酸化される。
 - (2) 酸性沈着
- 一般に、酸性雨による被害という場合には酸性の雨による被害だけを指しているようであるが、実際に地上の地物への影響を考えると、雨による酸性物質の地表への沈着以外に、酸性の霧の地物への付着、及び酸性ガスや酸性のエアロゾル(酸性の大気浮遊微粒子)の地物への吸収・付着もまた相当な量の酸性物質を地表へ輸

送していることになる。そこで最近では、雨及び霧によって酸性物質が地表に付着・沈着することを湿性沈着(wet deposition)、ガスやエアロゾルの吸収、付着により酸性物質が地表に沈着することを乾性沈着(dry deposition)といい、この両者を合わせて酸性沈着(acid deposition)と呼んでいる。

最近の研究では、乾性沈着による酸性物質の沈着量が湿性沈着によるものと同程度の量に達するのではないかとも言われており、特に大気汚染物質の排出源近くでは、ガス、エアロゾル濃度が高いため、乾性沈着による沈着がより効果的に作用すると言われている。一方、排出源から遠ざかるにつれて、湿性沈着が有効に作用してくる。

(3) 酸性沈着による環境への影響

これらの酸性沈着の結果、陸水生態系、土壤生態系及び植物が受ける影響及び被害例について、次に述べる。

a. 陸水への影響

河川の流域や湖沼の底質の地質が、花崗岩やケイ酸質を主体とする非石灰岩基盤から成る地域では、酸性物質の降水(沈着)に対して、河川湖沼水中に酸を中和するCa²⁺やMg²⁺、K⁺等のアルカリ性イオンが少ないため、河川湖沼水のpHが低下する。このような水質変化が北欧、米国北東部、カナダ南東部において報告されている。この結果、スウェーデンにおいては約10万の湖のうち18,000の湖が酸性化し、そのうち4,000の湖では生物が住めない状態となっている。また、図1-14に示すように、米国ニューヨーク州アディロンダック山地の湖沼におけるpHが、1930年代ではpH 6以上のものがほとんどであったのに対し、1975年にはpH 6以下の湖が多くなり、特にpH 4.5~5.0の湖が増加し、また、魚類の住めない湖が増加している(Schofield 1976)。

これらの酸性化した湖沼は、非酸性湖沼と

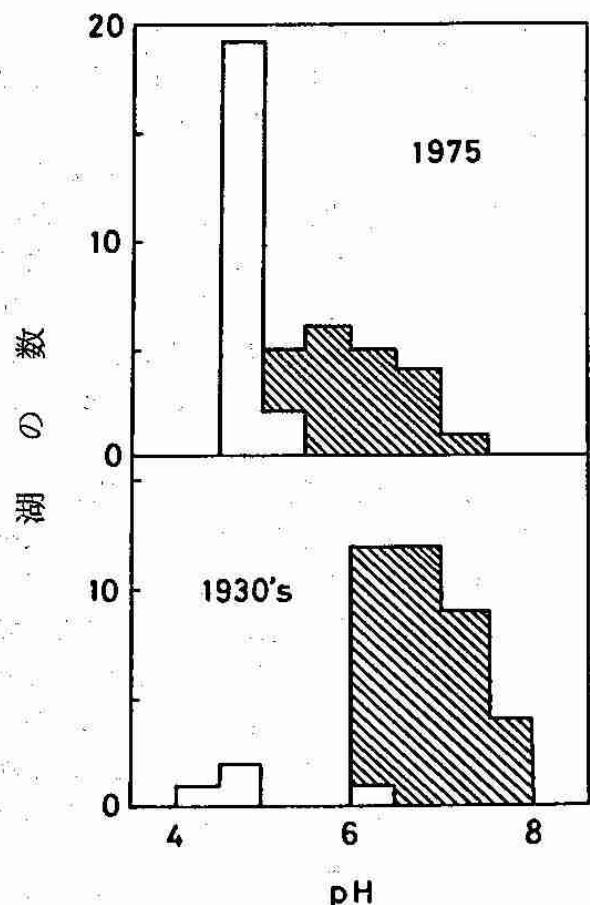


図 1-14 米国ニューヨーク州アディロンダック山地の湖沼におけるpHと魚類の生息状況の経年変化。縦軸は湖沼の数を示す。また、■は魚類の生息している湖沼、□は魚類の見られない湖沼を示す。(Schofield, 1976)

りも金属濃度が高い。この原因としては、降水に伴い金属類が直接河川や湖沼に降下してくる場合と、流域の土壤や底泥中の金属類が酸性降水によって溶解し、河川や湖沼に流入してくる場合と考えられる。ノルウェー、スウェーデン及びカナダ・オンタリオ州の酸性化した湖は、Zn、Pb、Cd、Ni等の濃度が高く、しかも酸性化した湖沼の存在する地域では、降水中にもこれらの重金属類が検出されている。一方、AlやMnは、降水中には検出されないが、酸性化した湖沼や河川においては高濃度となっており、しかもこれらAl、Mnの濃度はpHと逆相関を示している。このことから、河川湖沼水中の高濃度のAlやMnは、流域

の土壤や底泥中のAl、Mnが酸性降水によって溶解し流入したためであると思われる。

酸性化した湖では、微生物による有機物の分解活性が低下し、有機物が分解されずにそのまま蓄積される。pHの低下に伴い、底泥の表面では底生藻類やカビが優先的に存在するようになり、これらの底生藻類やカビのマット（網状組織）は、底泥と湖水との物質循環、特に栄養塩の循環を妨げたり、酸に対する底泥からの塩基性物質の溶解による中和機能を低下させる。酸性化に伴い、プランクトンの種類も変化し、pH 5以下では種類が減少する。貝や甲羅を形成するのにCaCO₃を必要とする巻き貝や甲殻類は酸性化の影響を受け易く、pH 5.2以下で巻き貝が消滅し、pH 6.0以下では甲殻類のうちのある種のものが死滅する。

魚類に対する酸性沈着の影響については、これまでに大がかりな野外調査や室内実験を通じてかなりの研究が行われてきている。ノルウェー、スウェーデン、北米では、酸性化

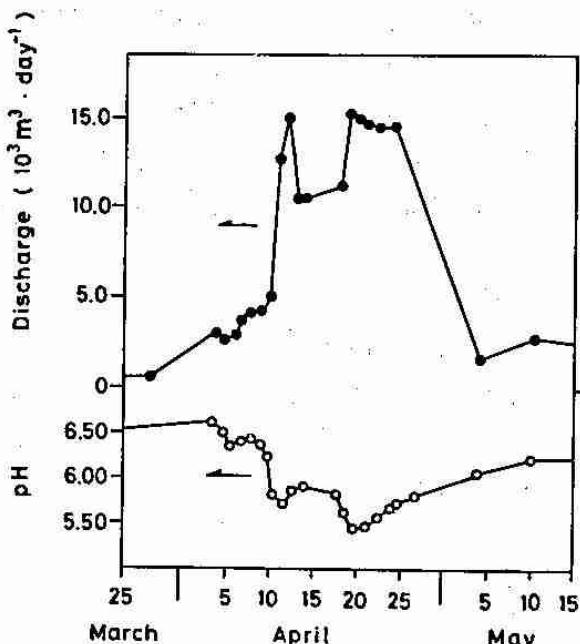


図 1-15 カナダのオンタリオ州ハープ湖における融雪期の河川流入量 (discharge) 及び河川水のpHの変動。
(Jeffries et al., 1979)

した河川でサケ、マス等が激減している。とくに春の融雪期に魚の急性死亡が確認されている。図1-15に示すように、春の融雪期には雪の中に蓄積されていた酸性物質や金属類が河川や湖に一挙に流入するため、河川水や湖水のpHが低下する (Jeffries et al., 1979)。また、そのpHの低下のために流域の土壤及び底泥からAl、Mn等が溶出する。このようなpHの急激な低下や、それに伴うAl等の金属濃度の上昇により、魚が死亡する。

低pHにおける魚の死亡は、体内のイオン制御機能が狂ったり、呼吸障害が起きたり、あるいは重金属の毒性によるものと考えられる。H⁺が多くなれば、魚のエラの膜を通してのイオンの透過量が多くなる。すなわち、体外からH⁺が入り、Na⁺等のイオンが体外に流出し、その結果Na⁺の損失が多くなる。また、pHが低下するとエラの粘膜の分泌が過剰になり、その結果エラの上皮を介しての酸素移動が制御されることになる。

また、魚の生殖も、水質の酸性化により影響を受ける。仔魚や胚などの生殖段階初期の方が、成年魚と比べて酸や金属類による影響を受けやすい。水質の酸性化により、マスの胚形成に障害が認められること、サケやスズキ類の孵化が起こらないこと、サッカーリー科の魚が放卵しないこと等も観察されている。

b. 土壌生態系への影響

土壌は、粘土と、腐植と呼ばれる動植物遺体の腐敗分解した有機物から出来た粒状物質であり、その表面は負の電荷を帯びていて、Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺及びNa⁺等の塩基性陽イオン（これらを交換性陽イオンと呼ぶ）を吸着している。土壌が酸性雨に洗われると、土壌粒子表面に吸着していたこれらの交換性陽イオンが雨水中のH⁺イオンと交換され、土壌水中に流し出されてしまい、土壌が酸性化する。Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺及びNa⁺は栄養源として植物にとって重要なイオンであるが、酸性雨はこ

れらを土壌中から流し出し、その結果土壌中の栄養分が欠乏して森林成長率の低下や作物収量の減少を引き起す。さらに、土壌中の交換性陽イオンが減少し、pHが5.5程度よりも低くなると、粘土が破壊され、その一部が溶解してアルミニウムイオン（Al³⁺）を生じる。このAl³⁺は毛根に被害を与えるといわれている。また、土壌中のリン酸塩がこのAl³⁺と結合すると水に不溶性となり、肥料として働くなくなる。

なお、植物は土壌深層から塩類を吸収し、その遺骸や落葉の分解によって肥沃な土壌を形成している。こうした分解はバクテリア、酵母、カビ等の微生物によってもたらされている。しかし、土壌が酸性化するとこれらの微生物の活性に影響を与え、有機物の分解、及び養分や塩基性陽イオンへの還元が遅れる。また、硝化、脱窒、窒素固定等の有用な微生物反応を阻害する。

図1-16に、西ドイツにおける土壌のpHと森林被害との関係を示す。森林被害の大きい地域で土壌のpHが低下していることが分かる。

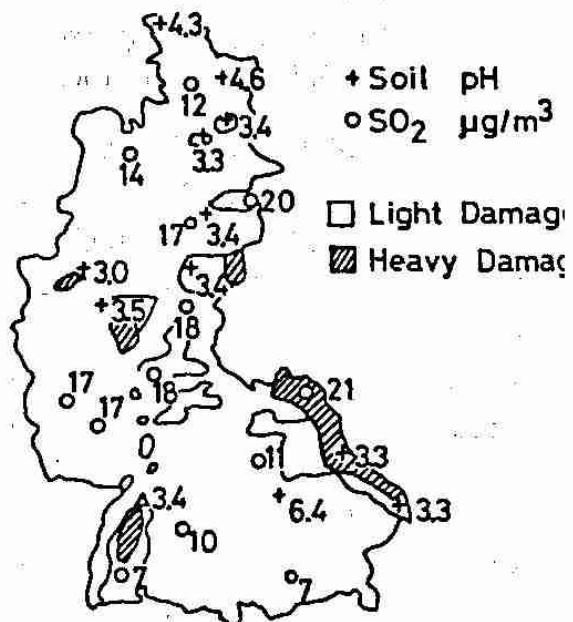


図1-16 西ドイツにおける大気中のSO₂濃度、土壌のpHと森林被害との関係。
(Tomlinson, 1983)

る (Tomlinson, 1983)。

なお、日本の環境庁も、酸性降雨による影響を把握するため、土壤のpH調査、土壤影響のモデル調査及び植物影響モデル調査を行った (Japan Environmental Agency, 1990)。その結果、1983~1987年度の全国4道県12地点での土壤調査では、5年間に土壤のpHの低下傾向は見受けられなかった。一方、この12地点の土壤を充填したカラムに、硫酸でpHを調節した人工酸性雨及び蒸留水をそれぞれ別々に4年間継続して流下させたところ、pH4では蒸留水を流下させた場合との大きな違いは認められなかつたが、pH3の人工酸性雨では交換性陽イオンの溶出量が2倍に増加した。さらに、流下された人工酸性雨中に含まれる水素イオン (H^+) の積算量が試験土壤中の交換性 Ca^{2+} 及び Mg^{2+} の和を越えると、また土壤の流出液のpHが5以下に下がると、流出液中の Al^{3+} 濃度が急激に増加した。さらに、上の12地点の土壤をポットに詰めて、pH3 pH4の人工酸性雨及び蒸留水を各々別々に流下させた土壤試料にソバを栽培し、酸性雨の影響を調べた。その結果、ソバの発芽には酸性雨の影響は見受けられなかつたが、ソバの成育については明らかな影響があり、蒸留水処理の土壤に比べ、pH処理の土壤ではソバの草丈は1~2割減少し、一方pH3酸性雨処理の場合には多くの土壤でソバの草丈が3~5割も低くなつた。この酸性雨によるソバの成育障害には2つの理由が考えられる。一つは酸性雨による土壤中の Mg^{2+} 等の栄養塩の流出による栄養欠乏のための成育障害であり、もう一つは土壤中の Ca^{2+} の減少と Al^{3+} の増加に起因する。Ca/Al成育阻害である。

c. 植物への影響

pH3.0以下の液を散布すると、多くの植物に共通して葉の表面に壞死斑点が生じる。また、通常の降雨やかん水の際に、植物の葉や茎等から Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Mn^{2+} 等の

イオンが溶脱することが知られているが、酸性雨はこの傾向を助長する。人工的に酸性水を散布された葉の葉緑素含有量は低下し、光合成は阻害され、葉の萎縮や歪化が生じる。酸性雨は、葉のクチクラ層を破壊し、気孔周辺細胞の正常な機能を妨害するため、酸性物質が気孔やクチクラ層を通じて細胞内へ拡散し、障害を与える、また、病虫害に対する抵抗力が低下する。さらに、酸性雨は受精や発芽を妨害すると言われている。

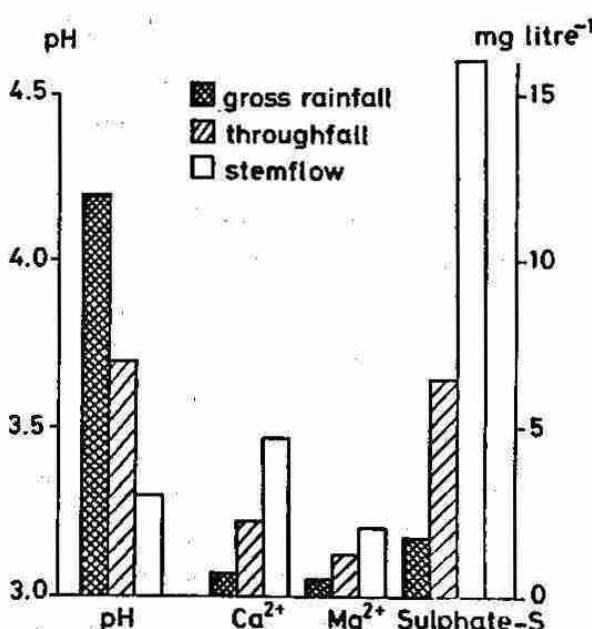


図1-17 スコットランドのScots pine林における雨水の経路の違いによるイオン成分の濃度の変化。gross rainfallは樹林を通過しない降雨そのもの、throughfall(樹間透過雨)は葉層を通り抜けて降って来たもの、stemflow(樹幹流去水)は樹木の幹表面に沿って流下して来た雨水である。(Nicholson and Paterson, 1983)

なお、樹木は、植生効果により地表へ流化する降水中の酸性物質の濃度を高める。図1-17に森林植生下での雨水の経路の違いによるイオン成分の濃度の変化を示す (Nicholson and Paterson, 1983)。gross rainfallは樹林を通過しない降雨そのもの、throughfallは樹間透過雨と呼ばれ、葉層を通り抜けて

降って来たもの、stemflowは樹幹流去水と呼ばれ、樹木の表面に沿って流下してきた雨水である。図に示すように、降雨に比べてstemflow中のH⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、SO₄²⁻—S等の成分が数倍から数十倍もの高濃度になっている。これは、樹幹や枝葉に直接付着した（酸性沈着した）ガス・エアロゾル成分が雨水により流下させられるため、及び植物体からのイオンの溶脱が生じているためと考えられる。このstemflowは、その樹木の生え際の土壤上に流下するため、根の部分に非常に酸性の強い溶液が散布された場合と同じ効果を生じ、樹木により大きな被害を与える。

1. 森林被害の現状

最近数年間に森林被害が中部ヨーロッパのいくつかの地域で拡大してきている。西ドイツでは総森林面積のうちの54%に被害が生じており、ルクセンブルクで37%、オランダで34%、スイスで34%に被害が生じている。西ドイツでは特に黒い森と言われるバーリアやバーデンヴュルテンブルクでの被害が顕著である。トウヒ、モミ、松のような針葉樹で被害が顕著であるが、ブナ、カシのような広葉樹にも被害が現れている。チェコスロバキアでは森林被害面積は約50万haでエルツ山域の4万haの樹木が枯死した。ポーランドでも約50万haのトウヒ、モミ等の森林が被害を受けている。また、米国においても、北東部のニュージャージー州からニューハンプシャー州にかけて、松とトウヒの成長率が減少し、トウヒの枯死率が上昇しているという報告がある。

以上の森林被害の原因は必ずしも酸性雨かどうかについては確定しておらず、光化学オキシダント等の要因も考えられるが、酸性雨（酸性沈着）が最も重要であるという見方が有力である。

我が国においては、これまでのところ、酸性雨による直接の森林被害は報告されていない

が、今後、国内の大気汚染による酸性沈着のみではなく、中国、韓国等近隣諸国の工業化とともに、これらの国で排出された大気汚染物質が我が国まで長距離輸送されて沈着し、被害を引き起こす恐れもあり、今後とも充分な調査及び監視が必要であろう。

【参考文献】

- Aselmann, I. and P.J.Crutzen, 1989 : Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions, *J. Atmos. Chem.*, 8, 307-358.
- Japan Environmental Agency, 1990: Acid Precipitation in Japan. -The Report of phase I Survey-, pp.19.
- Jeffries, D., C. Cox and P.Dillon, 1979 : Depression of pH in lakes and streams in central Ontario during snowmelt. *Journal of the Fisheries, Research Board of Canada*, 36, 640-646.
- Manabe, S. and R.T.Wetherald, 1967 : Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- Manabe, S. and R.T.Wetherald, 1980 : On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 99-118.
- Nicholson, I.A. and I.S.Paterson, 1983 : Aspects of acid precipitation in relation to vegetation in the United Kingdom, *Water Quality Bulletin*, 8, 59-66.
- Nodop, K. 1986 : Nitrate and sulfate wet deposition in Europe.
- Ohta, S., T.Okita and C.Kato, 1981 : A numerical model of acidification of cloud water. *J.Meteor. Japan*, 59, 892-901.

- Olsen, A.R. and C.R.Watson, 1984 : Acid Precipitation in North America : 1980, 1981 and 1982 Annual Data Summaries Based on Acid Deposition System Data Base, Pacific North West Laboratory, Richland, Washington.
- Ramanathan,V., L.Callis, R.Cess, J.Hansen, I. Isaksen, W.Kuhn, A.Lacis, F.Luther,J. Mahlman, R.Reck and M.Schlesinger, 1987 : Climate-chemical interactions and effects of changing atmospheric trace gases, Rev. Geophys., 25, 1441-1482.
- Schofield, C. 1976 : Acid precipitation : effects on fish, Ambio, 5, 228-230.
- Tomlinson II, G.H., 1983 : Air pollutants and forest decline, Environ. Sci. Technol., 17, 246A-256A.
- 富永 健, 1989 : III-4. 着実に増えるフロンガス濃度(105頁)、「オゾン層を守る」(環境庁「オゾン層保護検討会」編、全224頁)、NHKブックス、No.574.
- Wang, W-C., D.J.Wuebbles, W.M.Washington, R.G.Isaacs and G.Molnar, 1986 : Trace gases and other potential perturbations to global climate, Rev. Geophys. 24, 110-140.
- Wang, W-C., J.Pinto and Y.L.Yung, 1980 : Climatic effects due to halogenated compounds in the earth's atmosphere, J. Atmos. Sci., 37, 333-338.
- 【参考書】
- 大喜多敏一 著：大気保全学、産業図書 (1982)
- 島崎 達夫 著：成層圏オゾン(第二版)、UP Earth Science、東京大学出版会 (1989)
- 環境庁「オゾン層保護検討会」編：オゾン層を守る、NHKブックス574 (1989)
- 田中 正之 著：温暖化する地球、読売科学選書 23 (1989)
- 生田 豊朗・根本 順吉・横山 長之・
大喜多敏一・茅 陽一・湯浅 俊昭・
田中 紀夫 共著：地球環境と人間、財団法人省
エネルギーセンター、(1989)
- 月刊「科学」、第59巻、No.9、特集：変容する地球
大気、岩波書店 (1989)
- 月刊「ニュートン」別冊：地球クライシス、人類
に未来はあるか？ 教育社 (1989)



一夏期大学講座内容②一

数 値 天 気 予 報

札幌管区気象台技術部 北 出 武 夫

はじめに

最近天気予報は昔と比べると随分当るようになります。それはどうしてなのでしょうか。皆さんには新聞で地上天気図をよくみかけると思いますが、天気予報をする時の最も基本的な技術は予想天気図を描く事でしょう。予想天気図はどのようにして描かれるのでしょうか。現在の天気図を描く事は、様々な所で観測された地上気圧の値を地図の上に書入れ、等値線を書き入れる事によって行う事ができます。しかし将来の天気図はどのようにして描けるのでしょうか。1つの方法は昨日の天気図と今日の天気図を比べてどのように変化しているかを調べ、今日から明日にかけてどのように変わるかを予想する方法です。これが昔行われていた方法ですが、主観的な方法なのでその精度は予報官の経験と能力におおきく依存するとともに自ずから限界があります。ここでは最近気象庁で行っている、数値天気予報というもっと科学的な方法についてお話しします。この方法では超高速のスーパーコンピュータを使って明日の天気図を数値計算によって描くのです。明日の天気図だけではなく、明日どこで何ミリの雨が降るかも計算で求める事が出来るのです。それは物理学の基本方程式をスーパーコンピュータで解いているのです。この数値予報の原理と結果を皆様に紹介いたします。

数値予報の原理

天気の変化をもっと大きな目で見てみましょう。最近は衛星による雲画像がテレビ等でおなじ

みになりましたから、天気の変化の全体像をつかみやすくなりました。まず丸い地球と太陽を思い浮べて下さい。地球の上には空気があります。この地球規模で考えた空気の事を大気とよびます。我々が影響をうける天気現象は主に高さ10km以下の大気の運動や変化によって起ります。それより上にいきますと空気は薄くなって、天気の変化にはあまり影響しなくなるのです。地球の半径は約6400kmありますので、大気というのはとても平べったいものです。太陽光が地球にやって来ると、まず地面や海面を暖め、さらに大気を暖めます。しかし地球は丸いので赤道方面が最も強く暖められ、南極や北極はほんのすこししか暖められません。空気に暖かいところと冷たいところが生ずると空気の流れが生ずる事は皆様よく経験する事と思います。同じ事が大気にも起ります。この流れを風とよんでいます。天気を構成するもう1つの要素として雲があります。大気中には水蒸気が含まれていて、これが凝結して雲になり雨を降らせます。凝結が起ると凝結熱が出る事は御存知の事だと思いますが、この熱によってまた空気の流れ、すなわち風が起ります。このような空気の流れや水蒸気の相変化が、天気の変化を構成しています。従って天気を予想するためにはこの空気や水蒸気の変化がどのように起るかを理解しなければなりません。

皆様は流体力学の方程式という言葉を聞いた事はないでしょうか。これは物理学の基本方程式で、空気のような流体がどのように変化するかを記述した式です。簡単に言えば、風速の変化は空気

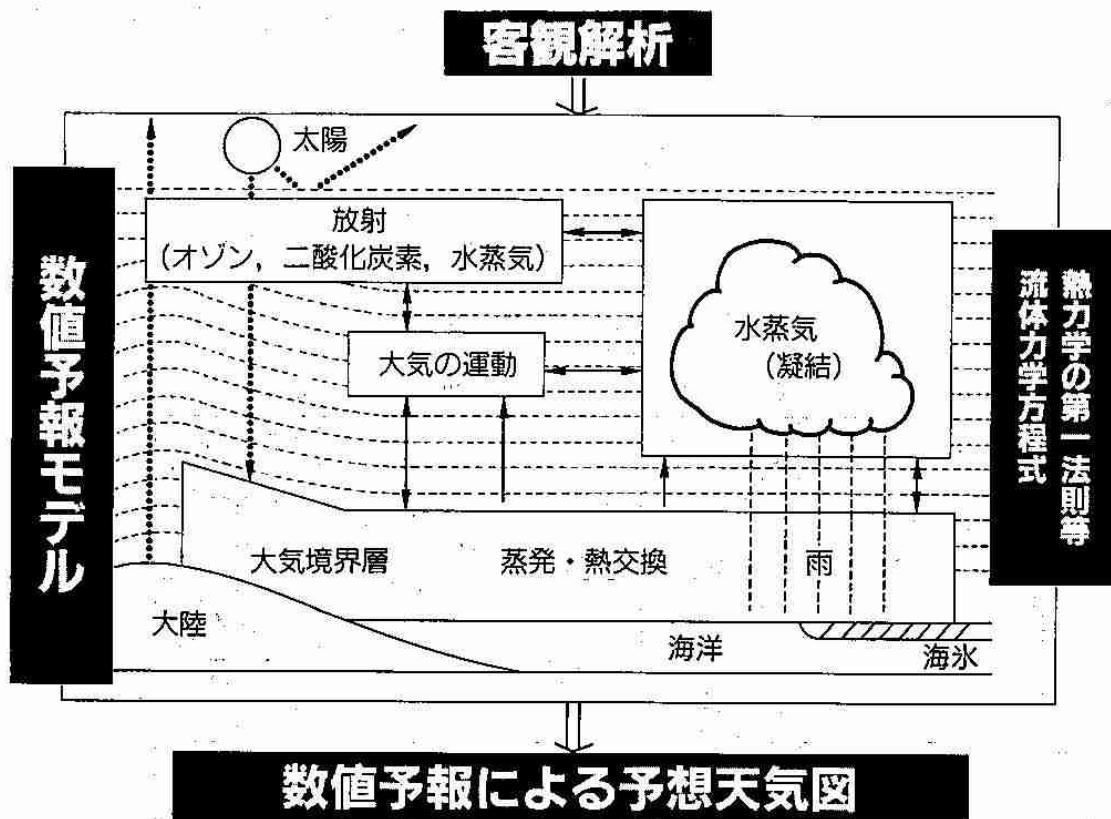


図2-1 数値予報モデルの概念図

加わる力に比例するというものです。気圧が場所によって変ると気圧の高い方から低い方に力が働きます。この力を気圧傾度力と言い、これが空気に働く力です。流体力学方程式は剛体の場合にはニュートンの運動方程式と呼ばれているのですが、流体の場合には流れる効果を表す移流項が加わります。また大気の場合には地球が自転しているのでコリオリカというみかけ上の力が加わる事になりますが、基本的には運動方程式を表したものです。この式で気圧傾度力が分かれれば、風の変化を知る事が出来ます。では気圧の変化はどうして知る事が出来るでしょうか。気圧と言うのはその空気の温度と密接な関係があります。従って気圧の分布を知るには温度の分布を知る必要があります。上に述べましたように、空気の温度は太陽からの熱や雲が出来る時の凝結熱によって変化します。このことを物理学では熱力学の第1法則といいますが、これを表した式を解く事によって温

度の変化を知る事が出来ます。太陽からの熱がどの程度来るかは知られているのですが、雲によって生ずる凝結熱を知るためにには、どこでどれだけの雲が出来るかを知らねばなりません。そのためには空気の湿り具合を知り、それがどのように変化するかを知らねばなりません。そのために空気中の水蒸気の変化を表す式を使います。空気中の水蒸気は海面等からの蒸発によって増え、降水（雨、雪）によって減りますが、さらに風に流されて変化します。この事を表現する水蒸気の保存の式を解く事によって、水蒸気の変化を知る事が出来ます。以上の流体力学の式、熱力学の第1法則、水蒸気の保存の式は、相互に関係していますので、それらの式を連立させて解く事により、将来の風、気圧、温度、水蒸気の分布を求める事が出来るのです。気象観測から得られる現在の状態（初期値）と地球の海陸分布や山の分布（境界値）を与えてこれらの式を解きます。しかしそれらの

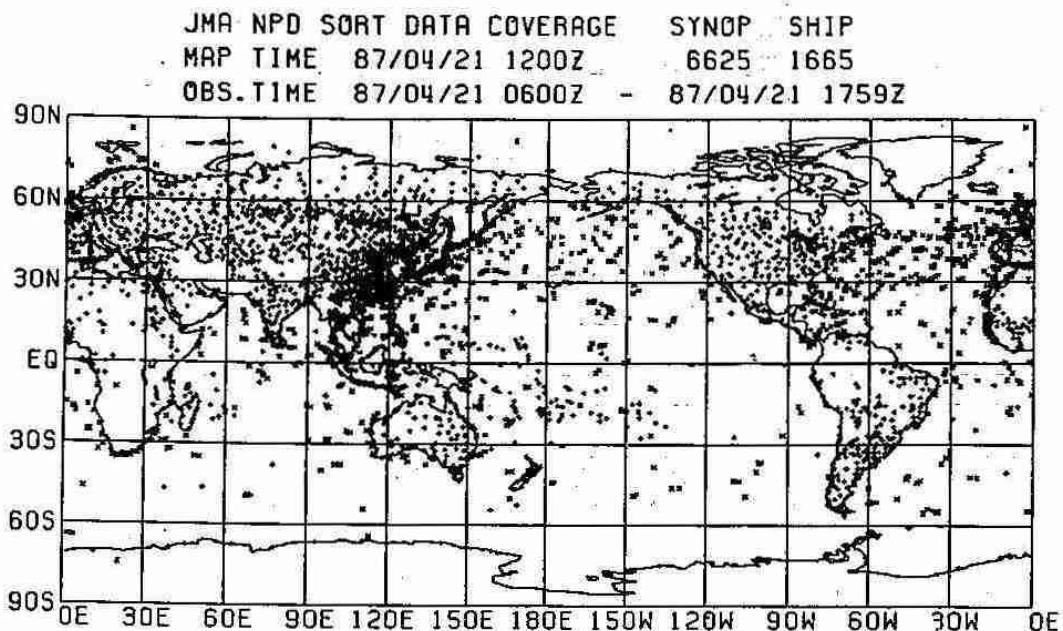
式はとても複雑なので、実際に解くためには超高速のスーパーコンピュータを使い、数値的に解いています。

以上が数値予報の原理です。これを模式的に表したのが図2-1です。このように数値予報は物理学の基本的な法則に基づいていますのでとても

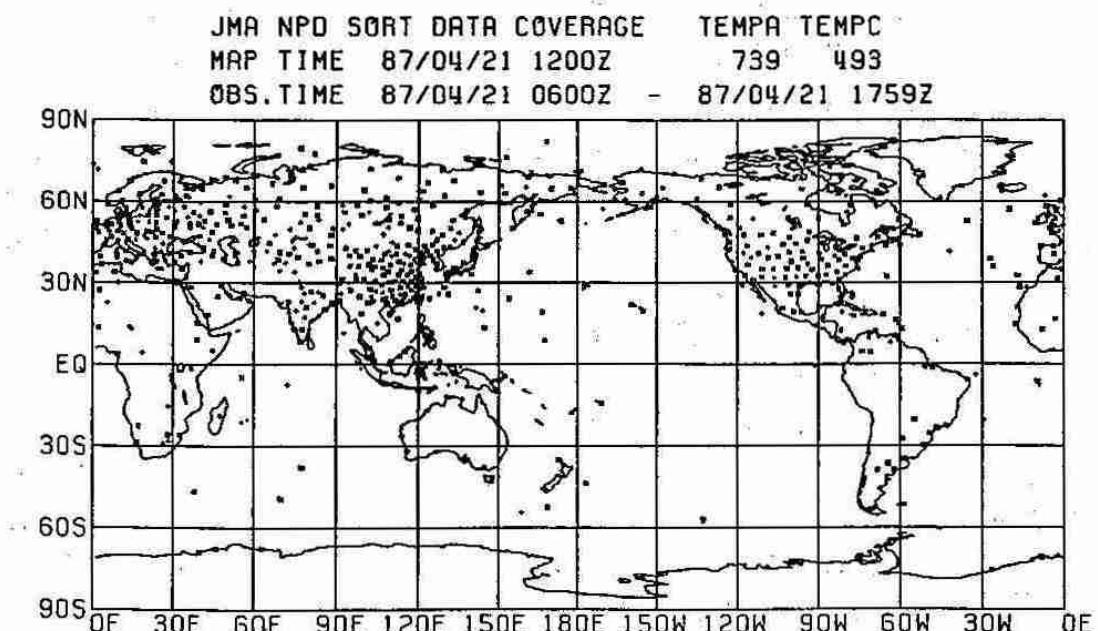
正確なのです。このように科学的な方法によって予想天気図が作れるようになったため、天気予報の精度は飛躍的に良くなっています。

数値予報の実際

(1) 現在の天気図(初期値)の作り方



(a) 地上観測点及び船舶により観測された場所



(b) 高層ゾンデ観測点

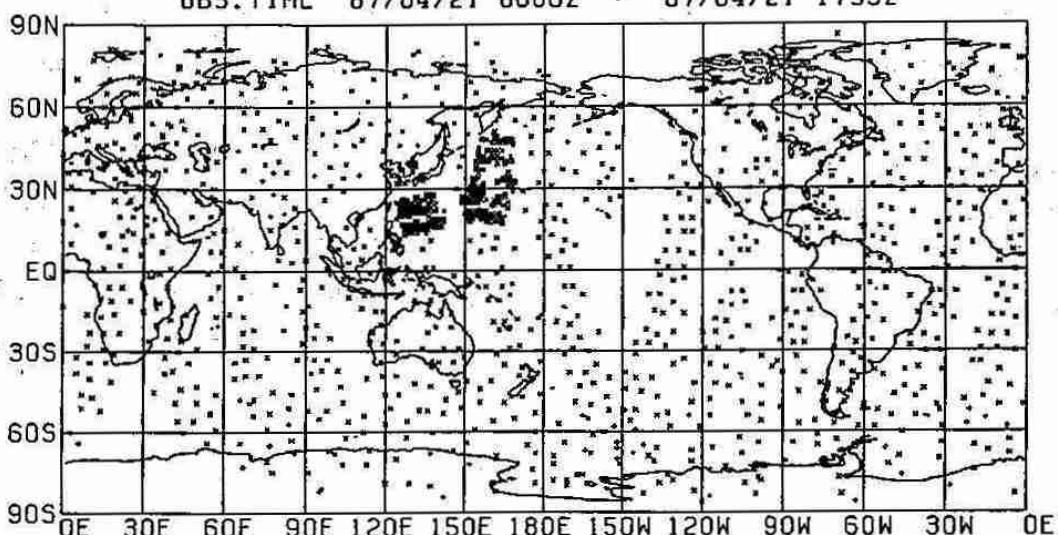
図2-2 1987年4月21日午後9時に気象観測が行われた場所

予想をするためにはまず現在の状態を知らねばなりません。これは気象観測によって得られます。風向、風速、気圧、温度、湿度等の要素を数値予報では使います。天気図を描くためには色々の場所の観測が同時に行われなければなりません。国連の世界気象機関では、世界の色々の国の気象観測が一斉に行われるよう勧告しています。グリニッジ時刻の0時と12時（日本

時間で午前9時と午後9時）が、標準的な観測時刻です。図2-2(a)は1987年4月21日午後9時頃に地上または船で観測が行われた場所を示したものです。数値予報を行うには地上だけではなく上空の観測が必要です。図2-2(b)はゾンデによる高層観測が行われた場所を示しています。そのほかに人工衛星による温度や風の観測値がえられた場所が図2-2(c)

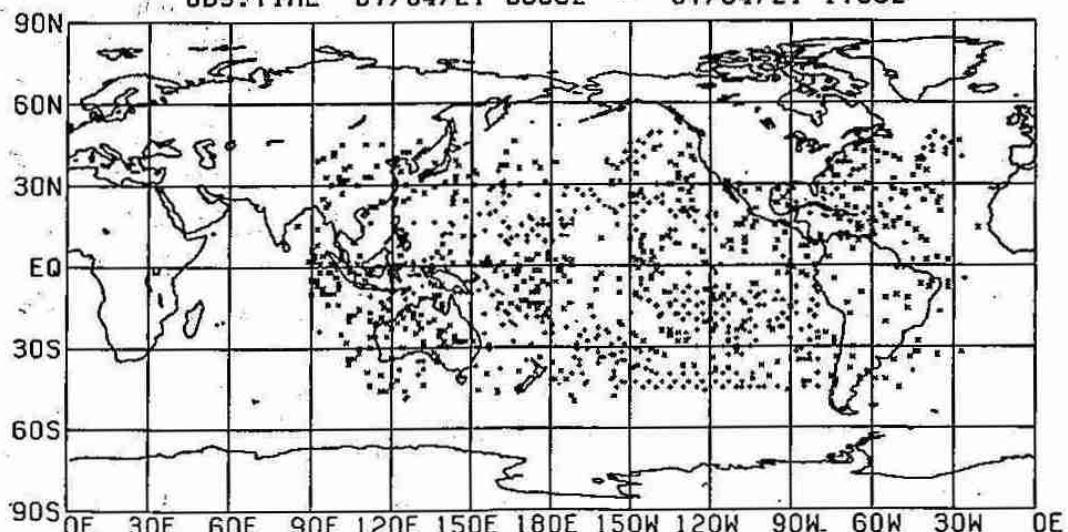
JMA NPD SORT DATA COVERAGE
MAP TIME 87/04/21 1200Z
OBS. TIME 87/04/21 0600Z -

SATEM
1238
87/04/21 1759Z



(c) 衛星により温度のデータが得られた場所

JMA NPD SORT DATA COVERAGE SATOB
MAP TIME 87/04/21 1200Z 981
OBS. TIME 87/04/21 0600Z - 87/04/21 1759Z



(d) 衛星により風のデータが得られた場所

図2-2 (続)

(d) に示されています。これらの観測値は全世界から東京にある気象庁に全球気象通信網を通して集められています。それらのデータは観測してから約2~6時間で集ります。これらのデータから全世界の天気図を作る事が出来ますが、それは現在では人手で行うのではなくコンピュータで描かせています。図2-2で示したように観測する場所は規則正しく並んでいるわけではありません。それを図2-3が示すような規則正しい格子上の値に内挿して、コンピュータで取扱い易くします。地球全体を規則正しい水平の格子で覆うばかりではなく、鉛直方向にもたくさんの層をとり、大気の鉛直の構造を表現します。このような規則正しい格子点上の値が与えられれば、それから等高線を描き天気図を作る事はコンピュータにはお手のものです。この操作を客観解析とよんでいます。これが現在の天気図を作る話ですが、次はいよいよ予想天気図を作る話に入りましょう。



図2-3 数値予報に使われる格子点の例。水平及び鉛直方向にそれぞれ格子及び層をとる。この例では水平には約110km毎に格子がとられ、層の数は21とある。格子の総数は約100万個である。

(2) 予報天気図の作り方

数値予報の原理のところで述べたように将来の風速、風向、気圧、温度、湿度を物理学の基本法則を解く事によって求める事が出来ます。これは図2-3に示した格子の1点1点で方程式を解く事によって行われます。この格子点の数は約100万個ありますが、その点の数だけ方程式を解くと、現在から約10分後の各気象要素の値を求める事が出来ます。さらにその後の状態を求めるために同じ様な計算を繰返し、144回繰返せば1日後の状態を求める事が出来ます。このように1日後の予想値を得るために数億の方程式を解く計算が必要なので、非常に高速な計算機が必要なのです。このようにして得られた1日後の格子点の値をもとに1日後の予想天気図を描く事が出来るのです。現在気象庁では1日後どころか8日先までの全世界の予想天気図を作り、毎日の天気予報や週間天気予報のために使っているのです。

数値予報の実例

(1) 地上気圧の予想

図2-4は1988年3月11日朝9時の地上気圧

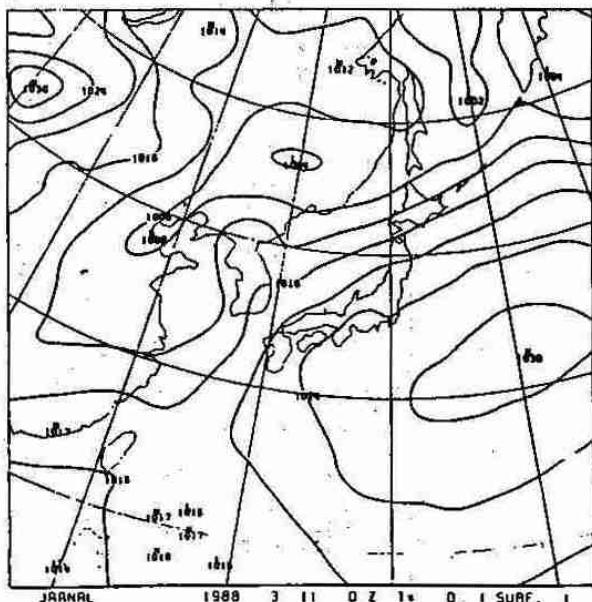


図2-4 1988年3月11日午前9時の地上気圧天気図

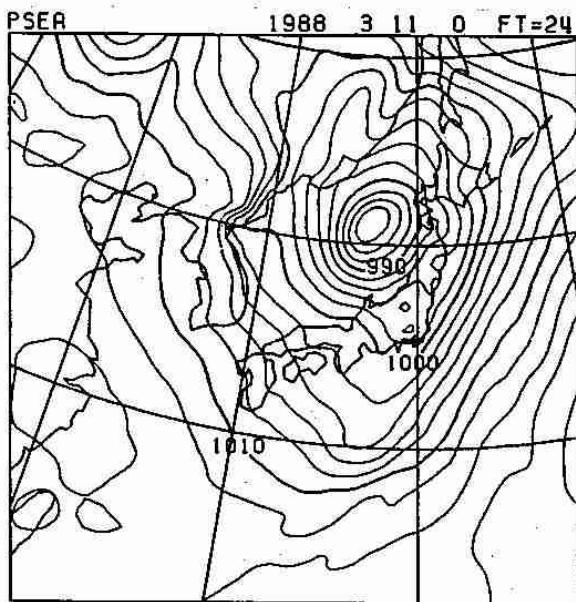
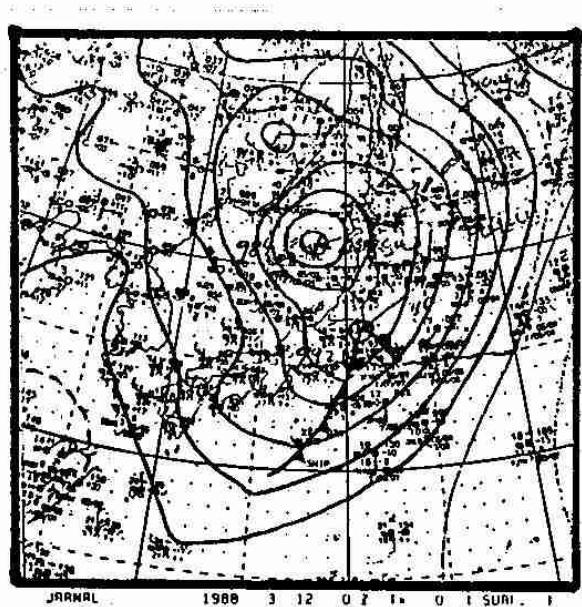


図2-5 1988年3月12日午前9時の地上天気図と1日前の初期値からの24時間予想図

天気図を示しています。中国大陸に1004m bの弱い低気圧があります。その後この低気圧はどのように変化したでしょうか。1日後の実際の地上天気図とそれに対する予想天気図を図2-5 (a) (b) に示します。図2-5 (a) から分かるように低気圧は日本海で急激に984m bにまで発達して日本列島に悪天をもたらしました。これに対する予想天気図は図2-5 (b) に示されています。この急激な低気圧の発達が予想天気図でかなり正確に予測されているのが分かります。低気圧の位置や深さがかなりの精度で予測されています。このような急激な発達の予測は昔は殆ど不可能でした。気圧の分布だけではなく、気温や風の予測値が数値としてあらゆる場所で得られますので、天気だけではなく強風や温度の予想も数値予報によって得る事が出来ます。

(2) 上層の予想

「数値予報の実際」のところで述べたように、数値予報では水平にも鉛直にも格子や層をとつて、そのあらゆる点での風、気圧、温度、湿度を計算しますので、地上だけではなく上層の予

想天気図を作る事が出来ます。上層の風や気圧、温度の予測値は上空を飛ぶ航空機にとってとても役に立つ情報なのです。航空の安全のために上空の悪天域を予想してパイロットに知らせます。また上空の風の分布を予想する事は航空機の飛行コースの決定に重要な情報になります。このように数値予報のプロダクトは天気予報だけではなく航空機のための重要な情報となっているのです。

(3) 雨の予想

数値予報では風、気圧、温度、湿度だけではなく、その計算の過程で雲がどこで発生し、どの程度雨を降らせるかを計算で求めます。予想された雨と実際に降った雨量を対比して示したのが図2-6です。左側の図はアメダスで観測された6時間雨量の分布を6時間毎に示しています。海上には雨量計はないのですが、海上にも値が示してあるのはレーダー観測から推測したものです。右側の図は数値予報によって予想した6時間雨量の分布を示しています。九州にあった強雨域が四国、東海と進んでいるのがよく予想されているのが分かります。

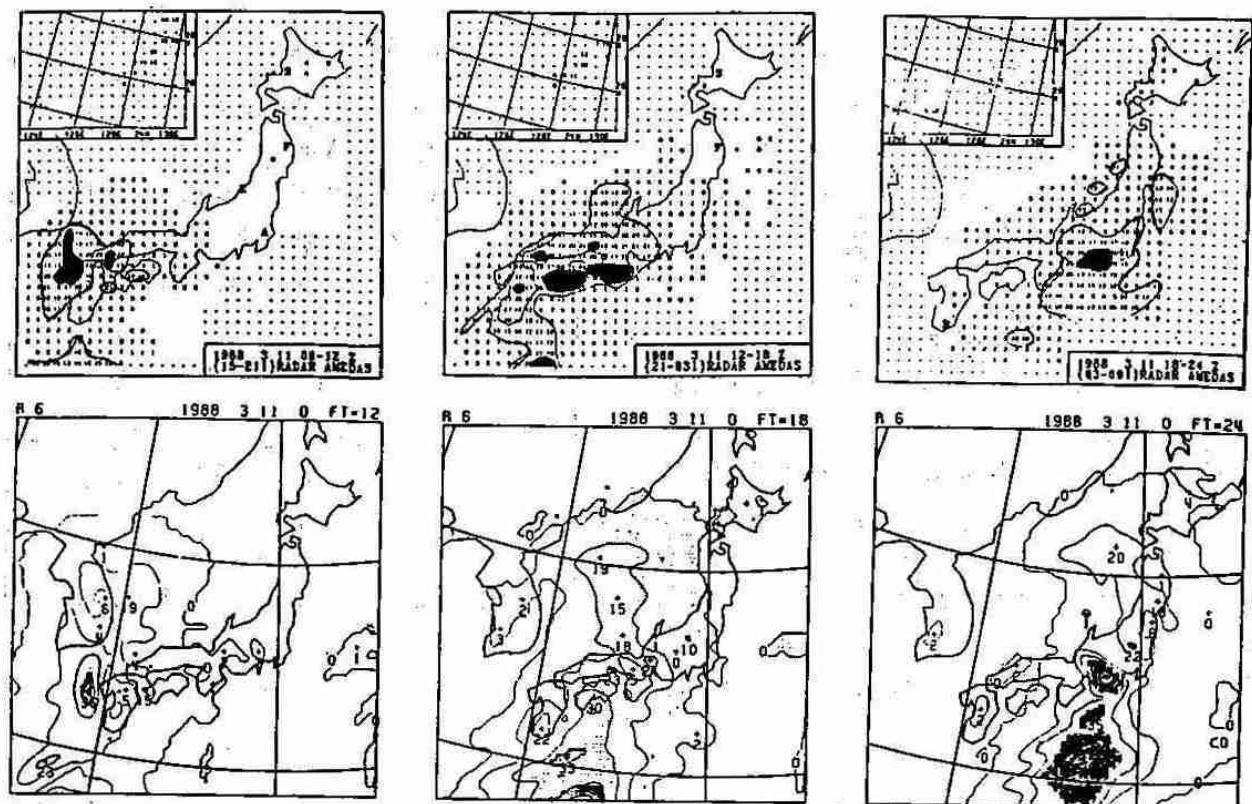


図2-6 1988年3月11日午後3時から3月12日午前9時までの6時間毎の6時間積算降水量(上側)とそれに対する数値予報による予想降水量(下側)

(4) 台風の予想

台風は熱帯地方に発生するとても強い低気圧です。夏や秋には日本に近付き、大きな被害をもたらす事があります。このような台風がどのように移動し、どこで強風や大雨を降らせるかを数値予報で予想する事が出来ます。このように数値予報は防災にも、とても役に立っているのです。

まとめ

数値予報の技術のアイデアは1922年に既に考えられていましたが、実用化されたのは、1960年代以降の事です。世界的な気象観測網の充実と最近の電子計算機の発達とともに急速に発展してきた最新の技術です。数値予報の精度は用いる格子の間隔が小さくなればなるほど良くな

ります。しかし格子の間隔を小さくすると格子の数が増えて、必要な計算量や記憶容量が増えます。そこで数値予報を行うためには超高速の大型スーパーコンピュータが必要なのです。最近の電子計算機の技術は5、6年で計算機のスピードが1桁速くなるほどの速さで進歩しています。従って数値予報の精度もこれからますます良くなって、よりきめの細かい正確な天気予報が出せるようになっていくでしょう。

【参考文献】

- 岸保勘三郎 1968：数値予報新講、地人書館、180ページ
増田 善信 1981：数値予報—その理論と実際（気象学のプロマナード3）、東京堂出版、278ページ

一夏期大学講座内容③一

北海道の四季

(財)日本気象協会北海道本部 小島 修

春

春は低気圧や高気圧が交互に通って天気は周期的に変わることが多いのが特徴。そして、融雪期を迎えるため、雨が降ると、少ない雨量でも洪水の原因となるので注意を要する。4月から5月にかけては、優勢な移動性高気圧に覆われ、よい天気が続く。枯草などが急速に乾燥して、野火や林野火災の発生しやすい季節となる。また、気温の上昇が大きいのも春の特徴で、地域的に見ると、内陸は海岸に比べ昇温の度合が大きい。海岸では道東の太平洋側を中心に、その度合は小さく、春

の訪れは遅いといえそう。

根雪の終日は、例年、道南で3月中旬から下旬、その他の地方は一般に4月上旬から中旬である(図3-1)。

降雪の終日は、例年、一般に4月中旬から下旬であるが、北部からオホーツク海側では5月上旬である。札幌は4月21日、帯広25日、旭川は5月1日。

霜の終日は、例年、道南地方の海岸で4月下旬、道北や道東の内陸では遅く5月下旬である。しかし、上川や北見、十勝地方などでは年によって6

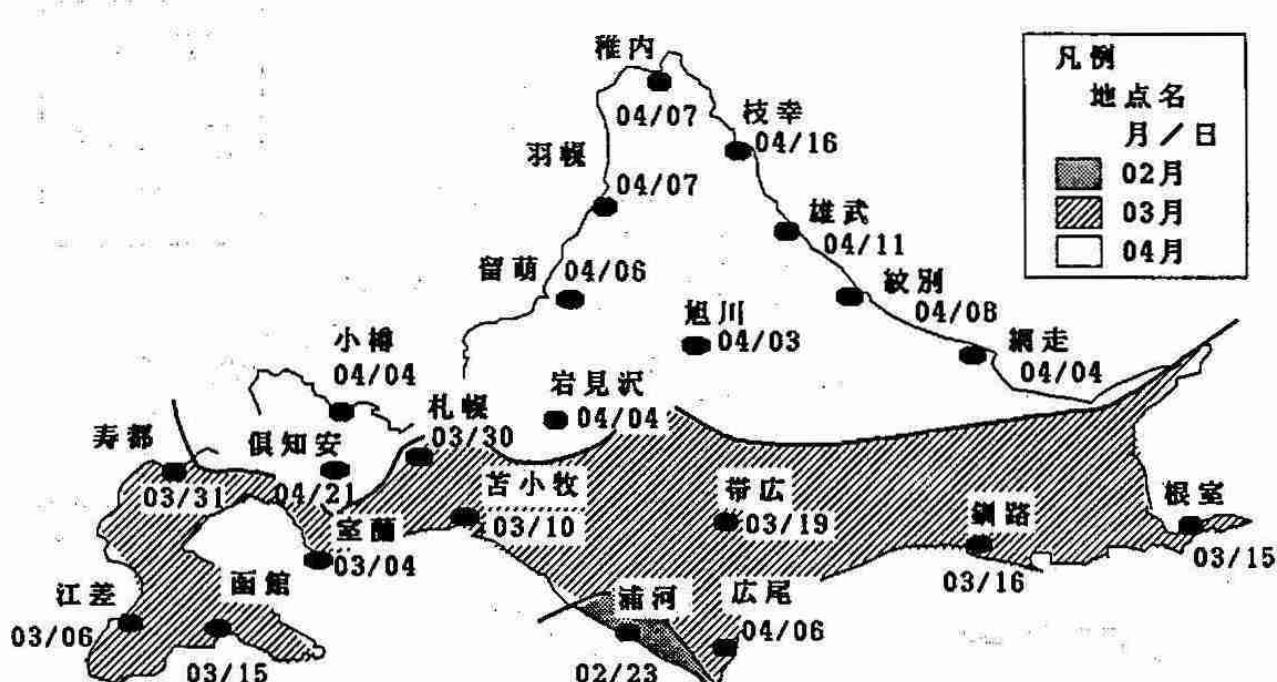


図3-1 根雪（長期積雪）の終日「平年値」

月から7月初めに霜の降りた記録がある。札幌5月3日、帯広16日、旭川18日。

桜の開花は、例年、南西部や内陸で5月上旬、道北、道東では中旬。札幌や函館5月5日、帯広8日、旭川9日。

3月

日平均気温が5日ごとに0度5分から1度前後上昇し、雪は日ごとにざらめ化が進み、中旬には5日間で5センチから10センチ融けだす。月半ば頃には大陸の高気圧は衰え、北西の季節風も弱まる。そして高気圧が移動性となって進んで来るため、天気は周期的に変わるものになり、この期間、冬と春が同居する。しかし、彼岸を過ぎると平野部では雪融けが急ピッチで進み、農村では雪消し作業が始まる。一方、流水で閉ざされていたオホーツク海沿岸では海明けとなる。

4月

平野部ではほとんど雪融けが終わり、道南からひばりが春を告げてくれる。半ばころには、早春

前線（気温5度の線、植物生育する限界温度）が北海道まで北上し、スイセンやタンポポが咲き始め、年によっては月末に早くも桜前線が道南に上陸する。

5月

ゴールデン・ウィークの期間中に南西部から桜が咲き、行楽地は花見客などで賑わう。しかし、花の咲くころは得てして「花冷え」といって寒さがぶり返し、時として霜が降り農作物に被害をもたらす。また、下旬にはライラックの花が咲きだすが、このころオホーツク海高気圧が一時、勢力を強め、低温に見舞われることがあり、この時期の低温を「リラ冷え」という。

夏

本格的に暑くなるのは7月末から8月上旬である。一般に、内陸に位置する平野部や盆地は海岸地方に比べ暑くなるが、海霧の影響を受ける太平洋側および道東の沿岸はあまり暑くならないで過

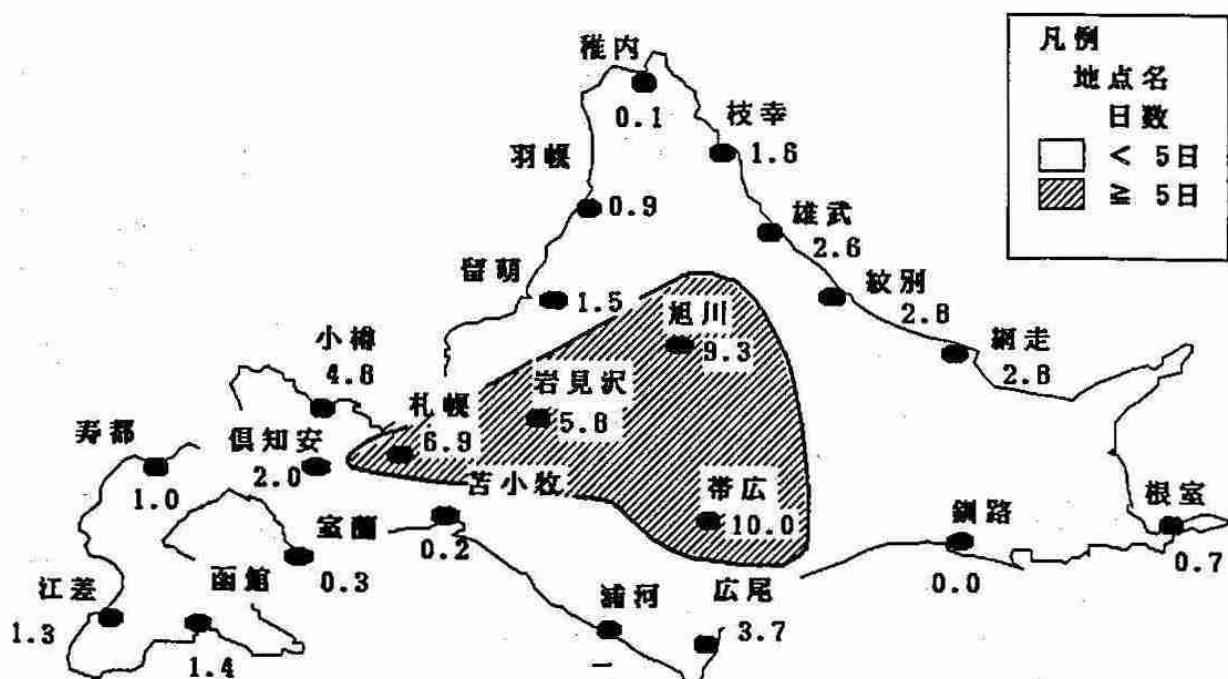


図3-2 真夏日日数「平年値」

ぎることが多い。盛夏には本州に匹敵する暑さになることがあるが、暑さを感じる期間は本州に比べて短いのが特徴である。また、北海道においては、オホーツク海高気圧と太平洋高気圧との勢力争いが夏を左右する。太平洋高気圧の発達が不十分な年は、いつまでもオホーツク海高気圧の冷涼な北東風に見舞われて冷害を起こすことになる。また、盛夏に大陸の冷たい気団(大陸性寒帯気団)が南下し、暖かい太平洋の気団(海洋性熱帯気団)との間に前線が形成されると大雨の降ることがあり、この前線に台風が重なると豪雨に見舞われ、大きな被害を受けることがある。

夏日(日最高気温25度以上)の日数は、例年、内陸地方で40日から50日を数えるが、海岸地方は少なく、多い所で20日から30日。しかし、道東の太平洋側では5日前後しかない。札幌は45.6日、釧路では5.2日。

真夏日(日最高気温30度以上)の日数は、例年、夏日と同じ出現傾向にあるが、その日数は極端に

少なく、多い所で10日前後(図3-2)。

霧の日数は、例年、道東の太平洋沿岸で多く、6月から8月の3ヶ月間で50日から60日を数える。

6月

すずらん、アカシヤの花が次々と咲き季節は初夏。そして、いわゆる行業前線(日平均気温13度)や観光・ビール前線(日最高気温が20度)がやってくる。しかし、本州は梅雨に入るため、北海道では、オホーツク高気圧の影響を受けやすく、道東やオホーツク海側では、低温や曇雨天の日が現れる。この期間が長く続くと農作物の生育に影響をきたす。また、この時期、道東の太平洋側では霧に覆われることが多くなり、釧路や根室では霧笛の鳴る霧の都となる。

7月

上旬は、まだオホーツク海高気圧の影響を受けやすく、梅雨前線の北上などで時として大雨や集中豪雨による災害に見舞われることがある。しか

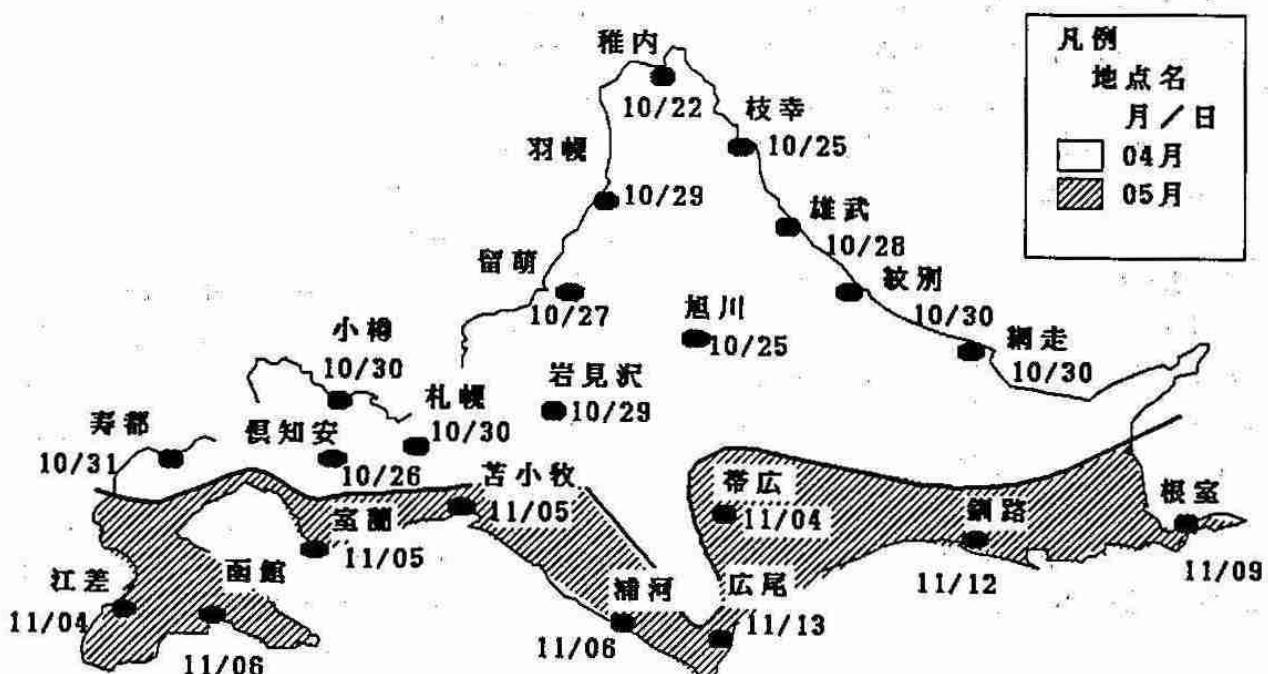


図3-3 降雪の初日「平年値」

し、下旬には太平洋高気圧に覆われ本格的に暑くなる。夏を海で楽しもうと海水浴場は人でぎわう。海水浴に適した最低条件は、気温25度以上、水温20度以上とされている。北海道でこの条件を満たす所は、道南や西海岸で、その期間は20日から30日位である。

8月

上旬は、真夏の盛り。しかし、立秋を過ぎると山や高原にはそろそろ秋風が吹き、ススキの穂が顔をのぞかせ、遠く近くに聞こえる盆踊りの太鼓の音は、夏の終わりを告げる。そして、下旬には、朝夕、涼しさが漂い始め、ひと雨ごとに気温が下がって、秋が近づく。また、寒冷前線が通過する時、ひょうの降ることが多く収穫前の農作物に時として被害をもたらす。

秋

初秋は、全道的に雨が多い。太平洋高気圧は次第に衰え、変わって、大陸の高気圧が勢力を強める。この性質の異なる高気圧の間には、前線（秋雨前線）が形成され、北海道付近に時々停滞する。このため、雨の降るぐずついた日が目立ち、前線上を低気圧が進んでくると大雨に見舞われる。そして、この時期、台風の襲来と重なり、暴風雨をもたらし、多大な被害を生じることがある。

そして、ひと雨ごとに冷涼な秋風が吹き始め、秋晴れシーズンを迎えるが、朝夕の冷え込みも強まる。

霜の初日は、例年、内陸地方で10月上旬と早く、日本海側の海岸地方は遅く、下旬から11月上旬となる。旭川や帯広10月4日、札幌は10月10日。

降雪の初日は、例年、中部以北で10月下旬、太平洋側は11月上旬から下旬（図3-3）。

根雪の初日は、例年、北部や内陸で11月下旬、太平洋側では12月中旬から下旬、旭川11月21日、札幌29日、帯広12月9日。

9月

立春から数え二百十日や二百二十日は、台風の厄日。洞爺丸台風、狩野川台風、伊勢湾台風など

多大な災害をもたらした大型台風は9月に集中している。また、この時期、「静かな」災害として早霜は無視できない。なお、下旬には山では紅葉が始まり、秋晴れシーズンとなるが、大雪山系では初雪が降り、高い山では本格的な冬を迎える。

10月

大陸の高気圧が移動性となって北海道を覆うと数日、晴天が続く。しかし、晴れた日の朝は冷え込み霜や氷の便りが各地から届く。このため、朝晩は暖房を使用する家庭が多くなり、下旬には、北部や西部から初雪の便りも届く。

11月

秋から冬に移り変わる月である。野も山も落葉が進み、やがて木枯しが吹き、季節は着実に向かうが、時々「小春日和」といってぽかぽかと暖かい日が現れる。しかし、日ごとに寒さ加わり、晴れては降る雨は次第にみぞれや雪となり、下旬には道北から根雪の初日となる。

冬

大陸の高気圧が勢力を強め、北西の季節風が吹きやすく、日本海側では連日のように雪が降る。

しかし、太平洋側（特に十勝平野から根釧台地）では晴れる日が多くなる。これは、シベリアの寒気が日本海の上に進んで来ると、海面から水蒸気を受け暖められ、上昇気流を生じ雪雲が作られる。この雪雲は季節風に沿ってすじのようにならし、日本海側の海岸から平野部へ、そして、山岳地帯に雪を降らせる。一方、大雪山系を越えた空気は乾燥しているため雪雲はない。また、季節風による降雪は地域によって異なり、西風では岩見沢方面、北西風は札幌付近で雪が降り続くことが多い。

道内では、宗谷地方南部（歌登）、上川地方の北部（美深）や南部（占冠）、空知地方の北部（幌加内）、羊蹄山麓などの地域で積雪が1.5から2.0メートル前後に達する。なお、大寒から立春前後に厳寒期を迎え、酷寒の地域（主に上川や空知北部）では、氷点下40度前後の観測記録がある。気象官

署の記録は旭川の氷点下41度0分、観測所では美深の氷点下41度5分。

冬日(日最低気温が0度未満)は、例年、オホーツク海側から内陸地方で150日から160日に達し、道南の少ない地方で100日を数える。帯広で165.5日、旭川161.3日、札幌139.3日。

真冬日(日最高気温が0度未満)は、例年、道北から内陸で60日以上、道南の少ない地方で30日を数える。旭川81.0日、帯広60.4日、札幌50.9日。

雪日数は、例年、北部や内陸地方で80から85日、日本海側は70から80日、しかし、道東の太平洋側は40から50日である(図3-4)。

12月

日本海側では次第に雪雲に覆われる日が多くなり、日照時間が短くなる。しかし、太平洋側は晴天の日が続き、「西雪東晴」の天気分布になる。そして、下旬は「クリスマス寒波」や「年末低気圧」などの襲来で暴風雪や大雪に見舞われることがあ

る。

1月

冬型が比較的安定して、寒さは日ごとに厳しさをます。寒気団に覆われ、季節風が弱まる時、羽幌沖や石狩湾、寿都沖などに小さな低気圧が発生し、停滞することがある。この低気圧は局地的なドカ雪をもたらすので注意を要する。そして、オホーツク沿岸には流氷が接岸し、大寒から月末にかけ年間の最低気温を観測することが多い。

2月

30日間の寒も明け、立春。暦の上では春となり、中旬には寒さの和らぐ日が現れるが、実際にはまだ余寒が厳しく、オホーツク海側では流氷の接岸などが影響し、年間の最低気温を観測することが多い。そして下旬には積雪量が期間を通して最も多くなる。しかし、日照は春に向け日ごとに伸び、2月はいわゆる「光の春」を迎える。

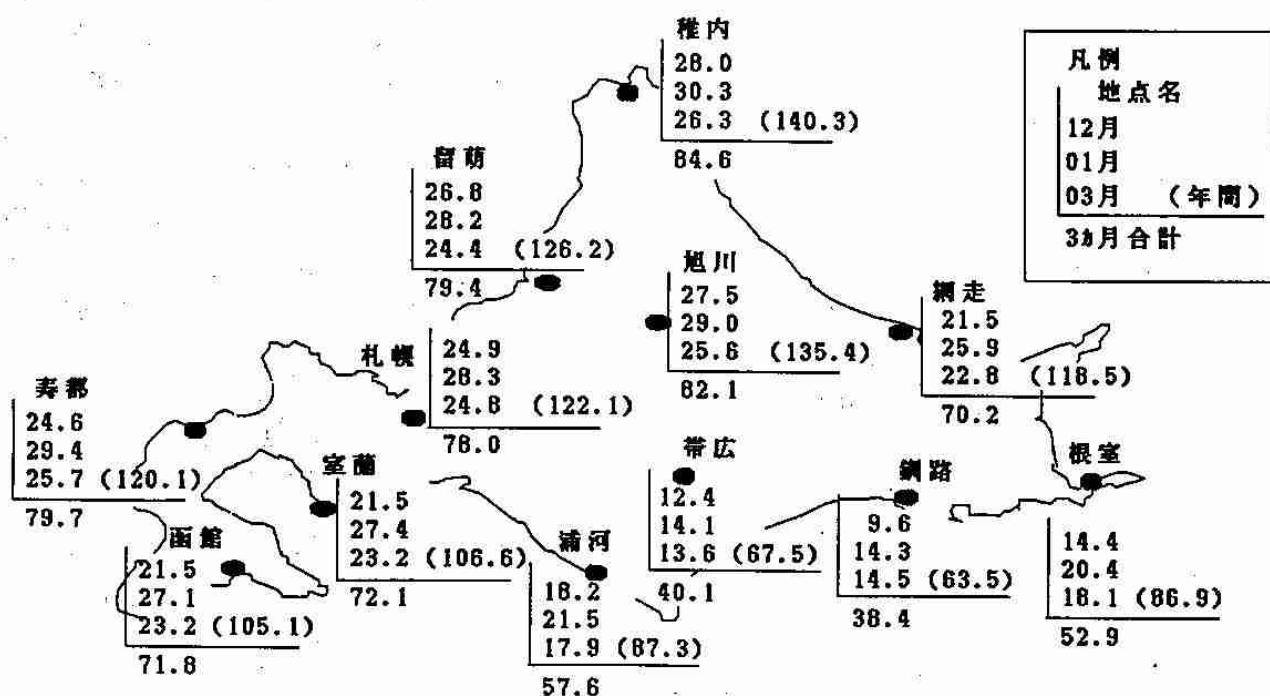


図3-4 雪日数(12月から2月の合計)「平年値」

一夏期大学講座内容④一

寒冷地の気象

—特に細氷現象を中心にして—

北海道教育大学旭川分校 桜井 兼市

はじめに

北海道の内陸地域は厳寒期には $-20\sim-30^{\circ}\text{C}$ 位まで気温が下がる。これは北西の季節風を吹かす西高東低の冬型の気圧配置がくずれ、風が弱くなり、晴れた日の夜間に放射冷却が進んだ結果記録される。特に道北・道東の都市では、この様な低温は生活及び産業活動に大いに影響を与えていく。一方、それに伴う種々の気象現象が観測されており、そうした中で地表付近で生ずる細氷及び冰霧は有名であり、多くの研究者が調査・研究を行ってきている。

気象観測における細氷 (Ice Needle) 及び冰霧 (Ice Fog) の定義は 1) 細氷；ごく小さい柱状または板状の氷の結晶が空中に浮んでいるが、水平規程は1km以上ある場合で、日がさすと量や光柱を生ずる。2) 冰霧；細氷またはこれに水滴がまじったものが空中に浮んで、水平規程が1km未満になった場合で、湿度は霧の場合より一般に低い（気象学ハンドブック、技報堂）となっている。いずれの場合も地表近くで発生するもので道北・道東で観測される他、冬の山岳地帯でも見られ、ダイヤモンド・ダストとも呼ばれている。

細氷・冰霧の成因

都市内で観測される細氷・冰霧の初期には過冷却霧 (0°C 以下でも液滴から出来ている霧) の発生がみられる。旭川の例でこれらの発生過程を述べる。図4-1は旭川市内を流れる石狩川及びウシュベツ川沿に発生した川霧の分布を示してある。ウシュベツ川にはパルプ工場からの温い排水

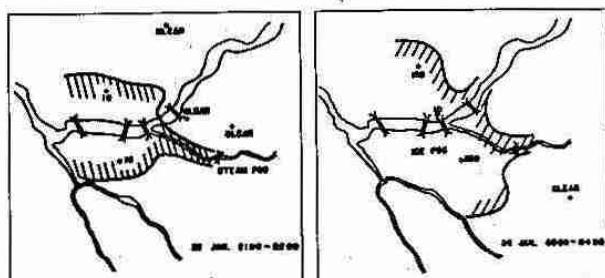


図4-1 1963年1月25日～26日の過冷却霧(左)と
水霧(右)の水平分布 数値は視程(m)

が流入しているため、気温が -20°C 以下になると水温と気温との差が $25^{\circ}\text{C} \sim 30^{\circ}\text{C}$ にも達し、川面よりさかんに水蒸気が蒸発する。川沿に発生した川霧は市内に拡がり、その濃度も時間と共に増していく。図中に数値で示したのは水平視程で、川の周辺では約10mまで低下している。早期に気温が -20°C 以下になると、この霧の中に氷晶が発生し過冷却霧は細氷又は冰霧へと変化していく。図4-2は同日に測定された気温の垂直分布である。気温が上空に行くに従って高くなる接地逆転

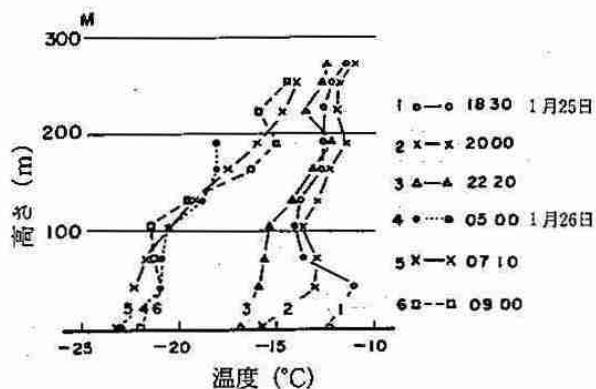


図4-2 1963年1月25日～26月の気温の垂直分布の時間変化

層の中では対流がおこりにくく、この層の中で発生した霧や細氷は長く接続する。旭川を始め道北・道東の内陸都市で放射冷却現象が生ずる時には同様の状態となっている。

図4-3は過冷却霧の霧粒の写真である。この写真からも気温が-20°Cまで下っても霧粒が液体

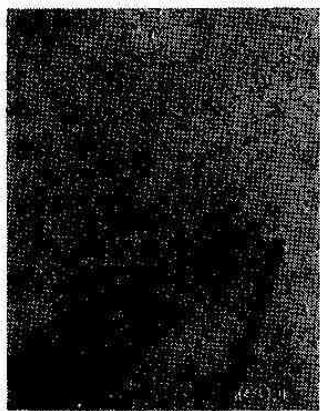


図4-3 過冷却霧粒

であることが分る。図4-4に日没後霧が発生し、それが早朝になって細氷・氷霧に変化する状況を示す。図中 Fog と記されているのは過冷却霧で最初の霧は13日23時半頃に氷霧に変化している。氷霧中の氷晶の大きさは $100\mu\text{m}$ ($1\mu\text{m}$ は1000分1mm) ~ $200\mu\text{m}$ 位のものである。図4-5(a)は元の氷晶の写真である。14日02時頃より再び過冷

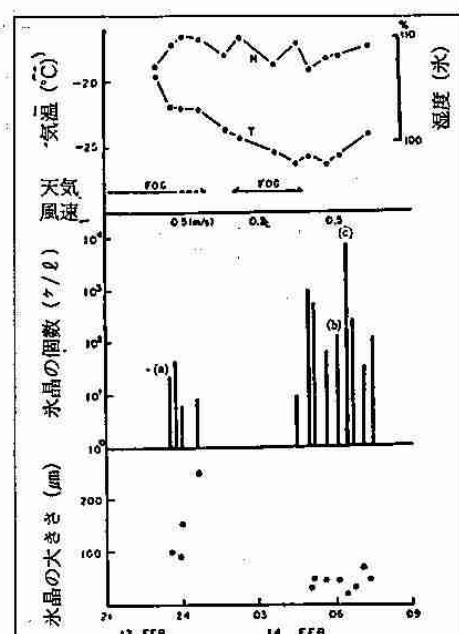


図4-4 過冷却霧から氷霧への変化

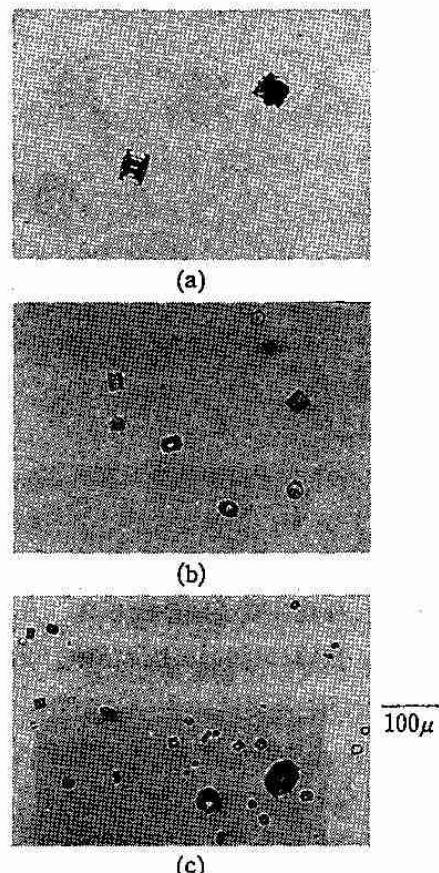


図4-5 図4-4の中に示した(a)(b)(c)に対応する氷晶の写真

却霧が発生し、気温が-27°Cまで下った05時頃より氷晶が発生した。この氷晶は図4-5(b)(c)に示されているように、その大きさが $20\mu\text{m}$ ~ $50\mu\text{m}$ と極めて小さい。更にその数も1ℓ中に数1000個にまで達して霧粒がなくなり細氷となった。この図から分るように過冷却霧の中に氷晶が混るようになると急速に霧粒が消えて行く。これは 0°C 以下の温度では、水に対する飽和水蒸気圧が冰に対する飽和水蒸気圧より大きいため、氷晶と霧粒が共存すると霧粒が蒸発して氷晶が成長するためである。

これまで見てきたように気温が-20°C以下になると霧の中に氷晶が発生するが、これは大気中に浮遊している種々の粒子（大部分は汚染粒子）が氷晶核として働いて、その上に氷晶が形成するからである。図4-6、図4-7に霧粒及び氷晶の電子顕微鏡写真を示す。図4-6の霧粒内に、こ

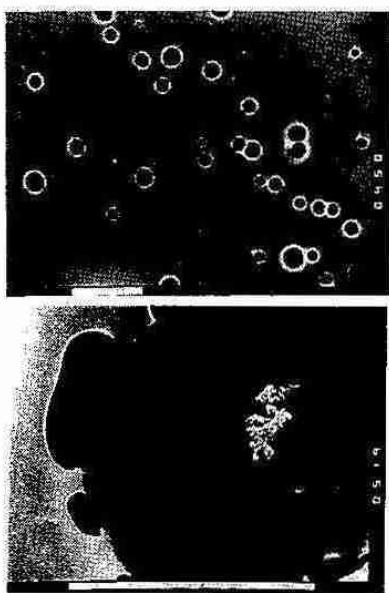


図 4-6 霧粒の電子顕微鏡写真
白線は $100\mu\text{m}$ (上)及び $10\mu\text{m}$ (下)である

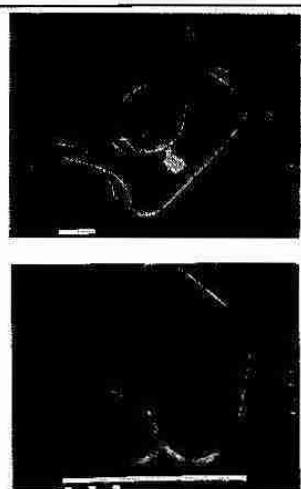


図 4-7 氷晶の電子顕微鏡写真
白線は $10\mu\text{m}$ (上)及び $100\mu\text{m}$ (下)である

の霧粒を作るのに働く凝結核が、又図 4-7には氷晶中の氷晶核が見られる。凝結核は一度溶けて再固体化したと思われる形状をしていることから可溶性の物質から成っていると考えられる。一方、氷晶核は非可溶性と思われる形状を示している。一般的に氷晶核は土壤粒子又は燃焼生成物のような固体で水分子を吸着して氷晶が形成すると云われている。

氷晶を作るのに働く氷晶核数は温度の低下と共に増す。細氷が観測された時の氷晶核数と温度の

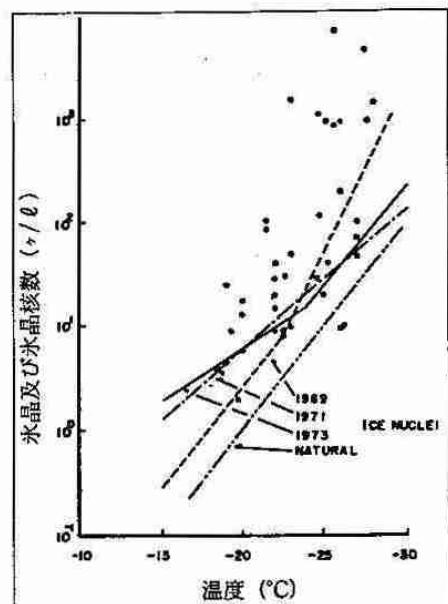


図 4-8 氷晶の数及び氷晶核数と温度との関係
線で示したのが氷晶核数、○印が氷晶の数

関係を図 4-8 に示す。それぞれの線で示したのが氷晶核数で、丸印で示したのが氷晶の個数である。氷晶核数は -25°C で 1 l 中に数10個から100個程度であり、これは一般に雪や雨をもたらす大気中の氷晶核数 (natural と示した) に比べて多い。この事は都市大気中の汚染物質中にかなりの氷晶核として働く粒子が含まれていることを示している。

道北や道東の都市で観測される細氷の成因はそれに必要な水蒸気、氷晶核とも人間活動に密接に

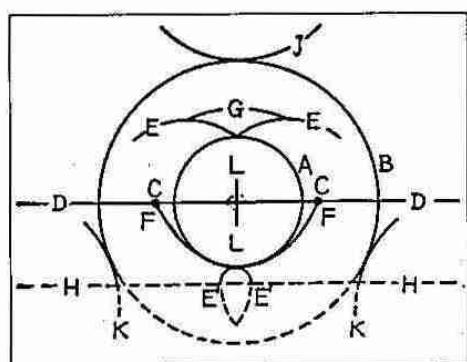


図 4-9 A : 内暈, B : 外暈, C : 幻日, DD :
幻日環, EE : 上端切弧, E'E' : 下端
切弧, F : ローウィツの弧, G : パ
リー(長齊)の弧, HH : 地平線, J :
天頂環, K : 切線弧, LL : 太陽柱

関係している。最近では、水蒸気の供給源として不凍結の河川以外に暖房・工場からの排出ガス及び自動車の排気ガスが大きな比重をもつようになってきた。又これらの排出ガス中には水晶核として働く燃焼生成物も多数含まれている。北海道より気温の下るアラスカ・フェアバンクス市では氷霧の発生は自動車の排気ガスであり、視程が悪化して交通障害の原因となっている。

細氷に伴う光学現象

上空に薄い水晶から成る巻層雲があると、それが太陽光を屈折させたり、反射させたりして種々の光学的現象を生じさせる。図4-9はそれらの現象の名称である。図4-10はアラスカ・バローで写されたハローで、この中に内暈、幻日、幻日

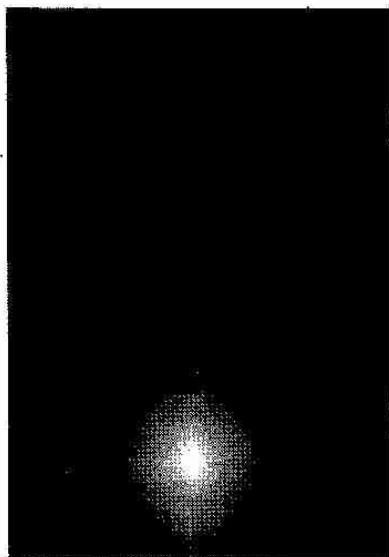


図4-10 ア拉斯カ・バローで観測されたハロー

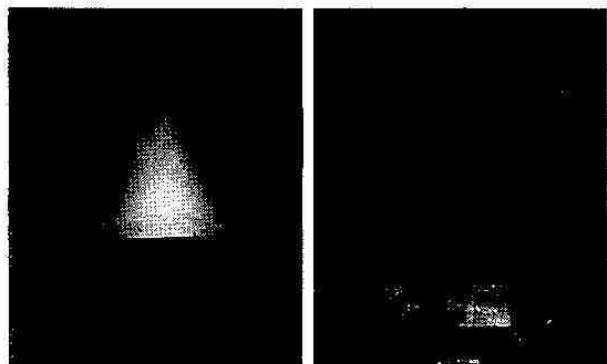


図4-11 名寄で観測された太陽柱(左)と光柱(右)

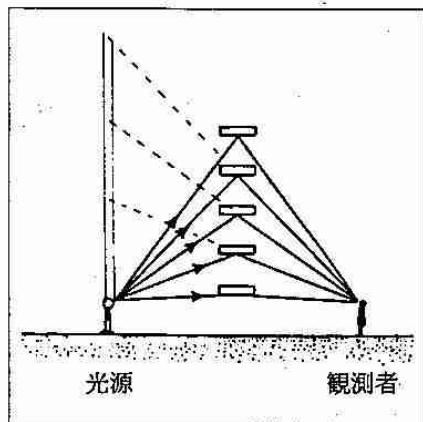


図4-12 光柱が見られる時の光源、水晶及び観測者との関係

環、上端切弧及び太陽柱が見られる。地上で発生する細氷でもこの中の現象のいくつかが見られる。その中で一番良く観測されているのが太陽柱である。図4-11(左)は名寄ピヤシリ・スキーフィールドで見られた太陽柱でスキーフィールドの周囲には細氷が発生していた。光源が街の照明であると(右)のように光の柱として見られる。これは空中に浮んでいる水晶によって反射された光が観測者から見ると垂直方向にサーチライトを向けたように見える現象である(図4-12)。光の柱が暗い夜空に突き出ている様子は大変幻想的である。細氷による幻日は太陽が水平線に近い時に見える。図4-3はアラスカ・フェアバンクス市で観測されたもので、太陽の位置より約22°離れた所に明るく極くわずかに色づいた幻日が見られる。

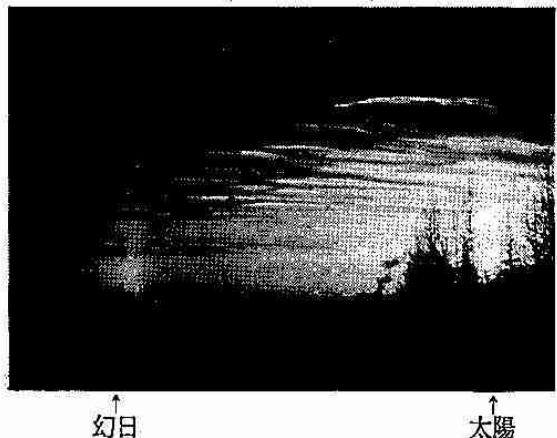


図4-13 ア拉斯カ・フェアバンクスで写された細氷による幻日

—地方講演会—

平成元年度北海道支部地方講演会雑感

札幌管区気象台 足 立 孝 幸

平成元年度の第1回支部理事会が6月9日気象台で開催された。審議事項の一つである地方講演会について話合いが持たれ、担当理事から今年度は、日本農業気象学会北海道支部と共に実施したい旨の提案があり、了承された。

次に、開催地について、候補地として網走・旭川・帯広・空知・後志管内が上げられた。また、「農業気象学会では、網走・帯広ならやり易いといっている」との話が出され、これらを中心に話合いがもたらされたが決定するには至らなかった。しかし、6月中には場所をしばり8月には準備にからなければならないので、担当理事を中心に話を進めることになった。後日、担当理事が白羽の矢を立てた網走に折衝したところ、快く引き受けてくれることになり開催場所は決まった。

現地事務局を網走地方気象台の防災業務課長にお願いし、早速準備に取りかかり、対応が早かったことから会場の確保などは順調に運ばれ、開催日時は11月28日の午後(13:00~17:00)で、「最近のオホーツク海沿岸の農業と気象」をテーマとし、4題の講演と映画「気象衛星から見る四季の天気」の上映も決まった。その後の準備は、現地が積極的に取り組んでくれたのでとどおりなく進み、あとは当日を待つのみとなつた。

講演会の当日、早朝札幌を出発千歳から空路女満別をへて現地入りした。講演会場の準備は現地応援団によりすでに終わり、あたは開場を待つばかりである。

今にも降り出しそうな曇り空の中で12時に開場したが、聴講者の入りは鈍く開場後30分経っても数名で、つい不安になり現地の世話役に大丈夫かなと何度も念を押していた。それも嘘のように20分前、10分前と次第に出足が急速に良くなり開演時間になんでも続々と入場するので、時間を10分程遅らせて講演を始めた。

結局、聴講者は200余名集まり、職業と多種多様に渡っていたが、中でも農業関係者が多かったのが目についた。

講演会は網走地方気象台飯澤防災業務課長の座長により進められ、講演の中では熱心な質問もあり講師もたじたじの一幕もあった。講演会の終わり頃から心配していた雨が降り出してきたが、何故かホッとした。

最後に、今回の講演会を無事に催すことが出来たのも、網走市との折衝や関係機関・一般市民に対するPR、及び会場の準備・講演会場の運営において数々のお手伝いを頂いた、網走地方気象台と気象協会網走支部の職員の皆様の献身的なご協力によることが大きく厚くお礼申し上げます。

平成2年度北海道支部地方講演会案内

日 時：11月19日（月）13：30～16：30

場 所：室蘭市民会館ホール（室蘭市輪西町1番）

タイトル：室蘭地方の気象に関する講演会“胆振の気象と噴火湾の未来構想”

演題・講師：

○胆振地方オロフレ山系の大雪を探る—北大理学部レーダーによる—

菊地勝弘（北大・理学部 教授）

○天気予報の現場から—最近の雨量予報—

木部俊一郎（室蘭地方気象台 技術課長）

○噴火湾の風と波

森 隆志（函館海洋気象台 海上気象課）

○噴火湾におけるフロー・ティング・ステーション構想

近藤敏郎（室工大・工学部 教授）

後 援：胆振支庁、室蘭市

問い合わせ先：室蘭地方気象台 防災業務課 (TEL 0143-22-4249)



一写真訪問①一

寿 都 測 候 所

寿都は明治中頃、にしん漁の中心であったことから、安全操業を願う漁民の要望と、北海道開拓に伴う気象調査の必要から設立された。

創立は1884年（明治17年）6月1日、道内で4番目の観測所として設立されて以来100年余にわたり、地域産業の災害の軽減に大きな役割を果たしている。

その後、増改築が行われたが、近年の新型機器類の導入で狭くなつたため改築されたものである。

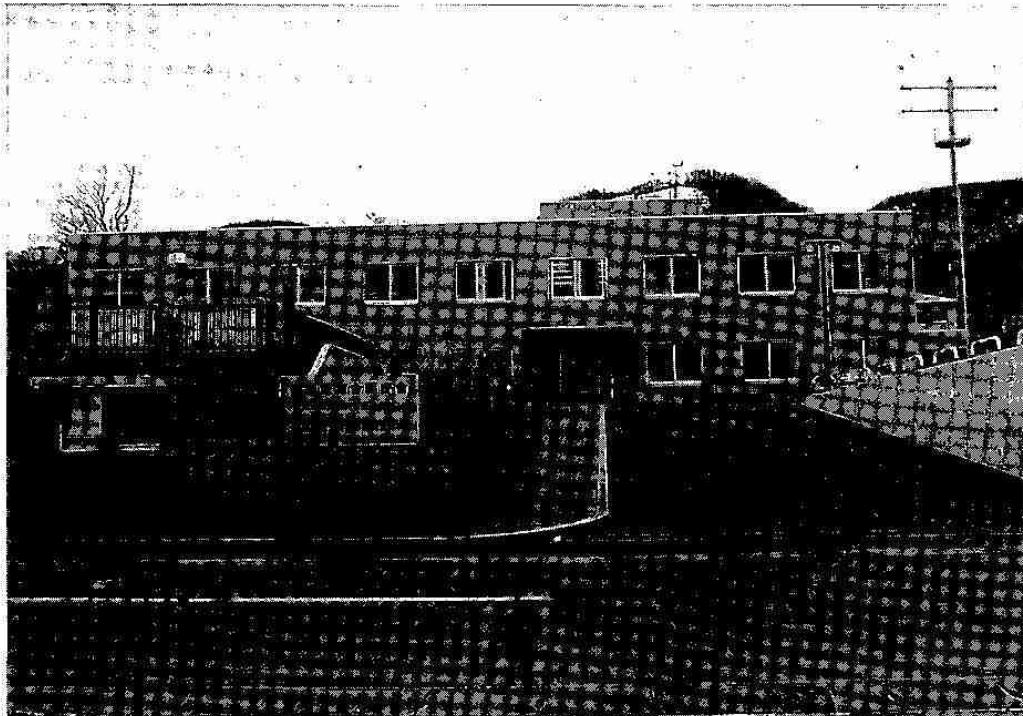
新庁舎は、鉄筋コンクリート2階建て合同庁舎で1階は函館法務局寿都出張所、測候所は函館地方検察庁寿都支部と共に2階に入居している。

なお、測候所の位置、広さなどはつきのとおりである。

所 在 地 北海道寿都町字新栄町209番地

庁舎面積 $3,825.8\text{ m}^2$

測候所面積 $1,070.8\text{ m}^2$



一写真訪問②一

オゾン分光光度計（札幌管区気象台）

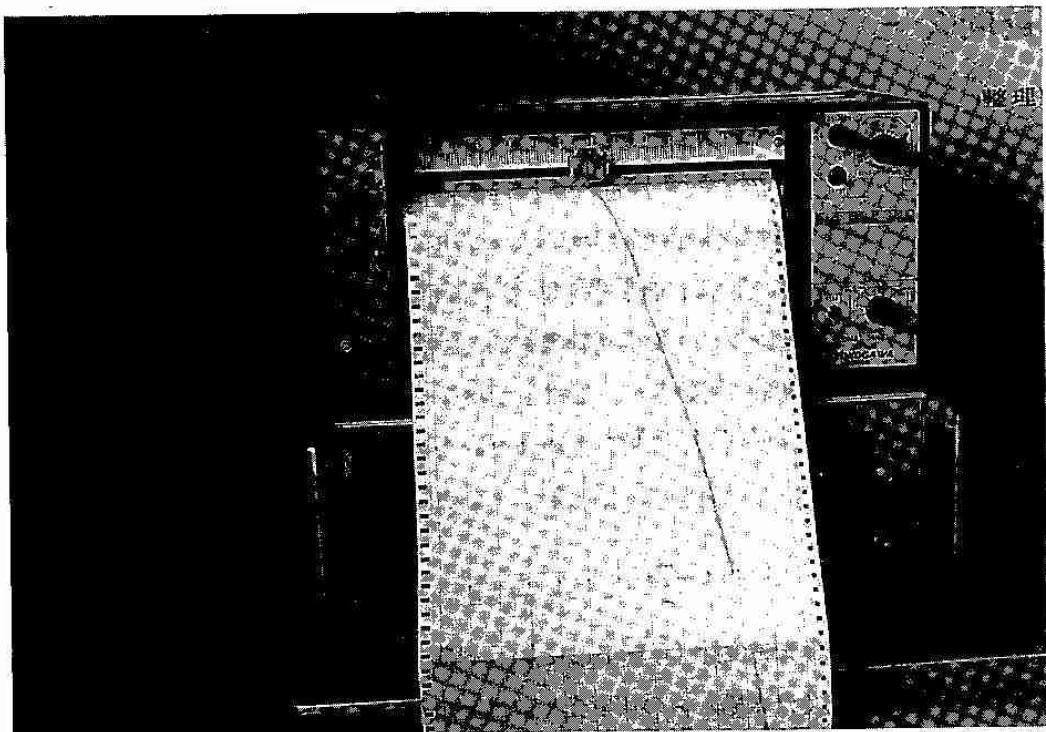
現在、日本国内でルーチンのオゾン観測が行われているのは、札幌・館野・鹿児島・那覇の4箇所であり、南極の昭和基地でも観測が行われている。全世界では39カ国、約120箇所で観測が行われている。観測データはカナダにある「世界オゾンセンター」で一括管理され、「世界オゾン資料」として還元されている。札幌では昭和33年に現行のオゾン観測が開始され、昭和43年から定常業務化された。

観測器材と原理

オゾンの観測には「オゾン分光光度計（写真1）」という測器を使用する。オゾンは太陽光線の中の有害な紫外線を吸収するので、観測では太陽からの直射光や散乱光を利用して、吸収係数の異なる2波長の紫外線に照準を合わせ、その強度比を測定することによって大気中のオゾン全量を算出する。これは「オゾン全量観測」と呼ばれる。



また、天頂に雲がない場合、天頂からの散乱光を数時間連続観測することによってオゾンの鉛直分布を調べる観測も行われている。このときは、光度計にレコーダー（写真2）を接続して連続観測が行われる。この観測は、太陽天頂角の変化と共に、2波長の紫外線の強度比が次第に反転していく現象を利用しているた



め、「オゾン反転観測」と呼ばれている。

観 測

降水・強風といった悪条件でない限り、1日3～4回、指定された太陽天頂角の時刻に観測を行う。観測時刻は季節、緯度、経度によって毎日変化する。曇天の場合には天頂からの散乱光の観測のみを行い、太陽からの直射光がある場合には更に直射光観測を行う。1回の観測に要する時間は、準備から終了まで約30分が目安である。

オゾン反転観測の場合は、数時間の観測中、天頂に目立った雲がない状態でないとデータが取れないので毎日観測条件が満たされているわけではないが、可能な限り観測が行われ、データを蓄積している。

データ処理

観測されたデータの処理はパーソナルコンピュータを利用して行われ（写真3）、計算によって求められたオゾン全量の値は日原簿の形でプリンタから出力される。また、反転観測データの処理、月統計計算の処理、更に測器の点検データの処理にもパーソナルコンピュータが利用されている（写真4）。



オゾン		水素		酸素		自己・多環	
測定時間 (1998年) (AM H : 7.5)		No. : -0.3 (AM H : 1.5)		監視番号: BEXX 128 ENOKI		測定時間 (1998年) (AM H : 1.5)	
規 準	大気中(CO ₂) S-1 大気中(CO ₂)	規 準	大気中(CO ₂)	規 準	大気中(CO ₂)	規 準	大気中(CO ₂)
濃度	QA QD 25.1 27.1 No. RA RD	濃度	QA QD 25.0 47.1 No. RA RD	濃度	QA QD 104.0 No. RA RD	濃度	QA QD 98.5 103.6 No. RA RD
0	1002	11	1014	12	323	13	1010
7	1015	12	1010	13	376	14	1005
9	1008	13	1005	14	376	15	1005
14	1015	16	1015	17	371	18	1015
平 均	161.6 NA, ND170.1	66.4 NA, ND105.7	101.0 NA, ND105.7	37.1 NA, ND105.7	37.3	平 均	165.7 NA, ND172.3
標準偏差	± 20.45 NA-△ N O1/112.0	± 20.45 NA-△ N O1/111.5	± 20.45 NA-△ N O1/112.0	± 20.45 NA-△ N O1/111.5	± 20.45 NA-△ N O1/112.0	標準偏差	± 20.45 NA-△ N O1/112.0
A : ± 2.408	B : 1.635	C : 1.635	D : 1.635	E : 1.635	F : 1.635	G : 1.635	H : 1.635
規 準	大気中(CO ₂) S-1 大気中(CO ₂)	規 準	大気中(CO ₂)	規 準	大気中(CO ₂)	規 準	大気中(CO ₂)
濃度	QA QD 25.1 27.1 No. RA RD	濃度	QA QD 25.0 47.1 No. RA RD	濃度	QA QD 104.0 No. RA RD	濃度	QA QD 98.5 103.6 No. RA RD
1	1002	15	812	14	343	15	1005
2	1054	15	808	14	343	16	1005
3	1054	15	808	14	343	17	1005
4	1083	15	805	14	343	18	1005
5	1059	15	805	14	343	19	1005
6	1059	15	805	14	343	20	1005
7	1059	15	805	14	343	21	1005
8	1059	15	805	14	343	22	1005
9	1059	15	805	14	343	23	1005
10	1059	15	805	14	343	24	1005
11	1059	15	805	14	343	25	1005
12	1059	15	805	14	343	26	1005
13	1059	15	805	14	343	27	1005
14	1059	15	805	14	343	28	1005
15	1059	15	805	14	343	29	1005
16	1059	15	805	14	343	30	1005
17	1059	15	805	14	343	31	1005
18	1059	15	805	14	343	32	1005
19	1059	15	805	14	343	33	1005
20	1059	15	805	14	343	34	1005
21	1059	15	805	14	343	35	1005
22	1059	15	805	14	343	36	1005
23	1059	15	805	14	343	37	1005
24	1059	15	805	14	343	38	1005
25	1059	15	805	14	343	39	1005
26	1059	15	805	14	343	40	1005
27	1059	15	805	14	343	41	1005
28	1059	15	805	14	343	42	1005
29	1059	15	805	14	343	43	1005
30	1059	15	805	14	343	44	1005
31	1059	15	805	14	343	45	1005
32	1059	15	805	14	343	46	1005
33	1059	15	805	14	343	47	1005
34	1059	15	805	14	343	48	1005
35	1059	15	805	14	343	49	1005
36	1059	15	805	14	343	50	1005
37	1059	15	805	14	343	51	1005
38	1059	15	805	14	343	52	1005
39	1059	15	805	14	343	53	1005
40	1059	15	805	14	343	54	1005
41	1059	15	805	14	343	55	1005
42	1059	15	805	14	343	56	1005
43	1059	15	805	14	343	57	1005
44	1059	15	805	14	343	58	1005
45	1059	15	805	14	343	59	1005
46	1059	15	805	14	343	60	1005
47	1059	15	805	14	343	61	1005
48	1059	15	805	14	343	62	1005
49	1059	15	805	14	343	63	1005
50	1059	15	805	14	343	64	1005
51	1059	15	805	14	343	65	1005
52	1059	15	805	14	343	66	1005
53	1059	15	805	14	343	67	1005
54	1059	15	805	14	343	68	1005
55	1059	15	805	14	343	69	1005
56	1059	15	805	14	343	70	1005
57	1059	15	805	14	343	71	1005
58	1059	15	805	14	343	72	1005
59	1059	15	805	14	343	73	1005
60	1059	15	805	14	343	74	1005
61	1059	15	805	14	343	75	1005
62	1059	15	805	14	343	76	1005
63	1059	15	805	14	343	77	1005
64	1059	15	805	14	343	78	1005
65	1059	15	805	14	343	79	1005
66	1059	15	805	14	343	80	1005
67	1059	15	805	14	343	81	1005
68	1059	15	805	14	343	82	1005
69	1059	15	805	14	343	83	1005
70	1059	15	805	14	343	84	1005
71	1059	15	805	14	343	85	1005
72	1059	15	805	14	343	86	1005
73	1059	15	805	14	343	87	1005
74	1059	15	805	14	343	88	1005
75	1059	15	805	14	343	89	1005
76	1059	15	805	14	343	90	1005
77	1059	15	805	14	343	91	1005
78	1059	15	805	14	343	92	1005
79	1059	15	805	14	343	93	1005
80	1059	15	805	14	343	94	1005
81	1059	15	805	14	343	95	1005
82	1059	15	805	14	343	96	1005
83	1059	15	805	14	343	97	1005
84	1059	15	805	14	343	98	1005
85	1059	15	805	14	343	99	1005
86	1059	15	805	14	343	100	1005
87	1059	15	805	14	343	101	1005
88	1059	15	805	14	343	102	1005
89	1059	15	805	14	343	103	1005
90	1059	15	805	14	343	104	1005
91	1059	15	805	14	343	105	1005
92	1059	15	805	14	343	106	1005
93	1059	15	805	14	343	107	1005
94	1059	15	805	14	343	108	1005
95	1059	15	805	14	343	109	1005
96	1059	15	805	14	343	110	1005
97	1059	15	805	14	343	111	1005
98	1059	15	805	14	343	112	1005
99	1059	15	805	14	343	113	1005
100	1059	15	805	14	343	114	1005
101	1059	15	805	14	343	115	1005
102	1059	15	805	14	343	116	1005
103	1059	15	805	14	343	117	1005
104	1059	15	805	14	343	118	1005
105	1059	15	805	14	343	119	1005
106	1059	15	805	14	343	120	1005
107	1059	15	805	14	343	121	1005
108	1059	15	805	14	343	122	1005
109	1059	15	805	14	343	123	1005
110	1059	15	805	14	343	124	1005
111	1059	15	805	14	343	125	1005
112	1059	15	805	14	343	126	1005
113	1059	15	805	14	343	127	1005
114	1059	15	805	14	343	128	1005
115	1059	15	805	14	343	129	1005
116	1059	15	805	14	343	130	1005
117	1059	15	805	14	343	131	1005
118	1059	15	805	14	343	132	1005
119	1059	15	805	14	343	133	1005
120	1059	15	805	14	343	134	1005
121	1059	15	805	14	343	135	1005
122	1059	15	805	14	343	136	1005
123	1059	15	805	14	343	137	1005
124	1059	15	805	14	343	138	1005
125	1059	15	805	14	343	139	1005
126	1059	15	805	14	343	140	1005
127	1059	15	805	14	343	141	1005
128	1059	15	805	14	343	142	1005
129	1059	15	805	14	343	143	1005
130	1059	15	805	14	343	144	1005
131	1059	15	805	14	343	145	1005
132	1059	15	805	14	343	146	1005
133	1059	15	805	14	343	147	1005
134	1059	15	805	14	343	148	1005
135	1059	15	805	14	343	149	1005
136	1059	15	805	14	343	150	1005
137	1059	15	805	14	343	151	1005
138	1059	15	805	14	343	152	1005
139	1059	15	805	14	343	153	1005
140	1059	15	805	14	343	154	1005
141	1059	15	805	14	343	155	1005
142	1059	15	805	14	343	156	1005
143	1059	15	805	14	343	157	1005
144	1059	15	805	14	343	158	1005
145	1059	15	805	14	343	159	1005
146	1059	15	805	14	343	160	1005
147	1059	15	805	14	343	161	1005
148	1059	15	805	14	343	162	1005
149	1059	15	805	14	343	163	1005
150	1059	15	805	14	343	164	1005
151	1059	15	805	14	343	165	1005
152	1059	15	805	14	343	166	1005
153	1059	15	805	14	343	167	1005
154	1059	15	805	14	343	168	1005
155	1059	15	805	14	343	169	1005
156	1059	15	805	14	343	170	1005
157	1059	15	805	14	343	171	1005
158	1059	15	805	14	343	172	1005</td

一会员寄稿一

グリーンランド滞在記

北海道教育大学旭川分校 櫻井 兼市

筆者は1989年12月中旬から1990年1月下旬まで約45日間、文部省海外学術調査「低温型雪結晶及び極域エアロゾルの研究」(代表:菊地勝弘)の一員としてグリーンランドのゴットホープ($64^{\circ}11'N$ 、 $51^{\circ}45'W$)とゴットハウ($69^{\circ}19'N$ 、 $53^{\circ}33'W$)に滞在したので、そこで見聞した事について紹介したいと思います。

グリーンランドは北大西洋のカナダ寄りに殆んど氷床で覆われた世界最大の島で、南端は $59^{\circ}45'N$ 、北端は $83^{\circ}39'N$ まで約2600km、東西の巾は約1200kmで総面積は約2,176,000km²で日本の約6倍あります。日本とは地軸に対して対称の子午線上にあり時差は丁度12時間です。10世紀後半に北欧の船乗りがこの島に上陸しグリーンランドと命名して以来、多くのヨーロッパ人が植民に入り、大航海時代を経て、18世紀にデンマーク領となりました。植民は主として暖流が流れている南西海岸に入植し、現在本国の県と同等の地位が与えられ、首都はゴットホープ(現地名ヌーク)に置かれています。

グリーンランドへの空の玄関は北極圏に入った直ぐの西海岸に近いサンドロストームフィヨルド空港です。コペンハーゲンからの飛行時間が4時間、そして時差が4時間あることからコペンハーゲンを昼の12時頃出発した私達は薄暗い中を飛んでサンドロに着くのはやはり12時頃になります。この空港は冷戦時代に米国が建設した空軍基地でジャンボ機が発着出来る唯一の空港です。サンドロから最初の目的地ゴットホープに入ったのは12月18日午後6時過ぎでした。グリーンランド航空の予定では3時頃着くことになっていましたが、フライトが遅れこんな時間となりました。初めての土地に行く不安に加え、この遅れで本当に飛行機がとぶのかとの不安が倍加させられました。後に現地の人の話では、こここの飛行機が遅れるることは日常的であるとの事でした。

ゴットホープは先にも書いたようにグリーンランドの首都で人口は1万強、グリーンランド全体で5万人程ですから、その1/5が住んでいることになります。市の中心にはホテル、スーパー、諸管庁等があり明るい昼休みにはクリスマスの買物に賑わっていました。観測と宿泊は市の南西の海岸にある水産生物実験所を借りて行われました。こここの所長はまだ若い研究者でその他に学生のアルバイトと秘書が冬期間の管理にあ



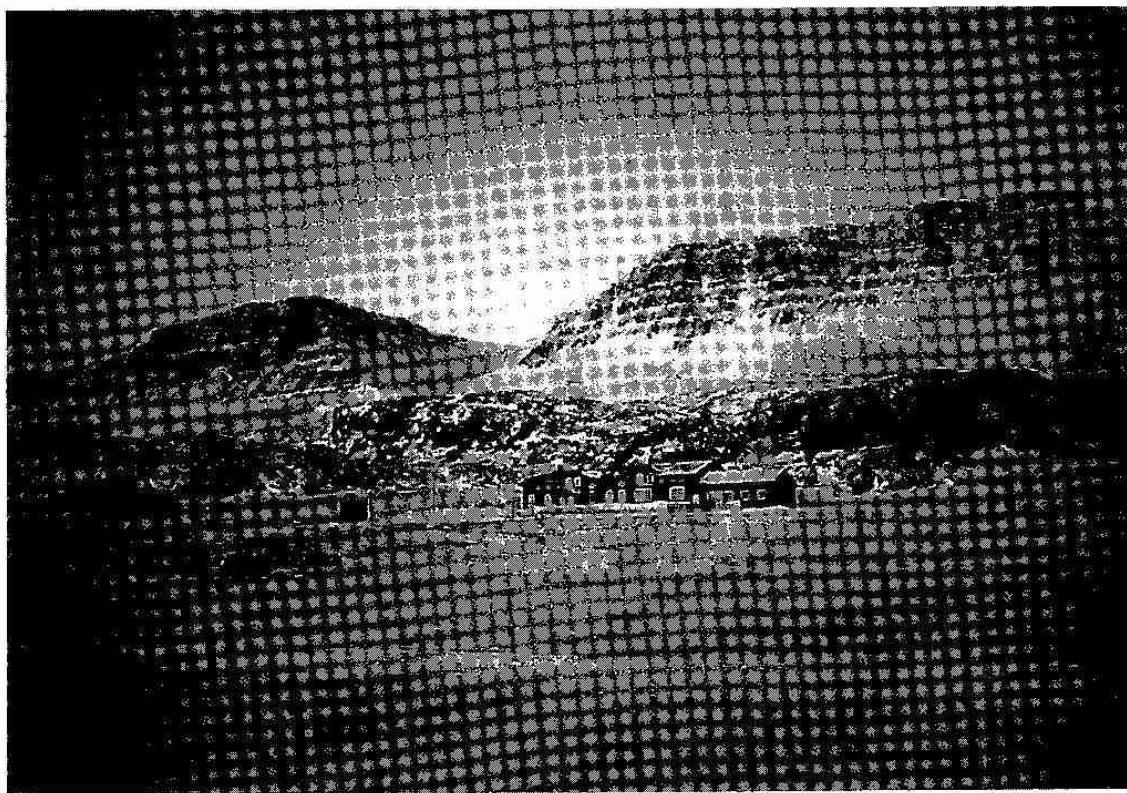


ゴットホープ；水産生物実験所

たっていました。

グリーンランドを訪れて印象的であるのは樹木が全く見られないことあります。グリーンランド全土の85%が氷床で覆われている中で平地は海岸に近いわずかな部分だけです。そこも岩盤が露出し、植物の生育に必要な土壌が殆んどなく草木類と苔類が見られるばかりであります。同じ緯度のアラスカやカナダ北部とは全く異った風景で、これは海岸までせまつた氷河によって表土が削り取られ土壌の堆積がみられないことによるようです。それでもこここの住民は住宅の南側に小さな温室を作り野菜作りをしています。グリーンランドと日本との関係は最近深くなっているようです。昨年、ゴットホープで日本フェアが催され日本の生活・文化が紹介され、又日本の自動車（主として4WD車）が欧州車に取って代りつつあります。グリーンランド側では日本への魚及びエビの輸出に力を入れていて、最近日本のスーパー・マーケットでグリーンランド産の冷凍エビが氷山の描かれた箱に入ってるのを見ることができます。

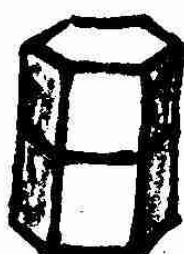
1月3日サンドロを経由してゴットハウ恩に入りました。乗換え便の最後はヘリコプターで筆者にとって最初の経験がありました。グリーンランドの海岸はフィヨルドになっており、村や町の交通機関は夏には船を使えますが道路がないために冬期間はこの“ヘリ”が唯一の交通手段となります。ゴットハウ恩は人口約900人の小さな村で観測はコペンハーゲン大学極地センターで行いました。センターは夏の間、学生が実習・実験を行う施設で立派な宿泊設備が整っています。観測の目的から出来るだけ気温の低い条件が望ましいのですが期間中は-10°C~-22°Cと比較的高い温度で経過しました。ただ高緯度であることから日射による昇温は小さく日较差は極くわずかでした。ここでの初日の出は1月8日頃でその日は雲があって太陽を見るこ



ゴットハウン；コペンハーゲン大学極地センター

とは出来ませんでしたが良く晴れ上った1月13日に初めて地平線に太陽が顔を見せてくれました。地上気象観測はDMI(デンマーク気象研究所)が現地の人に依頼して行っており、予報は本国でされるものがラジオで放送されています。新聞天気図は非常に簡単なものでグリーンランドの入った地図に高低気圧の位置、前線、各地の気温及び天気が記入されているだけで等圧線、風向風力等は書かれていません。更に現地で発行される新聞は数日毎に発行される(1989年は最終号が164号)ので観測する上ではあまり参考とはなりませんでした。

ここに住む人達にとって冬の楽しみは短い日中に犬橇を走らせたり、海水に穴をあけて釣をしたりすることですが、若い人にはスノーモービルを大きい音を上げて走ることがはやっています。ハンティングも盛んのようで時々獵銃の音が聞えて来ます。滞在中に体長が1m強の白熊(現地ではice bearと呼んでいた)が獲れ、皮を剥いているのを見ることが出来ました。グリーンランドと云うと私達にとって遠い国と思っていましたが今回の訪問で顔の形も体形も似た人達の住む所で言葉は良く通じませんでしたが大変親近感をもったことは筆者にとって大きな収穫がありました。



—総会報告—

平成 2 年度支部総会報告

平成 2 年 6 月 19 日 (火) の支部研究発表会に先だって、平成 2 年度支部総会が開かれた。出席者 31 名、委任状 60 名であった。議長に北海道大学理学部播磨屋教授が選任され、下記の順で議事が進行された。

支部長が都合により欠席のため、菊地勝弘理事のあいさつに始まり、菊地理事より平成元年度事業報告・松田理事より会計報告、桜井会計監査より合計監査報告があり、承認された。続いて菊地理事より平成 2 年度事業計画、松田理事より予算案が説明され、原案どおり決定された。

総会次第

開 会

議長選出

議長あいさつ

支部長あいさつ

議 題

- (1) 平成元年度事業報告
- (2) 平成元年度会計報告
- (3) 平成元年度会計監査報告
- (4) 平成 2 年度事業計画
- (5) 平成 2 年度予算計画
- (6) その他

閉 会

平成元年度支部事業報告

1. 平成元年度第 1 回理事会 (平成元年 6. 9 : 札幌管区気象台)

理事欠員の補充、支部長選出、業務分担、

昭和 63 年度事業報告及び会計報告、平成元年度事業計画及び予算審議

2. 平成元年度支部総会 (平成元. 6. 19 : 北大理学部地球物理学教室)

昭和 63 年度事業報告及び会計報告、平成元年度事業計画及び予算審議

3. 平成元年度第 1 回支部研究発表会 (元. 6. 19 : 北大理学部地球物理学教室)

参加者 約 50 名、発表題数 9 題

4. 第7回夏季大学（平成元. 7. 27~28日：札幌市青少年科学館）

参加者 約40名

講 師 中山 嵩（札管区）、望月 定（室工大）

金戸 進（札管区）、菊地弘明（札管区）

VTR 「気候とその変動」

5. 「細氷」第35号発行148頁（平成元、9月）

6. 平成元年度第2回理事会（平成元. 10. 13：札幌管区気象台）

平成元年度中間報告

7. 平成元年度第2回支部研究発表会（元. 11. 22：札幌管区気象台会議室）

参加者 約60名、発表題数 9題

8. 地方講演会（平成元. 11. 28：網走市市民会館）

参加者 約200名

講 師 宮川 和夫（網走地台）、青田 昌秋（北大）

佐々木多喜雄（北見農試）、山上 重吉（専修大）

映画上映「気象衛星から見る四季の天気」

9. 特別講演会（平成2年. 3. 19：北海道大学理学部）

講 師 Dr. C. A. Sansigolo

Dr. E. S. C. Neto

10. 平成元年度第3回理事会（平成2. 3. 19：札幌管区気象台）

平成元年度事業及び会計中間報告、平成2年度役員選挙に関する事項

11. 特別講演会（平成2年. 3. 23：北海道大学クラーク会館）

講 師 福田矩彦氏（ユタ大学気象学教室教授）

平成元年度決算報告

収 入

項 目	金 額 円	備 考
前 年 度 繰 越 金	9,088	
本 部 交 付 金	336,750	(850円×255人)+120,000
夏 季 大 学 交 付 金	50,000	札幌市青少年科学館と共に
入 会 金	8,500	500円×17人
広 告 料	100,000	細水広告料
預 金 利 子	364	
そ の 他	870	細水1冊販売(500), 地方講演会残額(370)
合 計	505,572	

支 出

項 目	金 額 円	備 考
理 事 会	7,856	3回開催
研究発表会・総会	6,758	案内状送付(研究会プログラム2回)
事 務 費	515	現金出納簿購入
通 信 費	11,106	
夏 季 大 学 経 費	68,589	
細水35号印刷費	266,976	消費税3%加算
交 通 費	42,140	理事会・総会交通費
地 方 講 演 会 経 費	90,000	学会支部負担金(11月28日網走市で開催)
次 年 度 繰 越 金	11,632	
合 計	505,572	

平成元年度決算について相違ないことを証明します。

平成2年3月31日 会計監査 桜井 兼市 ㊞



平成2年度支部事業計画

1. 第17期支部役員選挙（告示：平成2年、4. 23、候補締切：5. 2 投票締切5. 31、開票：6. 4）

2. 平成2年度支部総会

平成2. 6. 19（北大理学部3号館地球物理教室3の401講義室）

3. 平成2年度支部研究発表会

第1回 平成2. 6. 19（北大理学部3号館地球物理学教室3の401講義室）

第2回 平成2. 10. 下旬（札管区）

4. 第8回夏季大学

平成2. 7. 27（金）～7. 28（土）

（第1日目：札幌管区気象台）

（第2日目：札幌青少年科学館、両日とも10:00～15:00）

講 師 太田 幸雄（北大）、北出 武夫（札管区）

横井 兼市（旭教大）、小島 修（気象協会）

5. 平成2年度地方講演会

（検討中）

6. 「細氷」第36号発行（9月初旬予定）

7. 支部理事会

第1回 2. 6. 12（札幌管区気象台）

第2回 2. 9. （札幌管区気象台）

第3回 3. 3. （札幌管区気象台）

・平成2年度予算

・その他



平成2年度予算

収 入

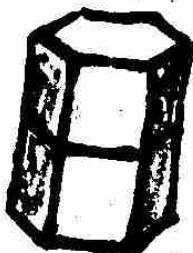
項 目	金 額 円	備 考
前 年 度 繰 越 金	11,632	
本 部 交 付 金	332,500	(850円×250人)+12万円
夏 季 大 学 交 付 金	50,000	
入 会 金	8,000	16人×500円
広 告 料	100,000	
預 金 利 子	350	
合 計	502,482	

支 出

項 目	金 額 円	備 考
理 事 会	8,000	3回
研 究 発 表 会	7,000	2回(1回は総会含む)
事 務 費	3,000	
通 信 費	20,000	
夏 季 大 学 経 費	60,000	
「細氷」編集費	260,000	36号印刷
交 通 費	21,000	
地 方 講 演 会 経 費	90,000	開催場所検討中
選 撈 関 係 印 刷 費	30,000	第17期役員選挙
次 年 度 繰 越 金	3,482	
合 計	502,482	

その他

幹事1名の増員の規約改正が提案され、決定された。



一選挙結果一

第17期日本気象学会北海道支部役員選挙結果

平成2年6月4日札幌管区気象台にて開票の結果、投票総数171票、有効票数169票、無効票数3票により、次の各氏が当選しました。(50音順)

理事

遠藤辰雄(北海道大学低温科学研究所)
菊地勝弘(北海道大学理学部)
北出武夫(札幌管区気象台)
伝法宏(日本気象協会北海道本部)
二宮洗三(札幌管区気象台)
松田一(札幌管区気象台)
村上律雄(函館海洋気象台)

会計監査

桜井兼市(北海道教育大学旭川分校)

一役員会報告一

平成元年度役員会報告

1. 平成元年度第1回理事会(「細氷」35号119~120頁に報告済)

2. 平成元年度第2回理事会(平成元年10月13日、於札幌管区気象台)

出席者：黒沢、中山、菊地(弘)、伝法、菊地(勝)、遠藤、上田、児玉、足立、川野

(1) 平成元年度の事業中間報告がなされた。

(2) 夏季大学講座について遠藤理事から以下のように報告された。

ア. 40名の受講者があり、おおむね好評であった。

イ. アンケート中に講義室の問題を指摘するものがあったので将来会場の変更等を検討する必要がある。

(3) 細氷について児玉幹事から以下のような報告があった。

ア. 夏季大学テキスト写真製版したので、発行が遅れたが印刷費は安くなった。

3. 平成元年度第3回理事会（平成2年3月19日、於札幌管区気象台）

出席者：二宮、中山、菊地（勝）、遠藤、桜井、上田、児玉、足立、石原

(1) 理事の補充及び支部長交替

3月1日付で転出した黒沢支部長に替って二宮会員（札幌管区気象台長）が理事に推薦され承認された。つづいて、二宮理事が支部長に互選された。

(2) 報告事項

ア. 中山理事より、地方講演会が網走市民会館において200名の参加者を得て、予定通り終了したとの報告がなされた。

4. 足立幹事から会計中間報告があり、桜井監査から中間監査報告があった。

(3) 審議事項

ア. 平成2年度の地方講演会は、室蘭か苫小牧で行なうよう準備することが決められた。

イ. 川野幹事にかわって石原会員が幹事に指名された。

4. 平成2年着第1回理事会（平成2年6月12日、於札幌管区気象台）

出席者：二宮、北出、松田、伝法、菊地、遠藤、上田、児玉、足立、石原

(1) 第17期役員選挙の開票結果が上田幹事長により報告された。

(2) 理事の互選により、二宮理事が支部長に、また、菊地理事、遠藤理事、北出理事、松田理事が常任理事に選ばれた。

(3) 新支部長のあいさつの後、支部長から、幹事として上田、児玉、足立、石原の4名が指名された。

(4) 理事・幹事の業務分担が次のように決定した。

理事 企画担当：伝法、菊地

講演担当：北出

細氷担当：松田

夏期大学担当：遠藤

幹事 幹事長：上田

細氷編集：児玉

庶務会計：足立、石原

(5) 平成元年度 事業報告、会計報告、会計監査報告が、上田幹事長、足立幹事、桜井会計監査からなされた。

(6) 平成2年度事業計画案が審議され、以下のことが決まった。

ア. 6月19日に支部総会と平成2年度第1回支部研究発表会を行なう。第2回支部研究発表会は10月下旬に行なう。

イ. 夏季大学を7月27日に札幌管区気象台で、7月28日札幌市青少年科学館で行なう。講師は太田幸雄、北出武夫、桜井兼市、小島修の4名に依頼する。

ウ. 地方講演会は室蘭で行なう。

(7) 平成2年度の予算案が足立幹事より説明され、承認された。

(8) 支部総会において、幹事1名増員の規約改正を提案する。

一支部役員一

平成2年度日本気象学会北海道支部役員

支 部 長 二 宮 洸 三 札幌管区気象台長

常任理事 北出武夫 札幌管区気象台技術部長

常任理事 菊地勝弘 北海道大学理学部教授

常任理事 松田 一 札幌管区気象台調査課長

常任理事 遠藤辰雄 北海道大学低温科学研究所助教授

理 事 伝法宏 日本気象協会北海道本部長

理 事 村上律雄 函館海洋気象台長

会計監査 桜井兼市 北海道教育大学旭川分校教授

幹 事 長 上田 博 北海道大学理学部

幹 事 足立孝幸 札幌管区気象台調査課

幹 事 石原洋 札幌管区気象台予報課

幹 事 児玉裕二 北海道大学低温科学研究所

幹 事 若林徳司 日本気象協会北海道本部

札幌管区気象台：(代) 011-611-6121

函館海洋気象台：(代) 0138-46-2111

北海道大学：(代) 011-716-2111

日本気象協会北海道支部：(代) 011-621-2456

一交換機関誌一

- ・東北支部講演会予稿集 平成元. 11. 17 仙台
- ・東北支部気象講演会要旨 1990. 1. 18 青森市
- ・中部支部研究会講演要旨集 第6号 1989. 11. 27~28 金沢
- ・関西支部例会議演要旨集 第49号 (大観模現象) 1989. 11. 16 京都
- ・関西支部例会講演要旨集 第50号 (中小規模現象・局地現象) 1989. 11. 21 広島
- ・関西支部例会講演要旨集 第51号 (中観模現象) 1989. 11. 24 香川
- ・関西支部例会講演要旨集 第52号 (海洋と気象) 1990. 2. 2 神戸
- ・九州支部講演要旨集 第11号 1990. 1. 26
- ・日本雪氷学会北海道支部機関誌「北海道の雪氷」 第8号 平成元年度
- ・日本農業気象学会北海道支部会誌「北海道の農業気象」 第41号 平成元年11月
- ・東北支部だより 創刊号 1989年8月
- 2、3合併号 1989年10月
- 第4号 1990年4月
- ・中部支部だより 第28号 平成元. 3. 17
- 第29号 平成元. 7. 31
- 第30号 平成元. 10. 9
- 第31号 平成2. 3. 10
- ・関西支部ニュース 第189号 平成元. 10. 16
- 第190号 平成元. 12. 8
- 号外 1990. 1. 12
- 第191号 平成2. 3. 18
- 第192号 平成2. 5. 2
- ・九州支部だより No.66 1989. 8月
- No.67 1990. 3月

一気象関係図書一

<専門書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
気象学総論	正野 重方	地人書館	2,000
新版気象学概論	山本 義一	朝倉書店	2,900
気象学の基礎(上・下)	マッキントッシュ	共立出版	(上) 1,400 (下) 1,200
気象学のプロムナード(全15巻)		東京堂出版	各3,200
大気環境の科学(全5巻)		東大出版会	2,500- 2,800
大気科学講座(全4巻)		"	各3,200
大気物理学	ホートン	みすず書房	4,500
気象力学通論	小倉 義光	東大出版会	3,600
図説気象学	根本 順吉 他	朝倉書店	5,700
教養の気象学	日本気象学会 気象教育と普及の会	"	2,500
現代の気象テクノロジー(全8巻)		"	2,800- 3,500
大気保全学	大喜多 敏一	産業図書	3,200
天気の科学	駒林 誠	朝日新聞社	980
自然現象に挑む(別冊サイエンス)		日本経済新聞社	1,200
境界層の気象	オーク	朝倉書店	5,200
一般気象学	小倉 義光	東大出版会	2,800
気象と人間シリーズ(全4巻)		朝倉書店	2,400
雲と雨の科学	メイソン	総合科学出版	950
六花の美(雪の結晶成長とその形)	小林 稔作	サイエンス社	2,000
実地応用のための気象観測技術	太田 正次・篠原 武次	地人書館	1,700
身近な気象の科学	近藤 純正	東京大学出版会	2,200
ANA AVIATION WEATHER (基礎編、和文)	全日空	日本気象協会	2,600
ANA AVIATION WEATHER (応用編、和文)	全日空	日本気象協会	3,500
新版 気象の事典	和達 清夫 監修	東京堂出版	5,800
気象ハンドブック	気象ハンドブック 編集委員会	朝倉書店	12,000
日本の気候(日本の自然8)	中村 和郎・木村 竜治	岩波書店	3,400

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
日本・世界の気候図	浅井辰郎他	東京堂出版	4,800
気候学・気象学事典	吉野正敏他	二宮書店	12,800
大気力学入門	栗原宣夫	岩波書店(全書)	1,600
第Ⅱ期 気象学のプロムナード (全12冊)		東京堂出版	3,500
学術用語集 気象学編(改訂版)	文部省、日本気象学会	日本学術振興会	1,500
気象の事典	浅井富夫、内田英治	平凡社	3,500
風の事典	河村武 関口武	原書房	12,000
強風の性質	塩谷正雄	開発社	2,500
気候変動の実態	河村武	古今書院	3,800
新版 小気候	吉野正敏	地人書館	3,600
大気大循環論	新田尚	東京堂出版	8,000
気候変動－異常気象・長期変動の謎を探る－	浅井富雄	東京堂出版	4,500

<普及書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
雪	中谷宇吉郎	岩波書店 (新書特装版)	800
雷	"	"	"
日本の天気	高橋浩一郎	岩波書店(新書)	480
雲を読む本	"	講談社(ブルーバックス)	560
地球は寒くなるか	土屋巖	講談社 (現代新書)	420
雲と雷の科学	孫野長治	日本放送出版協会(NHKブックス)	700
気象の科学	駒林誠	"	600
大気の科学	小倉義光	"	700
雨・風・寒暑の話	和達清夫・倉嶋厚	"	700
微気象の探究	大後美保	"	750
熱くなる大都市	尾島俊雄	"	650
天気予報の科学	高橋浩一郎	"	700

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
ジェット気流	ライター	河出書房新社	絶版
惑星の気象学	オハーリング	"	"
汚れた空	バタン	河出書房新社	絶版
からだと天気	ランズバーグ	"	"
モンスーン	倉嶋 厚	"	580
海と大気	ブランチャード	"	絶版
雷と科学	畠山 久尚	"	1,100
全国のお天気	中村喜三雄		950
日本のお天気	大野 義輝	大蔵省印刷局	700
異常気象時代	朝倉 正	講談社	580
新しい気象学入門	飯田睦次郎	"	640
気象の周辺	根本 順吉	玉川大学出版部	880
異常気象	和田 英夫 他	講談社	520
天気情報の見方	立平 良三	岩波書店(新書)	480
身近な気象の科学	近藤 純正	東大出版会	2,000
NHK最新気象用語ハンドブック	日本放送協会編	日本放送協会	2,000
気象の教室	斎藤 練一	東京堂出版	1,300
風の博物誌	ライアル・ワトソン	河出書房新社	3,200
天気予報	高橋浩一郎	海洋出版(イルカ・ブックス)	1,800
お天気博士の風のたより	倉嶋 厚	河出書房新社 (河出文庫)	560
お天気博士の晴雨手帳	"	"	440
雨	太田 正二	コロナ社	300
集中豪雨の話	二宮 洋三	出光科学出版	850
気象を見る目	高橋浩一郎	共立出版	850
大気大循環と気候	廣田 勇	東大出版会	980
気象と気候(理科年表読本)	高橋浩一郎・宮沢清治	丸 善	1,200
気象歳時記(理科年表読本)	高橋浩一郎	丸 善	1,600
季節ノート	倉嶋 厚	東海大学出版会	1,200

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
流れの科学 改訂版	木村 龍治	東海大学出版会	1,200
地球をめぐる風	廣田 勇	中央公論社 (新書)	420
日本文学と気象	高橋 和夫	"	420
天気図の書き方と見方	気象庁予報技術研究会	恒星社	1,000
天気予報と天気図	大谷東平・斎藤将一	法政大学出版会	1,500
天気図のみかた	中村 繁	日東書院	600
気象と文化	関口 武	東洋経済新報社	1,600
気象歳時記	"	山と渓谷社	絶版
雲(雲の写真集)	飯田睦次郎	"	1,600
ひまわりの四季	飯田睦次郎・渡辺和夫	"	1,500
穂高の空	今野岳志・飯田睦次郎	"	1,900
衛星で見る日本の気象	高橋浩一郎	岩波書店	5,500
雲 高度一万米の素顔	石橋 秀夫	日本航空協会	3,600
山の雲(別冊 山と渓谷)	飯田睦次郎他	山と渓谷社	1,500
観天望気入門	藤井 幸雄	青春出版社	500
天気予知ことわざ辞典	大後 美保	東京堂出版	2,900
釣りとお天気	長久 昌弘	産報出版	900
気象の教室	斎藤 鍊一	東京堂出版	2,300
雪の結晶(冬のエフェメラル)	小林 穎作	北大図書刊行会	1,500
雪に魅せられた人びと	"	築地書院	1,300
雪	"	北海道新聞社	980
気象のはなし I, II	光田 寧	技報堂出版	各1,400
風のはなし I, II	伊藤 学	"	各1,300
雲と氷のはなし	木下 誠一	"	1,400
新お天気百話	高橋浩一郎	朝日新聞社	1,300
天気図の四季	松本 幹	日本気象協会	980
新 天気予報の手引	安斎 政雄	日本気象協会	700
気象をはかる	小林寿太郎	日本規格協会	980

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
雪の科学	黒岩 大助	共立出版	1,000
氷の科学	前野 紀一	北大図書刊行会	1,400
氷河の科学	若濱 五郎	日本放送出版協会(NHKブックス)	600
蔵王の樹氷のすべて	安部正二朗 他	東北出版企画	1,400
流氷	田畠 忠司	北海道新聞社	980
雪の話・氷の話(理科年表読本)	木下 誠一	丸善	1,200
雪・氷・人	若濱 五郎	北海道新聞社	1,300
雪と氷の世界から	樋口 敬二	岩波書店 (新書)	480
気候学入門	水越充治・山下脩二	古今書院	2,400
日本の気象	倉嶋 厚	"	1,600
高層天気図を描く	丸山 健人	新草出版	1,800
高層の天気	"	岳書房	800
雨もよし晴れもよし	大谷 東平	築摩書房	1,800
雪はなぜ六角か	小林 順作	"	1,200
気象と災害	中島鶴太郎	新潮社 (新潮選書)	850
風と自然	真木 太一	開発社	2,500
風の世界	吉野 正敏	東京大学出版会	2,400
異常気象レポート '89	気象庁編	大蔵省印刷局	1,440

<児童向図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
天気・気象(図鑑)		学習研究社	1,280
天気と気象(図鑑)		小学館	1,200
うずまく大気と海	木村・立平・西田	岩波書店	2,400
雲と天気のかんさつ	藤井 幸雄	講談社	790
雲と天気	塙本 治弘	あかね書房	980
雲のいろいろ	湯山 生	岩崎書店	1,100
おーい雲!	塙本 治弘	さ・え・ら書房	980

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
お天気かんさつ入門	倉嶋 厚	小学館	490
たのしい気象観測	藤井 幸雄	実業之日本社	690
天気100のひみつ	清水 教高	学習研究社	630
天気のふしぎ春・夏・秋・冬	倉嶋 厚	講談社	540
天気ってこんなもの	伊藤彌自・小池直幸	誠文堂新光社	1,000
お天気なぜだろう	牛田 豊年	北陸館	950
四季のお天気かんさつ	大後 美保	あかね書房	880
天気のすべて	倉嶋 厚	集英社	690
雨とくも	小林 実	国土社	950
カレンダー日本の天気	高橋浩一郎	岩波書店(ジュニア新書)	580
天気予報の科学	渡辺 和夫	福武書店	1,200
空気を絵にかく	根本 順吉	小峰書店	1,300
天気図をよもう	藤井 幸雄	"	1,300
天気図をつくろう	吉村証子・河嶋 正	岩波書店	950
雪の一生	片平 孝	あかね書房	980
氷の世界	東海林明雄	"	980
流水の世界	菊地慶一・小崎 猛	岩崎書店	1,100
イモリの天気予報	高巣忠好(小学6年生)	童心会	980
春のお天気(たのしい天気学1)	根本 順吉	小峰書店	2,400
夏のお天気(たのしい天気学2)	矢花 雄	小峰書店	2,400
秋のお天気(たのしい天気学3)	渡辺 和夫	小峰書店	2,400
冬のお天気(たのしい天気学4)	根本 順吉	小峰書店	2,400
日本と世界のお天気(〃5)	渡辺 和夫	小峰書店	2,400
たのしい気象の実験室(〃6)	木村 竜治	小峰書店	2,400
天気をしらべる (ぼくらの天文・気象・地球8)	原嶋 宏昌	岩崎書店	1,800
天気図をよむ (ぼくらの天文・気象・地球9)	小林典謙・丸山健人	岩崎書店	1,800
雲・雨・雪のかんさつ (ぼくらの天文・気象・地球9)	田中 豊穎	岩崎書店	1,800

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
台風をとらえる (ぼくらの天文・気象・地球19)	村松 照男	岩崎書店	1,800
気候の変化をしらべる (ぼくらの天文・気象・地球20)	能登 正之	岩崎書店	1,800
冬の花びら —雪博士 中谷宇吉郎の一生—	高田 宏	偕成社	1,200
こちらミニミニ気象台	地学団体研究会編	大月書店	1,300
ウェザー・ウォッチング	塙本 治弘	日本交通公社	790
霧をさぐる	伊藤・深石	岩崎書店	1,200

<教材研究用図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
実験観察代事典 地学	歌代 勤・海野和三郎	東京書籍	9,800
気象の理	島貫 陸	東洋館出版社	1,400
気象 I (新地学教育講座14)	伊藤 博	東海大学出版社	1,600
気象 II (新地学教育講座15)	伊藤 博	東海大学出版社	1,600
星と天気 (自然をしらべる地学シリーズ1)	地団研	東海大学出版社	2,000
くらしと環境 (自然をしらべる地学シリーズ5)	地団研	東海大学出版社	2,000
身近な自然を生かした 地学教材の研究	全国理科センター 研究協議会編	東洋館出版社	3,000

<道内関係図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
北の天気	浅野 芳	北海道新聞社	1,300
気象事典	札幌市教育委員会	北海道新聞社	1,100
北海道の気候と農業気象災害	横田 雄一	文永堂	2,500
北海道の農業気象	日本農業気象学会 道支部	北海道協同 組合通信社	2,500
釧路の気象	松倉秀夫・深石一夫	釧路市	1,500
知床の気象	穂積邦彦・合地信生	斜里町立 知床博物館	500

一通信欄一

1. 事務局からのお願い

- ① 退会・転入・転出された方は、学会本部への連絡とともに、支部事務局へもお知らせ下さい（次ページの用紙をお使い下さい。）本部が作成した会員名簿と支部が作成したものが、異なる事がありますので、よろしく御連絡下さい。
- ② 気象に関心をお持ちの方が身近にいらっしゃる場合は、学会への入会をお勧めしてください。入会申込書は「天気」33巻4号巻末および支部事務局にあります。入会金は500円で、年会費は、A会員が 5,500円、B会員が 10,300円、学生A会員が 3,500円、学生B会員が 6,500円です。A会員には「天気」のみ、B会員には「天気」と「気象雑誌」が配布されます。支部機関誌は両方の会員に配布いたします。
- ③ 平成3年度の支部総会（平成3年6月の予定）に出席できない方は、右記の委任状に記名・捺印し、総会前日までに出席会員に渡されるか、直接支部事務局へお送り下さい。葉書に書くかコピーでも結構です。

2. 編集後記

- ① 今号の内容は、先号とほとんど同じです。マンネリ化しつつある事を強く反省しています。皆様の叱責を期待します。発行日が先号よりも又々遅れました事をお詫び致します。
- ② 学会と会員とのつながりを密にし、「細氷」をより親しみやすいものにしたいと思います。「細氷」の内容についてのご意見、アイデア等をどしどしお寄せ下さい。「会員寄稿」の欄も設けてあります。エッセイ、写真、イラスト等をお寄せ下さっても歓迎します。
- ③ 今号の編集作業中、写真を揃えたり、記事を準備するに当たって、多くの方々に無理なお願いをして御協力を賜りました。ここに記して深謝申し上げます。

※ この通信欄は、会員同志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へお寄せ下さい（掲載無料）。

支部事務局：〒060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台 調査課内

☎ 011-611-6121 内線415

.....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	〒
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3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

札幌管区気象台調査課 日本気象学会北海道支部事務局

(電：011-611-6121 内線415)

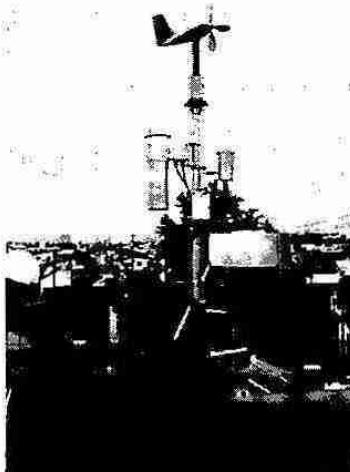
--- ユーザーの立場になって身になって ---

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 檢	デ タ 处 理	
(株) 岩 崎 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 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 函館出張所 函館市中島町31番19号 0138-55-0108 北見出張所 北見市美芳町6丁目3番7号 0157-24-2831 苦小牧出張所 苦小牧市矢代町1丁目2番地3号 0144-74-8171 網走営業所 網走市緑町1番8号 0152-43-3530 室蘭営業所 室蘭市東町1番8号 0143-43-6228 稚内営業所 稚内市潮見3丁目 0162-32-2608	岩崎メンテナンスサービス(株) 札幌本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531 札幌本社、旭川支店、 釧路出張所、網走営業所 常時在駐	ソフト開発エンジニアリング(株) 札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	
			
		データ処理及びソフト開発使用 設置機器	
		VAX 750 OKI V50/60 1F RX M60 M50 JRC 230 NEC PC9801 N5200-07 武藤工業 A0テジグラマー 東洋電気 A0プロッター オシロスコープ、アナログレコーダ ロジックアナライザ 周波数カウンター、各テスター	
設置作業例		納入実績	
設置、保守納入実績		流量測定データ処理ソフト	
水位雨量観測施設保守業務		地殻変動データ処理ソフト	
総合気象観測施設設置保守 (農業、ダム、消防、公害、道路)		土壤水分データ処理ソフト	
ダム放流警報施設設置保守業務		温度分布データ処理ソフト	
太陽電池設置業務		総合気象データ処理ソフト	
テレメータ設置、保守		画像解析処理ソフト	

気象協会は!?

天気予報をお知らせするだけではありません

- 大気環境・雪氷・海洋などあらゆる気象の調査解析を行っています
- 農業・道路・港湾・鉄道・電力など用途に応じた気象調査解析も実施しています
- 治水・利水の分野では各種の流出解析をはじめレーダーによる降水量の解析などトータルな業務を行っています
- その他にも波浪のスペクトル解析・航空気象調査解析・土石流調査解析などさまざまな業務の実績があります
- しかもこれらの調査解析結果を基に地域や産業に密着した各種の予報・予測を行っています
- 予報・予測・気象情報(実況)の提供はオンラインシステム(MICOS-LAN)がご利用できます

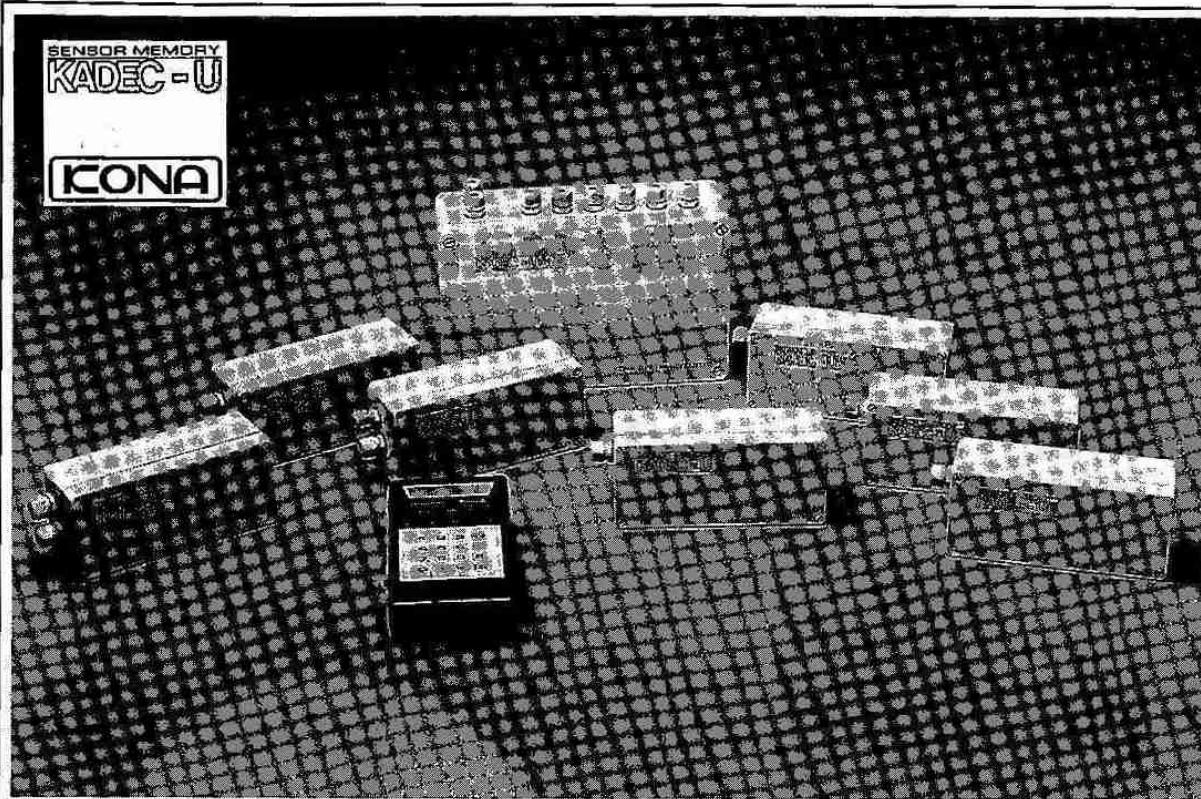
☆☆ 「気象協会」は気象に関する総合コンサルタントです ☆☆
☆いま「気象協会」は創立40周年を前に新たな飛躍を目指します☆

JWA JAPAN WEATHER ASSOCIATION

財団法人 日本気象協会 北海道本部

〒064 札幌市中央区北4条西23丁目260

☎(011)621-2456(代) (総務部、調査部、技術部) TELFAX (011)611-0372
☎(011)644-2666 (気象情報・天気予報解説部門) TELFAX (011)611-0428



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

特長

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

—全天候型測定データ記録装置—

型式	入力の種類	おもな用途
KADEC-U	温度入力	サーミスタ温度計、気温、地温、水温
	抵抗入力	風向計、フロート式水位計、蒸発量計、変位計、沈下計、積雪深計
KADEC-UV	電圧入力(瞬時値)	湿度計、水圧式水位計、pH計、気圧計、電気伝導度計
	電圧入力(積算値)	日射計、光電子計、照度計、風速計(積算データ)
KADEC-UP	パルス積算入力	雨量計、風速計(風程値)、流速計、流量計、日照計
	ひずみ入力	ロードセル、ひずみ計、風圧計、土圧計、傾斜計、応力計
KADEC-US	測温抵抗入力	白金測温抵抗体(±200.00°C)

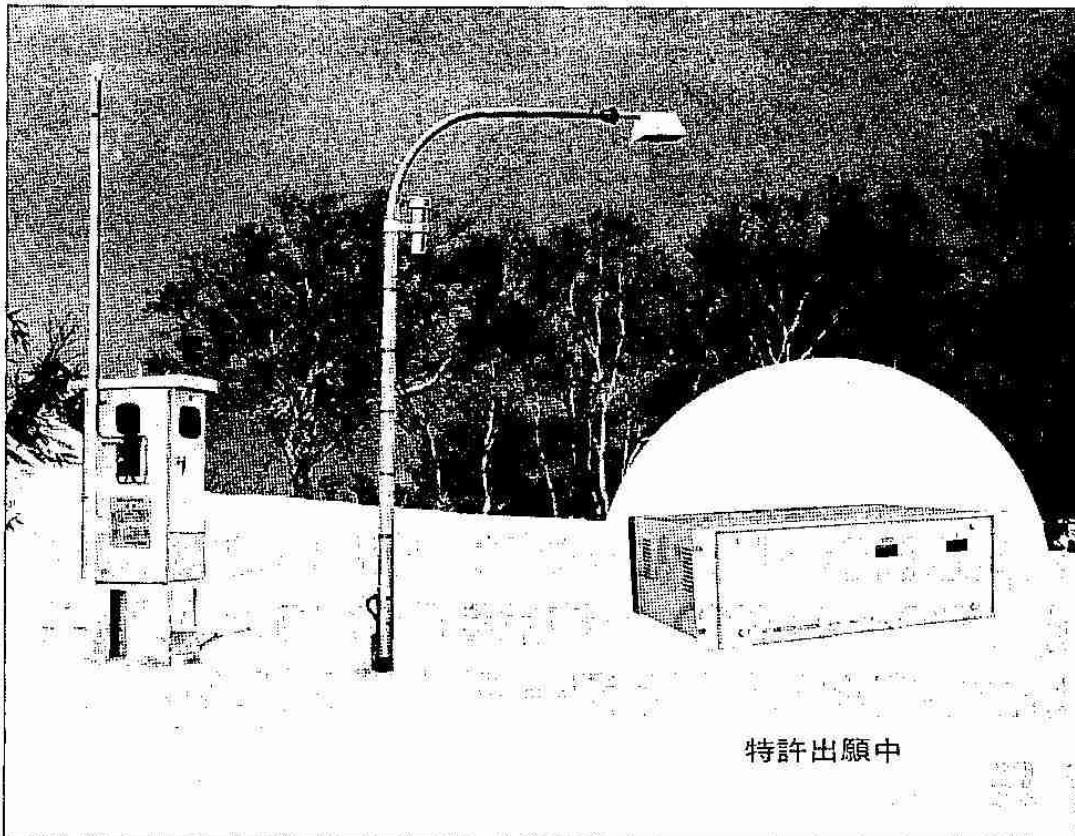
コーナシステム株式会社

〒004 札幌市白石区厚別中央2条1丁目4-21大吉ビル
FAX (011)894-6335 電話 (011)894-5333

東京営業所 〒108 東京都港区三田2丁目14-5フロントウ三田ビル
FAX (03) 452-7022 電話 (03) 452-7021

気象庁型 超音波式 積雪深計

KAIJO
超音波計測機器
SONIC



特許出願中

超音波式積雪深計は、気象庁の全国地域観測網(AMeDAS)に、正式にご採用頂いている我が国唯一の積雪深計です。

原理は簡単な空中超音波パルス反射方式で、観測ポールに取り付けられた送受波器から積雪表面迄の距離を超音波パルスの伝播時間で測定する非接触型の積雪深計です。

酷寒と吹雪に耐える耐候性、長期間の無人観測を保証する高信頼性等、気象観測の自動化では最も難しいといわれる積雪深測定装置ですが……昭和39年に札幌管区気象台で最初の実験が行われてから10余年にわたって安定性と精度の向上に取り組んで来た海上電機の超音波技術によって、実用化に成功したのです。

超音波積雪深計には、気象庁型テレメーター式積雪深計システムの他標準型積雪深計があります。

一般気象観測は勿論、鉄道、道路の雪害情報に、電力関係の融雪量予測の観測に、海上電機の超音波積雪深計をご活用下さい。



海上電機株式会社

インテリジェント INTELLIGENT DATA-STOKER 長期データ集録装置

1. マルチレンジ機能

9種類の測定レンジの中から、接続するセンサの出力に応じた測定レンジの設定が行えます。又、2チャンネルタイプ(DS-64K2)は、チャンネル毎に独立したレンジ設定が可能です。温度／湿度／風向／風速・雨量／水位等の組合せ測定ができます。

2. 豊富な演算機能

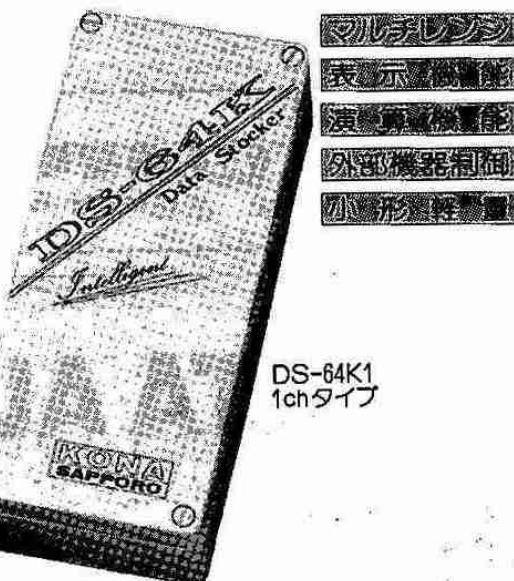
瞬時値記録だけでなくパルス積算・アナログ積算・平均・風向風速・最大値などの演算機能があります。

温度
湿度
風向
風速
日射
雨量
水位

DS-64K2
2chタイプ**3. 外部機器制御機能**

外部電源制御や警報出力・外部機器リセット等の制御機能を装備しています。

	測定範囲	分解能	精度
サーミスタ	-50~50°C	0.1°C	±0.4°C
	-30~120°C	0.1°C	±0.4°C
電圧	0~50mV	0.01mV	±0.4%FS
	0~500mV	0.1mV	±0.2%FS
	0~5V	1mV	±0.2%FS
抵抗	0~5KΩ	1Ω	±0.2%FS
パルス	0~20,000	1パルス	±1カウント
	0~200,000	10パルス	±10カウント

DS-64K1
1chタイプ

**野外の無電源地域で
長期間無人計測を
実現します。**

設置環境 (-20~70°C)

記憶容量 (30000データ)

●開発・販売元

コンピュータの夢・未来を創造する

コーナー札幌株式会社

**KONA
SAPPORO**

営業部 / 開発部
技術部
本 社

東京出張所

〒003 札幌市白石区南郷通2丁目北1番29号

☎(011)863-1911 FAX(011)864-1313

〒004 札幌市白石区上野幌1条4丁目3番22号

☎(011)892-1181

〒113 東京都文京区本郷2丁目10番9号 富士ビル2F

☎(03)815-3801

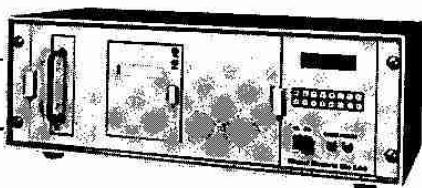
省力型自記雨量水位計



水位計測部
QWP-B-□型



雨量計測部
QW-821A型



デジタル復調器
QWP-841型

本装置は、降雨量を高精度で正確に計測するとともに、1～3ヶ月分の雨量データをメモリバックに自動メモリするものであります。メモリバックを取り出で、データ変換処理装置（パソコン用）に接続することによって日表、旬表、月表を集計作成できます。デジタルプリンタの組込み、テレメータ装置との接続も容易にできる高精度・省力タイプの雨量計です。

又、デジタル復調器には水位計も同時接続してメモリができます。



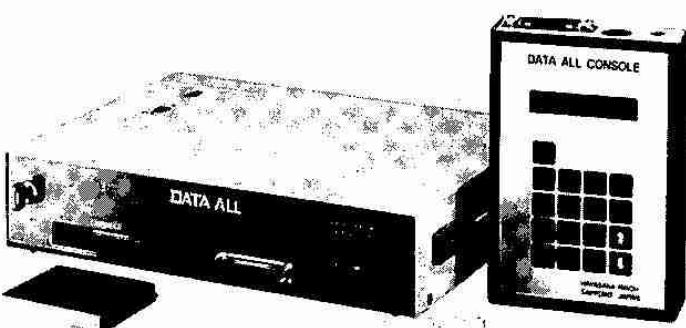
明星電氣株式会社
Meisei Electric Co., Ltd.

札幌支店 〒060
札幌市北区北7条西2丁目6番地
TEL: 011-726-5221
本社 〒112 東京都文京区小石川2-5-7
TEL: 03-814-5111(大代)
支店・営業所 東京・大阪・札幌・仙台・群馬・横浜・
名古屋・神戸・広島・福岡・沖縄

DATA ALL ■多現象記憶計 HS-600

マイナス40℃の動作保証。
コンソール別体で多様
なシステム構成を実現した
新世代のデータロガー。

- 電源の無い所でも長期間データ収録が出来る
- 40℃の環境下でも安定したデータが得られる
- 容易にシステムアップが可能
- 現場でのデータ回収が容易かつスピードアップ
- チェック機能の付加により更に信頼性の高いデータ収録が可能



●製造・販売元

早坂理工株式会社

〒060 札幌市東区北6条東4丁目 卸センター
☎011-721-5221 FAX011-753-0279



自動パソコン切換器 TRIPLON

販売価格
¥41,800

適合機種

— TRIPLON PC AUTO SELECTOR —

★PC専用モデル
NEC PC-6000/6800/8000/8800/100 シリーズ
NEC PC-9800 シリーズ (XA,XL,XL+,RLを除く)
EPSON PC-238/386 シリーズ

— TRIPLON FM AUTO SELECTOR —

★FM対応モデル
FUJITSU FM-8/7/77/11/16/R/TOWNS シリーズ
Panasonic Panacom M シリーズ
NEC PC-98 XA/XL/XL+/RL シリーズ
SHARP MZ/X1/X6800 シリーズ

★IBM対応モデル
IBM PC XT/AT PS/2 シリーズ
日本IBM PS/55 シリーズ
TOSHIBA J-3100/3300 シリーズ
各社 AX/パソコン

★N5200対応モデル
NEC N5200 シリーズ

1 コンパクトで、
経済的です。

トリプロン・ビーザー・オート・
セレクターは、コンパクト設計で
すから、場所を選ばず、1台のプリ
ントまたはプロッタを3台のパソ
コンで共用できます。省スペース
で、経済性も高い強さです。

2 オペレータの
手を省きます。

自動的に切換えてくれるから、面
倒なスイッチ操作が不要。オペレ
ータの操作の手を省きます。切換
器を意識しないでプリンタを共同
使用できます。

3 接続は簡単
ワンタッチ。

トリプロン・ビーザー・オート・
セレクターとプリンタの接続は簡
単です。別売りのオプション、プリ
ント接続ケーブル(CPR-15・C
PRS-30・CPRS-50)で、バチ
ンとワンタッチ接続。

4 出力中の
チャンネルを
ランプ表示。

パソコンからの出力命令を瞬時に
察知して、自動的に接続状態にし
ます。チャンネルセレクト表示ラ
ンプは、出力中のチャンネルのみ
点灯し表示します。

5 自動切換え
です。

複数台のパソコンから出力命令が
なされている場合には、命令順の
早いパソコンから接続状態となり
ます。前のパソコンから10秒以上
データが来ないと、自動的に次の
パソコンに切換わります。

◆本体には接続ケーブルは付属していません、必要に応じて別途注文してください。
・PC用CPRS-15/30/50/70 ¥5,400- ・FM用FPRS-15/30/50/70 ¥5,700- ・その他IBM用もあります。
◆特別仕様のプリンタケーブル、RS-232Cインターフェースケーブルなども注文に応じ製作します。
(本広告に記載の価格には消費税は含まれてありません。)



株式会社システム工房
〒001 札幌市北区北21条西4丁目 小住ビル2F
TEL (011)747-0045㈹・FAX (011)747-4617

計測・解析を クリエートする技術者集団

最近の納入実績（主なもの）

- 青函トンネル列車火災検知装置 (68000 VME-BUS、高速計測・通信)
- 中国向架線検測システム (68000 VME-BUS、複合CPU・計測)
- 定山渓ダム堤体観測・伝送システム (FA/パソコン、計測・通信)
- トビードカー受銘量計測・制御システム (FA/パソコン、計測・制御)
- 三石ダム ダム管理システム (計測、制御、通信総合システム)
- 旭川東光大橋（斜張橋）計測・施工管理システム (計測、解析)
- 車載型衝突試験計測装置開発 (高速A/D変換、大容量メモリ)



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

Phone (011) 747-6555 (代表)

Fax (011) 747-6388

東京事務所 Phone (0424) 83-3677

海洋気象衛星「ノア」HRPT (AVHRR) 直接受信システム

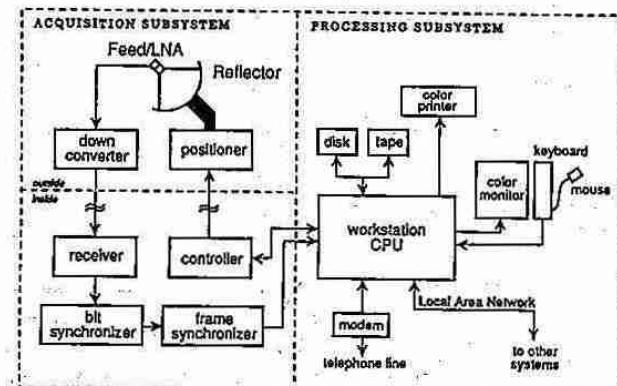
この度、米国シースペース社と販売協力提携をし同社製テラスキャンシステムの販売をすることになり、ご案内申し上げます。テラスキャンシステム (Tera Scan System) は、ノアHRPT画像 (分解能1.1km)、大気観測センサー (TOVS/HIRS·MSU·SSU) のデータを受信、解析処理するシステムであり、シースペース社の豊富な経験と実績を基に開発された製品で、コストパフォーマンスに優れたシステムであります。

このシステムは、米国スクリプス海洋研究所、南極マクマード基地を始め世界中の研究機関、大学等で稼働しております。弊社は、ノア(APT)受信解析システム、ひまわり(WEFAX)受信解析システム、衛星画像解析システム(ランドサット(TM/MSS, MOS-1, NOAA HRPT/APT, 他)の販売と合わせて、テラスキャンシステムの販売、保守を開始いたしました。

なお、ひまわりS-VISSR受信システムの販売も近日中に行う予定でございます。

ノア HRPT(AVHRR) 受信システム (陸上用・船載用)	気象用レーダ画像処理システム
ノア APT 受信システム (陸上用・船載用)	漁場管理処理システム
ひまわり WEFAX 受信システム	漁場管理レーダ画像伝送システム
ひまわり S-VISSR 受信システム (近日中発売)	無線FAX伝送装置 (中短波・短波・VHF他)
衛星画像解析ソフトウェア (ランドサット・ノア・MOS-1他)	パソコン通信ソフトウェア
マイクロデータロガー	その他関連製品

TERASCAN
HRPT ANTENNA SERVER
SYSTEM DIAGRAM



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 J

営業所

札幌 〒060 札幌市中央区北3条東5丁目(岩佐ビル)	電話(011)271-3841
	FAX(011)271-3842
八戸 〒031 八戸市大字城町字日ノ出町12-8	電話(0178)33-4136
神戸 〒651 神戸市中央区磯辺通4-2-20(神戸ビル)	電話(078)291-0561
	FAX(078)291-0563
呉 〒737 呉市溝路町4-1-2	電話(0823)23-3976
高松 〒760 高松市西内町3-7(森ビル)	電話(0878)21-7195
	FAX(0878)21-7196
下関 〒750 下関市大和町1-16-4(漁港ビル西館6号)	電話(0832)66-5225
	FAX(0832)66-5226
長崎 〒850 長崎市筑後町4-7(大久保ビル別館)	電話(0958)26-7318

FUJIYA YANO SCIENCE CO

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》

三英製作所 ダルトン各種実験台、ドラフト
柳本製作所 ヤナコ各種分析機器
カールツアイス ザウトリウス電子天秤
英弘精密 ハーケ恒温槽、画像解析装置
オリンパス 万能顕微鏡、螢光顕微鏡

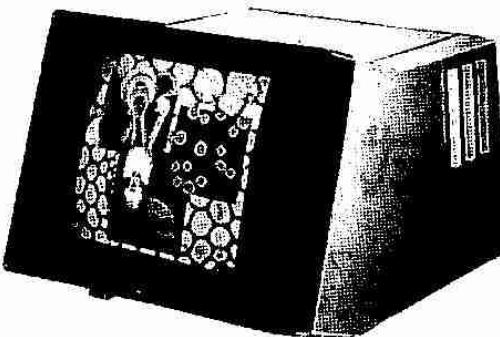
三洋電機特機 ブレハブ低温室、超低フリーザー
杉山元医理器 水質測定機器、メタボリカ
日本電子 電顕・NMR、ガスマス
千野製作所 デジタル記録計、制御機器
三田村理研 超遠心粉碎機、超音波破壊器
ダイヤヤトロン イアトロスキャン、エッペンビベット
アンスト・ハンセン バンステット超純水製造装置
徳田製作所 真空蒸着装置、各種真空機器
ソフテックス ソフトX線分析装置

北海道地区特約代理店

フジヤ矢野科学株式会社

札幌市東区北6条東2丁目札幌総合卸センター2号館
TEL 代表(011)741-1511 FAX専用(011)753-0265

イメージプロセッサ
nexus 6800



速さをきわめたパイプライン型イメージプロセッサ搭載
カラー濃淡画像の入力・再生をリアルタイム処理
2値画像・高速ラベリング処理も完全サポート
DC～20MHzの広範囲の映像信号に対応
イメージによるデータベースを実現
様々な入出力装置と組合せ可能
パソコンから大型まで柔軟対応

nexus inc.
(株)北海道クリアパルス

〒011 札幌市北区北28条西14丁目842番13
☎ (011) 746-8235番
FAX (011) 728-4141番



気象観測に貢献する

JRC 日本無線株式會社

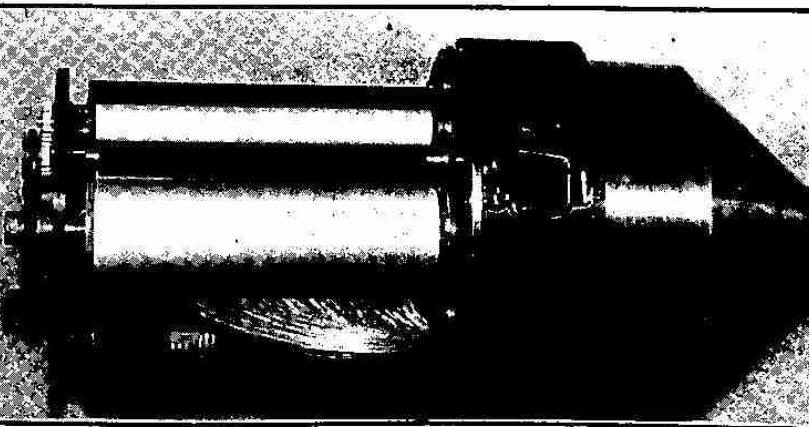
営業品目

気象用レーダー 気象衛星受画装置
雨量・水位テレメーター 気象FAX

本社事務所 〒107 東京都港区赤坂2丁目17番22号 赤坂ツインタワー本館 ☎ (03) 584-8750
FAX (03) 584-5420

札幌営業所 〒060 札幌市中央区北3条西7丁目 北海道水産ビル ☎ (011) 251-8321 (代表)
FAX (011) 251-3879

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を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 株式会社 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



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

北海道知事許可(石第2633) 電気通信工事業・機械器具設置業



株式会社 **光映堂** 教育産業部

C&AV
KOEIDO

■本社 札幌市中央区大通西4丁目6番地 ☎(011)261-0101 FAX 231-1233

■教育産業部 中央区南1条西16丁目みつわビル ☎(011)643-1010 FAX 641-2247



組合高速印刷センター

KOUSOKU PRINTING CENTER

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

2Jo, 5Choume, Akebono, Teineku, Sapporo
Tel: 683-2231, Fax: 682-1325

支部研究発表会原稿作成要領

原稿の作成は、次の各項による。

(1) 原稿用紙

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

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

(2) 原稿の記入

原稿の体裁を統一する必要があり、最初の行の中央に表題(本文より大きい文字で書き、長い場合は2行にわたって差し支えない)、1行あけて3行目の右側に氏名と(所属)を書く。連名者が多い場合は次の行にわたっても良い。

原稿は1編を原稿用紙2枚に書き、なるべく余白をださないよう留意すること。

文字・図表などはすべて黒インクで明確に記入する。(ボールペンは不可)

本文の文字はます目一杯の大きさに記入する。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す目や行にとらわれなくて良く、同じ大きさの白紙に打っても良い。提出された原稿は編集印刷の際、用語・文字などの訂正が難しいので、原稿作成にあたっては半分に注意する。読み難い原稿は書き直しをお願いすることもあります。

(3) 図 表

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

原稿用紙に直接図表を記入するが、図表をはりつける。グラフ用紙を使用する場合は、けい線が本原稿用紙の青い線より濃いものは使用しない。

図表には表題と説明文も付加する。

(4) 提 出 範

原稿は必ず研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員へ提出する。

原稿に使った図や写真の返却を必要とする場合は、その旨お伝え下さい。

細水 No.36

平成2年9月25日 印刷
平成2年9月30日 発行

編集発行 日本気象学会北海道支部

編集委員 松田 一
〒060 札幌市中央区北2条西18丁目
札幌管区気象台調査課内
Tel (011)611-6121内線415

印刷所 高速印刷センター
札幌市手稲区曙2条5丁目
Tel 683-2231