

— 日本気象学会 —

北海道支部だより

— 第 27 号 —

— 目 次 —

I	解 説 成層圏のオゾンについて…………… 岩 崎 俊 樹…………… 1
	(札幌管区气象台)
II	北海道内の気象学及びその関連分野の研究紹介…………… 12
III	「気象災害とその予防」の講演会予稿集…………… 19
IV	昭和 56 年度第 1 回支部研究発表要旨…………… 27
V	昭和 56 年度第 2 回支部研究発表要旨…………… 51
VI	昭和 56 年度支部事業報告・役員会報告・会計報告…………… 66
VII	第 13 期支部役員選挙告示…………… 69
VIII	会員名簿(57 年 4 月 1 日現在)…………… 70
IX	会員動静…………… 74

昭和 57 年 4 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

(82. 7. 11 制定)
40. 8. 7 一部改正
45. 6. 24 一部改正
53. 5. 30 一部改正

- 第 一 条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第 二 条 本支部は事務所を札幌市中央区北 2 条西 1 8 丁目札幌管区気象台内におく。
- 第 三 条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第 四 条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第 五 条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第 六 条 本支部の事業年度は毎年 4 月 1 日にはじまり翌年 3 月 3 1 日に終る。
- 第 七 条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第 八 条 本支部に次の役員をおく。
理事 7 名（内支部長 1 名、常任理事 3 名）
幹事 4 名
- 第 九 条 理事は支部会員の互選によって定める。
- 第 十 条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第十一条 幹事は支部長の指名による。
- 第十二条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第十三条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。
- 第十四条 役員の任期は 2 年とする。但し重任は妨げない。理事は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第十五条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

- 第 一 条 理事選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第 二 条 支部長は投票締切日の 20 日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第 三 条 投票は無記名、文書投票とし理事定数内の連記とする。
- 第 四 条 有効投票により得票の多い順に理事を決定する。得票数が同じものが 2 名以上出た場合は年長順とする。
- 第 五 条 理事に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第 六 条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第 七 条 開票の結果は理事会に報告し、「支部だより」または「天気」に掲載する。

I 解 説

成層圏のオゾンについて

札幌管区気象台 調査課 岩 崎 俊 樹

1 はじめに

オゾン観測は私が気象台に奉職してまず最初に経験した業務の一つである。それまでのオゾンに関する知識と言えば、それが O₃と表わされ光化学スモッグとして騒がれている成分の一つであるという程度であり、気象庁で観測を行う理由については全く無知であった。ただ、実際に観測を行い、観測に用いられている測器が太陽光を大変巧妙に利用したもの(Dobson 分光光度計)であること、観測データが主に成層圏についての豊かな情報を与えること等を理解するにつれてオゾンという微量成分に大変興味を覚えた。この小論は、その後データを整理しながら考えたことをまとめたものである。何分、気象学・地球物理学の勉強を始めて2年足らず、大局的な解説をする能力もないので、かわりに手に入り易い日本語の単行本を参考文献として多く掲げた。次節ではオゾン研究の流れを大まかに示し、第3節では身近な観測データの一部を紹介して若干の解析を試みた。

紫外線の分光光度計(Dobson 分光器)による気象庁のオゾン観測は I G Y (国際地球観測年)を契機として1958年に開始され、現在は札幌・館野(高層気象台)・鹿児島・那覇の各官署で行われている。また、ゾンデによるオゾンの鉛直分布の観測は1968年に開始され、那覇を除く上記3官署で行われている。なお、札幌で行われている観測の方法やデータの種類等は技術時報に紹介されているのでここでは触れない。¹⁾

2 オゾン研究の流れ

2.1 オゾン研究の始め

気象学の発展とともに、その様々な分野で大気組成に関心が向けられるようになってきた。なかでも、古くから研究されてきた成分の一つにオゾンがあげられる。オゾンは19世紀末にハートレー等によりその存在が知られるようになった。太陽や恒星の光学スペクトルの観測中に紫外線が大気中で著しい減衰効果を示すことがわかり、その吸収物質として同定されたのが始まりである。その後、1924年に Dobson により分光観測装置が考案され、1930年には Chapman によって最初の光化学モデルが提唱されて、オゾンそのものにも関心が向けられるようになった。²⁾ 近年特にオゾン研究を興隆に導いた仕事として Barkner と Marshal の論文がある。³⁾ その中で彼らは生物の進化は紫外線の遮蔽効果に大きく支配されていたという大胆な仮説を提示した。彼らの考え方は必ずしも完全に受け入れられてはいないが、地球科学全般に大きな影響を与えた。^{*} その内容は幾つかの啓蒙書にも紹介されているので詳細

* 特に原始大気の酸性・還元性はその後の有機物合成を大きく左右するため議論が沸騰した。彼らの論文では有機物合成に有利な還元性であると論証しているが、現在ではむしろ酸性であるという見方が有力である。ただし、この場合も酸素分子そのものは少なかったと考えられており、“酸化型ではあるが、遊離酸素は含まない大気”等と表現されている。

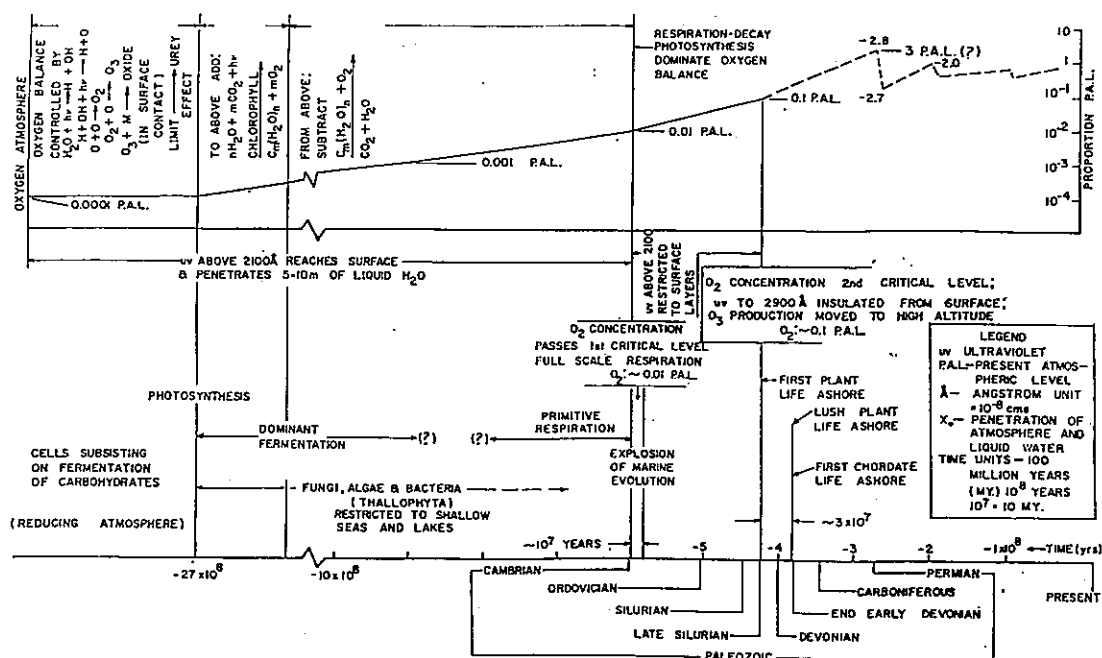


図1 酸素濃度変化と生物の進化

27億年前に光合成により酸素濃度が増加を始め、同時に発酵作用による代謝機能を獲得した。カンブリア紀に 10^{-2} P.A.L. (第1臨界濃度) となり呼吸作用が獲得され、 10^{-1} P.A.L. (第2臨界濃度) を越えたデボン紀には陸上にも生物が生息するようになる。2億7千万年前には物質収支のバランスが大きく崩れて、古生代型生物は大量に死滅する。(Barkner and Marshall³⁾ による)

には触れないが、オゾン研究という立場からその概要をまとめてみよう。⁴⁾

オゾン (O_3) の親分子は現在の地球にありふれた酸素分子 (O_2) に他ならない。すなわち、オゾンを考えるにはまず酸素分子を考えることから始めなければならない。彼らの論文の主要なテーマは地球の酸素の形成過程を考察することにあった。

地球が誕生した当初、大気は遊離した酸素分子をほとんど含まなかった。わずかばかりの酸素分子が、水の光分解によってできた酸素原子の再結合により生産される。この光分解に寄与する光は波長が $1,400 \text{ Å}$ 以下で紫外線の中でも短い (エネルギーの大きい) 領域にあたり、この光は酸素による減衰が大きい。できた酸素は上層に拡散されるので、酸素量が増加するにつれて下層の短波長紫外線量は減少する。他方、水蒸気には凝結効果があるので上方には拡散されず、水の光分解は下層に制限される。このため、酸素濃度がある臨界値を越えると水の光分解による酸素の生産は止まってしまう。彼らの計算によればその臨界濃度は 10^{-4} P.A.L. である。^{*} 生物が光合成を行うまで、酸素量はこのレベルに抑えられる。ただ、大気・海洋中の各分子は現在よりもはるかに強い紫外線に励起され高い化学活性を保持している。特に海水中では有機物の合成を促し、光エネルギーは化学エネルギーに変換される。有機物合

* P.A.L. は Present Atmospheric Level の略で、酸素量の単位として用いられ、現在の酸素量を 1 P.A.L. としている。

成は生命誕生への発展の一段階ではあるが、強い紫外線は分解をも促進するため、より高次の構造へと進化する際に障害にもなった。このため、分子進化の模索の時代がしばらく続く。そんな中で嫌気性酵素が発酵作用（無酸素呼吸）を始めた。発酵作用のエネルギー効率は呼吸作用の1/20と低いが、偶発的な化学反応の世界から一定の反応サイクルを支配する代謝機能の獲得という点で大きな進歩があった。発酵は有機物の分解反応であるが、合成反応の方は光合成により機能化された。光合成では紫外線よりエネルギーの低い可視光線でも十分有機物を生産することができるという点で大きな意味がある。波長2,700 Å 付近の紫外線は生物の自己複製を支配するDNA（デオキシリボ核酸）に損傷を与える。光合成を最初に行ったのは“有害紫外線”はとどかないが、可視光線は十分にとどく水深10 m前後に発生した原始的な藻類であると考えられている。光合成により生み出された酸素は大気に蓄積されて、一部は光解離・再結合によってオゾンに変わり、有害紫外線を吸収することになる。酸素濃度が 10^{-2} PAL（第一臨界濃度）に達すると、この遮蔽効果により海面付近のごくせまい領域を除けば、海中では十分生物が生息できる程度まで有害紫外線量が減少する。^{*}先カンブリアからカンブリアにかけての海中における生命の爆発的な発生（カンブリア変革）は、この 10^{-2} PAL、という酸素濃度に対応する。^{**}海水中の植物の増加により、大気中の酸素濃度は上昇速度を速め、デボン紀には 10^{-1} PAL（第2臨界濃度）となり陸上でも十分生物が生息できる程度まで有害紫外線量が減少する。その後は、酸素は陸上植物によっても生産されるようになり、3 PALにも達するが、石炭期には、有機物合成の原料となる炭酸ガスが枯渇して物質収支のバランスが崩れ動植物が大量に死滅して、酸素量は 10^{-1} PALまで減少する。光合成が盛んになると炭酸ガスを大量に消費するが、紫外線量の減少により地表付近の大気の化学活性が低下し、生物個体の死によって固定化された炭素を炭酸ガスに変換する効率が低下するためと説明されている。その後酸素濃度はその振幅を減衰させながらも振動を続けている。

以上がオゾン研究の立場からみたBarkner & Marshalの論文の要旨である。大気的主要成分である酸素も長い目で見ればその濃度は大きく変動している。このため、彼らは人間活動を含めた環境変化と酸素濃度との関係を更に明らかにするよう提言した。また、生命活動に対する“オゾンの傘”の重要性を認識させ、その後の研究に大きな影響を与えた。

2.2 大気汚染とオゾン研究

大気汚染とオゾン研究の直接的なかわりかは成層圏の場合と地表の場合とに分けられる。⁵⁾前者が紫外線を遮蔽する有益なオゾン層の破壊を、つまりは“濃度の減少”を問題とするのに対し、後者では有害な物質として“濃度の増大”を問題にしている。

成層圏のオゾン層を破壊する要因としてSST（超音速ジェット機）の排出するNO_xがセンセーシ

* 10^{-2} PALという酸素濃度は生物学者の立場からはパスツール点として知られ、生物の代謝が発酵主体から呼吸主体に切り換わる濃度とされている。この点も生物の発生に有利な条件として働いたと考えられている。

** 先カンブリア時代の20億年間は生物が生息していた痕跡はほとんど見られないが、カンブリア紀に入ると数千万年の短かい期間に非常に複雑で大型の動植物まで発生し、生物の個体数も種類も爆発的に増加したことが知られている。

ナルにとり上げられた。確かに NO_x はオゾンを分解する触媒作用をもっており、中部成層圏におけるオゾン寿命に大きな影響を与える成分であるが、下部成層圏から対流圏では HO_x によるオゾン分解の触媒効果を弱める働きもするため、飛行高度によりその効果は異なる。結局SSTの排出ガスがオゾン層の破壊につながるかどうかは明らかではない。SSTの他にスプレー等に使用されるフロンガス(CFCI_3 、 CF_2Cl_2 が主で成層圏以上で光解離し再結合して ClO_x となりオゾン分解の触媒となる)窒素肥料を使用したために発生する N_2O (成層圏の NO_x の親分子)、更にはエアロゾル等が成層圏のオゾン層を破壊する可能性があるとしてされているが、最終的にどのような効果をどの程度及ぼすかは、やはり解明されたとはいえない。

地表ではオキシダント(オゾンと単原子酸素(O)との総称で O_x と表わす)の濃度が高まるとその強い酸化力故に人体や作物等に悪影響を与えるので、光化学スモッグとして問題とされるようになった。オキシダントは主に NO_x と炭化水素との反応により発生するとされている。ただし、実際の観測では NO_x とオキシダントとはしばしば逆相関にあり、その関係も成層圏と同じ NO_x によるオゾンの消滅反応で説明される等、2次汚染物質であるだけにその動態は極めて複雑で局地風循環にも大きく左右される。また、最近では成層圏より沈降してくるオゾンも光化学オキシダントの重要な因子と考えられるようになり、改めてバックグラウンド大気中のオゾンの動態の解明が望まれるようになった。

以上、オゾンと大気汚染の直接的なかわりについて簡単に述べた。他方、オゾンの研究は間接的にも大気汚染の評価に貢献している。種々の汚染物質の輸送機構の解明の際にはそのスケールに応じて大気循環から個々のじょう乱・局地循環に至る質量輸送が問題となるが、それらの情報はオゾンの観測値を基に推定できるからである。

2.3 オゾンの輸送について

現在のオゾン研究は、光化学過程に重点をおくものと大気輸送過程に重点を置くものとに大別される。

これまでの説明からも光化学過程についての研究の重要性は理解されよう。しかしながら、オゾンの分布は局所的な化学平衡論がすべてではない。オゾンの光化学的寿命は、成層圏では紫外線の弱くなる下層程長くて下部成層圏では一カ月以上にもなるため、オゾン濃度は大気の輸送過程を反映し化学平衡値よりずれて実質的な生成域と消滅域ができる。このため、オゾン濃度分布から逆に大気輸送過程についての知見を得ることができる。

図1は航空機によって調べられ

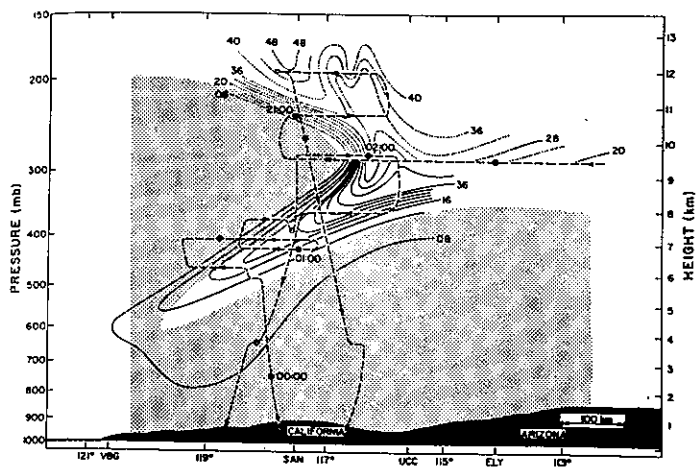


図2 1978年3月31日 0000GMTのオゾン分布図(Shapiro⁶⁾)

実線はオゾン体積混合比(pphm)の等値線で太い破線は飛行経路を表わす。ジェットの中心は117°W 300mb付近にある。

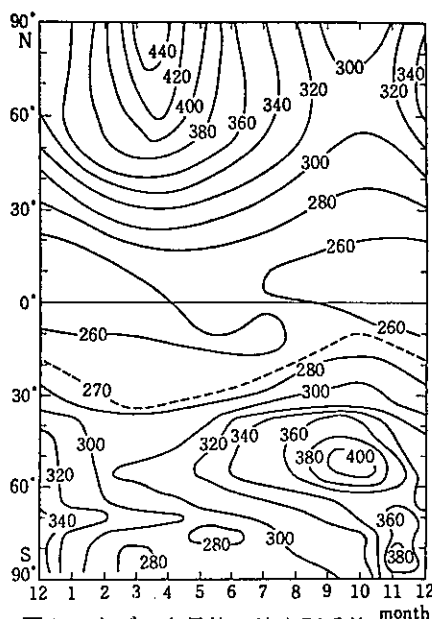


図3 オゾン全量値の緯度別季節変化 (Dütsch)⁷⁾ 単位は D.U.*

たジェット気流付近のオゾン濃度分布である。ジェット気流を巻くように圏界面の畳み込みが起こり、それに沿って成層圏のオゾンが対流圏に流れ込んでいる様子がよくわかる。図2でとりあげた Shapiro の論文ではじょう乱における対流圏と成層圏の質量交換機構を論じている。⁶⁾

また、図3はオゾン全量の帯状平均値を示したものである。オゾン生産効率の高い低緯度よりも中・高緯度の方が大きい。このような分布を説明するために、成層圏の Brewer-Dobson 循環が提案された。⁸⁾ また、最近では成層圏を含めた大気大循環の数値シミュレーションが盛んに試みられるようになり、オゾン分布はモデルの検証の格好な指標として使われるようになった。^{9, 10)}

以上のように、現在のオゾン研究は大気の力学過程の研究と深く結びついているが、輸送を問題にする場合、オゾンの寿命が決め手となるために光化学過程に関する正しい評価が前提となる。他方、光化学過程についてもそれを非平衡過程としてとり扱う以上その輸送量を正しく評価する

必要がある。オゾンの光化学と輸送の研究は互いに相補的な関係にある。更に“成層圏を成層圏として成立させている”その特異な気温の鉛直プロファイルはオゾンの紫外線の吸収に起因している。すなわち、オゾンは単なる被輸送物質ではなく、大気の放射吸収過程を考える上でも重要な物質であり、輸送機構そのものにも大きな影響を与えているのである。

なお、オゾンの光化学や大気輸送について最近よい本が相ついでで発刊された。¹¹⁾ 一般論の詳細についてはそれらを参照してもらいたい。

3. 身近なデータを眺めてみよう

3.1 オゾン全量値の日々の変動

オゾン全量と風・気温等の気象要素とが良い相関を示すことは、これまで多くの研究者により指摘されてきた。図4は第1(最下層)圏界面高度、500mb高度、オゾン全量値の1980年4月の日々の変動を示したものである。4月は短かい周期で気圧の谷や尾根が通過し、それと同位相で圏界面高度・オゾン全量に変化して

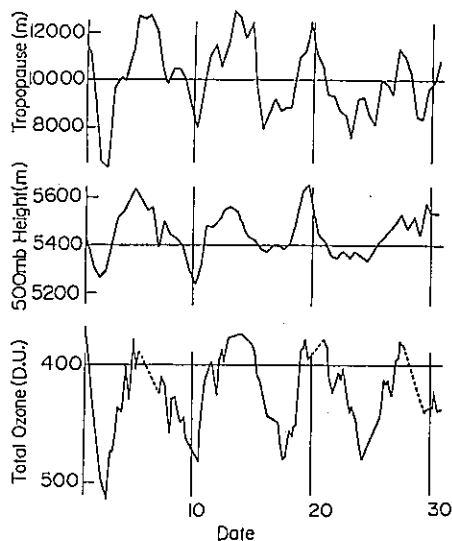


図4 1980年4月の圏界面高度、500mb高度及びオゾン全量の日々の変動(札幌)

* オゾン全量の単位で Dobson Unit の略。標準状態の気相の厚みに換算 ($=10^{-3} \text{ cm N.T.P.}$) したものの。

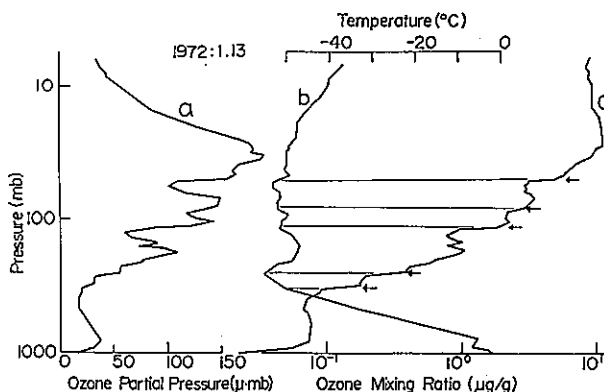


図5 オゾン鉛直分布の観測例(1972年1月13日 札幌)
a: オゾン濃度 b: 気温 c: オゾン混合比

換が極めて不活発であることを示している。図5のcはオゾン濃度を混合比で示したものである。圏界面を越えると混合比はステップ状に増加しており、その境界は気温の逆転層に対応していることが多い。これらの逆転層は圏界面同様オゾンの拡散を抑えて混合比の不連続を維持する一方で、その単一層(2つの逆転層にはさまれた領域をこう呼ぶことにする)内では拡散により濃度が一定となる。このように成層圏は細かく見れば玉ねぎ状の多層構造を形成している。上部成層圏で形成されたオゾンの混合比の高い気相がやがて逆転層に隔てられて単一気相を形成し、ゆっくりオゾンの混合比を下げていくといった図式が描けそうである。実際、対流圏へのオゾン高密度層の層状の侵入を等温位面の追跡により示した報告もある¹²⁾。このような成層圏における多層構造がどのようにして形成されるのか、また、それは大気の質量交換機構にどのような影響を与えるのか興味をもたれるところである。

3.2 オゾン全量の季節変動

図6はオゾン全量の月平均値を示したものである。前節では全量値の日々の変動を圏界面高度の上下で説明したが、月平均値の場合は春に極大・秋に極小があり、冬に低く夏に高い圏界面高度の変動とは位相的なずれがある。この理由としては①下部成層圏における濃縮効果②光化学生成率の季節変化等が考えられる¹⁴⁾。

全量値と圏界面高度との回帰線の傾きは平均的なオゾン濃度差 $\rho_s - \rho_t$ を与える。(ここで ρ_s 、 ρ_t はそれぞれ圏界面付近の成層圏側と対流圏側のオゾン濃度を表す)ただし、 ρ_t は ρ_s に比べて小さく $\rho_s - \rho_t$ の季節変化はほぼ ρ_s の変化とみなすことができる。図7は1970-1979のデータをもとに札幌の $\rho_s - \rho_t$ を調べてみたものである。圏界面高度のほぼ等し

いる。このような良い相関はオゾン濃度が圏界面で急激に立ち上がることに起因している(図5参照)。圏界面が上昇すると高濃度域がそれだけ上方へ押し上げられ鉛直積分値である全量値は減少する。逆に圏界面が下降すると高濃度域が拡大して全量値が増加する。また、圏界面高度は気圧の谷・尾根の通過を反映するのでオゾン全量値は各種気象要素と良い相関を持つことになる。

ところで、このような圏界面における濃度の不連続は逆転層により拡散が抑えられ、圏界面をはさむ成層圏と対流圏の大気の交換

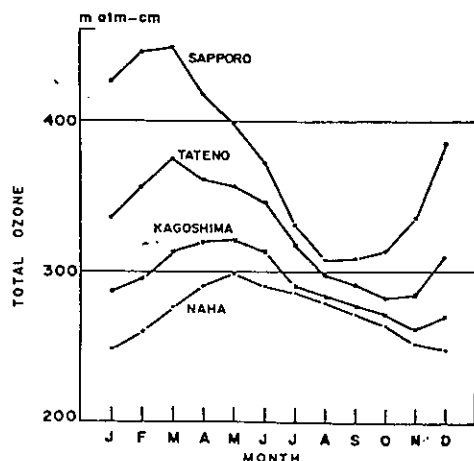


図6 札幌・館野・鹿児島・那覇のオゾン全量の季節変化 酒井他¹³⁾
単位のm atm-cmはD.U.と同じ

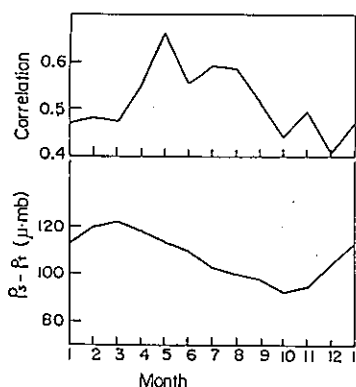


図7 日々の圏界面高度とオゾン全量との相関係数とその回帰線から求めた $\rho_s - \rho_t$ の季節変化

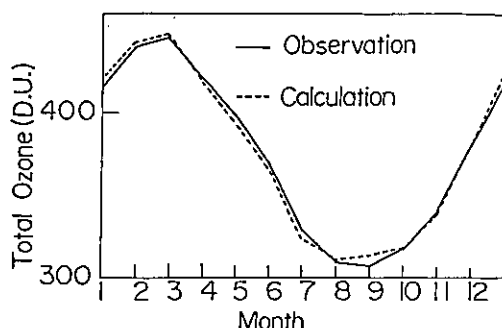


図8 札幌におけるオゾン全量値の季節変化

い4月と11月を比べてみても $\rho_s - \rho_t$ は明らかに4月の方が大きく、下部成層圏の濃縮効果が認められる。この $\rho_s - \rho_t$ 及び札幌で観測された月平均圏界面高度 H_t を用い、 H_o と T_o を適合パラメータとして次式で全量値(1970-1979平均)を再現した結果を図8に示す。

$$T = (\rho_s - \rho_t) \cdot (H_t - H_o) + T_o \quad (1)$$

計算値は観測値によく一致しており、札幌における全量の季節変化は圏界面高度の変化と下部成層圏の濃縮効果によりほぼ説明がつく。圏界面高度付近ではオゾンの光化学生成率は上部成層圏に比べてかなり低く、しかも中高緯度では消滅の方が大きい。¹⁰⁾すなわち、下部成層圏の春季の濃縮効果は光化学生成によるものではなく運動学的効果(輸送)によると結論される。この輸送効果を考察するために、次節ではオゾンの鉛直分布を解析する。図9 札幌・館野・鹿児島におけるオゾン鉛直分布の時間断面図

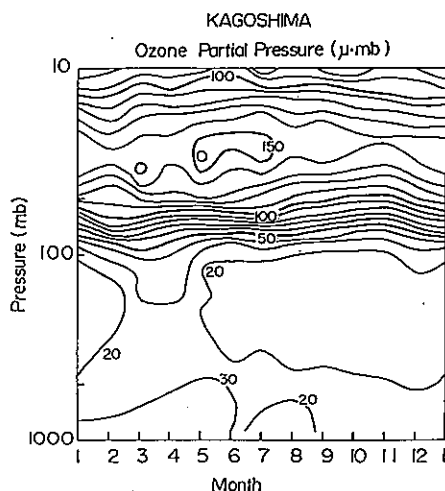
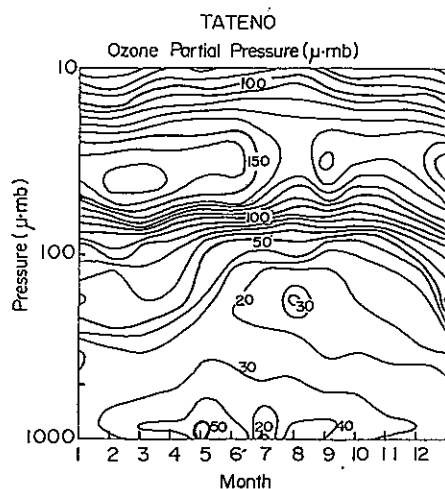
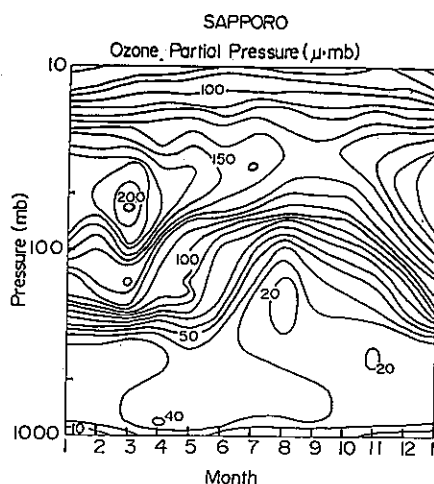


図9 札幌・館野・鹿児島におけるオゾン鉛直分布の時間断面図

3.3 オゾンの鉛直分布について

ゾンデによるオゾンの鉛直分布の観測は札幌・館野・鹿児島で行われている。館野の7・8月を除けば月毎に10回以上の観測を重ねており、統計的に有意と考えて月平均値を求めてみた。図9、図10

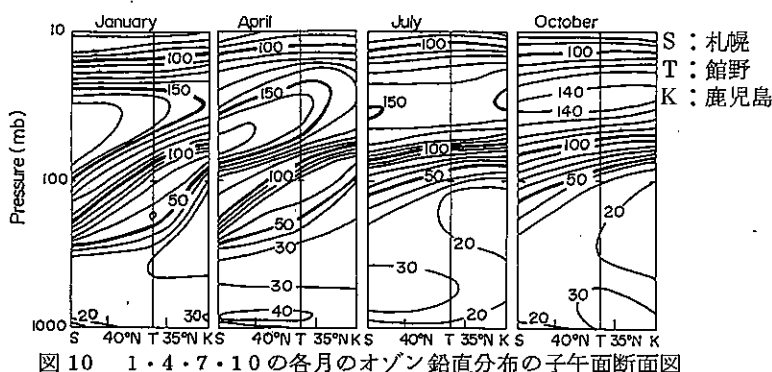


図10 1・4・7・10の各月のオゾン鉛直分布の子午面断面図

はそれぞれ各観測点の時間断面図とそれをもとにして作成した1・4・7・10月の子午面断面図である。図9の札幌の場合300mbから50mbの上部対流圏から下部成層圏にかけて大きな季節変動を示している。冬には第一圏界面の平均高度が250~300mb付近まで下降するため、この付近の濃度こう配が大きい。逆に夏には圏界面は100mb付近まで上昇し、オゾン高濃度域も大きく後退する。また、春にはオゾンが対流圏下層へ盛んに拡散されていることがわかるが、秋には対流圏の濃度が最も小さくなり、成層圏からの拡散が少なくなっている。館野・鹿児島のデータも札幌と同様の傾向が認められるが、低緯度の観測点ほどその季節変化は小さい。(ただし、館野の場合は観測回数が少ないため信頼度は低い)この理由は圏界面高度の変化にある。すなわち、札幌付近の圏界面高度は著しい変化を示すのに対し、鹿児島付近の圏界面はオゾンの立ち上がり高度とほぼ一致し、100mb前後でありその変化は小さい。このため、札幌の議論をそのまま鹿児島にあてはめることには問題があると思われる。特に図6をよく見ると札幌と鹿児島・那覇との間には明らかに位相的なずれも見られる。この緯度による大きな相違は冬の極ジェットの平均的な位置が本州中部にあり札幌は極圏界面に支配されているという事情に因る。夏には日本全体がほぼ亜熱帯気団に支配され、図10の子午面断面図でもオゾン濃度の南北傾度は小さい。札幌の全量値季節変化を考える場合には極ジェットの効果が非常に顕著だが、低緯度程その効果は弱くむしろ亜熱帯ジェットによる変動が重要となろう。実際、全量値は梅雨前線の位置をよく反映することが知られている。¹⁵⁾また、低緯度の場合光化学生成率の寄与も大きくなる。鹿児島の30mb以上ではオゾン濃度の極大が太陽高度角の最も大きい(オゾン生産効率の高い)6~7月にあるという観測事実は生成率との関係に興味をもたれるところである。ノイズがあってはつきりはしないが10mb付近ではほぼ全官署とも夏に極大があるように見え、このことも生成率と関係があるかもしれない。ただ、これらのデータの詳しい解析は未だ行っていないので詳細は不明である。

さて、札幌の鉛直分布のデータをもとに連続の式からオゾンの下向きの鉛直フラックスを試算してみた。オゾン寿命を高度のみの関数とし、その季節変化やオゾン密度依存性を無視した。更に、オゾンの生成項・水平収束項等も無視した極めて粗い近似である。また、地表面における消滅率の評価が難しいので、1000mbのフラックスとの差($\phi(Z) - \phi_0$)を求めた。^{*}図11は1・4・7・10の各月についての計算結果と温度分布とを示したものである。積分は下層より実行しているので上層程誤差が大きい。

* 以上の仮定のもとでは計算式は $\phi(Z) - \phi_0 = \int_0^Z \left(\frac{\partial N(z)}{\partial t} + \frac{N(\tau)}{\tau(z)} \right) dz$ により与えられる。

$N(z)$: オゾン数密度 $\tau(z)$: オゾンの光化学的寿命

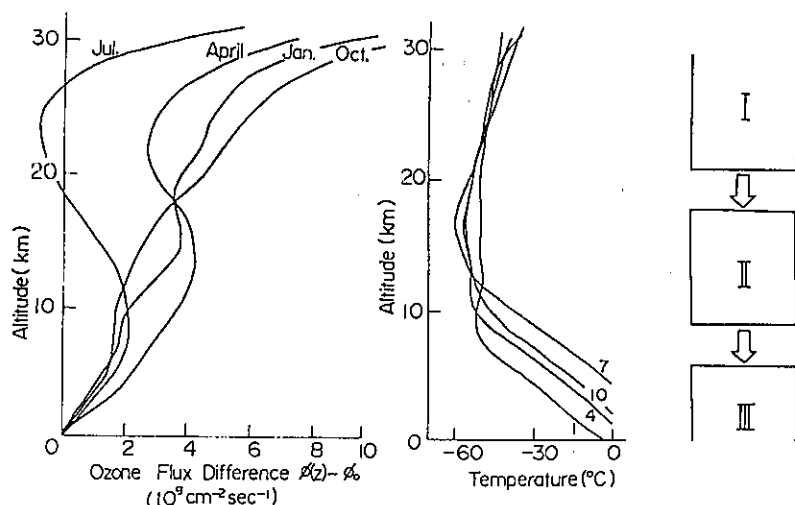


図 1.1 札幌の 1・4・7・10 の各月におけるオゾンの鉛直フラックスと気温分布
(任意高度のフラックスを 1000mb のフラックスとの差で示した。下向きを正。)

また、上層の 30 km 付近でオゾン濃度は発散しているが、その主な理由はオゾンの生成項を省略したことによると考えている。

結果の説明に入る前に輸送方程式について触れておこう。輸送方程式は、一般には移流項と拡散項を含んでいるが、中緯度の成層圏と対流圏の鉛直輸送を考える場合には、平均流による“移流効果”よりもしょう乱による“交換効果”の方が重要と考えられている。南北輸送の方は濃度の南北傾度が弱いので高度が低い場合は鉛直フラックスに比べて小さいと見られる。もちろんこのような仮定には定量的な裏付けが必要となるが、その詳細は大気大循環論を参照してもらいたい。一般に各種トレーサーの中緯度における鉛直輸送を考える場合には鉛直拡散係数を最も重要な因子として輸送方程式を次式(拡散方程式)のように簡略化し、結果として得られる渦動拡散係数を指標として求めることが多い。ここではフラックスの計算精度が不十分のため②式より拡散係数を求めることはせず、図 1.1 を考察する場合の参考にとどめる。^{*}

$$\phi(z) = -N(z) \cdot K_E(z) \cdot \frac{\partial f(z)}{\partial z} \quad (2)$$

$N(z)$: オゾン数密度 K_E : 渦動拡散係数 f : オゾン混合比

フラックスには 8~10 km の極圏界面と 20 km の熱帯圏界面のやや上とにボトルネックがある。このボトルネックにより領域を上から I、II、III と分けて考える。II は熱帯圏界面と極圏界面にはさまれた“遷移領域”とみなすことができ、大気の質量交換に重要な役割をはたす。さて、図 1.1 から読みとれる輸送の特徴について季節ごとにとめてみる。

春……秋～冬にかけて下部成層圏にオゾンが大量に蓄積されるため II の $N(z)$ は大きくなり $|\frac{\partial f}{\partial z}|$ は I-II では他の季節より小さく、II-III では他の季節より大きい。冬に強かった寒帯圏界面の構造も弱まり、周期的に通過するしょう乱は渦動拡散を促進し、II-III の K_E も冬よりはかなり大きくなる。このため、II のオゾンは III に大量に流れ出して地表で消滅し、全量値も減少する。

* 最も精度を悪くしているのはオゾン寿命であると考えている。(次節参照)

夏……Ⅱはかなりの高度まで対流圏にとりこまれており、対流圏に入ったオゾンは一気に地表に運ばれて消滅する。ただし、Ⅱのオゾン濃度 $N(z)$ は春のうちにかなり減少しており、Ⅱ-Ⅲの輸送量は春よりむしろ少ない。また、Ⅰ-Ⅱの輸送量の方は熱帯圏界面の構造がはっきりするため最も少なくなる。このため、Ⅱのオゾン濃度は更に減少を続け全量値は初秋期に極小となる。

秋……周期的にじょう乱が通過するという事情や圏界面高度は春と似た状況にあり、 K_E は同程度に評価されよう。しかし、Ⅱのオゾンは春～夏の放出で極小期となっているためⅡの $N(z)$ 及びⅠ-Ⅱ、Ⅱ-Ⅲの $|\frac{\partial f}{\partial z}|$ は春とは全く逆の状態にある。圏界面高度そのものも下降する時期にあたり、フラックスには極圏界面による構造がはっきりするためⅡ-Ⅲの輸送量は少ない。他方、熱帯圏界面の構造は夏に比べて弱くなり、夏に形成されたⅠ-Ⅱの大きな $|\frac{\partial f}{\partial z}|$ をささえきれずにⅠ-Ⅱの輸送は大きくなる。この結果、Ⅱにオゾンが蓄積され全量値も増加し始める。

冬……札幌では極圏界面に支配されⅡ-Ⅲのボトルネックが最もはっきりする。また、15～20 km 付近の気温の逆転は他の季節より小さくⅠ-Ⅱの輸送量は比較的大きい。この結果、Ⅱのオゾン量は増加し、初春期に極大を迎える。

3.4 今後の課題

前節では札幌のデータを中心に解析を行ったが、冬には鹿児島と札幌の間に極ジェットが存在するので輸送過程にも質的な相違があるはずで、この2地点の鉛直輸送を詳しく調べるだけで成層圏と対流圏の質量交換機構についてかなりの知見が期待できる。鉛直輸送量を更に精度よく計算できれば、水平循環の情報を取り出しBrewer-Dobson循環を定量的に評価することも可能になる。それには、連立方程式の中で省略した生成項・水平収束項を評価し、何よりも寿命の精度を上げる必要がある。

以上のような解析とは逆に輸送方程式と化学反応方程式を与えてオゾンや他の微量成分の分布を求め観測値と比較するという研究も多い。^{16,17)}この場合は各方程式系をチェックすることができ、また、特定の成分を増減させた数値実験では、例えば、オゾン層の破壊の様子を調べることができる。当初は一次元モデル(鉛直線)が多かったが次第に二次元(子午面)三次元へと拡張されており、大気循環理論の結合等も試みられよう。

ただし、どのような方法をとるにせよ光化学過程の正しい評価が前提となる。下部成層圏から対流圏にかけてオゾンの寿命を大きく左右する成分は HO_x や NO_x であるが、これらの物質は $O(^1D)$ と親分子(CH_4 、 H_2O 、 N_2O 等)との反応により生まれる。この 1D 励起状態の酸素 $O(^1D)$ はオゾン自身が3,200 Åより短波長の紫外線を吸収して光解離してできたものである。このため、オゾンの寿命は太陽高度角とオゾン濃度自身に依存し、高さのみの関数とした前節の仮定は満足のものではない。光化学反応定数を直接含む計算こそが本質的であり現在解析中である。ところで、成層圏の光化学過程には強い紫外線にさらされているため、励起状態のまま反応を繰り返す物質や不安定物質等も多く関係しており、それらの反応定数の精度は十分とは言えない。特に、 HO_x や NO_x 系の反応定数はNASAのグループが精力的に見直しを行っている。^{18,19)}オゾン研究では反応定数を決めるという室内実験にも多くの課題が残されていることを付記しておく。

4. おわりに

オゾンについては名著・名論文が多くある。しかしながら、気象庁における定常観測データは意外に埋もれているという印象を受ける。成層圏の情報が主で複雑な光化学過程を含むために、他の気象データに比べれば利用しづらいというのが理由であろう。しかし、これまで述べたようにオゾンのデータは大気汚染から個々のじょう乱、更には大気大循環に至るまでその解析に利用できる。また、気象学が大気環境の科学という意味をも深めていくなかで今後克服すべき多くの課題が含まれている。この小論によりオゾンについての関心を多少とも深めていただければ幸である。

参 考 文 献

- 1) 金戸進; 技術時報 **98** (1981) 37
- 2) S. Chapman; Mem. Roy. Met. Soc. **3** (1930) 103
- 3) L. V. Berkner and L. C. Marshall; J. Atmos. Sci. **22** (1965) 225
- 4) 文献3)を紹介している啓蒙書として例えば次のようなものがある。
竹内 均 地球の歴史 NHKブックス
北野 康 水の科学 NHKブックス
駒林 誠 気象の科学 NHKブックス
西村三郎 地球の海と生命 海鳴社
森山 茂 大気の歴史(気象学のプロムナード1) 東京堂
- 5) オゾンと大気汚染との関連を比較的詳しく論じたものに次のようなものがある。
鈴木武夫編 大気汚染の機構と解析 産業図書
鈴木 伸編 大気の光化学(大気環境の科学1) 東京大学出版会
磯野謙治編 大気汚染物質の動態(大気環境の科学2) 東京大学出版会
鶴田治雄; 天気 **28** (1981) 803
- 6) M. A. Shapiro; J. Atmos. Sci. **37** (1980) 994
- 7) H. C. Dütsch; Photochemistry of Atmospheric Ozone, Advances in Geophysics vol. 15 (1971)
- 8) G. M. B. Dobson; Proc. Roy. Soc. London **A236** (1956) 187
- 9) H. Kida; J. Met. Soc. Japan **55** (1977) 71
- 10) M. E. Schlesinger and Y. Mintz; J. Atmos. Sci. **36** (1979) 1325
- 11) 島崎達夫 成層圏のオゾン 東京大学出版会
松野太郎・島崎達夫 成層圏と中間圏の大気(大気科学講座3) 東京大学出版会
- 12) H. Muramatsu; Papers in Meteorology and Geophysics **31** (1980) 97
- 13) 酒井重典、大越延夫、三宅 勉; 高層気象台彙報、第41号(1980) 24
- 14) Y. Sekiguchi and H. Kida; J. Met. Soc. Japan **49** (1971) 95
- 15) 村松久史; 研究時報(J. Met. Res.) **18** (1967) 515
- 16) T. Shimazaki and T. Ogawa; J. Geophys. Res. **79** (1974) 3411
- 17) R. C. Whitten, W. J. Borucki, H. T. Woodward, L. A. Capone, C. Riegel, R. P. Turco, I. G. Poppo and K. Santhanam; Atmos. Environ. **15** (1981) 1583
- 18) C. J. Howard; J. Chem. Phys. **71** (1979) 2352
- 19) M. S. Zahniser and C. J. Howard; J. Chem. Phys. **73** (1981) 1620

Ⅱ 北海道内の気象学及びその関連分野 の研究紹介 (受付順)

1. 研究紹介

小 高 真 一 (北海道農試・稲第4研究室)

昭和51年10月に北海道農試が、寒地水稻育種の中心場所に指定されたのを機会に、当研究室は、イネの耐冷性品種の育種方法及び検定に関する研究を担当する研究室として発足した。現在実施中の主な研究課題と研究内容は次のとおりである。

(1) 水稻耐冷性遺伝子集積に関する研究

障害型冷害に対する水稻の耐冷性を飛躍的に高めるため、外国稲を主体に、耐冷性の強い交配母体を探索しながら、道内の品種に耐冷性因子を導入して、現在の栽培品種よりも一段と冷害につよい品種を育成するための母材を育成している。Silewah(インドネシア)と北海241号の組み合わせから、耐冷性の強い有望個体が多数得られている。

(2) 耐冷性検定方法の開発に関する研究

従来の水稻耐冷性の検定方法は、冷水かけ流し法か、小型人工気象室利用によるものであるが、何れも欠点が多い。水田に普通栽培した、群落としての稲を対象として、新しい検定手法の開発を進めている。

(ア) 冷水噴霧装置による耐冷性の検定

冷水噴霧法は、水田に普通栽培したイネを対象に、少量の水で低温環境をつくり、極力、自然条件を維持しながら低温環境を持続させ、一定期間、人為的に低温処理する。当研究室で開発した冷水噴霧装置を移動式にすることにより、田植期から成熟期までの各期を対象とし、遅延型・障害型・登熟阻害型冷害の耐冷性検定に関する研究を実施中である。

(イ) 自然冷温利用による耐冷性検定

熟苗密植栽培と水温傾斜水田の組み合わせにより、水稻の生育ステージの促進をはかり、7月上～中旬の低温期に障害型冷害の危険期を合わせ、冷害年類似の自然環境下で障害型冷害を発生させ、耐冷性の品種間差異を検討する。北海道の自然条件を利用した検定法として開発したもので、さらにその改善につとめている。

2 イネの冷害生理に関する研究

佐 竹 徹 夫 (北海道農試・稲第3研究室)

当研究室はイネの冷害生理の研究室として昭和41年4月に新設され、以来、同年に建設されたファイトトロン(自然光室7室、人工照明室3室より成る)を用いて、穂孕期の冷温による不稔の生理学的機構を研究してきた。この研究の特徴は、①研究の対象を冷温感受性器管である葯にしぼったこと、②研究員4名の共同研究により、細胞学的手法(光顕および電顕)と生理学的手法(成分分析など)を導入したこ

とである。これまでの研究成果は「イネの小胞子初期冷温処理による雄性不稔」第1報～19報として公表され、さらに続報を投稿中である。主な成果を列記すると、

- 穂孕期の冷温による不稔の原因は、花粉の充実不良に基く葯の不裂開である。この不稔に関して、冷温感受性の最も高い時期は減数分裂直後の小胞子初期である。
- 花粉の充実不良の原因は、小胞子初期の冷温処理中に発生した葯の異常である。冷温処理中の異常として、①小胞子の退化および発育停止、②タペート肥大、③葯中の無機磷の減少、④葯中の非還元糖の増大および転移組織における澱粉の異常集積、⑤葯の酸性フォスファターゼ活性の低下が明らかにされたが、これらの異常相互間の因果関係や花粉の充実不良への経路については、まだ解明されていない。
- 不稔発生の難易は、品種、前歴条件、穂上位置によって異なる。

冷温抵抗性を支配している生理的素質の解明は冷害防止法に関連して重要であり、現在は生化学的手法も加えて、上記3項の材料における耐冷素質の研究に力を入れている。また穂孕期ばかりでなく、開花期の冷害や幼苗期の冷害についても、最近研究を開始した。

3. 調査研究の概要

齊 藤 博 英（北海道東海大学）

筆者は隠居の趣味として、北海道の気候のあまり知られていない現象を、はっきりと認識すること、および、今後、気候学の研究に何らかのお役に立つかも知れない事実を求めて、遅々とした調べを、頭の体操として、続けていくつもりなので、そのようにおつき合い下されたい。現在の概要は次のようです。

(1) 北海道の気候の変化

地球規模の気候変動については、1975年以降1段と強い関心が払われ、各国およびWMOにおいても、研究が推進されている。このような大規模の気候変動に対応して、日本附近でも、大きな気候変化が生じつつある。この変化は特に北海道で顕著である。

このことは、8月を中心とした夏の気温、降水、および冬の寒波の到来時期などに、比較的顕著に現われている。

これらの現象の真相を突きとめることを目標として、2～3の角度から調べている。この成果は毎年の「支部だより」に、部分的に報告している通りである。

(2) 北海道の生活気候調査

北海道に生活する者の1人として、生活に直接または間接に影響する気候特性の中で、気象官署の観測値から、直接または間接に知り得る事項について、明らかな認識を得ることを目標として、調査をしている。

今は、北海道の各地に到達する直達日射日量の推定法を調べており、その1部は「支部だより」26号、27号に報告した。

4. 雪結晶の成長と形についての研究

小林 禎 作 黒田 登 志 雄
古 川 義 純 高 橋 徹
(北大低温科学研究所物理学部門)

ベントレー、中谷以来、雪の結晶の形と気象条件との関係は気象学上の興味ある研究課題であった。小林自身もその道を長く迎ってきたが、その本質的な理解のためには、もはや気象学の知識ではなく、結晶成長の理論と実験によらねばならないことは明らかである。私たちの雪の結晶研究の目標は、従来の現象論的な実験研究にとどまらず、物性理論からの批判に耐えられるものへと発展させることにある。

これまでに、さまざまな環境条件のもとで成長する雪単結晶の晶癖と成長型の実験的研究をはじめとし、気相からの成長層の運動や、不純物で汚された結晶底面のV(気相)–L(液相)–S(固相)成長のその場観察などに多くの成果があげられてきた。雪単結晶の晶癖の温度変化については、氷表面の疑似液膜(QL)を考慮に入れて、各結晶面の成長機構の違いから説明しようとする新しい考え方が黒田により提出され、V–QL–S成長カイネティックスの理論的研究が進められている。この理論の実験による定量的な検証は当面の重要課題で、まずその第一歩として“Negative Crystal”の研究が進行中である。近い将来の方向としては、結晶面の成長速度の測定がマイケルソン干渉法により、また疑似液膜の測定は偏光解析法によって計画されている。

一方、雪多結晶の形態については、CSL境界モデルを用いて古川を中心にその構造の解明がなされてきた。その生成機構としては、立方晶氷の核形成によるモデルが小林により提出されていたが、最近高橋は“オストワルドの段階則”を拡張することによって、その理論的裏づけを行った。

これら私たちが取り組んでいる研究は、気象の分野の方がたにはなじみの薄いものかもしれない。「六花の美—雪の結晶成長とその形」(サイエンス社、1980刊)を参照していただければ幸である。

小林はまた、雪の結晶の六方対称の認識がいつ頃から始まったかをテーマに、「雪華図説」など雪の研究史、文様、民俗にも興味をもち、「雪に魅せられた人びと」(築地書館、1975刊)、「雪華図説新考」(築地書館、1982刊)などを出版した。

(小林禎作記)

5. 研究紹介

菊 地 勝 弘 ・ 播 磨 屋 敏 生 ・ 谷 口 恭
(北大理学部)

北海道大学理学部地球物理学科気象学講座および北海道大学大学院環境科学研究科環境構造学専攻気象学講座は、1980年4月、孫野長治教授の定年退官、1981年9月、速藤辰雄助教授の北海道大学低温科学研究所降雪物理部門への転出に伴い、新しく上記のスタッフになった。研究領域は主として、雲物理学、大気電気学、メソ気象学、エアロゾル科学と従来とほとんど同じであるが、極地気象学、災害科学にも力を入れてきている。もちろん、各領域でも年度によって、また大学院生の研究テーマや科学研究費によっても、多少変動するが、現在のスタッフ、大学院生等による研究項目は、北海道南西部主としてオロフレ山系の山岳性降雨の機構に関する研究、札幌市を対象とした降雪の短期予測を目的とした研究、雪

結晶の低温領域における習性の研究、降水粒子の帯電機構に関する研究、降水粒子と大気電場間の鏡像関係に関する研究、盆地の冷却過程に関する研究、降水粒子のエアロゾル捕捉機構の実験的研究、石狩平野の海陸風循環の観測的研究、霰・雪片の成長機構の研究の他、1980年、1981年と道南、道央を襲った豪雨災害についても自然災害科学の立場から、北大工学部河川工学研究室や札幌管区气象台と共同で研究している。

建設後20年を経た手稲山頂にある北大雲物理観測所も昨年の台風第15号の影響を受け、雲観測塔や屋上の手すりが倒壊したので、昨年末全面改修を行った。

20年前には考えられもしなかった大型機器もいくつか入り、プロセッサを備えた出力50kWの気象用レーダーが環境科学研究科の屋上で降水を監視できるようになった。幸い、レーダーは移動局として認可されているので、研究テーマによっては適当な場所に何時でも持ってゆけるので心強い。基礎研究は当然のこととして、災害科学にも積極的に取組んでゆくつもりである。

6 強風下における電線着雪事故について

浅井 修一（北電技術研究所）

当社では電線着雪事故時の気象条件について検討するため、北大低温研、気象協会道本部の参加を得て調査、解析を進めている。その一部については本支部だより第25号に報告させていただいたが、本稿では、強風下における着雪事故時の気象条件（注1）を中心に述べてみたい。

北電管内で過去に発生した電線着雪事故の多くは風速が10m/s以上の強風下で発生している。強風下においては実際に電線に衝突する実質の降雪量 I_n （以下実質降雪量という）は、地上で観測される降雪量よりも大きくなっていると考えられる。いま降雪時の雪片の落下速度を u 、風速を v とすれば、電線に衝突する雪片の速度は雪片の水平速度を風速に等しいと仮定して次式で表わされる。

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \quad ①$$

また雪片の空間密度を ρ_s とすると

$$I_n = \rho_s \cdot V \quad ② \quad I_g : \text{地上で観測させる降雪強度}$$

$$I_g = \rho_s \cdot u$$

②式を①式に代入して次式が得られる。

$$I_n = I_g \cdot \sqrt{1 + (v/u)^2} \quad ③$$

ここで雪片の落下速度 u は1~2m/s程度といわれており、また風速 v は前述のとおり10m/s以上とすれば $v/u \gg 1$ であるから③式は

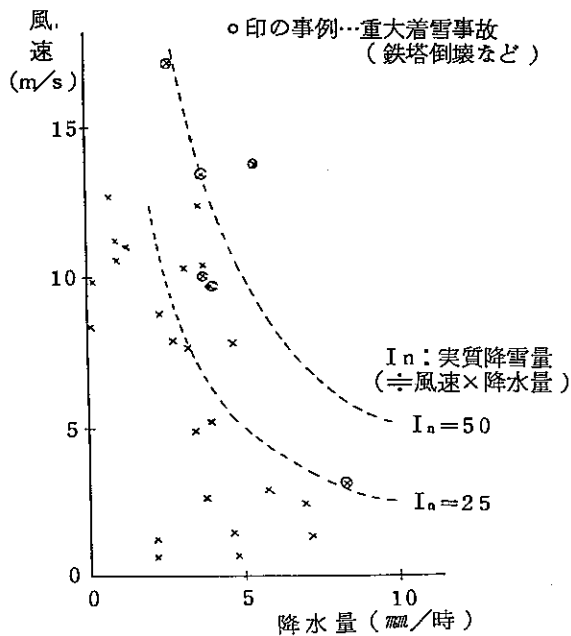
$$I_n \div I_g \cdot (v/u) \div I_g \cdot v \quad (\text{注}) \quad u = 1 \text{ m/s とした}$$

とみなすことができる。すなわち実質降雪量 I_n は、地上で観測される降雪量 I_g と風速 v との積にほぼ比例すると考えられるので、風速が大きいほど電線に対する実質降雪量が大きくなり、着雪を発達させることとなる。第1図には、過去北海道において電線着雪事故が発生した時の地上降雪強度（降水量換算値）と風速の条件を、また合わせて実質降雪量を示したものであるが、実質降雪量が40~50mm/時以上で送電鉄塔倒壊などの重大な着雪事故の発生する傾向が見られる。このように風速の大きいことが、電線着雪事

故の発生に大きな影響を与えるものと考えられる。

(注1) 北大低温研、気象協会道本部、北電、「着雪気象研究会」第1回～第13回提出資料。

第1図 着雪事故時の降水量～風速



7. 北海道、オホーツク海沿岸域

本井達夫・青田昌秋 (北大低温科学研究所・流水研究施設)

北海道・オホーツク海沿岸には著しく性質を異にする3つの水塊が存在する。すなわち、夏季、この沿岸沿いに南東流する対馬暖流分岐の宗谷暖流 (塩分量33.6‰以上によって識別される)、その沖の表層40～50mを占めるオホーツク海表層低塩分水 (塩分量32.5‰以下) およびその下層に冬季に形成される中冷水 (水温2℃以下) である。

これらの3水塊の間に混合水域が形成される。この混合水域の発達、中冷水フロントの移動、混合水域での湧昇流の存在などは沿岸漁業に重大な影響を与える。と同時にフロント域での海況変動は海洋学的にも興味ある問題である。

これまで宗谷暖流沖表層の冷水帯に関してはいくつかの報告がなされているが、中層以深の宗谷暖流と中冷水のフロント域の詳細な観測はなされていなかった。

筆者らは1981年夏から秋にかけて、海上保安庁、稚内・網走水産試験場、北海道水産研究所の協力の下に、この沿岸域の流動、水塊構造の詳細な観測を実施した。

その結果、夏季の宗谷暖流域の流速は沿岸近くで1ノット (50cm/sec)、フロント域で1.5ノット (75cm/sec)、その沖のオホーツク海表層低塩分水域では流速は小さく、かつ流向も不安定であること、夏季宗谷暖流域には中冷水に起源をもつ冷水が孤立水塊あるいは舌状で貫入し、沿岸沿いに南東流しているこ

とが見出された。この冷水塊のスケールは厚さが約20 m、水平方向の長さは数kmのシート状であり、暖流域内に密度的には安定して存在している。

冷水塊の貫入はこの沿岸域の混合水域の形成に大きな役割をはたしていると考えられる。過去の筆者らの行った観測を整理した結果、この貫入は暖流と中冷水が等密度で接し合う条件のとき、すなわち6～10月の間に行なわれると考えられる。

近年、漁業関係者から沿岸域の水温が低下しており中冷水フロントの変動が起ったのではないかという声が聞かれる。

これまでの観測の測点間隔では中冷水フロントの遠近について十分な比較が困難であった。1981年の測点間隔は約1.5 哩 (2.8 km) で充分密であり、今後の中冷水フロントの遠近に関する研究の第一歩となるであろう。またフロント域の水温と衛星情報 (NOAA) による水温分布の比較、対応によって今後の衛星情報の利用を考えている。

8. 研究概要

諸 橋 清 一 (北海道教育大学旭川分校)

空気流における物体表面からの物質移動のテーマで、永い間同じ事を続けている。始めの仕事は乾湿球湿度計の常数 (Sprung 常数) の導出に問題点を感じ、低温研の吉田順五さんに初出文献のことでお尋ねしたことを思い出す。その時不出来乍らまとめたものは、当大学の紀要にのせた次第であるが、20年以上立っても似たような論文が「天気」に出てくるのには考えさせられる。私の大学は研究環境としては特殊な条件下にあり、あまりにも私の専門的な仕事の一端として、学生の卒業論文の課題にするのはどうかといつもためらい乍ら今日に至っている。

9m/sec がやっとの風洞を作製し、今日尚余命を永らえている。その後テーマを防風林の効果、特にその後流域での水の蒸発抑制の効果を確認した。手兵が不足であり、大事なフィールド実験との対比とまでは行かぬが、つらいところであり、そこまでやるのは専門家の仕事としていつも風洞実験に留まっているのが現状である。

最近のテーマとしては、甚だ目標が壮大であるが、温度成層下での斜面上の気流の構造に手を出し始めたばかりである。私のモットーは、分相応の条件下で学生の教育を大事としているので、専門家より見れば、粗い仕事と言われるかも知れぬが、それなりの成果を得ることが出来ればよいと考えている。

此所で一つ問題を提供致したい。風速測定の方法としては各種の機器やセンサーの中で風洞実験には有力な熱線を使用して境界層内の速度分布をみるのが通例であるが、物体表面に近いところで1m/sec以下の風速の分布曲線がキレイに描かれている論文が多いが、私にとっては気になるところである。リネアライザーで出力の直線化を計っているといっても話は元に戻ってろう。御教示をいただければありがたい。

9. 北大低温科学研究所“降雪物理学部門”

若 浜 五 郎 ・ 遠 藤 辰 雄 ・ 藤 吉 康 志

昭和56年4月、学術会議・測地学審議会等の勧告を背景に、本研究所に降雪物理学部門が新設された。気象学のなかで降雪の物理的研究は重要といわれながらも、従来降雪を専門的に研究し、また後進を養成する組織がなかったからである。

降雪に関連する物理的な研究には古く中谷宇吉郎以来の雪結晶の研究があり、戦後はそれを核に雲物理の研究が盛に行なわれ、さらに近年は気象レーダーシステム、衛星からの遠隔探査技術の進歩に伴って降雪雲の研究が進展してきたが、降雪現象や降雪機構等には未だ不分明の点が多く残されている。一方、豪雪予測の重要性が強くいわれ、国の研究開発方針の中にもその基礎となる降雪の研究がとり上げられている。

このような学問的内至社会的要請をうけて新設された本部門の責は重いが、当面降雪現象をきめ細かく調べてその実体の把握に努めると共に漸次降雪機構の解明に取り組み、さらに従来比較的独立に進展してきた雲物理学、大気力学及び積雪学の間の連結を目指して目下その準備を進めている。

本部門は定員純増がゼロ、10年の期限つきという極めて厳しい状況のもとに誕生したのであるが、幸い低温研他部門の好意で2名の定員枠を譲り受け、北大理学部菊地研究室から遠藤辰雄助教授、名大水圏科研武田研究室から藤吉康志助手と、それぞれ逸材を迎えることができた。

札幌は冬期連日のように季節風に伴う対流性雲・帯状雲が降雪をもたらす、また時に低気圧による大量の降雪をみる。このような地の利を生かして上記の降雪研究を行なうべく大いに氣勢をあげているところであるが、研究設備・機器等の整備はすべてこれからである。幸い北大理学部菊地教室をはじめ札幌管区気象台関係各位の御助力を得て今冬研究を開始したが、今後とも気象学界各位の御指導、御力添えをお願いする次第である。(若浜五郎記)

10. 寒冷地における急傾斜地崩壊の機構と特性に関する試験調査

小 林 雄 一 (北海道開発局土木試験所地質研究室)

斜面災害は、地域特有の地形・地質などの素因に、気象、地震、切土などの自然あるいは人為的な諸誘因が作用して発生する。

素因として危険度が低く評価される地域でも、作用する誘因の種類によっては更に高い危険度に移行する。斜面災害の発生は素因と誘因の相互作用としてあらわれるため、危険予測地帯の評価にあたっては、単に素因の評価にとどまらず、その上に誘因の要素をも十分加味して評価を行うことが必要である。なかでも、降雨については本道は全国的にも雨の少ない地域として豪雨などの洗礼をあまり受けていない。従って誘因としての降雨の要素の評価はきわめて重要である、しかも降雨もあらゆる地域に同時に作用するのではなく、特定の地域に特定の気象条件下で強く働く、このことから素因としての地形・地質の要因を全道的に抽出するとともに、気象条件についても詳細な検討を加え、道路建設、管理上の立場から斜面の安定について調査、研究を押し進めている。

Ⅲ 「気象災害とその予防」の講演
予稿集

1. 最近の異常天候と北日本の冷害.....20
和田 英 夫（北海道教育大学）
2. 火災と気象22
金 田 健 治（函館市消防本部）
3. 強風の原因と災害..... 24
三本木 亮（函館海洋気象台）

昭和56年10月16日

主 催 日本気象学会北海道支部
後 援 函 館 市

近年における北日本の冷害のひん寒、さらに昭和50年につぐ今年の北海道の八月豪雨は果たして偶然のことであらうか。

1. 地球は冷えているのか

地球上の気候は、最後のウルム氷河期が終わってから約1万年。その後どちらかというと温暖な時代が続いてきた。しかし過去千年間の気候の変化をみると、昭和38年から始まった北極地方の寒冷化と世界的な異常気象のひん寒を契機に、現在の天候は小氷河期時代(1550~1900年)に戻っている。(図1、図2)

これまで世界の気象学者の多くは、地球上の気候が変わるなどあり得ないと決めつけてきた。ところが昭和47年の世界的な異常気象による食糧危機と共に、ごく最近になって地球上の気候変動が多くの気象学者の注目の的になった。

1970年代に始まったアフリカの干ばつ、特に昭和52年1月にアメリカを襲った大寒波は、まさに氷河期に匹敵するものであり、アメリカでは「気候5ヶ年計画」という法律を制定し、気象界挙げて気候変動の対策に取り組んでおり、世界的な異常気象は枚挙にいとまがない。

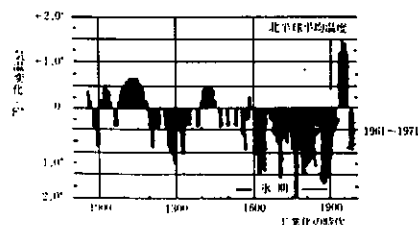


図1 約1000年間のアイスランドの年平均気温の経過

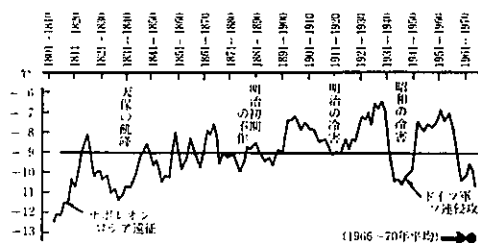


図2 レニングラード1月の気温

2. 最近の日本の天候

日本の気温は昭和35年ころをピークにして下降している。特に最近の天候の特性は、気象庁始つて以来の新記録が、高温に低温に、大雨に干ばつと続発している。

この八月の北海道の豪雨も、札幌における記録的な大雨と共に起こっており、北日本の冷害のひん寒を含めて、地球上における気候変動の一環と考えざるを得ない。(図3)

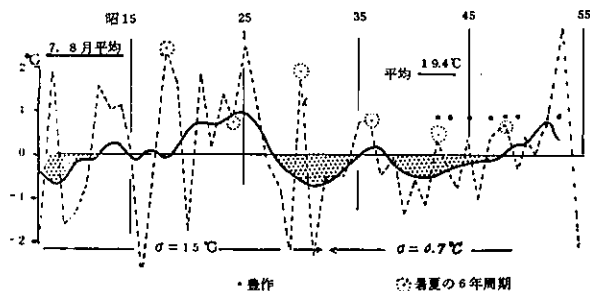


図3 北海道の夏の気温の長期傾向

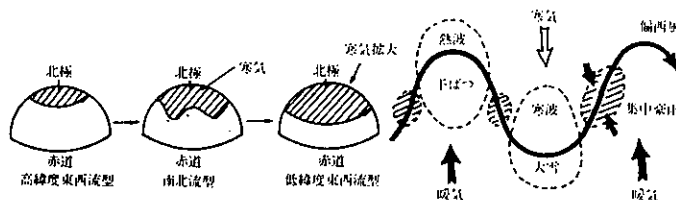


図4 ジェット気流の蛇行

3.北日本の冷夏のからくり

最近の気候変動や異常天候の予測には、まず天気図上でそのカラクリを究明すべきである。北日本の冷害天候には二つの型があり、北半球における大気の流れ方と関連している。オホーツク海高気圧が持続してヤマセ(偏東風)のもとたらず低湯によるものと、夏にもかかわらずシベリアで高気圧が発達し寒冷な北西風が吹き出しによるものがあり、その対策の問題点はどの位早くから長期予報が可能かである。(図4)

北日本を中心とした最近の夏の天候をみると、北極寒冷化の影響が大きく及んでいることが分かる。昭和55年は明治以来の大冷夏と言われるが、果たしてその実体はどうであつたろうか。

北海道農業にとって、稲作の豊凶は大きな関心事であるが、最近の冷害の中心は農家だけでなく、各種企業に大きく波及し、「商戦略としての天候」という言葉さえ生まれ、最近の経済界の不況も昨年の大冷夏による影響が大きいのである。(図5)

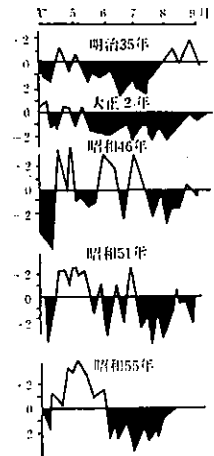


図5 冷害年における夏の半月気温偏差の経過(青森)

4.気候はなぜ変わるか

北海道の農業にとって、これからの天候がどうなるか(超長期予報)問題であろう。学問的に年々の天候の超長期予報を行うにはなぜ気候が変わるかの原因を究明する必要がある。

気候の変動には、タイム・スケールによっていろいろな原因が考えられている。現実的な可能性としては、太陽活動のような地球外の原因と火山の噴火、炭酸ガスの増加、海洋の変化など地球上における原因が挙げられる。特に太陽活動の消長において、太陽黒点の極小期に北日本の冷害がみられ、さらに太陽黒点極大値の最大に続く極小期に大規模な異常天候が発生しており注目される。(表2)

5.超長期予報

現代の社会のあらゆる面において超長期予報が必要であるというのが私の持論である。昭和50年秋に、3年間にわたる文部省の研究費により、北日本の夏の天候に限定した超長期予報を発表した。その骨子は年々の気候の変化は決してデタラメでなくあるリズムをもっており、北極の寒冷化も太陽活動と密接に関連していることで現在の長期予報の手法を用いて研究したものである。

その結果の一例を表1に示してあるが大局のすべ勢はよく的中している。

表1 日本の夏期天候の特性(予測)

年	日本の夏期天候の特性
1977	北日本一時低温、全国少雨
78	全国高温、少雨
79	北日本低温、太平洋側多雨、東日本台風
1980	全国的に不順、多雨、台風日本縦断
81	全国的に不順、多雨、北日本冷害、台風上陸北東進
82	変動大きいが平年並
83	北冷西暑、北日本冷害
84	全国的に不順、多雨、台風日本縦断
85	全国的に不順、台風日本縦断
86	北日本不順、日本海側多雨、西日本かんばつ
87	北海道不順、西日本かんばつ
88	全国高温、かんばつ

6.必ず来る食糧危機

世界的な食糧問題については、人口、エネルギー、そして異常天候などいろいろな面から論議されている。特に食糧自給率の低い日本にとっては、日本よりも世界の気候変動の方が大きな関心事である。さらに異常天候の中心地にかんがみ、北海道の農業の将来については、重層的な長期構想が必要と思われる。

このたびの八月豪雨は、何百年に一回位から仕方がないという人も多い。しかし何百年に一回のような異常天候がみられており、われわれの住む地球上の気候が変わりつつあることを深く認識する必要がある。

表2 太陽黒点の極大順位表

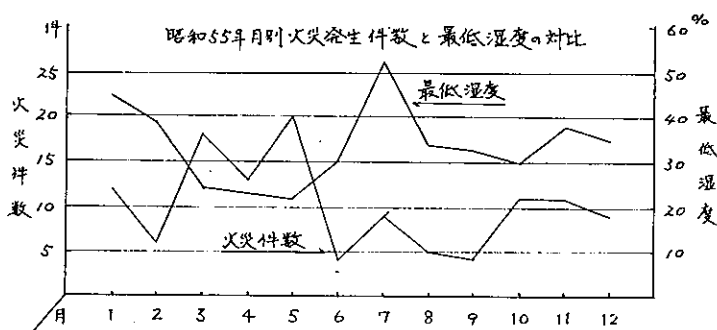
年平均	順位	極大年	極小年	記録(極小頃)
190.2	1位	昭和32年	昭和39年	現在の異常天候
154.4	2位	安永7年(1778)	天明4年(1784)	天明の飢饉
151.5	3位	昭和22年	昭和29年	北日本冷害
155.4		昭和54年	昭和60年	?

火災と気象

金田健治（函館市消防本部）

火災と気象の関係は、大別すれば湿度との関係および風との関係ということになるが、具体的な相関関係を知ることは極めて難しい問題である。それは火災の延焼素因が気象条件だけでなく、市街地の建物構成や消防力等種々の要素が入り混じっているからであるが、ここでは、函館市における統計や過去の大火記録の中から火災と気象との係わり合いを考え、さらにその災害防止について述べたい。

1. 火災と湿度との関係



昭和46年～55年(10年間)の月別平均火災焼損面積

月別	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
焼損面積 (m ²)	356	581	420	492	155	87	124	154	262	321	266	426

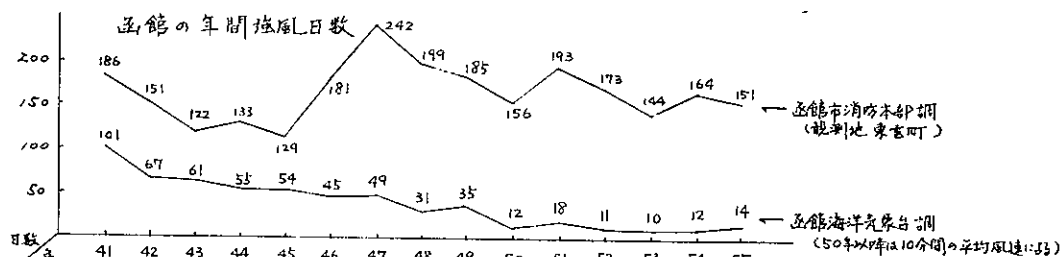
2. 火災と強風との関係

(1) 強風日数について

函館は津軽海峡に突出した市街地の関係から、他都市に比べ強い風の吹く日が多い。

各都市暴風日数調 (昭和2年～6年、5年平均) (10m以上の風が吹いた日)

東京	大阪	名古屋	神戸	京都	横浜	広島	福岡	札幌	函館
25	14	45	35	3	89	0	7	48	143



(2) 函館の気象的特殊性について

函館市消防本部調

観測地	例 1	例 2	例 3	例 4	例 5	例 6
東畜町	南西 6.0 ^m	南西 6.0 ^m	北東 0.3 ^m	北 7.0 ^m	南東 5.2 ^m	北西 10.0 ^m
弥生町	西 1.3	東 2.4	南東 0	北西 4.6	南東 3.8	北西 18.0
青柳町	南 4.6	南 3.2	北 1.5	北西 0.5	北西 2.0	北 3.4
古川町	南西 3.7	南西 5.7	西 2.4	南東 1.7	南東 6.3	西 13.7

左表は、ある期間の観測値を例示したものである。

(観測値は10分間の平均風速を示す)

(3) 強風と函館の大火

消防本部調による過去154年の平均年間強風日数は167日で、これは1年のうち、半数近くの日が10m以上の強風が吹いたということになる。このような気象条件と木造粗悪な建物の多い市街地構成から、函館は過去幾多の大火に見舞われた。

函館の大火年表（明治以降）

発生日月日	場所	焼失戸数	気象状況	発生日月日	場所	焼失戸数	気象状況
明治2年6月2日	井天町	872	東の強風	明治35年5月4日	東川町217	108	南東2.6m
4年10月27日	山の上町	1,123	北西の風	35年6月10日	鶴岡町36	396	東5.5m
6年4月18日	豊川町1丁目	1,314	西の風	40年8月25日	東川町217	8,977	東南東18.8m
8年4月18日	達来町46	434	東の風	44年3月23日	海岸町26	140	北西3.9m
11年11月6日	鱈瀬町1	954	北西の風	45年4月12日	音羽町66	733	西14.3m
12年12月6日	堀江町	2,326	東の強風	大正2年5月4日	若松町4	1,532	西南西13m
18年5月13日	恵比須町9	132	東の風	2年5月25日	東雲町390	277	南東2.2m
20年5月2日	西川町	482	東4.4m	3年4月8日	達来町40	849	東南東13m
28年11月3日	鶴岡町29	228	西4.4m	3年12月1日	鱈瀬町2	673	東北東17m
28年11月28日	西川町8	117	南東5.2m	5年8月2日	旭町240	1,763	東4.5m
29年8月26日	井天町	2,280	東7.8m	10年4月14日	東川町198	2,141	南東10m
32年9月15日	豊川町	2,494	西3m	昭和9年3月21日	往吉町91	22,667	南西24m
33年11月3日	東川町157	155	西6.7m	20年7月14日	駒止町28	384	西10m
34年4月12日	若松町7	225	西6.7m	29年5月11日	湯川町84	104	東5m

(4) 昭和9年3月21日発生の函館大火について

出火時刻 18時53分頃 鎮火時間 翌日午前6時頃 死者2,166名 重傷者2,318名
原因 旋風のため火元木造2階建の屋根が飛び火より出火 罹災人口約102,000人
風速 瞬間最大風速 南々西39m（推定）

大火時の気象と延焼状況

時間の推移	延焼町名	風位・風速	延焼距離	備考
18時53分	往吉町91番地より出火	南々西39m	-	源火火災40ヶ所
19時~20時	往吉、谷地頭、寿柳、達来、東川、旭町方面	南々西24.2m	2,100m	
20時~21時	西川、高砂、東雲、松風町方面	南々西24.1m	600m	
21時~22時	宋宏、大森、宇賀浦、高登町方面	南西23.9m	1,800m	
22時~23時	豊川、新川、堀川、石山町方面	南々西23.6m	700m	
23時~翌2時	千代ヶ谷、釣場町方面	西18.4m	300m	
2時以降	時任町方面	西18.0m	300m	

3. 大火を防止するために

(1) 消防施設の強化拡充

昭和9年函館大火当時と現在の主な消防施設の比較

区分	人口	消防職員	消防機関	ポンプ車	化学車	梯子車	水管車	救急車	無線機	消火栓	防火水槽
昭和9年	約220	147人	8ヶ所	11台	-	-	7台	-	-	770	105
昭和56年	約320	381人	14ヶ所	26台	3台	4台	-	4台	60基	2,172	398

(2) 都市計画の実施

(3) 市民の防火意識の高まり

強風の原因と災害

三本木 亮 (函館海洋気象台)

1. はじめに

風は空気の流れである。空気は川の流れと同じく渦を巻きながら流れている。その速さを風速といい、 m/s またはノットで表わす。風速は一般に地上より上空の方が大きく、上空 10~15 km では 100 m/s 以上のこともある。空気は渦を巻きながら流れているために、風速は短い時間に強弱を繰り返す。いわゆる風の息である。気象台で風速といえば 10 分間の平均風速を指し、時々刻々の瞬間風速と区別している。瞬間風速は平均風速の 1.5 倍くらいのものであるが、2 倍以上のこともある。この値を突風率という。なお、突風とは風の息をいう場合と、突然吹き出す強い風をいう場合がある。

風の強弱は、風が人体または物体に圧力を加えることで感知される。風の圧力を風圧といい、風速の自乗に比例する。風速が 2 倍になれば、風圧は 4 倍になるわけである。このため強風による災害には、平均風速より瞬間風速の方が関係が深いと言われている。比例の定数は物体の形状によって異なる。構造物に加わる風圧 P は次式で表わされる。

$$P = C \rho \frac{V^2}{2} \quad \rho: \text{建築関係では速度圧と呼ばれ、} \frac{1}{2} \rho V^2 \\ \rho: \text{空気密度} \quad V: \text{風速} \quad C: \text{風力係数}$$

気圧 1013 mb, 気温 15°C の場合の風速と速度圧との関係は右の表のようになる。風力係数は構造物によって異なるが、各分野で用いているものの数例を示せば、次のとおりである。

風速 (m/s)	速度圧 (kg/m^2)
10	6
20	25
30	56
40	100
50	156

閉鎖型の建築物の風に真向いの面 $C = 0.8$

電線 (直径 18 mm 未満) $C = 1.65$

電線 (直径 18 mm 以上) $C = 1.5$

鉄塔の結構の前面 $C = 1.7$

鉄塔の結構の後面 $C = 1.19$

2. 強風の原因

強い風は、一般に気圧の傾きの急な所で吹いている。このことは、傾斜の急な所にある川の流れが速いことと同じである。気圧の傾きの急な所はどこにあるかという点、一般には低気圧の中心付近、特に台風を中心付近に多く現われている。平地における標準的な気圧は、1013.2 mb で、これを 1 気圧というが、経験的な言い方をすると北海道の西端、即ち青森~根室、または稚内~函館の間で 10 mb の気圧差があるとき、北海道内では 10 m/s くらいの強風が吹くと考えてよい。なお、台風を中心位置と中心付近の最大風速との関係は、概ね右の表のとおりである。

台風の強さ	中心気圧 (mb)	最大風速 (m/s)
弱い	990 以上	25 未満
なみ	960~989	25~34
強い	930~959	35~44
非常に強い	900~929	45~54
猛烈な	900 未満	55 以上

気圧の傾きの急な所は寒冷前線の所にも多く、強風が現われやすい。この付近では大気の状態が不安定になっているため、上空の空気が地上に下りてくる。上空では地上より強い風が吹いており、その勢いのまま地上に下りてくるために、気圧の傾きから考えられる以上の強い風が吹く。大気の状態が非常に不安定な時や、台風(低気圧)域内で、竜巻が発生することがある。竜巻は狭い範囲に短時間に、極端な強風をもたらす。又、西高東低の冬型の気圧配置の時に、上空の寒冷渦が通過すると、上空と地上の風向の一致した所で突風の吹くことが多い。これは地上天気図を見ただけでは殆ど予想できない。

上に述べた強風は、どこにでも現われ得るものであるが、土地に固有の強風として局地風と呼ばれるものがある。これにもいくつかの型があるが、山越え気流による強風、狭い谷間を吹き抜ける強風、峠を廻る気流(肩効果)による強風、山腹に貯った冷気が斜面を駆け下りてくる強風などがあり、それぞれ固有の名前が付いているものが多い。

3. 強風による災害の種類

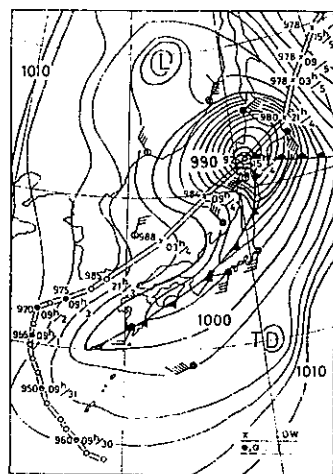
災害は一つの原因で起こることは少ないといわれている。強風だけによる災害も比較的小さいと考えてよい。強風に他の原因が加わって災害が起こることが多い。

(1) 単独原因による災害

- ア. 家屋 (屋根・ガラス窓・看板・塀などが飛んだり倒れたり)
 - イ. 人命 (風で飛ばされてきた物体に当たって怪我、稀に死亡)
 - ウ. 森林 (樹木の倒伏、幹・枝の折損、葉の飛散、後日には病害虫発生)
 - エ. 農作物 (水稻の倒伏・不稔、果樹の落果、ビニール温床の倒壊)
 - オ. 構造物 (鉄塔・電柱の倒壊、送電線のショートによる停電・出火、通信線混乱)
 - カ. 交通機関 (高速道路における交通事故、稀に列車転覆)
- (2) 複合原因による災害
- ア. 波浪 (波高は、風速・吹送距離・吹続時間および場所によって決る。海難は強風よりも高い波浪によって発生しやすい。船舶の沈没、船員の海中転落)
 - イ. 高波 (沿岸高波により、港湾施設の破壊、海岸道路の損壊、船の流失)
 - ウ. 高潮 (吹き寄せ効果に吸い上げ効果や満潮が加わると災害増大。家屋浸水)
 - エ. 塩害 (海の塩水を陸地に吹き付ける。送電線被害・停電、農作物減収)
 - オ. 電線着雪 (送電線切断・ショートによる停電、通信線切断、稀に電柱・鉄塔倒壊)
 - カ. 船体着氷 (低温に強風が加わって着氷速度が増す。全損海難、作業中の海中転落)
 - キ. 吹雪 (視程低下・道路埋没による交通障害・衝突事故。航空機・自動車・列車・船舶・一般歩行者)
 - ク. 流氷 (漁船を流氷帯に閉じ込める。稀に大海難)
 - ケ. 火災 (火災が発生したとき延焼、大火災になりやすい)
 - コ. 異常乾燥 (出火しやすく延焼しやすい。山越え気流は乾燥していることが多い)

4. 強風による災害の例

- (1) 昭和29年9月26日2時頃、九州南部に上陸した台風15号は、同日夕方には津軽海峡の西に達し、5隻の青函連絡船をはじめ、全国で925隻の船舶が沈没し、800隻が流失した。岩内町の8割、3300戸が火災で焼失。全道の蓄材総量の5%、伐採量の3年分に相当する風倒木が生じた。最大風速は、函館25.8 森29.5 江差36.1
- (2) 今年8月23日の14時過ぎ、福島町付近を通過して北上した台風15号は道南では極端な強風は無かったが、浦河では最大風速25.7 m/sで測候所の窓ガラスが破れた。道央を中心として果樹の落果、建物の被害が多かった。道央から道東にかけて、かなりの風倒木が生じ、塩害もあった。秋田県では、小舟6隻が転覆し、10名が死亡した。最大風速は、函館14.8 江差18.7 最大瞬間風速は、函館30.5 江差28.6 函館は突風率が大きかった。
- (3) 今年9月4日の14時過ぎ、函館を通過した台風18号から変わった低気圧は、奥尻に記録的な大雨を降らせた。最大風速は、函館12.1 江差21.3であったが、津軽海峡では25~30であった。この台風は洞爺丸台風と似た進路を通過したが、中心気圧が20 mb 深かったため、強風による災害は少なかった。
- (4) 昭和29年5月9日から10日にかけて、低気圧が急速に発達しながら、日本海南西部から北東進し、北海道を横切つてオホーツク海に抜けた。道東沖の小型サケ・マス漁船などが大量に遭難し、死者・行方不明397名の惨事となり、陸上でも多くの災害があった。この時から、5月の急発達する低気圧をメイストームと呼ぶようになった。
- (5) 昭和45年3月16日から17日にかけて、発達した低気圧が北海道付近を通過してオホーツク海に抜けた。時化を避けて択捉島の暁冠湾に入っていた19隻の90トン級の漁船に向って、大きな流氷が押し寄せてきて、逃げ遅れた6隻が沈没、行方不明30名、救助84名の大海難となった。この時から流氷の観測・予報の体制強化が進められることになった。



昭和56年9月4日 15時の
地上天気図と台風経路図

IV 昭和56年度第1回 支部研究発表要旨

日 時 昭和56年11月27日(金) 13時~17時
会 場 札幌管区气象台 会議室

1. 大規模場からみた1981年8月の北海道の大雨
札幌・气象台 同 上 ○酒井重典……28
三輪健治
2. 1980年8月の北海道南西部における豪雨
北大・理学部 同 上 ○播磨屋敏生……30
北大・環境 同 上 菊地勝弘
堀江成人
3. 旭川の大雨の量と発生季節の永年変化
東海大学 斉藤博英……32
4. 相対密度による気象の考察
清水高校 関矢忠夫……34
5. 北海道各地の利用可能日射量の推定(その2)
東海大学 斎藤博英……36
6. 室蘭地域に出現するエアロゾルについて(その2)
—大気電気伝導率に現われた特性と固定点における観測結果—
室蘭工大 同 上 ○望月辰男……38
同 上 丹治辰男
同 上 沖野典夫
同 上 織笠桂太郎
同 上 松村信男
同 上 向井田健一
同 上 室住正世
7. 室蘭地域に出現するエアロゾルについて(その2)
—ミ粒子に現われた特性—
室蘭工大 同 上 ○丹治辰男……40
同 上 望月辰男
同 上 沖野典夫
同 上 織笠桂太郎
同 上 松村信男
同 上 向井田健一
同 上 室住正世
8. 雪結晶によるエアロゾル捕そく実験(その1)
北大・環境 北大 ○村上正隆……42
孫野長治
9. 煙の運動の不連続性について(その2)
北大・工学部 石崎健二……44
10. モニタリングポストによる空間線量率の変動要因について
道・衛生研 福田一義……46
11. エネルギー分散型X線マイクロアナライザーによる雪結晶の中心核の測定
北大・理学部 同 上 ○菊地勝弘……48
雲物理研究グループ

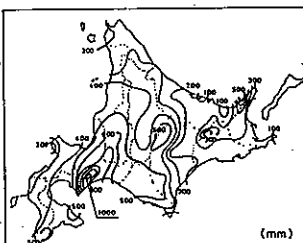
大規模場からみた1981年8月の北海道の大雨

札幌管区气象台 予報課 三輪 健治
酒井 重典

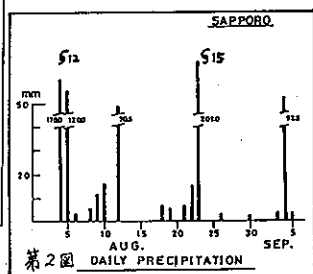
1. まえがき

1981年8月、北海道は第1図、第2図にみられるように2度にわたる記録的な大雨に見舞われ石狩川水系の洪水など大きな災害が発生した。

ここでは大規模場からみた大雨の要因について調べ、さらに長期予報の立場から、これら環流場の予測の可能性について考察を行ったので報告する。



第1図 TOTAL AMOUNT OF PRECIPITATION
AUG. 1981



第2図 DAILY PRECIPITATION
SAPPORO

2. 大雨の要因

大雨の要因として次の3つが考えられる。

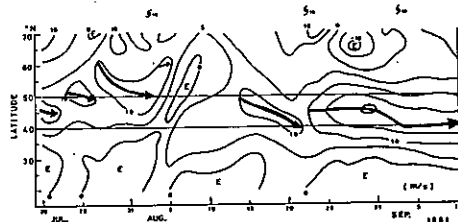
- 1) 極うずの南下に伴い北海道付近が前線帯であったこと、
- 2) カムチャッカ半島から南の西太平洋方面で500 mbの気圧の尾根が発達したこと、
- 3) 台風が多発生し、2つの台風が北海道を直撃したこと。

以下にそれぞれの項目について考察する。

2.1 前線帯の南下

地上の前線帯は上層の強風帯に対応すると考えてよいので、500 mbのUの変動をみる。第3図は極東域(90°E~170°E)における7月下旬から9月上旬までの500 mbの強風軸(図中矢印で示す)の変動をみたものである。

7月下旬、梅雨前線の北上とともに日本列島は北海道も含めて夏型の気圧配置となり、強風軸は50°N以北まで北上した。この強風軸が8月はじめには50°N付近、8月半ばすぎには北海道の緯度帯まで南下している。このため北海道は8月上旬半ばすぎからは前線帯となり、悪天と低温の状態が続いたのである。

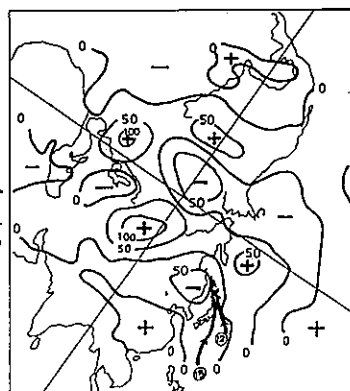


第3図 500 mb U Max AXIS (F.F.)

2.2 大気環流の特徴と台風の経路

第4図は8月の北半球500 mb月平均高度偏差と台風12号、15号の経路である。これによると日本付近はカムチャッカ半島から南にのびる正偏差域とシベリア西部の正偏差域との間に入り、大きな気圧の谷場になっているのかわかる。

特徴的なことは、カムチャッカ半島の南東に中心をもつ強い正偏差域である。この強い停滞性の気圧の尾根のため、北海道付近を通る前線と伴った低気圧は東進を阻止され北海道付近で停滞したのである。さらに台風はこの気圧の尾根の西縁に沿って北上したと考えられる。特に台風15号は本州の南海上にある間は台風を北上させる気流が弱いいためスピードは非常に遅かったが、30°Nを越えてからは上空の強い南風に流されて一気に本州から北海道、サハリンまで駆けぬけたことが、この図から容易に理解されよう。



500 mb ΔZ AUG. 1981

第4図

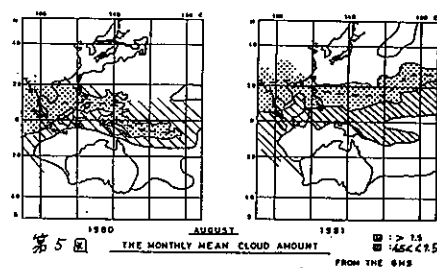
2.3 台風が多発生

8月は11号から18号まで8個の台風が発生した。8月の平年の発生数は5個であるから3個多いことになる。1979、1980年はともに2個の発生であるから最近としては多い方である。

調査によると台風が発生と南半球からの赤道越えの気流とは密接な関係があり、発生を半旬前に南半球からの赤道越えの気流が強まり北半球のITCZに作用するという考え方があつた。とすれば、台風が発生する緯度帯である20°N付近に何らかの特徴が現われるはずである。

第5図は気象衛星「ひまわり」が観測した8月の月平均雲量図である。比較のために台風発生が少なかった1980年の図も示してある。明らかに両年の雲量図には違いがあり、1981年の8月は最多雲量域が20°N帯まで北上しているのがよくわかる。しかも南半球から赤道越えの気流に伴う雲域が北にのびている様子がよく現われている。このため北半球のITCZが活発化して、次々に台風が発生したと考えられる。

かくして、1981年8月の北海道は上旬はじめ、極うすの南下に伴い前線帯となつたため、低気圧の通りやすい場となつたこと、そこで前線を伴う低気圧は前面の停滞性の強い気圧の尾根に東進を粗止せられ、北海道付近で停滞したこと、さらには台風の北上によって非常に湿った空気が北海道に流れこんだこと、これら3つの要因が複合して記録的な大雨になつたのである。したがって、これらのどれひとつが欠けてもこれほどの大雨にはならなかつたと考えられる。



第5図 THE MONTHLY MEAN CLOUD AMOUNT FROM THE GMS

3. 予測の可能性

極うすが崩壊し、寒気が北海道に流入する過程および西太平洋方面の500mb高度の変動について考察した結果(図等は省略)、極うすの南下の過程および気圧の尾根の発達にはともに春以来、9~10半旬のリズムが認められる。したがって、このリズムを事前に知ることができると補外によって予測が可能ということになる。しかしリズムでものを考えるとその宿命ではあるが、今後ともこのリズムが持続するという保障はない。あくまでも将来もまた続くという前提条件はあるが、予測のひとりの目安にはなると考えられる。

4. あとがき

1981年8月の大雨は、①極うすの南下、②西太平洋域の気圧の尾根の発達、③台風が多発生と北上が要因である。しかし、これは現象の構造的な説明であつて真の原因の説明にはならない。なぜ、大雨の要因となつてきこれらの総観場が形成されたかを改めて問われるからである。

さらに極うすの南下や気圧の尾根の発達にはリズムが明瞭で予測の可能性があるとしても、なぜこの時期にこのリズムが卓越するのか、その持続性にも問題がある。これらの因果関係の究明が今後の課題であらう。

堀江 成人 (北大環境研)

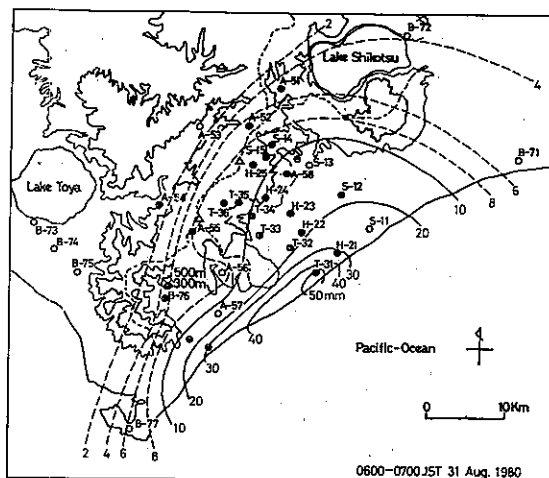
- 30 -

分布図が、毎時にノイテ4日間になつて作られた。その毎時の1時間雨量分布図を検討した結果、それぞれのピークに対応して、特徴的な降雨パターンを示すことがわかった。そのパターンが継続した時間を、各々のピークの上部に矢印で表示し、それぞれの時間帯をA、B、C、Dと区別した。時間帯Aは、山岳性降雨であり、時間帯B、Cは平野中央部に最大雨量域が起るタイプであった。今回の大雨の期間中、最大の1時間雨量を記録した時間帯Dのうち、その特徴的な雨量分布を一番よく示した31日6~7時の1時間雨量分布図を第3図に示した。今までの各時間帯とは非常に違うパターンを示している。すなわち、海岸線付近の狭い範囲に強雨域が集中していて、その雨量も50mm以上と非常に多い値を示した。この時間帯は、全城にわたって雨量が多く山間部でも8~10mm程度の雨量があった。

その雨量分布に対応する雲分布と気象衛星雲写真で調べた。31日9時の気象衛星「ひまわり」の雲写真によると、北海道は全城にわたって雲でおおわれているが、胆振地方の海岸線に沿って、周りよりひとまわり目立って白い非常に狭い帯状の部分が見られる。この雲写真から、そこには非常に活発な背の高い対流雲があったと考えられる。

次にその時のメソ気象場を調べた。この時間帯で、海岸近くにある観測点A-57での風向は、それまでは、南成分の風にひき続いて長い間東風であったが、この時間帯は北成分を持つようになった。もう一ヶ所の海岸近くにある観測点S-11での風向は、それまでの南成分がだんだんと少なくなり、この時間帯の後半では北成分を持つようになった。この二観測点での風向は、平野から海に向う吹き出しである。天気図上の低気圧の位置からは、胆振地方沖の海上では南東風が吹いていると考えられるので、両者の気流が海岸線付近で収束することが考えられる。その結果、活発な背の高い対流性の積雲が発生し、大雨をひき起こしたと考えられる。

第3図



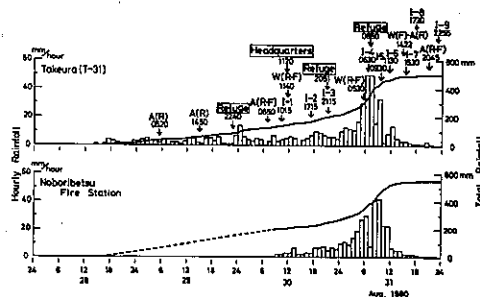
第3図

今回の豪雨では、建物被害等と比べて、人的被害の少なかったことが特徴でもあった。このことをはっきりさせるために、竹浦の1時間雨量(棒グラフ)、積算雨量(実線)と室蘭地方気象台が出した大雨に関する注意報、警報、情報と登別市役所が出した避難勧告および対策本部等の設置の時間関係を第4図に示した。この図に示されるように、8月31日4時頃から降雨量が増加し、5時30分に大雨、洪水警報が出され、市役所が6時50分に避難勧告を出し、住民への周知をはかった後、国道36号線等の崩壊が相次ぎ、関係方面の努力のあとがわかる。

4. 豪雨に対する対応

今回の豪雨では、建物被害等と比べて、人的被害の少なかったことが特徴でもあった。このことをはっきりさせるために、竹浦の1時間雨量(棒グラフ)、積算雨量(実線)と室蘭地方気象台が出した大雨に関する注意報、警報、情報と登別市役所が出した避難勧告および対策本部等の設置の時間関係を第4図に示した。この図に示されるように、8月31日4時頃から降雨量が増加し、5時30分に大雨、洪水警報が出され、市役所が6時50分に避難勧告を出し、住民への周知をはかった後、国道36号線等の崩壊が相次ぎ、関係方面の努力のあとがわかる。

この豪雨による物的被害総額は主として、室蘭市、登別市、白老町だけで100億円に達したが、人的被害は6名の重軽傷者に止まったのは、関係各機関の時機を得た連携プレイがこのような豪雨に対して人的被害をほとんど皆無に近い結果を生んだものと考えられる。



第4図

旭川の大雨の量と発生季節の永年変化

斎藤博英 (北海道東海大学)

1 旭川における3日雨量の順位 (表-1)

夜間の雨であれば、5～6時間の短い雨でも2日にまたがる。したがって、大雨を調べるには、日雨量では意味が不明で、2～3日間の雨量を取り上げる必要がある。今回は旭川の大雨の季節である7～9月について、3日雨量を求め、その順位を表示した。

表-1によると、①本年の雨は特大である。②1位から5位まで1953年以後に生じた。

2 最多雨量の生起確率 (図-1)

最多雨量の生起確率を求めることは難かしいが、概略の状況は図-1でわかる。或る雨量以上の雨の生起確率を何年に1度という教え方で、対数図盛りでプロットすると、このようになる。この図によると、1950年以前の62年間のデータでは、100年に1度の大雨は180mmくらいと見られるが、1951年以後のデータでは、360～380mmと推測される。

このことは、水害対策の計画など、実用面からも、重大な問題である。

表-1 旭川における3日雨量の順位

順位	雨量	年(月)日	日々の雨量	順位 (1) (2)
1	296	818 4-6	167 126	3 1
2	226	558 17-19	184 33	9 2
3	202	708 31-2	38 165	- 3
4	193	758 22-24	12 151	30 4
5	181	537 19-21	98 82	2 5
6	163	98 9 6-8	35 128	1 6
7	153	01 9 5-7	52 52	50 7
8	152	04 7 9-11	6 128	18 8
9	145	55 8 9-10	3 142	3 9
10	133	75 9 5-7	50 30	54 10
11	129	26 9 9-11	27 92	11 11
12	125	61 7 24-26	27 92	11 12
13	123	20 9 4-5	8 115	5 13
14	122	32 9 30-1	22 31	68 14
15	121	63 8 3-4	116 5	5 15
16	118	19 7 26-27	48 70	7 16
17	116	30 7 23-25	0 101	15 17
18	114	53 7 31-1	92 22	2 18
19	112	24 8 30-31	107 5	9 19
20	111	22 8 22-24	25 34	52 20
29	100			17 29

●順位 (1) は 1889年～1950年の62年間の順位

● (2) 1951～1981 31

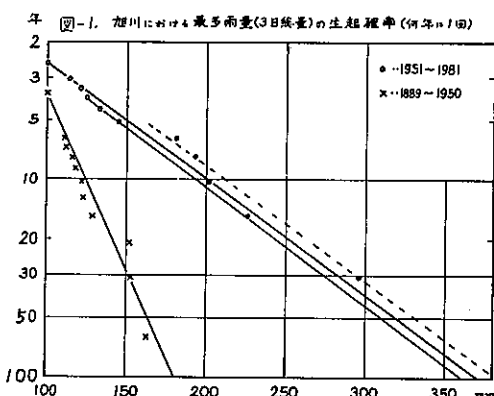


図-1 旭川における最多雨量(3日雨量)の生起確率 (何年に1回)

3 大雨の起日 (図-2)

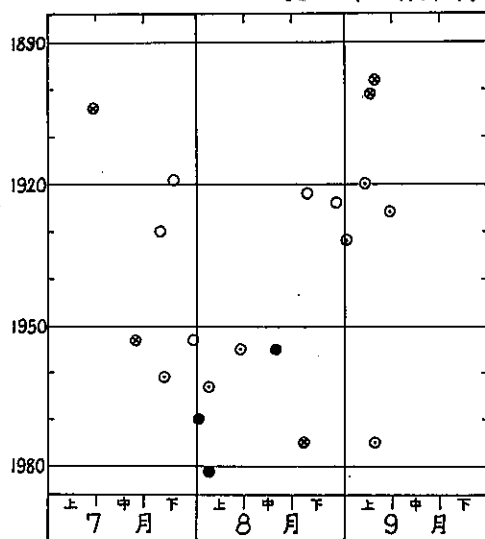
表-1 に示した第20位までの大雨の生じた日を図-2 に記した。

この図では、縦軸に年をとり、横軸に月日ととり、各大雨の起日を、格子状で、年月日まで明確に示してある。

図-2を見ると、

- ① 1950年以前は、8月上・中旬に1回も発生してはなないが、1951年以後は、8月上・中旬に多く生じている。
- ② 1933年以前は、8月下旬から9月上旬に多く発生しているが、近年は、この時期に生じ難くなっている。
- ③ 1940年代を含む、1933年から1952年までの20年間は、1回も生じていない。などが特徴的である。

図-2 旭川における大雨の起日 (1889年～1981年)



110mm < ○ < 120mm < ◐ < 150mm < ● < 200mm < ●

4 8月と9月の雨量の永年変化

図-3には、旭川における8月(実線)と9月(点線)の雨量の20年平均値±5年ごとに求めて、その変化を示した。

この図からは、

- ① 9月の雨量は、1920年ころから幾分減小しているのに対し、8月の雨量は、1950年ころに急増している。
 - ② このため、1940年ころまでは、9月の方が多かったのが、1950年以後は8月の方が圧倒的に多くなった。
- など、変化は極めて大きいことがわかる。

図-3. 8月・9月の雨量の永年変化(旭川)

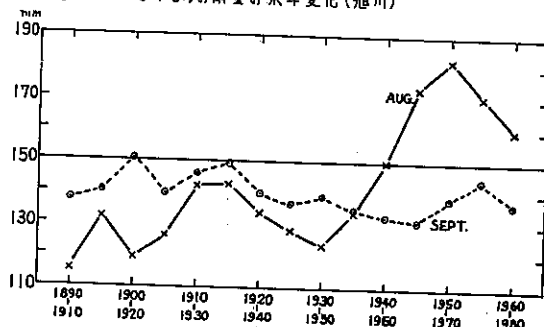
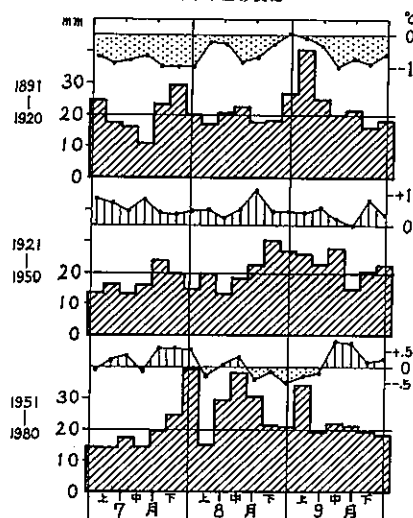


図-4 旭川の気温・降水量(7-9月)
半旬平均値の変化



5 半旬平均値の変化

図-4には、1891年～1920年、1921～1950年、1951～1980年の3つの30年間について、7月～9月の半旬ごとの平均値を、気温は90年の平均値との差で、雨量は半旬総量で示した。

雨量では、第1の30年では7月下旬と9月上旬に強いピークがあるが、第2の30年では、9月上旬のピークが8月下旬から9月中旬頃まで拡がり、平らになった。第3の30年では、8月中旬と9月上旬とに完全にわかれた。また、7月下旬のピークは、7月と8月の境に移った。

気温は、第1の30年では7月から9月までの全期間で低く、第2の30年では反対に全期間高くなっており、第3の30年では、7月下旬と9月中旬で高くなっているが、8月上旬から9月上旬までは低回となっている。

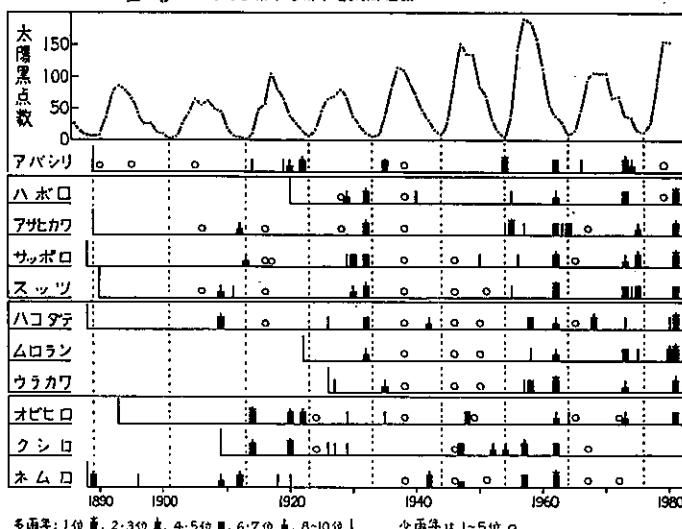
6 太陽活動との関係

図-5には、上段に太陽黒点数の年々の変化を示し、その下に道内の各気象官署の8月の多雨年、少雨年を記した。

この図によると、

- ① 西部の4ヵ所では大抵揃って、多雨年は1950年以後に多く、太陽黒点数の少ない時期に生じている。細走は1950年以後これらと同傾向。
- ② 函館では1958年の黒点教極大期に多雨年となり、室蘭、浦河も同傾向がある。
- ③ 本年は黒点教極大期であるが、西部の4ヵ所までが多雨年となった。
- ④ 太平洋側東部の3地点は異質である。

図-5 8月多雨年・少雨年と太陽活動



多雨年: 1位黒, 2-3位黒, 4-5位黒, 6-7位黒, 8-10位黒。 少雨年は1-5位白。

相対密度による気象の考察

関矢忠夫(北海道清水高等学校)

1)序論

理想気体の状態方程式 $PV = RT$ において、 $T = 0$ とすれば $P = 0$ 、 $V = 0$ と考えられる。 $V = 0$ ならば「気体運動論によれば」、分子は全く停止していることになる。 $T = 0$ は絶対零度であるから実は -273.2°C である。標準状態 0°C における気体分子の平均速度は次表の如くである。(単位は cm/sec)

このように、気体分子は絶対零度より温度が高ければ、運動している。液体や個体の分子も普通の温度では運動しているが、これは後に述べる。

0°C の		(1 気圧)							
気体分子の平均速度		水素	窒素	酸素	空気	アルコール	炭酸ガス	水蒸気	水蒸気
$\sqrt{2}$	$\sqrt{2}$	12.04	4.54	4.25	4.45	3.81	3.63	5.67	

気体運動論によれば気体の分子は直線的に運動している。したがって、体積 V の容器の中の気体分子の数を N 、分子 1 個の質量を μ とすれば、この気体の密度 ρ は $\rho = N\mu / V$ である。 V は温度の関数である。したがって分子速度は温度と時間の関数である。時間を t とすれば $V = V(T, t)$ ② ゆえに $\rho = \rho(T, t)$ ③ である。ここで気体分子 1 個について適当な時間をとれば、この分子はこの時間内に直線運動をしていることになる。したがってこの時間内にこの分子の占める体積は分子の体積を v 、断面積を s 、長さを x として、 $v + s x$ ④ である。故に ③ により ρ は時間の関数であるから論じつめれば t なる時間内における気体分子 1 個の密度 ρ は $\rho = \mu / (v + s x)$ ⑤ である。ここで分子の速度を u とすれば $u = dx / dt$ ⑥ であるから dt 時間内における ρ は $\rho = \mu / (v + s \int u dt)$ ⑦ となる。⑦ で μ 、 v 、 s 、 t を一定とすれば ρ は u の減少関数である。このような ρ を相対密度と名付ける。

2)一般力学の相対密度

質量 m 、体積 V 、断面積 S の球形の物体を考える。この物体を水平方向 x に対して θ なる角度で初速度 u で投げたとすれば、物理学で明らかなる

に $x = ut \cos \theta$ ⑧、垂直方向 y に対しては $y = ut \sin \theta - \frac{1}{2}gt^2$ ⑨ であるから、 $dx/dt = u \cos \theta$ ⑩ $dy/dt = u \sin \theta - gt$ ⑪ で $dx/dt = u \cos \theta$ 、 $dy/dt = u \sin \theta - gt$ であるから運動方向の長さ l に対して $dl/dt =$

$$\sqrt{(dx/dt)^2 + (dy/dt)^2} = \sqrt{(u - gt \sin \theta)^2 + g^2 t^2 \cos^2 \theta}$$

ここで $0 \leq t$ であるから dl/dt は $t = 0$ のとき最小である。ここで $\rho = m / (V + Sl)$ $= m / (V + S \int \sqrt{(u - gt \sin \theta)^2 + g^2 t^2 \cos^2 \theta} dt)$ とおけるから、 ρ は u が大きい程小さくなり、投げられた物体は u が大きい程相対密度が小さくなりその結果浮力が大きくなり遠くに飛ぶ。(1 図)

3)気体の流れ

気流の中に隣り合った同じ体積 V の二つの部分

A、B を考える。A の流速を u 、B の流速を u' とし、A、B の断面積を S 、相対密度を ρ_1 、 ρ_2 とし質量を m とすれば $\rho_1 = m / (V + S u t)$

⑫、 $\rho_2 = m / (V + S u' t)$ ⑬、ここで $u < u'$ とすれば $\rho_1 > \rho_2$ ⑭、又断熱変化と考えると、A の

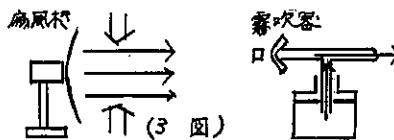
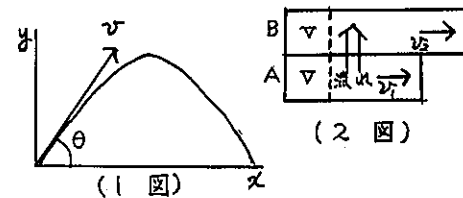
圧力を P_1 、B の圧力を P_2 とすれば $P_1 V_1^{\gamma} = P_2 V_2^{\gamma}$

(但し $\gamma = C_p / C_v$ で、 C_p は定圧比熱、 C_v は定積比熱) だから $P_1 (V + S u dt)^{\gamma} = P_2 (V + S u' dt)^{\gamma}$ ⑮ である。

$u < u'$ であるから $V + S u dt < V + S u' dt$ 、ゆえに $P_1 > P_2$ ⑯、したがって ⑯、⑮ より、気流の中に A から B に向う流れを生ずる。(2 図)

この現象は、扇風機を廻したとき、前方に吹き出す風に向って、その周囲から風が吹き込む現象の一つの考え方とすることが出来る(3 図)

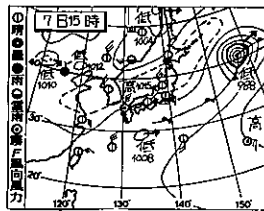
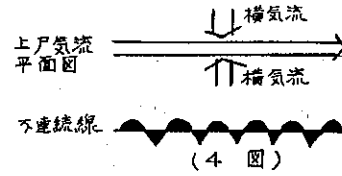
又、霧吹器(ふく霧器)を口あるいは器械的に吹くことにより、中の液体を吸い上げる現象



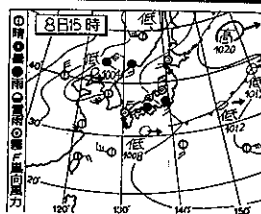
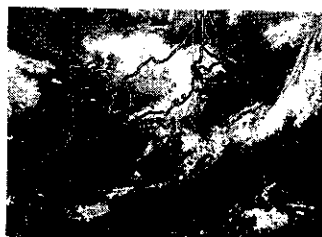
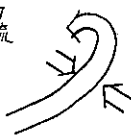
(関矢忠夫)

の説明になると考える。

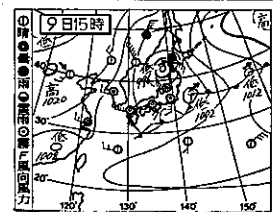
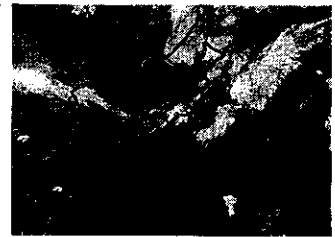
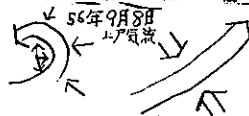
3) 偏西風や上戸の気流に伴う不連続線とこれに伴って出来る低気圧
り、2) で述べた事により、上戸に偏西風、或いは大気の流れがあるとき、これに向って
その両側から大気が流れ込むと考えられる。(4 図)
従ってその下戸に不連続線や低気圧が発生すると思われる。以下その実例を朝日新聞に掲載されて
いる最近の天気図から例をあげる事にする。



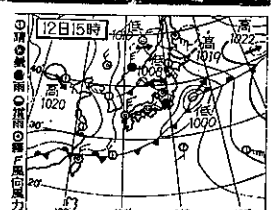
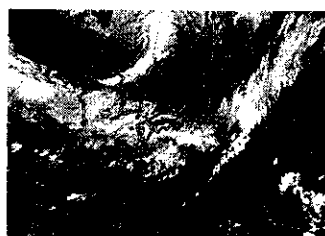
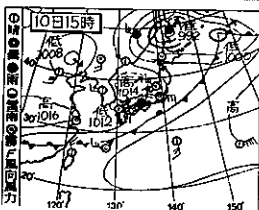
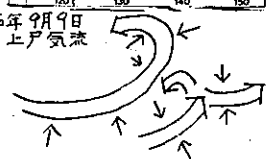
9月7日
上戸気流



56年9月8日
上戸気流



56年9月9日
上戸気流



グラフは 56年 9月 7日、8日、9日の分だけ掲載した。10日、11日、12日の分は紙面の関係で省略したが、類推され度い。(昭和 56年 11月 16日)

参考文献 本多光太郎著 初理学本論 1954 内田老鶴園

北海道各地の利用可能日射量の推定(その2)

斎藤博英(北海道東海大学)

1 1月の各地の直達日射日量

前報では、問題の意味を示し、今初めとして、札幌における1月の観測値3年分を用いて、日照時間と直達日射日量との関係を求めた。根室については、1981年1月から直達日射量の自動観測が始められたばかりであるが、その1か月間のデータを札幌のと比較して、同様の関係があることを示した。

図-1には、札幌の関係式を旭川に、根室の関係式も帯広に、それぞれ適用して、1978年から1980年の3年間の1月について、毎日の日照時間から直達日射日量を求め、その度数分布を示した。札幌と根室は実測値の度数分布を示してある。ただし、根室の外は1981年だけである。

利用し得る熱量は、直達日射だけでなく、散乱日射が含まれるし、水平面から大きく傾斜した受光面では、雪面から反射して到達する日射量も考慮に入れる必要がある。これらについては、現在明確な資料は無い。したがって、今後これらの日射量を、種々の条件で測定して、調査する必要がある。

およその見当としては、散乱日射量は、曇天の日の日射量から推測される。曇天日(日照時間0)の日射量は全部散乱日射量で、1日50~100 cal/cm²である。このことから、傾斜受光面(冬では60°)で受ける散乱日射日量は50 cal/cm²day内外であろう。

日射の熱を利用するには、ソーラーハウスなどと呼ばれる方式で、屋上にコレクターを設置し、地下に加熱タンクを置いて、温水循環方式で利用することが多い。関東地方では既に利用されているこの方法を、北海道の冬に適用する実験は、北見工業大学の金山公夫氏が行っている。

北海道の冬は気温が低いので、断熱方法などを改良して実施されたが、それでも、かなり効率は悪いようである。図-2は、金山氏の論文から、受光面日射量と集熱効率との関係の部分引用して作図したものである。

図-2 冬期間の太陽暖房の性能

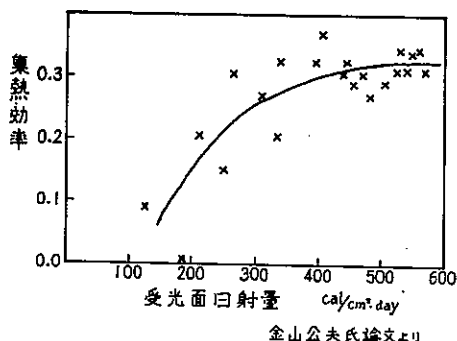


図-1 直達日射日量の度数分布 1月 (1978~'80)

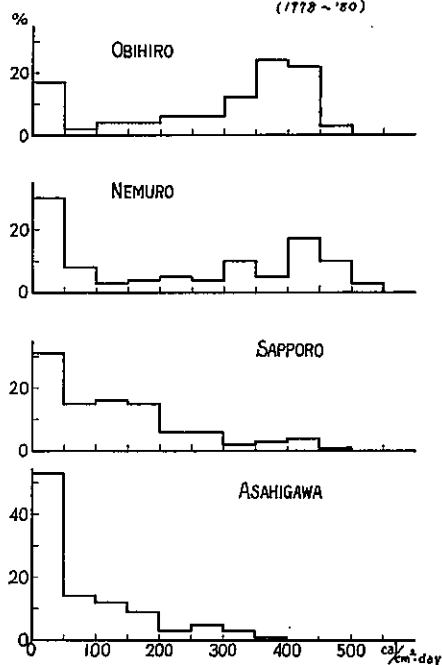


図-2によると、受光面日射量が300 cal/cm²day以上であれば、30%内外の効率を保つが、それ以下の日には、効率は急速に悪くなる。

図-2を参照して図-1を見ると、帯広では効率30%以上期待される日が50%を越すに對し、旭川では、効率10%以下に下る日が65%を占めることになる。札幌でも、約45%の日が効率10%以下しか期待できない。

このことから見ると、旭川は勿論、札幌でも、ソーラーハウス方式の安易な受け入れはできないことが明らかであり、冬の日射利用には、異なる工夫が必要である。

2 2月以降の各月についての日照時間
と直達日射日量との関係

図-3には、札幌のデータにより、2月、
3月および6月の関係図を示した。

12月まで、全部の月について調べたので
あるが、この3つの図で、1年中の変化の
大勢を知ることが出来る。

a. 札幌の2月についてみると、図中に
最適の曲線として、

$$I_d = 6S^2$$

の曲線を示した。このように分散している
ので、1月の関係にならない、

$$I_d = 4.5(S+2)S$$

として、余り大きな不適合ではない。

b. 3月については、

$$I_d = 4(S+2)S$$

の曲線が良く適合する。図の如し。

c. 6月については、少し異なり、

$$I_d = 3.2(S+4)S$$

の曲線が最適のようである。しかし、
この場合も、

$$I_d = 3.5(S+2)S$$

でも大体適合するとみなし得る。

このように、 S^2 から $(S+4)S$ まで、
どの関係式が妥当であるかを判定する
のは、かなり微妙であるし、理論的に
確立することとも不可能である。

したがって、今後、他の地点のデー
タによって、再検討してみたいと考
えている。

今回は、3年^間を通じての札幌のデー
タによる調べで、次のことを
発見した。それは、上述のよ
うに、若干適合の度合は落ち
るとしても、1年を通じて、
1つの形の関係式で表示でき、

$$I_d = A(S+2)S$$

となり、定数Aが明らかな年
変化をし、下表のような値を
とることである。

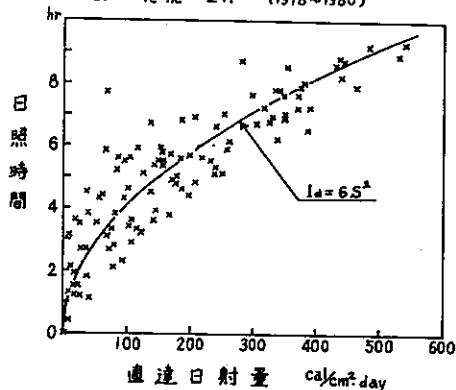
すなわち、Aの数値

同じ日照時間に	1月	5.0
対応する直達日	2月	4.5
射日量が、夏季	3~4月	4.0
小さく、冬季に	5~8月	3.5
大きくなるのは	9~10月	4.3
何故であろうか	11~12月	4.5

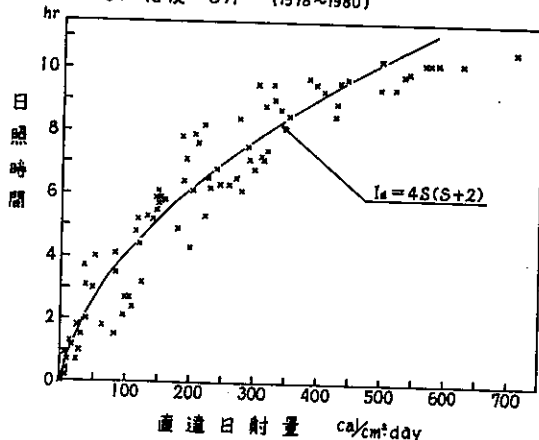
という新しい
疑問が生じた。この事は次の
課題となった。

図-3 日照時間と直達日射日量
との関係

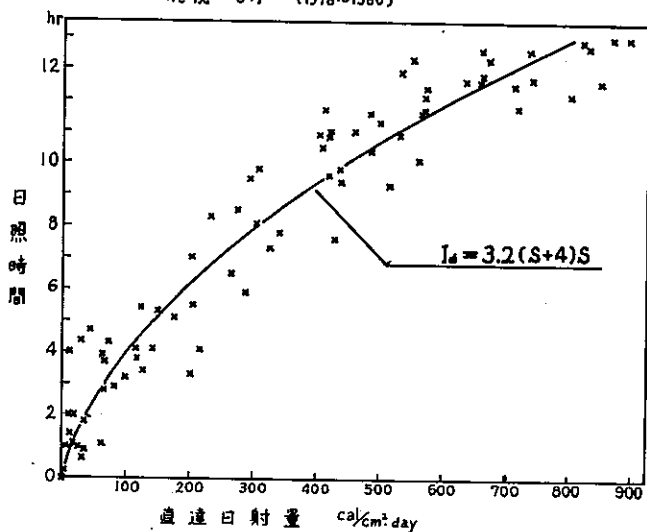
a. 札幌 2月 (1978~1980)



b. 札幌 3月 (1978~1980)



c. 札幌 6月 (1978~1980)



室蘭地域に出現するエアロゾルについて II
 一大気電気伝導率に現われた特性と固定点における観測結果一

望月 定 (室蘭工大・工学部)
 丹治 辰男 (同 上)
 沖野 典夫 (同 上)
 織笠 桂太郎 (同 上)
 室住 正世 (同 上)
 向井田健一 (同 上)
 松村 信男 (同 上)

1. はじめに

室蘭工業大学教員有志によって組織された研究班により、室蘭地域の大気中に浮遊する多種多様の微粒子状物質 (エアロゾル: 粒径 $10^{-6} \sim 10^{-3}$ cm) の動態を大気電気学的手法、光学的手法、分析化学的手法と大気中に存在する自然放射性物質をトレーサとして用いる方法を併用して究明しようという目的をもって、昭和55年9月から観測を開始した。

昭和55年9月19日から9月26日までの第1回観測で得られた結果の一部は、日本気象学会北海道支部より、第26号に報告した。

今回はそのIIとして、昭和56年2月26日から3月5日まで行った第2回観測結果について、図1に示した6地点における大気電気伝導率の移動観測結果と図中の青年の家 (固定測定点) で測定した大気電気伝導率、エアロゾル粒子濃度、ミエ粒子濃度、ラドン濃度の変動状態について報告する。

2. 測定項目と使用測器

測定項目およびその使用測定器は、前報告と同様であるが再記すると以下の様である。

- A. エイトケン粒子濃度: ガードナカウンタ、ポラックカウンタ
- B. ミエ粒子濃度と同粒径分布: 光散乱方式パーティクルカウンタ
- C. 大気電気伝導率: ゲルデン型伝導率計
- D. ラドン濃度: フィルター法によるベータ線測定
- E. エアロゾル物質組成分析: アンダーセン・エアサンプラで捕集、X線光電子分光装置で分析
- F. 気象要素、風系解析

上記のうち、A, B, C, DとEのエアロゾル捕集は望月、丹治、沖野、織笠が担当し、Eの分析は向井田、丹治、室住が、Fは松村が主に担当している。

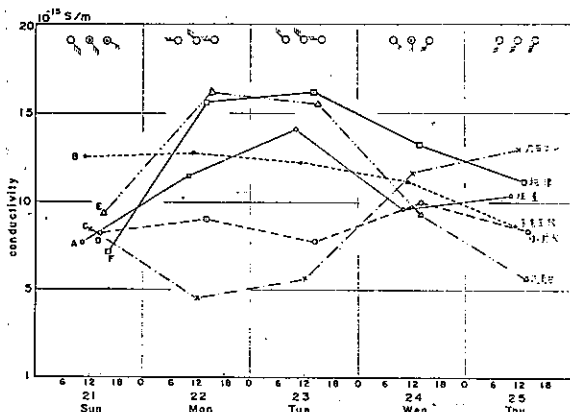


図2. 大気電気伝導率の変動状態 (昭和55年9月21日～9月25日)

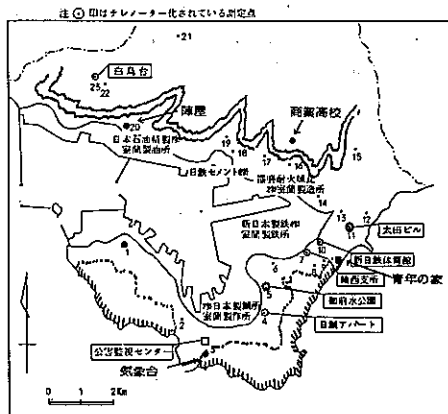


図1. 室蘭市内の測定点配置図

3. 結果と考察

A. 図1に示した6地点 (A. 陣屋、B. 商業高校、C. 太田ビル、D. 御前水公園、E. 気象台、F. 祝津) における大気電気伝導率の移動観測結果と考察

図2は前回報告した昭和55年9月21日～25日の結果を再掲したものであり、図3は昭和56年2月27日～3月5日に得たものである。両図とも、図中の風向、風速は室蘭地方気象台のデータを参照した。

図2、図3を比較して、図2は秋期、図3は冬期のものであるが、両図とも類似の傾向を示している。すなわち、1、2の例外

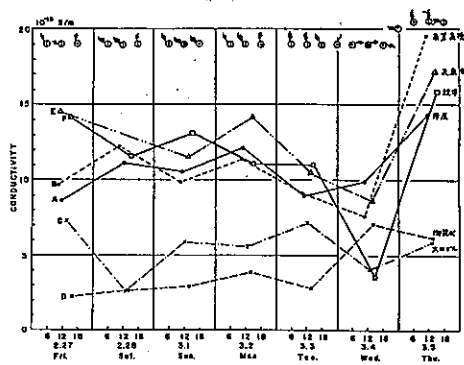


図3. 大気電気伝導率の変動状態 (昭和56年2月27日～3月5日)

はあるが、大気電気伝導率は、風上に位置する各地点での値が風下に位置する地点での値より高くなっている。さらに細く、風向と各地点の値および地理的關係を考慮すると、前回報告したように（図2）、冬期においても、紫陽地域に出現するエアロソルの主たる発生源が各測定点を結んでできる円の内部に存在していることを示唆していると考えられる。

B. 固定測定点における観測結果と考察

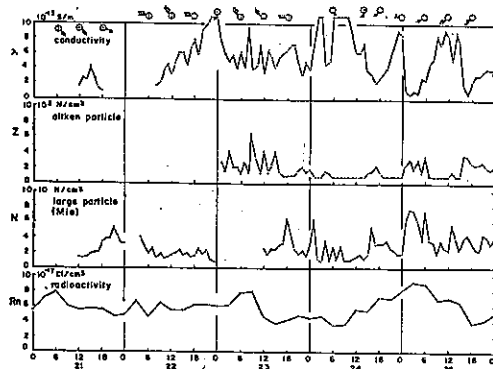


図4. 秋期におけるλ, Z, NとRnの日変化

図4, 5に固定観測点（図1に示した青年の家）における：大気電気伝導率、Z：エイトケン粒子濃度、N：ミー粒子濃度、Rn：ラドン濃度の測定結果を示した。図4は昭和55年9月21～25日、図5は昭和56年2月27日～3月5日に得たものである。

両図において、風向、風速、天気状況の違いはあるが、大気電気伝導率に関しては秋期における変動幅は、冬期におけるそれよりも大きいこと。エイトケン粒子濃度は低く、固有のボラックカウンタでは充分評価し得ない。ボラックカウンタについては現在低濃度用のものを製作中である。ミー粒子については、冬期における濃度が秋期におけるそれよりも相対的に大きく、平均して約2.5倍となっており、これは冬期における各家庭での暖房用の燃焼によるエアロソル発生が一部寄与しているのではないかと考えられる。又冬期において顕著であるが、朝6時ごろ、夕方18時ごろにピーク値の出現することも一つの特徴である。ラドン濃度については、冬期における濃度が秋期におけるそれより約2倍程高く、日々刻々に変動しており、日変化には一様性がみられない。さらに冬期においては北海道地方は台地が雪におおわれることから、一般には濃度が低下すると思われるが、このラドンはどこに起因するののかの究明も興味ある課題の一つであろう。

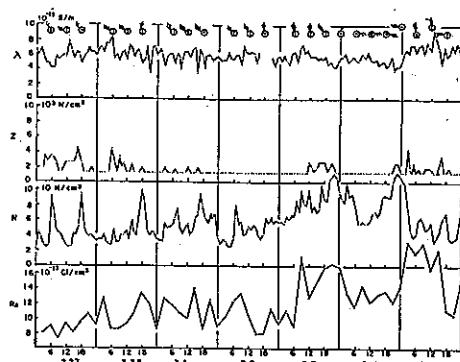


図5. 冬期におけるλ, Z, NとRnの日変化

4. 結語

秋期および冬期における観測結果から

- 1) 前報でも述べたが、大気電気伝導率の移動観測結果からこの地域の主たるエアロソル発生源は大工場群のある地域であろうと推定できる。
 - 2) ミー粒子については、冬期における濃度が秋期における濃度より約2倍程高くなることから一般家庭の暖房のための燃焼によるエアロソル発生も相当に寄与していると考えられる。又これは何に起因しているのか、その原因はわかっていないが、朝6時ごろと夕方18時ごろにピーク値が出現するという現象が見出された。
 - 3) この地域に出現するラドンは日々刻々に変動しており、且つ冬期における濃度は秋期における濃度の約2倍に達する。等いくつかの興味ある現象が見出されている。
- 2回だけの観測で、この地域に出現するエアロソルの挙動特性全般にわたって明確な結論を引出すことは困難であるので、今後さらにサブミクロン・エアロソル粒径分布測定器、低濃度用ボラックカウンタ等を導入して、前記測定項目と合わせ、観測を継続していく予定である。

丹治 辰男・望月 定・沖野 典夫・織笠桂太郎・

室住 正世・向井田健一・松村 信男(室工大・工)

1. はじめに

室蘭地域に出現するエアロゾルの挙動を明らかにするための第2回観測を1981年2月26日から3月5日までの期間で実施した(第1回観測は1980年9月19日から9月26日までの期間—日本気象学会北海道支部だより第26号参照)。

この報告では、第1回観測の結果と比較しつつ、第2回観測におけるミエ粒子に関する結果について報告する。

エアロゾルの粒径分布を両対数グラフで表わすと、ミエ粒子の領域ではこれがほぼ直線的になることはユンゲにより明らかにされている(1965)。室蘭での二つの季節における観測の結果も、ほぼ直線に近い分布を示した。これを直線と仮定して最小自乗法により回帰直線を求め、その傾きを表わす値 β およびこの直線が $1\mu\text{m}$ の軸を切る点を表わす値 $\log c$ を計算し、これらが観測地点、観測時期等によりどのように変化しているかを調べた。

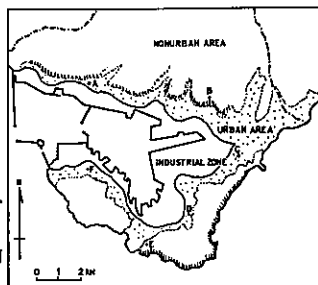


Fig.1 The situations of the measuring spots.

2. 観測地点、使用測器および移動観測の方法

移動観測に採用した6観測地点をFig.1に示す。これらの観測地点は第1回観測時と同一で、夫々、A: 陣屋、B: 室蘭商業高校、C: 太田ビル、D: 御前水、E: 室蘭地方気象台、F: 祝津、である。直径 $0.3\mu\text{m}$ 以上のミエ粒子の数濃度を五段階に分類して測定するに用いた測器は、前回同様、リオンパーティクルカウンタKC-01で、データの記録には同社製デジタルプリンタKP-01を用いた。

前回同様、測器類を自動車に積み、各観測日に各観測地点を一巡する方式をとった。したがって、どの観測日においても各観測地点での観測は異なる時刻に(夫々約30分間)行なわれているが、どの観測日においても、観測を行っていた時間中(どの日もほぼ1000~1600 JSTの間)は、Fig.2に例示するような風系が続いており、このため観測日毎に観測地点間での結果の比較をすることが出来る。

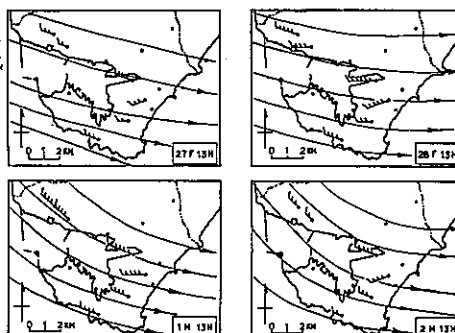


Fig.2 Wind flow characteristics on some days during the second series of observations.

3. 観測結果と考察

(1) 各観測地点における数濃度とその粒径分布の時間変化

Fig.3に第2回観測での観測地点D(御前水)における結果を例示する。この図中、上図は五段階に分類したミエ粒子数濃度の時間変化であり(例えば、 $N_{0.3-0.5}$ は直径 $0.3\mu\text{m}$ から $0.5\mu\text{m}$ の範囲のミエ粒子の数濃度)、中図は β の値の時間変化、下図は $\log c$ の値の時間変化である。

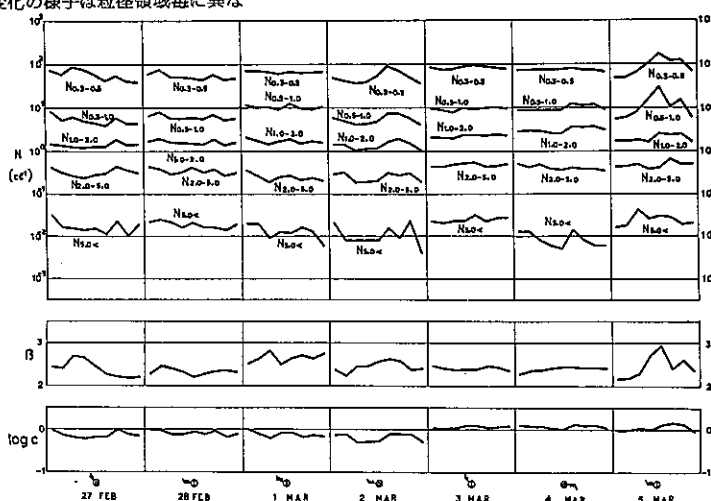
Fig.3から明らかなように、ミエ粒子数濃度はどの粒径領域においても刻々大きく変化(したがって、五段階の数濃度の和である総数濃度もまた刻々大きく変化)しており、しかもその変化の様子は粒径領域毎に異なっていた。このため当然ながら、中図の β の値も刻々大きく変化していた。また当然であるが、 $\log c$ の値も同様であった。

このような時間変化の状況は、第1回観測の結果と同様である。

(2) 観測地点間での総数濃度比較

各観測日における各観測地点でのミエ粒子の総数濃度を比較する図をFig.4に示す。図中、(a)は第2回観測の結果であり(b)は第1回観測の結果である。図中、どの日のグラフにおいても、A~Fを付した七角形の各点の相対的な位置は、各観測地点の地理上の位置に合わせてある。

各観測日の風系と各観測地点の地理上の位置を考慮して総数濃度を比較すると、若干の例外を除けば、第1回観測結果、第2回観測結果ともに、工場群風下側は風上側に比し高い値を示しており、したがって、この地域に出現するミエ粒子の主な発生源

Fig.3 Time variations of number density of Mie-particles in five size ranges (upper part), value β (middle part) and value $\log c$ (bottom part) obtained at the measuring spot D (Gozensui), near the end of winter 1981.

のひとつが、市内中心部に位置する工場群であることを示唆している。

また、晩冬期(第2回観測)の結果は、第1回観測(秋期)の結果に比し相対的に高い値を示したが、これは冬期における暖房用灯油燃焼の増加がその一因であろうと考えられる。

(3) ミー粒子領域における粒径分布の状況

上述の β の値が各観測日において観測地点観測時期によりどのように変化しているかを示す図がFig.5である。図中、(a)は第2回観測結果から、(b)は第1回観測結果から計算したものを。

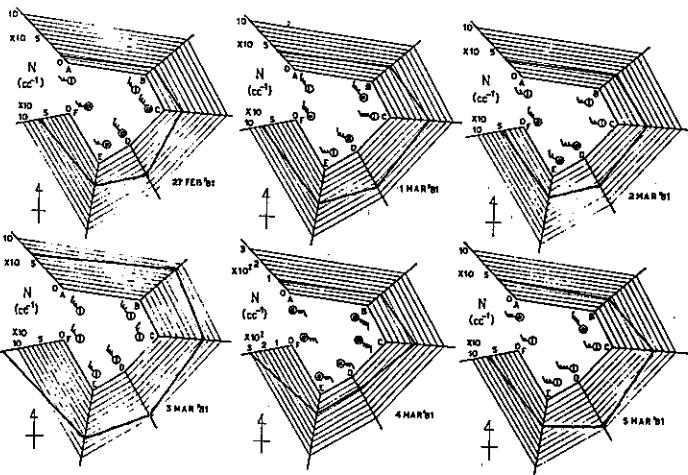
観測日の大半においてその観測時間中の風系がほとんど毎日同じであった晩冬期においては、各観測日における β の値の地域変化は大半の観測日においてほとんど同じ傾向を示した。このことは、この地域があまり広くない地域であるにもかかわらず、この地域に出現するミー粒子の粒径分布に地域差があることを示唆している(Fig.5(a))。

また、Fig.5(b)において β の値が他の観測地点のそれらから大きく異なる値を示す観測地点がいく日かの観測日に現われている。これらの地点についてFig.4(b)を参照すると、若干の例外はあるものの、丁度このような地点でのミー粒子の総数濃度が、粒径分布に地域差がないとして予想した値から大きく離れた値となっていることがわかる。

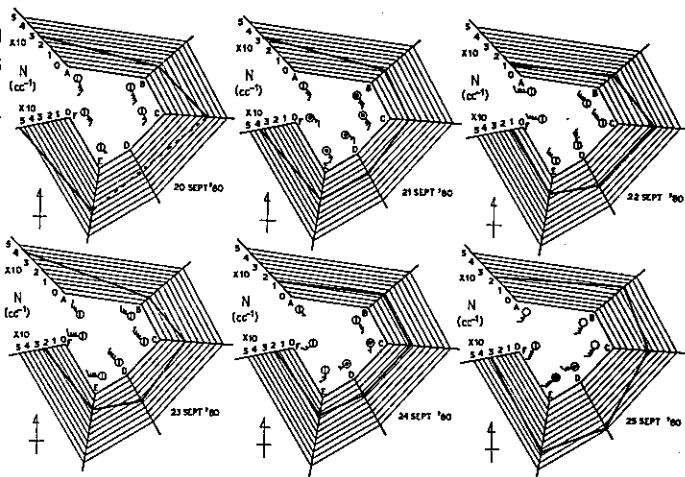
各観測地点における β の値の観測日の違いによる変化については、現在までのところその要因を十分推定できるまでに至っていないので略す。

4. むすび

これまでにを行った二つの時期における観測の結果、室蘭地域に出現するエアロソルのうち直径0.3 μ m以上のミー粒子の特性について、上述のような興味深い特性が見出だされてきているが、未だ全般的結論を導き出すには至っていない。測定項目の追加等、観測方法の改善を図りつつ観測を継続して所期の成果をめざす予定である。



(a) Near the end of winter 1981.

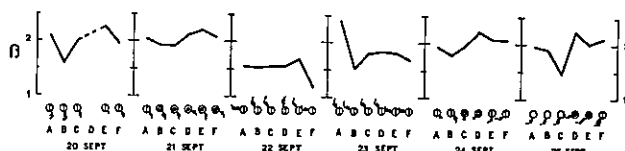


(b) Autumn 1980.

Fig.4 Regional variations of the total number density of Mie-particles obtained on each measuring day.



(a) Near the end of winter 1981.



(b) Autumn 1980.

Fig.5 Regional variations of the value β on each measuring day.

雪結晶によるエアロゾル捕捉実験(その1)

村上正隆(北大・環境)

孫野長治(北大)

1. はじめに

これまで我々は雪結晶に付着したエアロゾル数や降水中の化学成分濃度の二点観測から雪結晶によるエアロゾル捕捉率を調べてきた。今回は雪結晶のrimingや雪結晶の電荷がエアロゾル捕捉率に及ぼす影響を調べる目的で特徴的なエアロゾルを用いて、雪結晶によるエアロゾル捕捉の実験を行なった。その第一報として、 $0.22\mu\text{m} \sim 1\mu\text{m}$ のエアロゾルに対する捕捉率について報告する。

2. 実験方法

実験は手楡山頂の北大雪物理観測所で、Fig. 1に示すようなエアロゾルチェンバーを用いて行なった。エアロゾル粒子にはポリスチレンラテックス球を用いて、発生装置としては市販の超音波加湿器を改良したものを使用した。実験の手順は、まず、降ってきた雪をビロードの上に降り、その中の1個をmetal plate上にのせて、そのplateに約450Vの電圧をかけて雪に電荷を与えて落下させた。落下中にインダクションリングで雪の電荷量を測定した。エアロゾル中を落下した雪結晶をsampling plate上に採集し、雪母の薄片上に移し、光学顕微鏡で雪結晶の形・大きさを観察した。雪の昇華した跡を電子顕微鏡で観察し、捕捉されたエアロゾル数を調べた。尚、エアロゾルチェンバーは電気的にシールドして外部電場の影響をとり除き、電気的效果として雪結晶の電荷だけに着目した。又、エアロゾルチェンバー中の気温・湿度も同時に測定した結果、ほぼ氷飽和になっていたので、泳動力はほとんど効いていないと思われる。

3. 結果

チェンバー中のエアロゾル濃度を決定するため、ニュークリホーターフィルター上に採集したラテックス球と雪の昇華跡に見出されたラテックス球の電子顕微鏡写真をFig. 2の(a)と(b)に示す。写真の右下のバーの長さは $5\mu\text{m}$ を示す。これらの写真から、使用したラテックス球は均一な粒径をもち、きれいな球形をしていることと、自然のエアロゾル粒子と混在していても識別が容易であることがわかる。雪結晶によるエアロゾル捕捉率

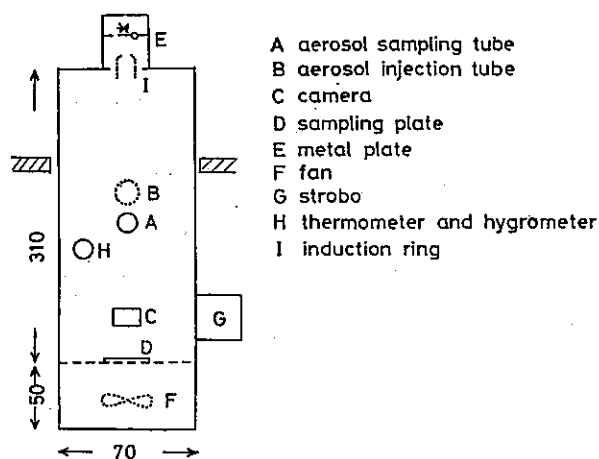


Fig. 1

(a)

(b)



Fig. 2

E は次式で計算した。

$$E = \frac{n_s}{N_a \cdot S \cdot L}$$

n_s : 雪結晶に付着していたエアロゾル数

N_a : チェンバー中のエアロゾル濃度

S : 雪結晶に外接する円の面積

L : 雪結晶の落下距離

今回、実験から求めた粒径 $0.22, 0.50, 0.95 \mu\text{m}$ のエアロゾルに対する捕獲率 (+) を以前我々が観測より求めた捕獲率 (○) とともに Fig. 3 に示す。図から、粒径 $0.5 \sim 1 \mu\text{m}$ 付近では、実験値と観測より求めた雪粒付きでない雪結晶の捕獲率が大体一致していることがわかる。また、 $0.95 \mu\text{m}$ から $0.50 \mu\text{m}$ に粒径が小さくなると捕獲率も急激に減少するが、さらに粒径を小さくし、 $0.22 \mu\text{m}$ にしても、それほど捕獲率が減少しないようである。Fig. 4 には、 $0.95 \mu\text{m}$ のエアロゾルに対する電荷を持たない雪結晶の捕獲率と雪結晶の直径の関係を示す。●印が雪粒付き雪結晶、○印が雪粒付きでない雪結晶の捕獲率を示す。図から、捕獲率は雪結晶の直径が大きくなるにつれて小さくなる傾向がわかる。また、雪粒付き雪結晶と雪粒付きでない雪結晶では、雪粒付き雪結晶の方が幾分、捕獲率が大きくなる傾向が見られた。しかし、その差は観測より求めた捕獲率の差ほど大きくはなかった。Fig. 5 は、 $0.50 \mu\text{m}$ のエアロゾルに対する雪結晶の捕獲率に及ぼす電荷の効果を示す。図中の●印は電荷を持った雪結晶、×印は電荷を持たない雪結晶の捕獲率である。雪結晶に与えた電荷量は $10^{-3} \sim 10^{-2}$ e.s.u. 程度であった。データが数少ないので断定的なことは言えないが、 $0.50 \mu\text{m}$ 程度のエアロゾルに対しては、雪結晶の電荷の効果はそれほど大きくはないものと思われる。

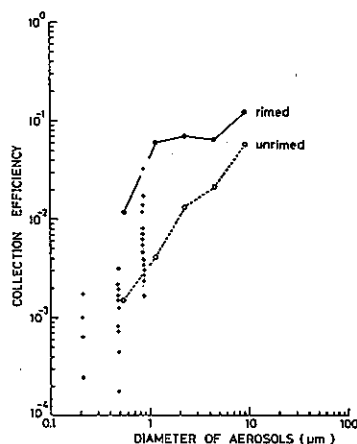


Fig. 3

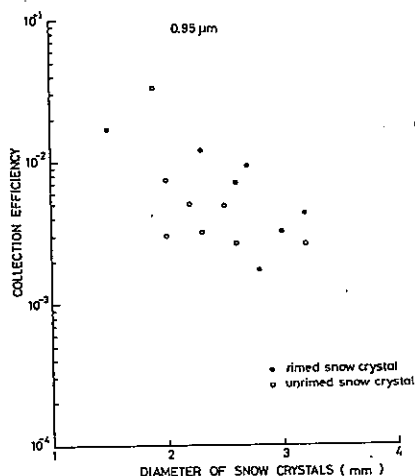


Fig. 4

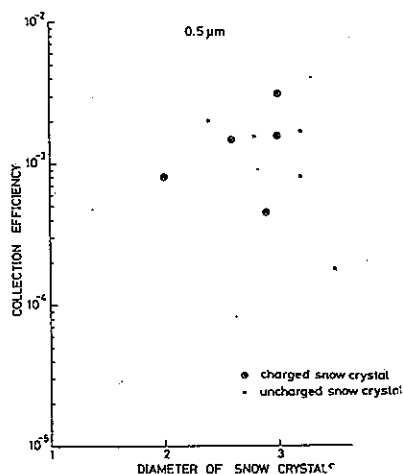


Fig. 5

煙の運動の不連続性について (その2)

石 崎 健 二 (北大工学部)

1. はじめに.

昭和53年度の支部研究発表会で著者は、煙突から出た煙塊が風に流されていく間に、水平速度が不連続的に変化することのあることを報告したり。その時には速度変化が何を意味するのか言及するにいたらなかったが、ここでは、速度変化は単に風の乱れを反映しているにすぎないのではないかと考えて、風の乱れを単純にモデル化して煙塊の平均流の方向の速度のみならず、上下左右の方向の速度変化も同時に説明しようと試みた。

2. 風の乱れのモデルと煙塊の運動との関係.

今回設定した風の乱れのモデルは、乱れは回転的な運動であろうという想定のもとに、もっぱら計算を簡単にすることを条件として考えたものである。(図-1)。平均流の中を剛体的に自転する円柱状の気柱(円柱渦とよぶ)が平均流の速度で流されていき、円柱の自転によつて生じる速度が風の乱れであるとするわけである。円柱渦の傾きと自転速度は途中で変わらないとする。煙塊は浮力による固有の上昇速度(全ての煙塊について同じ値で時間的にも不変)をもち、円柱渦の中の煙塊の運動は煙塊の中心(重心)によつて代表され、円柱渦の自転による回転速度と上昇速度の和で表わされるものとする。煙塊の回転半径は刻々と変わることになるが、どんなに大きくなっても円柱渦からとび出すことはないものとする。

3. 煙塊の運動の不連続性のおこりかた

以上のモデルによれば、煙塊は回転運動(公転運動)しつつ平均流に流されていくことになるので、運動はなめらかに変化し、速度の不連続性には結びつかない。しかし、例えば、5秒おき、というようにある時間間隔において煙塊の位置を測定していれば、場合、速度が一様のように見えることがあるのである(図-2)。○印の時間帯がそうである。○印や△印の部分では、かなりグラフが曲がっており、刻々と速度が変わっていくことが無視しえないのであるが、それでも、短時間、例えば○印の部分だけを見れば、速度が一様とみれないこともなく、その次に続く速度一様の部分(○印)との対比により、あたかも $T = 30 \text{ sec}$ で速度が不連続的に変化しているようにみえるのである。

速度一定の時間が長く続くのは、煙塊の速度が最大、最小になる時間帯である。この二つの速度の差が大きいほど煙塊の速度の不連続が観測されやすくなる。煙塊の速度が最大になるのは風の乱れによる煙塊の運動の成分が平均流の方向に向いている時を中心にした一定の時間帯である。この成分の大きさは、円柱渦の姿勢と煙塊の周速度(回転半径×角速度)に依存している。したがって、円柱渦のパラメータの値と時間帯に応じて、煙塊の平均流方向の速度に生じる不連続性の様子がきまってくる。

4. 観測値へのモデルのあてはめ

1978年10月14日、14時45分 から3分間にわたって5秒おきに写真撮影した王子製紙苫小牧工場の200m煙突から出た煙塊の測定値について調べてみた。煙はほぼ東に流れており、平均速度は水平方向には 8.8 m/s 、高さ方向には 0.46 m/s だったので、それぞれを平均流と上昇速度の値として使用した。

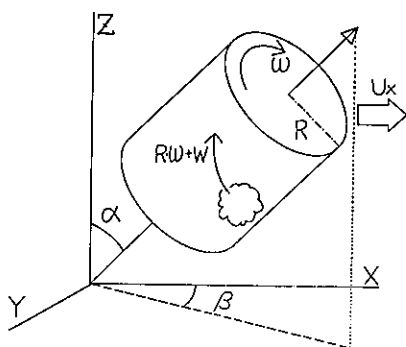


図-1. 円柱渦の考えかた

円柱渦の姿勢は α, β によつてきまる。運動面でのパラメータは自転角速度 ω のみで、風下方向に平均流速で流されていく。煙塊が円柱渦の自転軸から R のところにあれば煙塊の回転(公転)成分として $R \cdot \omega$ がまじり、浮力による煙塊の上昇成分 W が加わり、煙塊の“乱れ運動”が表現される。

煙塊の位置の測定は地上の二地点から同時に写した写真から算出する二点写真法²⁾におた。この測定法では、位置座標のうちX(平均流の方向)とZ(高さ方向)にくらべてY(平均流に直交な水平方向)の値が不正確になるため、円柱渦のバウメータをえらぶときには、X,Zの値に合わせることを優先し、Yの値については値の変化の方向が実測とモデルで正反対になることかきいことを確認する程度にとどまった。

追跡可能な23個の煙塊のうち、7個がX方向の速度変化を示し、そのうち5個について測定値とモデルによる計算値を比較すると図-3のようになる。他の煙塊でも実測値と計算値の一致度は似たようなものである。

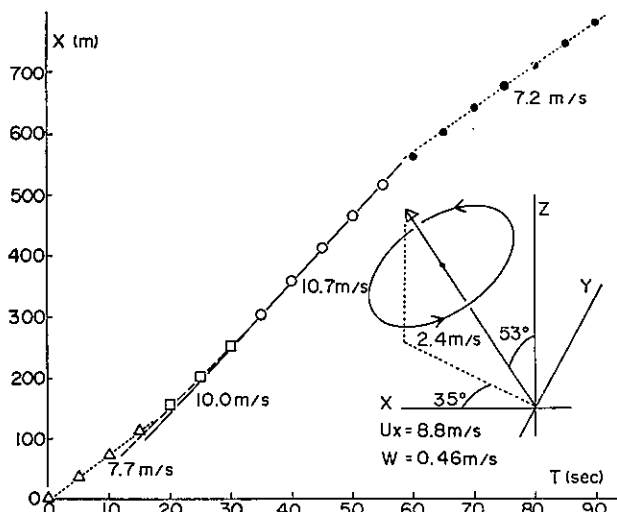


図-2. 円柱渦モデルによる計算された煙塊の平均流方向の刻々の位置。

U_x は平均流の速度、 2.4 m/s というのは円柱渦の自転を周速度で表わしたもの。自転周期は90秒である。 Δ 印、 $\square$ 印、 $\circ$ 印、 $\bullet$ 印の時間帯の平均速度が計算されている。

円柱渦の半径は40~70m、自転周期は160~220秒ぐらいである。煙塊の追跡時間は円柱渦の自転周期の1/4~1/3であるから、煙塊は平均流の上で円弧を描いていたと言うほうが正確である。円的な運動の持続時間を調べるには、もと長時間にわたって煙塊を追跡する必要があり、観測技術上難しい面もある。今後の課題である。

今回わかったことは、少なくとも煙突から数百メートルまでの間ならば、単純な円柱渦モデルによって、煙塊の運動の非定常性をかなりよく表現できる、ということである。

なお、計算はすべて北大大型計算機センターでおこなった。

- 1) 北海道支部だより, NO.24 (昭54.4)
- 2) 北大工学部研究報告, NO.88 (1978.8). P.137

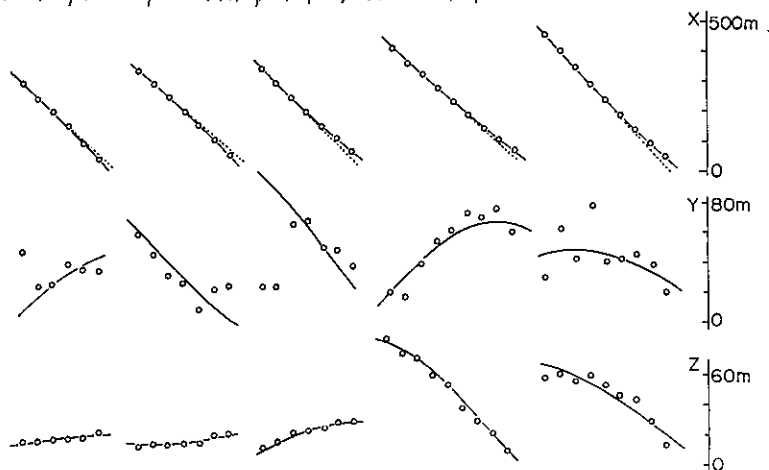


図-3. 円柱渦モデルと実測値の比較

X, Y, Z軸の原点には意味はない。スケールはそれぞれの変化量を示すためのもの。横軸は記入されていないが、時間軸である。 $\circ$ 印は5秒ごとの位置座標の値で、実線はモデルによる計算値。

福田一義 (北海道立衛生研究所)

1. はじめに

モニタリングポストは、空気中のガンマ線量(30 KeV 以上のガンマ線及び散乱線)を連続測定・記録する装置である。当初、核実験によるフォールアウトの影響を迅速に探知する目的をもって各地に設置されたが、原子力発電所周辺の放射能漏れの監視にも利用されている。観測値は平常時においても地域や気象条件によって変動するため、その変動特性を把握しておく必要がある。1969年12月より、富士通製 PS 532 型にて測定を開始しているが、現在地に移転後の1972年2月から1979年1月までの札幌における観測値について、変動特性を明らかにすると共にその要因を考察した。

2. 空間線量率の季節変動

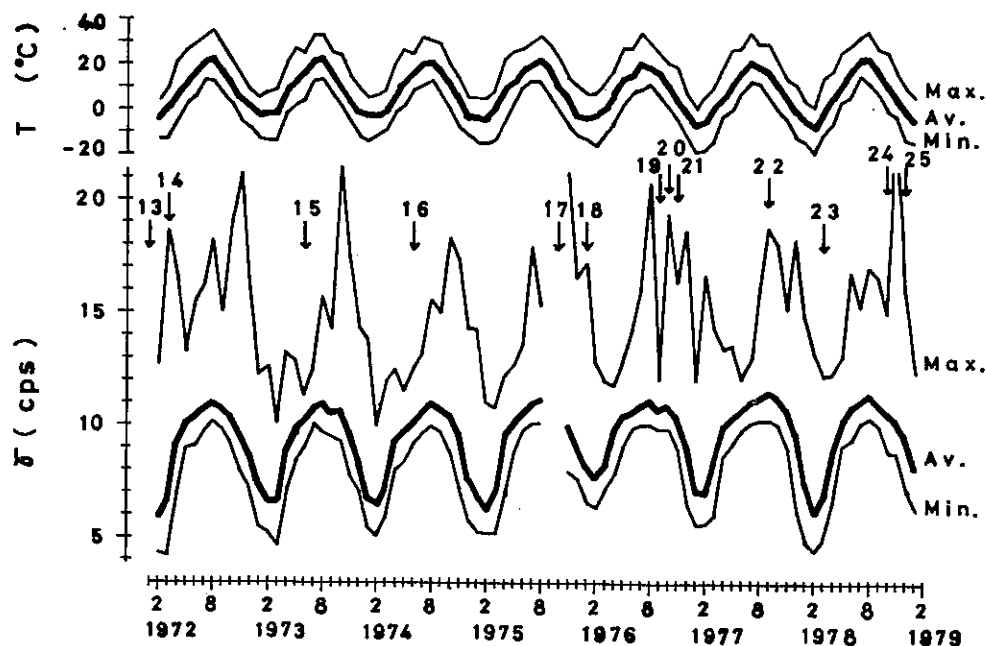
札幌におけるモニタリングポストによる空間線量率 γ と気温 T の月変動を第1図に示す。 γ の月平均値は、6~12 cps の範囲で、8月に極大、2月に極小の顕著な季節変動することが認められる。幾つかの気象要素との関連を検討したところ、気温の変

動が最もよく対応し、気圧、降水量、風向及び風速との相関はなかった。

モニタリングポストに観測されるガンマ線の主たる供給源は、自然界のトリウム、ウラン及びプルトニウム系列の壊変過程で生成してくる気体状の放射性核種すなわチラドン等とその娘核種である。気温が高ければ地表面からチラドン等の逸散が多いのに対して、気温が低ければ逆になる。従って、気温の変動が γ の季節変動を招く一因に挙げられる。また、2月を極小とする γ の急激な減少は、平均気温が0℃以下の続く12~3月の寒冷期に起こることから、地表面の凍結による遮蔽効果と考えられる。積雪あるいは融雪がこの効果を助長するのである。

3. 空間線量率の日較差と平常値

観測値は1日のうちでも時々刻々と変動し、降水に伴って5~10 cps も急増することがある。そこで、降水の有無にわけて、日較差(1日の最大値と最小値の差)の頻度分布をとってみた。第1表に、降水の有



第1図 札幌におけるモニタリングポストによる空間線量率(γ cps)及び気温(T °C)の季節変動。1972年2月から1979年1月まで。図中の矢印と数字は中国核実験の実施を表わす。

無、日較差3 cps以下及び5 cpsを超える日の月別頻度分布を示す。降水の有無は同程度であり、日較差もわずかなのであるが、降水の有無による日較差の頻度分布は随分と異なる。

日較差3 cps以下の日は、降水無の場合のほぼ100%、降水有の場合の73%を占め、全体の87%であった。従って、降水の有無にかかわらず3 cps程度の日較差は平常値として構わないであろう。

日較差5 cpsを超える日は1例を除いて降水を伴っている。全体の5%にすぎないものの、降雪が主体の10～3月の時期と8月頃に集中していることがわかる。

4. 降水型と空間線量率の急増

降水を伴う場合に空間線量率の急増が認められる。降水の型として超一過性、持続性、断続性の3型に分類し、第1表に示される日較差5 cpsを超える日の増加の仕方と対応させてみた。その典型例(降雨と降雪より1例ずつ選んだ)と出現割合%を第2図に示す。この型においても降雨と降雪による違いはなく、一過性の降水に伴う空間線量率の急増が最も多く現われることがわかった。これは大気の状態が急に不安定な状態に変化することと関連するのである。雪をもちたせる積雪や雷雨をもちたせる積乱雲のような場合、雲頂と雲底との高度差が大きく、その間の上下混合も活発に行なわれ、大気は不安定な状態にかかれる。このような条件のもとで空間線量率の急増が現われるものと考えられる。調査期間中に第13回から第25回までの中国核実験が実施された。しかし、第1図における空間線量率の最大値の変動は降水に伴う増加の域を超えていないので、その直接的な影響は認められていない。

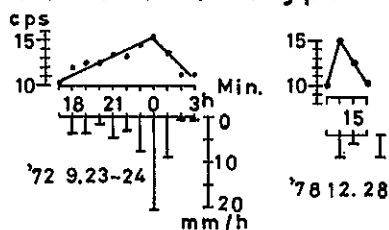
5. カンマ線源による影響

これまで全く異なる異常値が1978年になって時々現われたため、1979年1月に観測を停止して調査を実施した。その結果、他機関において使用されたイリジウム-192 (^{192}Ir) の影響であることが確認された。 ^{192}Ir は鍍物の亀裂を非破壊検知するために用いられるカンマ線源であり、建物等ではね返された散乱線が検出器にかかるとの恐れがある。現在では、その影響を無視するように改善された。

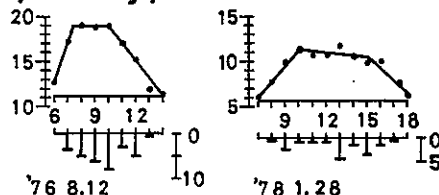
第1表 日較差3 cps以下及び5 cpsを超える日の月別頻度分布。降水の有無にわけ、観測期間中の月毎の日数と()内に月毎の全日数に対する割合%を示す。*印は停電や故障修理等によって計測の中断があることを表す。

	降水の有無		3 cps 以下		5 cps を超える	
	ナシ	アリ	ナシ	アリ	ナシ	アリ
1*	77(38)	128(62)	76(37)	82(40)	1	17(8)
2*	73(37)	123(63)	72(37)	82(42)	0	11(6)
3*	94(44)	119(56)	94(44)	103(48)	0	3
4	124(59)	86(41)	123(59)	72(34)	0	1
5*	136(63)	79(37)	134(62)	73(34)	0	0
6	143(68)	67(32)	143(68)	61(29)	0	2
7	154(71)	63(29)	154(71)	51(24)	0	4
8*	130(60)	85(40)	130(60)	55(26)	0	7
9*	99(55)	81(45)	99(55)	64(36)	0	4
10*	87(47)	99(53)	87(47)	62(33)	0	15(8)
11	94(45)	116(55)	93(44)	72(34)	0	22(10)
12	84(39)	133(61)	83(38)	80(37)	0	27(12)
計	1295(52)	1179(48)	1288(52)	857(35)	1	113(5)

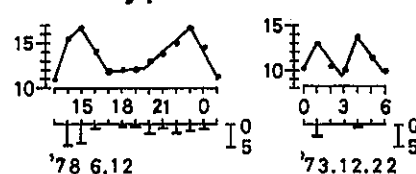
I $\wedge$ or $\wedge$ or $\wedge$ type --- 67%



II $\wedge$ type --- 21%



III $\wedge$ type --- 12%



第2図 降水型と空間線量率の急増。I, II, IIIは、順に一過性、持続性、断続性の降水の場合を表わし、第1表の日較差5 cpsを超えるものより、典型例とその割合%を示す。

エネルギー分散型X線マイクロアナライザーによる
雪結晶の中心核の測定

菊地 勝弘・雲物理研究グループ
(北大 理学部)

1. はじめに

増結晶の中心核の物使用は、1950年代から主として電子回折法を使って行われてきたが、それらの多くは、粘土鉱物、海塩粒子、燃焼生成物といった分類で表現されてきた。一方、最近急激な進歩をとがているエネルギ分散型X線マイクロアナライザーは、点状型電子顕微鏡等との組合せによって、試料表面の観察と同時に、Na以上の元素の全てが測定可能で、しかも、比較的濃度の高い主要元素では10秒以内の分析できるといった利点があり、エロゾル粒子や増結晶の中心核の測定等、多くの試料を対象としたりすればならぬ研究には、従来の板状分散形のアナライザーに比して多くの利点がある。われわれは、この装置を用いて増結晶の中心核の物使用を行なった。また特に奇形物の中心核について注目した。

2. 装 置

測定に使用した走査型電子
顕微鏡は日立 SEM-S430、X線
マイクロアナライザーはHO-
RIBA EMAX-1800E である。

3. 該科採集場所および

解析例

雪結晶の採集は、図-1に示される母子里の北海道大学農学部附属両麓地方演習林母子里作業所、勇駒別の北海道教育大学大雪山研究所と札幌近郊手稲山の北海道大学雪物理観測所で行った。また、採集方法として、ポリビニルホルムバール1%のニ塩化エチレンレプリカ液を用いた通常のレプリカ法、30%のクロロホルムレプリカ液を用いた水蒸気法、および炭素材料台上へのMCA(メクル-2-シアノアクリレート)レプリカ法を

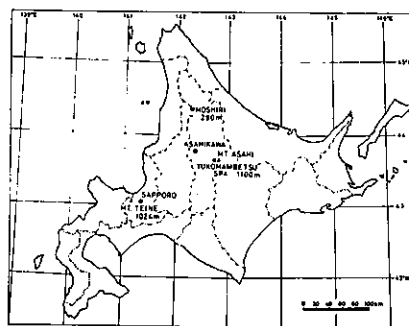


图-1. 观测地类

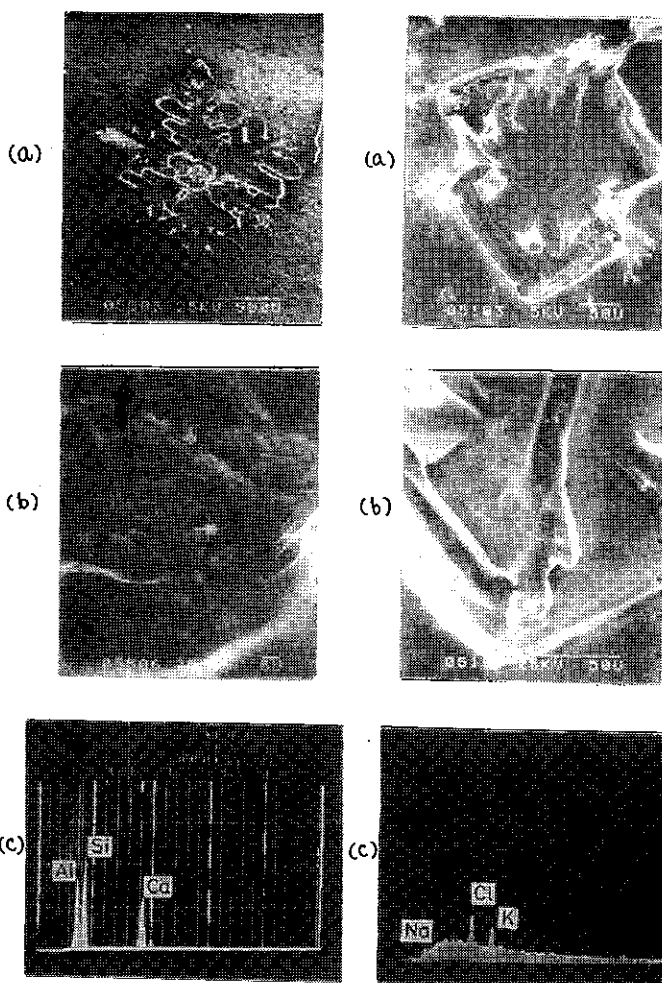


圖-2. 樹枝狀六花の例

圖-3. 奇形雪結晶9例

用いた。図-2は樹枝状氷の解析例を示している。(a)は解析された結晶のレプリカの走査電子顕微鏡写真であり、(b)はアナライザーに付いた中心核とその近傍のバックグラウンドの位置を示したものであり、(c)は分析結果である。2の例ではAl, Si, Caに顕著なピークが認められた。図-3はいわゆる奇形雪結晶で、2の例ではNa, Cl, Kが認められた。

4. 測定結果

図-4は三地点での測定結果を示している。縦軸に強度、横軸にNa以上の元素名をとっている。母子里の例では、測定した雪結晶数が8個で、核の個数が15個であり、含まれている物質としては、Na, Al, Si, S, Cl, K, Caが主であった。これらのことから、母子里では粘土鉱物、海塩粒子、燃焼生成物のどれかが含まれているように見える。一方、勇駒別の例では、Al, Si, S, Cl, K, Caが卓越しており、粘土鉱物が主であるように見え、また、Sは噴気孔の影響とも考えられる。これらに対して、手福山ではNa, Al, Si, S, Cl, Caが主であった。三地点で共通してピークを示した物質は、Al, Si, S, Cl, Caであった。

ひとつも数多くの試料のどれか勇駒別で、一般的な雪結晶と奇形雪結晶とで物質の相違の有無を調らべたのが図-5である。両者のヒストグラムにみられるように、一般的な雪結晶ではAl, Si, S, Cl, K, Caが主に含まれているのに対して、奇形雪結晶では、Na, Mg, Si, S, Cl, K, Caといったものが主なものであった。

5. 結語

本研究の測定が行っているが、2の装置は2の種の測定には有力な手段であることがわかった。また試料採取の手段としては、粉末試料台へのMCAレプリカが最も効率がよかった。母子里、勇駒別、手福山での物質同定では、それぞれの場所でも多少の差があるようである。また、奇形雪の分析はまだ3例しかないが、少し成分が異なっているように見える。

謝 辞

2の研究は文部省科学研究費一般研究(A)、課題番号00542018「低濃度雪結晶の研究」によるものである。

また母子里の観測では北海道大学農学部附属両毛地方演習林長五十茂恒次郎教授に、勇駒別の観測では北海道教育大学旭川分校桜井薫市教授に多大の御援助をいただきまして感謝いたします。

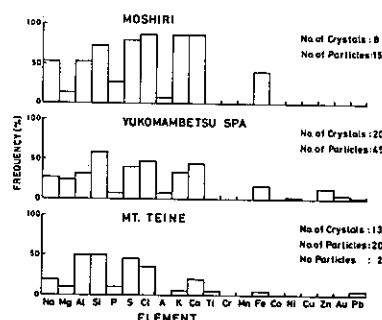


図-4. 三地点における測定結果

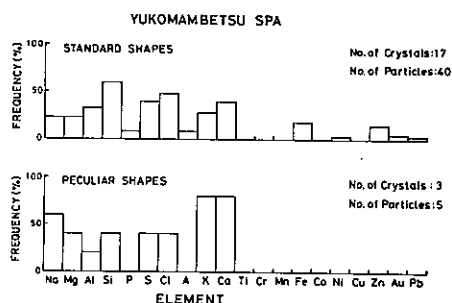


図-5. 勇駒別の通常の雪結晶と奇形雪結晶の測定結果

V 昭和56年度第2回 支部研究発表要旨

日 時 昭和57年3月11日(木) 13時30～16時30分

会 場 北海道大学理学部3号館(地球物理) 401教室

1. 北日本海区のテレコネクションについて 函館海洋気象台 西山 勝 暢…… 52
2. 室蘭とニセコにおける自然放射能測定(序報) 室 蘭 工 大 ○望 月 定…… 54
 同 上 丹 治 辰 男
 同 上 沖 野 典 夫
 同 上 識 笠 桂太郎
3. 黄砂の氷晶核としての能力 道教大・旭川 桜 井 兼 市…… 56
4. 1981年8月の北海道の大雨に関する降雨のメソ的特性 札幌管区気象台 ○足 立 崇…… 58
 同 上 山 本 晃
5. 札幌上空の圏界面高度について 札幌管区気象台 金 戸 進…… 60
6. 北海道における地上風の特徴
 —主成分分析法による解析— 北大・環境 加 藤 央 之…… 62
7. 低温型雪結晶の雪片について(POLEX-North) 北大・低温 ○藤 吉 康 志…… 64
 北大・理学部 菊 地 勝 弘

北日本海区のテレコネクションについて

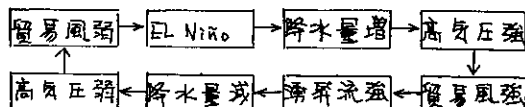
函館海洋气象台 西山勝暢

1 はじめに

海洋と大気の teleconnection として最も有名なものが、南米チリ沖の湧昇域（低温）に高温水をもたらすエルニーニョ（EL Niño）である。

その様子を図1に示した。この現象は地球規模であるが、約11年周期といわれている。

図1



大気と海洋の大循環結合モデル

で Manabe et al. (1974) は海氷の役割を

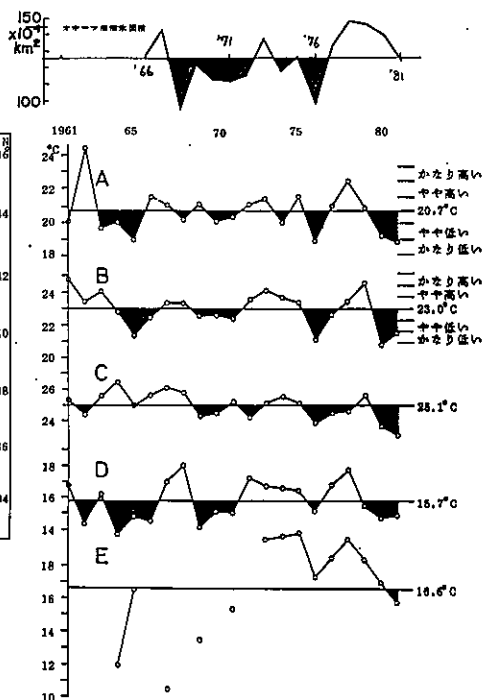
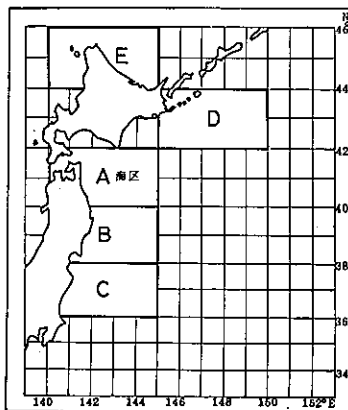
考慮している。海水が凍って氷になるときに塩分は氷にといこめられないために、周りの海水の比重を大きくする働きがあり、大循環を強める。氷が溶けると、氷は大気と海洋との断熱材となるから、熱のやりとりがなくなり大循環を弱める。このように氷の存在は春一晩の turning point として微妙な働きをしていることが考えられる。ここで scale を小さくしてオホーツク海に限って考えてみると、松倉 (1975) は 1963, 1974 年の三陸沖の異常低温（8月には回復している）は、オホーツク海の流氷が多いためであると説明し、その流氷が多いのは、冬の極東の東西指数がきわめて低く、オホーツク海方面の気温が平年より異常に高く、オホーツク海全体の海氷量は少ないと述べている。海氷は気温が低いと発達して厚くなり流氷が多い。Manabe (1974) の結合モデルでも、氷の厚さが 4m を越えると漂流しにくいとしている。

2 北日本海区の夏季海面水温とオホーツク海の海氷

図2は 1961 年以降の北日本海区の夏季海面水温と 1965 年以降のオホーツク海の海氷最盛期の面積を示した。1965 年以降の海面水温と海氷面積との相関係数は A 海区とでは 0.51

B 海区とでは 0.23 である。また夏季海面水温の著しく低い 1965, 1976, 1980, 1981 の各年の夏までの気象の特徴は、冷害で北方の高気圧の優勢は、極東の東西指数が春から夏にかけて低指数となるパターンである。

図2



3 親潮の南下

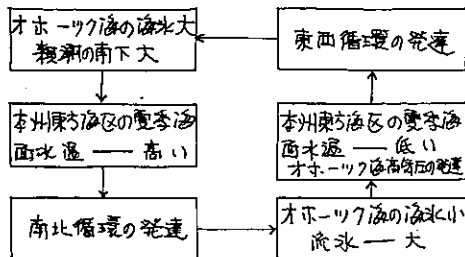
図3は 1963, 1974, 1978, 1981 年にわたって、三陸沖を親潮が著しく南下したときとの 200 m 深平均水温を示した。先にあげた夏季海面水温の著しく低い年の 2 月のものも合わせて示した。親潮前線（低温・低塩分）親潮水と黒潮

より変化した高湿・高塩分水による海洋前線で両者の間には密度差が殆んどないという混合が起るとcabbellingなどで密度の大きい水が出来る。ロスビー数が大分より2桁小さい海洋では、3リオリ効果で冷水は西のちと南下し、暖水は東のちと北上する。そして海面での冷却が例年より強かったり、冷水や暖水の補給が例年より大きいと、親潮の南への巻出しや、黒潮分派の北上が、例年より大きいことが考えられる。しかし1981年を除いた、親潮の南下が著しい年の夏の海面水温は図2から見て三陸・常陸沖では低くならない。そして、冬の親潮の南下流量(600db基準による地衡流計算)と図2のC海区との相関係数は0.60にもなり、冬の親潮の勢力が強いと夏の本州東う海区の海面水温は高いことにもなる。

4 本州東う海区とオホーツク海との teleconnection

以上のことから次のようなteleconnectionを考えてみた。

図4



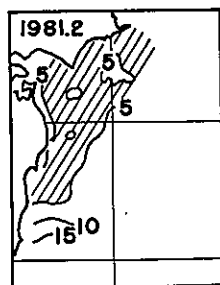
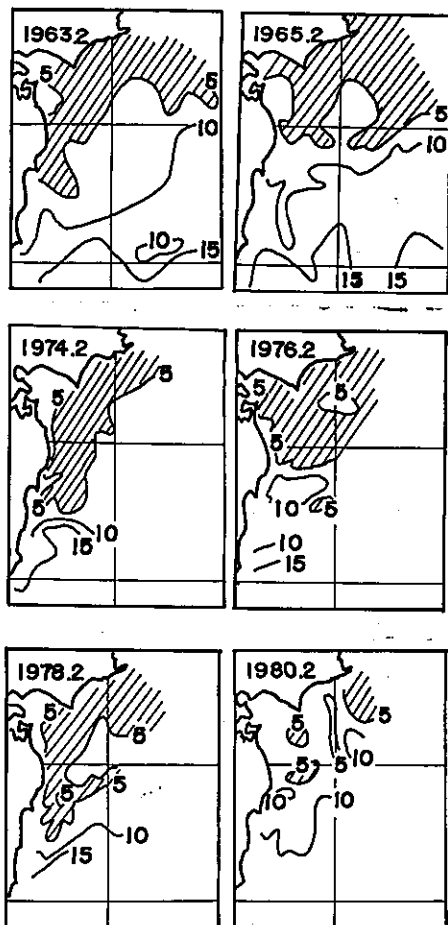
このサイクルは4〜7年と認められる。

5 おわりに

北日本の冷害と大きく関りのあるオホーツク海高気圧が何故発達するか重要な問題である。ここでは北日本海区の海況と関連づけて考えてみたが、1981年に限らず、ここでのsuggestionには合はまい。海水の厚さなどいろいろな問題もあるが、親潮やオホーツク海の詳細な海洋観測や、オホーツク海の海水の生成機構などを解明していく必要があると思われる。

この報告にあたり、藤原台長、杉浦海洋課長、佐原海上身震課長との有益な討論があったことと記します。

図3



望月 定 (室蘭工大・工)
 丹治 辰男 (室蘭工大・工)
 神野 典夫 (室蘭工大・工)
 織笠 桂太郎 (室蘭工大・工)

1. はじめに

室蘭地域の大气中に浮遊する自然放射性物質の日変化、月別変化の状態を把握することを目的として、昭和56年6月から、毎月中旬に一週間づつの連続観測を開始した。又昭和56年12月下旬から昭和57年1月上旬にかけて同様の観測をニセコで行った。一方、地表面から発散するラドン-222の発散状態を把握するための測定を昭和56年11月から12月中旬に室蘭において、又同12月下旬から昭和57年1月上旬にかけてニセコで実施した。

今回はその序報として、室蘭における昭和56年6月から昭和57年1月までの日変化、月別変化の状態、ニセコにおける昭和56年12月下旬から昭和57年1月上旬にかけて得られた結果、及び、室蘭、ニセコにおける冬季のラドン-222発散状態につき報告する。

2. 測定方法と使用機器

2. 1 大气中の自然放射性物質濃度の測定

大气中に浮遊する自然放射性物質をフィルタ上に捕集し、捕集中及び捕集後の崩壊に伴い放出されるベータ線を測定して、その濃度を測るフィルタパック法を用いた。ベータ線計測にはアロカ社製G・M計数管5004型を使用し、フィルタは東洋口紙(株)製G・A100を使用した。

測定は3時間間隔で、1時間の捕集、2時間の崩壊測定で行った。

2. 2 ラドン-222発散率測定とラドン-222、ラドン-220の大气中濃度測定

ラドン-222発散率の測定には地面に設置した、底面積 1962.5 cm^2 の円すい形の捕集器を使用し、これを通して捕集される試料空気を電離箱に連続吸入させ測定する方式を用い、大气中のラドン-222、ラドン-220濃度の測定には、二重円筒金網式の電離箱を用い、試料空気はラドン-222発散率測定用捕集器上1mに取入口を設定して吸入し連続測定を行った。

3. 測定結果及び考察

図1に室蘭工大の露場におけるラドン-222発散率の変化と地上1mで得たラドン-222、ラドン-220の気中濃度変化との関係の1例を示した。静穏日でしよう乱の少ない時には図に示されたような発散率と気中濃度との良い相関性が得られたが、かような例が得られるのは希れであり、天気状況に起因して相関の見られない日の方が多かった。詳細についてはまだデータが少ないので、これから四季折々に測定を続けることが必要であると考えている。

図2にニセコにおける、図1と同様な発散率と気中濃度との同時測定結果の1例を示した。2つの要素に相関は見られないが、気温と発散率の間には良い相関が見られ、気温の変化が地表面状態の変化に及ぼす影響が顕著に現われ、雪積約2mで、零下10度以上なら、かような時期においてもラドン-222は相当に発散していることがわかった。なお捕集器を雪面上に設置

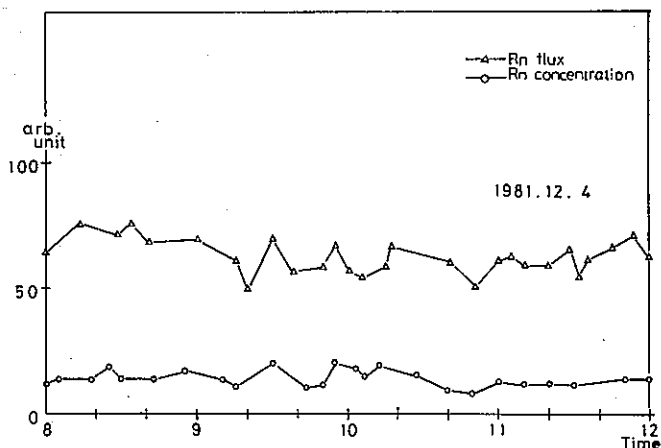


図1. 室蘭で得られたラドン-222発散率と大气中のラドン-222、ラドン-220濃度変化

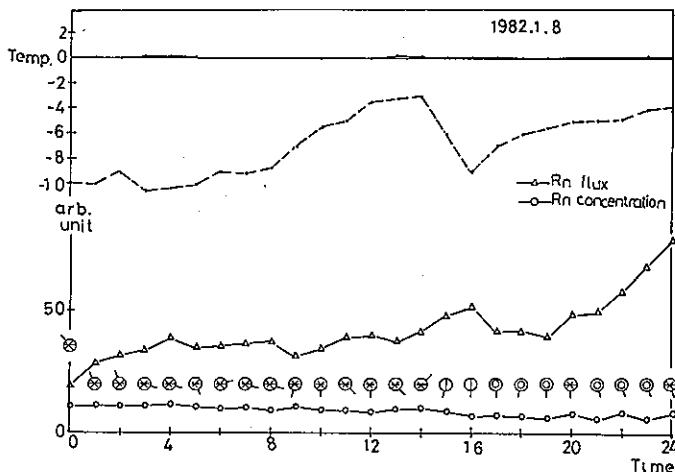


図2. ニセコで得られたラドン-222発散率と大气中のラドン-222、ラドン-220及び気温変化

した場合は、平均して約2/3程に減少することが観測されることから発散したラドンの約1/3は雪積空間内に蓄積されたり、雪片に吸着されてしまうものと思われる。これに関してもまだ測定例が少ないので今後同種の測定を継続する必要があると考えている。

図3には、室蘭における自然放射性物質濃度の日変化、月別変化の様子を示した。縦軸はラドン-222当量濃度で、全観測期間の同時刻の平均値で示した。東京、名古屋地域での観測結果によれば、一般に冬期において濃度が高く、夏期に低く、日変化のパターンは夜半から明け方にかけて高くなり、日の出とともに大気しょう乱に伴って上方へ拡散し、その濃度は低くなるといわれているが、室蘭ではこの日変化の一般的パターンに概当するのは6月、7月だけであり、あとの月は逆に日中高くなり夜半において低下する傾向を示し、気象状況、地面の状態変化とも関連して興味ある動態である。

この傾向がさらに顕著に現われた例として、図4にニセコにおける昭和56年12月と昭和57年1月の観測結果を室蘭の昭和56年12月の結果と合わせて示した。ニセコにおいては日中に高くなり、夜半に低くなるのが明りょうに観測され、この理由として、昼間ゆるんだ雪面が夕方から夜半にかけて凍結し、ラドンの発散を減少させるためではないかと予想されるが、これらについても、この地方独特の気象状況を考慮して、今後さらに関連する各要素の同時測定と合わせ観測を継続してゆく予定である。

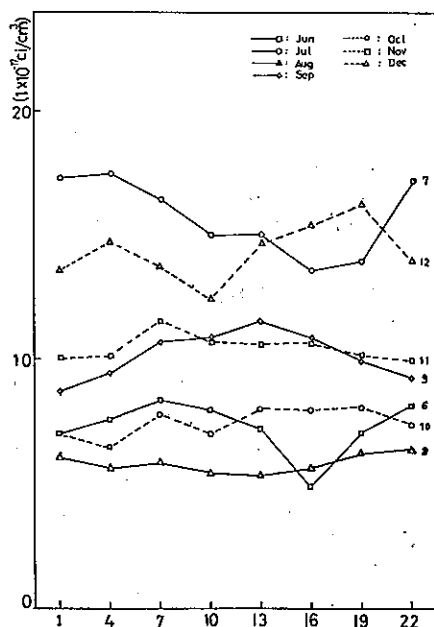


図3. 室蘭における大気中の自然放射性物質濃度の日変化と月別変化

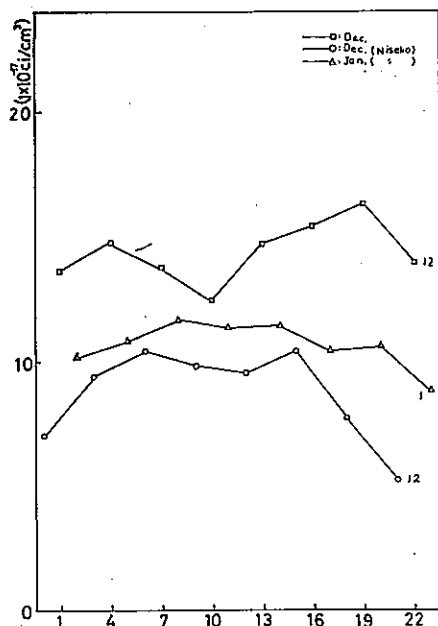


図4. ニセコにおける冬期、12月と1月の自然放射性物質濃度の日変化と月別変化

黄砂の氷晶核としての能力

坂 井 兼 市 (北教大旭川)

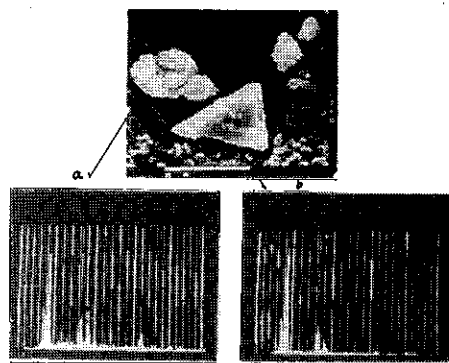
1 はじめに

最近、大気中の微粒子や、氷晶、雪結晶中の核物質を SEM+EDX を用いて観察、分析する研究がなされている。(1978 OHTAKE et al., 1979 Parungo et al., 1981 北大理グループ) 著者は 1981.5.5 に旭川で採取された黄砂の粒径、組成及び氷晶化能力について SEM+EDX を用いて実験を行ったので報告する。

2 黄砂の形状と組成

黄砂の採取には 0.45μ のアササイズのミリアアフィルターが用いられた。このアササイズでは粒径が 1μ 以下の粒子の捕獲率が悪いので今回の報告では 1μ 以上の粒子にのみ注目した。オ1図に黄砂の SEM 像と EDX の結果を示す。スケールは 10μ である。形状は不定形で粒子(a)は $2\sim 5\mu$ の粒子の集合体のように見える。これの EDX による組成分析では(蒸着はカーボン)オ1図(a)のように Al, Si, K, Ca が含まれおり更に少量の Fe が存在している。粒子(b)も(a)と同様の組成であることが分る。

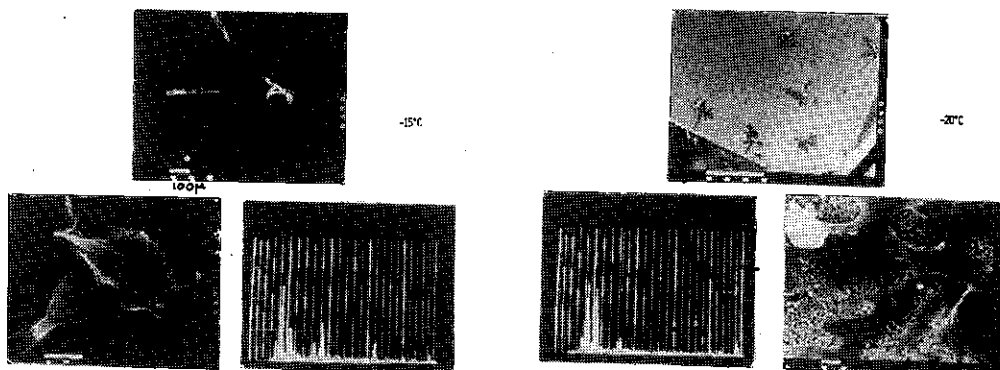
約 50ヶの黄砂の粒子の EDX 分析では Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Fe 等が認められ、これらの中で Al, Si が大部分の粒子に共通して存在し、Fe も多くの粒子から検出された。



オ1図

3 黄砂の氷晶核化能力と組成

粒子が付着しているフィルターを拡散型 cloud chamber に入れ、水蒸気を補給して粒子を活性化させた。オ2図は -15°C で形成した氷晶である(同図上段)。水蒸気の補給は5分間で約 1mm の大きさまで成長した。中心部分の SEM 像は同図左に示した。核物質は 20μ 位(スケールは 10μ) の大きさであるがレアリカ膜が上を覆っているため正確な大きさは分らない。他の例であるがどの部分が核物質であるかを SiE 用いた面分析も試みた。EDX による組成分析では Al, Si, K, Ca それに Fe が含まれており上記黄砂の EDX 分析とは大きな差は認められなかった。なお、EDX の表示に Au が示されているが、これは蒸着に用いた Au からのものである。又 Cu, Zn は SEM の資料室内及び資料台からの X 線と思われる。



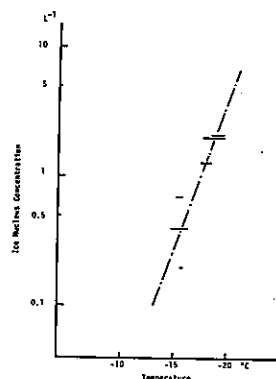
オ2図

オ3図

オ3図はフィルターを -20°C で活性化したもので同図上段(スケールは 100μ)がSEM像である。氷晶の大きさは5分間の水蒸気の補給で成長したものである。図中Aで示した氷晶の中心部のSEM像が下段右に示した(スケールは 10μ)。核物質と思われるものは 10μ 以下である。EDX分析は下段左に示したがこの粒子中にはAl, Si, Kが含まれていた。

4 氷晶核濃度

オ4図は黄砂の氷晶核濃度スファトルを示す。図中の横軸はその温度範囲で測定された濃度を表わし、一実線線はそれらの平均値から得たものである。大気中には黄砂が約 10^3 個存在していたので氷晶化したものは -15°C での3%, -20°C で4%であった。この値はフィルターを用いて測定したStevenson(1968)及びKaoliniteについて測定したIsono & Ikebe(1960)の値とほぼ一致している。



オ4図

Reference

- OHYAKE, JAYANEERA & SAKURAI, 1978
Conf. on Cloud Physics & Atmo. Elect.
 PARUNGO, ACKERMAN, COLDWELL & WEICKMANN, 1979
Tellus 31
 北大理学部電物理研究グループ 1981
 日本気象学会予稿集
 STEVENSON 1968
Q. J. R. M. S. 94
 ISONO & IKEBE 1960
J. Meteor. Soc. Japan, 38

1981年8月の北海道の大雨に関する降雨のメソ的特性

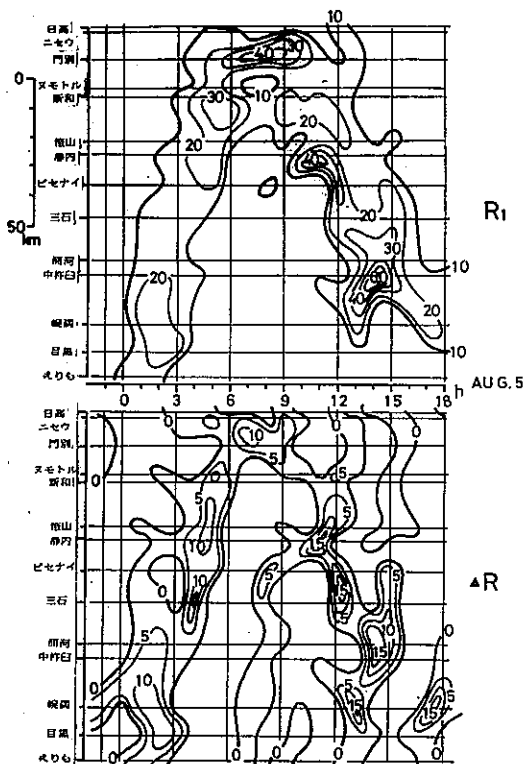
札幌管区気象台 予報課 足立 崇晃
山本 晃

1. はじめに

1981年8月の北海道における約5波に及び一連の大雨群のうち、台風を伴って全道的に記録的降雨をもたらした2事例につき降雨パターンの解析を行った。地形性要因を除くため、1時間雨量時系列の5時間移動平均からの偏差の時間変化パターンを基礎として、各地の降雨と総観規模の降雨系との対応づけを行った。この中で、8月5日の日高門別の降雨パターンの構造の解釈、及び、8月22日から23日にかけての札幌～支笏湖周辺の降雨域に関連して、紅葉赤外資料との対比を行ったのでこの2事例について報告する。

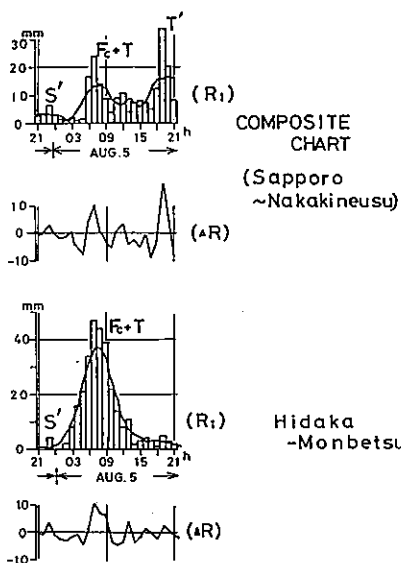
2. 8月5日の日高門別の降雨パターンについて

5日は、3日に本道中部に南下した前線が4日にかけて停滞し、その後若干、西進の後東進を開始した時期に当る。台風12号は、5日早朝には関東沖に達し北上を続けて5日夜には根室の南、約300kmに達している。空知など道央地方では、4日夜半までに既に降り始めからの降水量は200mmを越えていたが、日高地方ではまだ西部で10mm前後であった。一方、道東沖を北上しつつあった台風の先行するアウターバンドは、4日夜には道東の太平洋岸に達し、その後西側の縁は西進して前線性の雲バンドと合流した。これによる一連の雨は、日高地方で顕著となり、特に前線と合流した日高門別付近では、5日早朝に1時間40mmを越す強雨をもたらした。この日は日高地方のアメダス観測点をほぼ海岸線に沿った直線に写影したものの時間断面であり、縦軸を空間軸、横軸を時間軸にとっている。これによると5日未明にえりも付近で始まった降雨が朝にかけて日高地方を西進



第1図 8月5日の日高地方の降雨
1時間雨量 (R_1) と5時間移動平均偏差 (ΔR)
の時空断面

第2図 8月5日の札幌と中札別の降雨パターンの合成
(上図) と、日高門別の降雨パターン (下図)
 R_1 、 ΔR は第1図と同じ



し、内別付近で前線の降雨域と合流後、夕方にかけて再び東進して行く様子が表現されている。東進中に静内・中札内などで40mmを越える降雨が発生しているが、これは偏差図を見ると、アウターバンドに続いて2本程、小規模な降雨セルが西進しており、これが前線と共に戻ってくる降雨域と合流した所で、降雨が発生していることが明らかである。これらのセルによる降雨域の周期は約6時間、混長は約50kmである。日高内別の降雨パターンについては、アウターバンドによる降雨特性の顕著な中札内、前線性の降雨パターンの典型でもある札幌の2ヶ所の偏差パターンの合成図を作成し、日高内別のパターンと比較したものが第2図に示されている。合成図は、時間軸と札幌については10時間、中札内は5時間共に遅らせて単純平均のパターンを示したものである。これを日高内別の偏差パターンとを較べると酷似していることが判る。すなわち、日高内別の雨は、前線の東進と台風のアウターバンドの西進による雨域の合流したものであることが示されている。

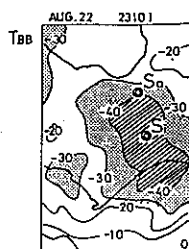
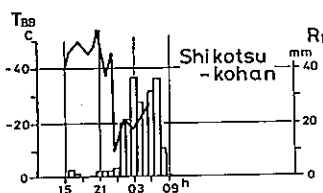
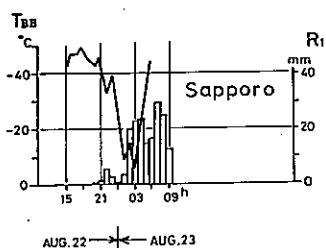
3. 8月21～23日の降雨について

この期間の降雨の中心は、胆振地方中部の登別から石狩地方南部一帯にかけてであって、これらの地方に何れも、総雨量200mmを越える雨域を形成している。22日から23日にかけて気象衛星資料としてTBB（等価黒体温度）の分布が得られているので、1時間雨量との対比を第3図に示した。これによると、札幌と支笏湖畔の何れにおいても23時から00時にかけて急速なTBBの昇温が起っている。これが、単にTBBの寒冷域が移動したことにより昇温したものではないことは、第4図に示した ΔTBB の分布で寒冷域の周辺に明確な温度の下降域がなく、支笏湖を中心とする領域のみが昇温していることから明らかである。すなわち、この領域において雲頂高度の激減があったと判断することが妥当であろう。ところで、このTBBの変動に対処して、地上の雨量は、TBB下降後、約1時間後に急速な雨量の増加が認められる。これを平面的な分布で見ると、第5図の ΔTBB の大きな領域に重なるように、第5図では1時間20mm以上の強雨域が対応していることが判る。

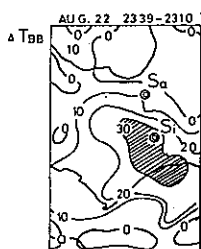
このことについては、更に多くの検証例と種々重収水蒸気収支等の見極めも行わねばならぬが、雲頂高度の減少分に対処するだけの気柱に含まれる雲水量の分が、地上に降水として落下したと推定できようである。

又、何故、このような大きなTBBの変化をもたらしようとする雲頂高度の著しい低下があったのか、そのメカニズムについては今後の課題として考えている。

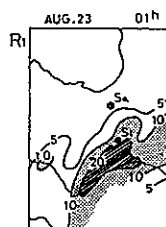
第3図 8月22～23日のTBBの変化と1時間雨量
(棒グラフ)の対応(札幌及び支笏湖畔)



第4図 8月22日23時のTBB分布と
30分後の変化量(ΔTBB)



第5図 8月23日1時の1時間
雨量分布



札幌上空の圏界面高度について

金戸 進 (札幌管区気象台)

1. はじめに

圏界面(対流圏界面, Tropopause)は地球大気の中で非常に興味深い境界面の一つである。この圏界面は図1に見る様に、寒帯・中緯度・熱帯(二次熱帯)圏界面と分れており、それぞれの境にはJp(寒帯ジェット)とJs(亜熱帯ジェット)がある。その高さは一般に、極地方で8 km、赤道地方で18 kmと言われており、中緯度では赤道側の圏界面が重なる二重圏界面、時には三重以上の多重圏界面もあらわれる。

圏界面は、対流活動の上限として雲頂高度を規定する外、高緯度地方のオゾン含量が冬期に最大となる事にも深く関係していると言われている。また、最近、静止気象衛星で雲の移動により風データを得ているが、上層雲の場合にはこの高さとして圏界面高度が与えられている。

現在、毎日2回行なわれている高層観測では、国際的な基準に従って圏界面を検出し予報等に利用されているが、この統計等は行なわれていない。

今回は、札幌の1976~1980年の全圏界面高度についての統計を行なった結果を報告する。

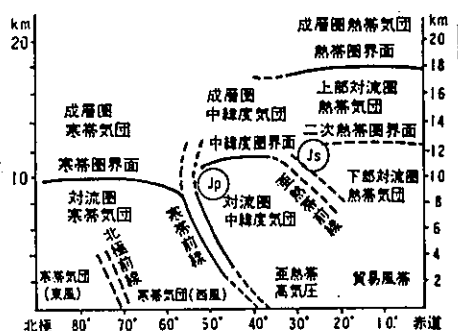


図1. 子午面構造概念図

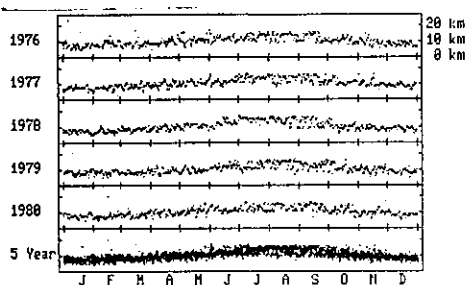


図2(a) 第1圏界面高度の変化

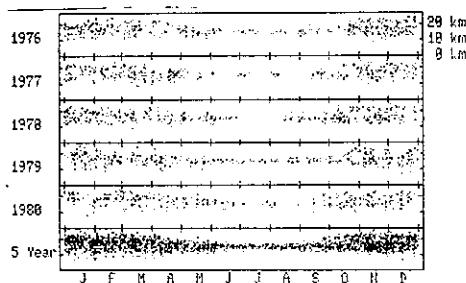


図2(b) 第2圏界面以上の圏界面高度の変化

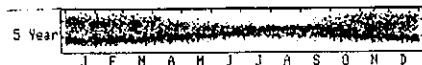


図2(c) 全圏界面高度の変化

2. 日々の圏界面高度の変化

第1圏界面は、気温減率 $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 以下の層が2 km以上続いている時、その層の下端と定義され、各観測毎に1ヶ必ず送られる。

第2圏界面は、第1圏界面より上で気温減率 $3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 以上の層が1 km以上続いた時、この層より上で第1圏界面と同じ基準で送られる。従って毎回送られるとは限らない。第3、第4……も同様に送られる。

図2(a)には第1圏界面高度の一年間の変化を各年と5年分重ねて示す。図2(b)には第2圏界面以上のものについて同様に、図2(c)には全圏界面を5年分重ねたものを示す。

第1圏界面高度は季節変化をしており、日々の変化はある程度連続しているが、時に不連続に陥ったり、2つのレベルの間で変動する(夏期)事もある。

第2圏界面以上の出現高度は冬には右範囲であるが、夏には狭く図2(c)に見る様に第1圏界面の上部に一致している。また、その出現のし方は不規則ではあるが、ある程度集中している時もある。

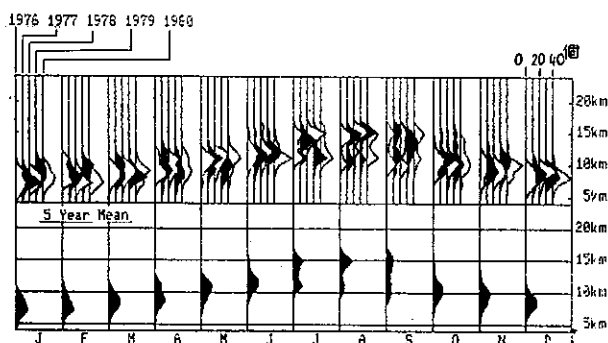


図3(a) 第1圈界面高度の月別頻度

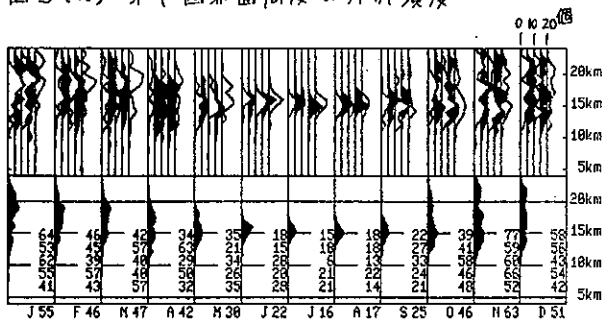


図3(b) 第2圈界面以上の
圈界面高度の月別頻度

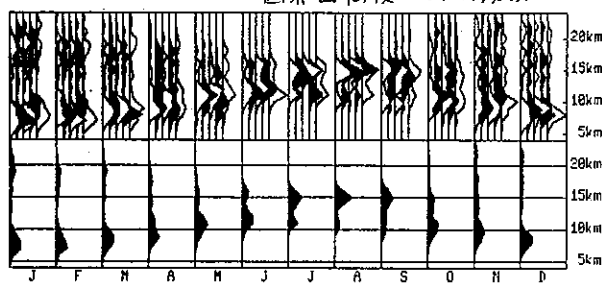


図3(c) 全圈界面高度の月別頻度

(c) 全圈界面高度

冬は第1圈界面と第2圈界面の間隔が10 km程度の厚さがあるが、夏は第1圈界面自体が熱帯圏界面となり、第2圈界面をもたない例のものが多くなっている。

4. まとめと問題点

- ① 札幌上空での第1圈界面高度は、寒帯圏界面 (12~4月): 7~9 km、
中緯度圏界面 (4~11月): 10~11 km、
熱帯圏界面 (7~9月): 15 km である。
- ② 第2圈界面以上は、冬には多くて高土12~23 kmに近く出現
夏には少くて高土は熱帯圏界面に一致
- ③ 夏冬の第1圈界面高度の各年の変動は地上気温の変動に対応
- ④ 冬期間の第2圈界面が熱帯圏界面につながるものがある

(本文の統計結果でX kmと表記したものは、正確にはX+0.5 kmである)

3. 月別統計結果

この5年間のデータをもとに、月別に統計した結果を図3(a)(b)(c)に示す。

(a) 第1圈界面高度

5年平均で見ると、寒帯圏界面 (12~4月) は7~9 km、中緯度圏界面 (4~11月) は10~11 km、熱帯圏界面 (7~9月) は15 kmである。熱帯圏界面の高土は赤道地方と比べやや低くなっている。

各年別で見ると、夏と冬に変動が大きく、7月には1978年は熱帯圏界面のピークだけ (暑夏に対応) だが1979、80年は中緯度圏界面のピークが大部分 (冷夏に対応) である。冬では1979年の1、2月が平均より高いピークを示しており暖冬に対応していると思われる。

(b) 第2圈界面以上の圈界面高度

第2圈界面以上は各観測毎に出現個数が異なるので、図中に各年各月の合計を示してある (上から1976、1977...1980、5年平均)。

5年平均で見ると、出現個数は冬はほぼ1個/回、夏は1個/4回程度である。また、出現範囲は、冬は12~23 km、夏は15 km付近で、密度的には同じ程度の出現率である。特に夏の第2圈界面は、熱帯圏界面とほぼ一致しており、第1圈界面として中緯度圏界面が存在している時に出現している。

北海道における地上風の特徴
——主成分分析法による解析——

加藤 央之 (北大・環境科学)

北海道における風の分布や地域的な特徴を客観的にとらえることを目的とし、気象庁・AMEBASの風のデータ(1978年)を主成分分析を応用した方法を用いて解析した。これは、風のデータを、 U 方向に分けて主要変動パターンを取り出し、各々の特徴的なパターンの結合により気流の地域的特徴を調べようとするものである。

<方法>

簡単のために2変数の場合を取り扱う。今、図1の U_1 , U_2 をそれぞれ第1、第2地点の U 方向(東西方向)の風速とする。この場合の主成分 Z_{1u} , Z_{2u} は各々

$$\begin{cases} Z_{1u} = l_{11} U_1 + l_{12} U_2 \\ Z_{2u} = l_{21} U_1 + l_{22} U_2 \end{cases} \quad (1)$$

で与えられるが、これは座標軸の変換に相当し、

$$\begin{cases} Z_{1u} = U_1 \cos \theta + U_2 \sin \theta \\ Z_{2u} = -U_1 \sin \theta + U_2 \cos \theta \end{cases} \quad (2)$$

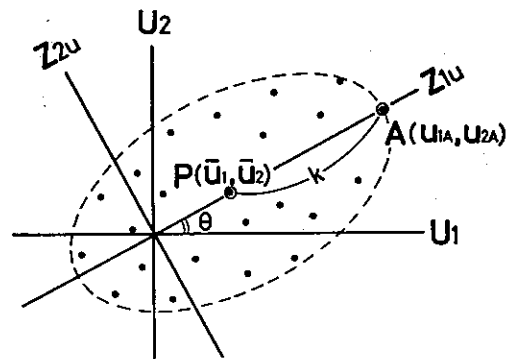
と書ける。ここで Z_{1u} が最大となる時 ($Z_{1u} = Z_{1u, \max}$) の U_1 , U_2 の値を U_{1A} , U_{2A} とする(図1より、

$$\begin{cases} U_{1A} = \bar{U}_1 + k \cos \theta \\ U_{2A} = \bar{U}_2 + k \sin \theta \end{cases} \quad (3)$$

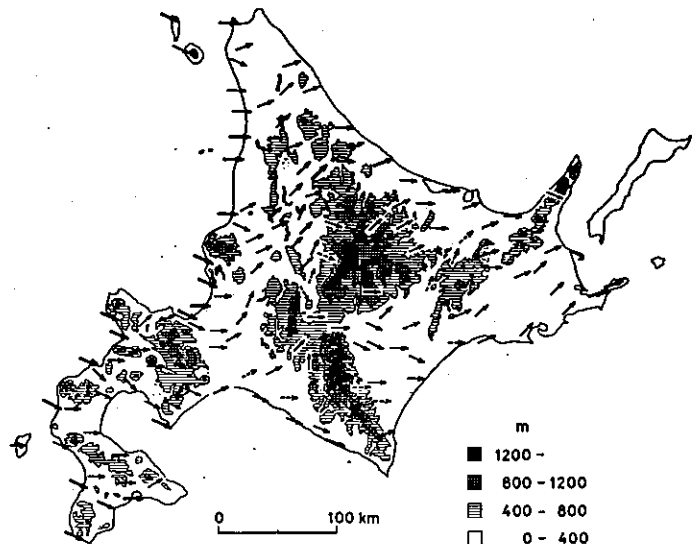
となる。これを(2)式の上式に代入すると、

$$Z_{1u, \max} = \bar{U}_1 \cos \theta + \bar{U}_2 \sin \theta + k \quad (4)$$

となる。ここで $\bar{U}_1$, $\bar{U}_2$, $\cos \theta (= l_{11})$, $\sin \theta (= l_{12})$ は既知であるので、この $Z_{1u, \max}$ を Z_{1u} の平均と標準偏差を用い、確率分布から365日に1度起る値として求めることにより、(4)式から k の値が求まる。この k を用いて(3)式より U_{1A} , U_{2A} を求める。これらを U_{11} , U_{12} とする。同様に Z_{2u} についても U_{21} , U_{22} を求める。また、 U 方向(南北方向)においても同様の計算を行う。ここで実際の例においては、 Z_{1u} (Z_{1n}) の時間変動パターンは、 U (U) 方向に関する各地域の平均風速の変動パターンと一致していた。また、 $[Z_{1u}$ と $Z_{2u}]$, $[Z_{1n}$ と $Z_{2n}]$ は、各々0.8



<図1> 主成分の説明図(2変数の場合)。



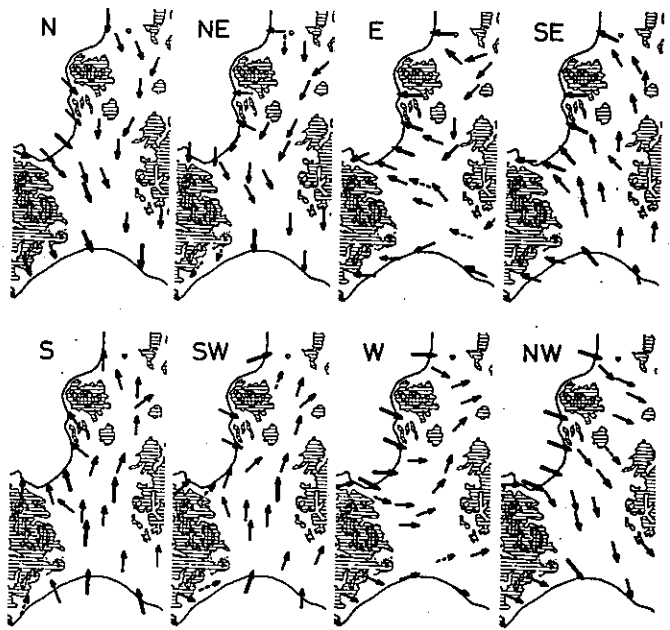
<図2> Wの卓越風に対して計算された値に基づく気流系。太い矢印は5m/sec以上、破線の矢印は1m/sec以下の風速を表す。

～0.9の高い相関を持っていた。従って例えば全地域平均で風向が最大になった時(一般風向はほぼ東の風)、 Z_{11} と Z_{21} のパターンが同時に出現し、対応する山に、 V_{21} を合成したものが、i番目の地点のその時の風と考えることができる。これを一連の計算を、 u 、 v 軸を22.5度ずつずらして各方位で同様に行い、各々の気流系を求める。

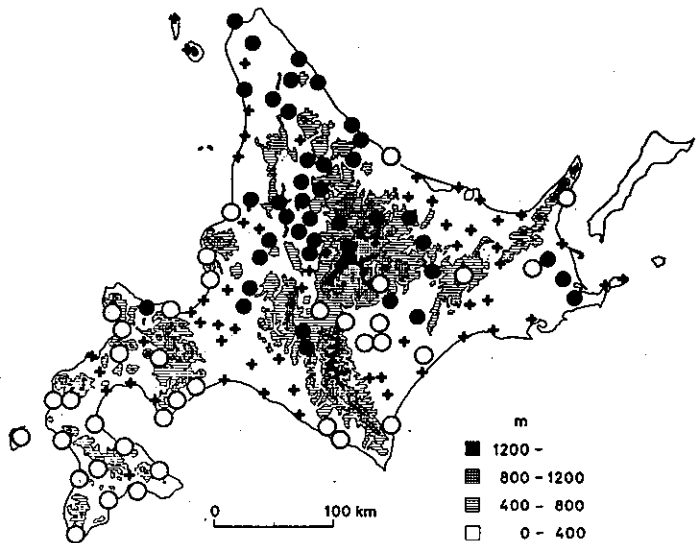
<結果>

北海道134地点、365日の風のデータ(1978年)を用いた結果の一例を図2に示す。これは、一般風が西風の時に対応するものである。この図を含め、各一般風向別に得られた図からは、様々な気流系、及び、強風、弱風域の存在がわかる。これら結果のうち、札幌～苫小牧の石狩低地帯での気流の変化を図3に示す。一連の図より、各々の一般風の変化に対する特徴的な気流系の盛衰といったものも読み取れる。

更にここでは、各風向の卓越風に対する各地点の計算された風速の値を用いてクラスター分析を行い、卓越風向の変動に対する地域風の対応の似かかった地点を集め、その地域的特色をとらえた(図4)。この結果は、各地点の強風がどのような一般風向の時に起こりやすいかに着目し、その類似性をとらえたものになる。図4に見られる地域特徴は各地域独自に存在する気流系の特徴を良く示していた。



《図3》各風向の卓越風に対し計算された値に基づく気流系。左肩の文字は各々の卓越風向を示す。(石狩低地帯における例。)



《図4》各風向の卓越風に対する各地点の風速値(計算値)に基づく地域分類図。(大きく3つの地域に分類してある。)

藤吉 康志 (北大 低温研)
菊地 勝弘 (北大 理学部)

1. 序

雪片に関する従来の研究は、ほとんどが -25°C 以上の気温で採集された雪片を対象として行われており、低温型の雪結晶(角柱, 砲彈, 交差角板)からなる雪片についての研究は少ない。Hobbs et al. (1974)は、気温 -15°C 以下、雪粒子の空間密度 $0.1/\text{cc}$ 以下では雪片が観測される確率はほとんど0%であったと報告している。筆者らが、北極圏カナダにある Inuvik ($68^{\circ}22'N$, $133^{\circ}42'W$) に於て行った冬期の降雪雲の観測の際、地上気温が -14°C 以下(90%以上が -25°C 以下)で度々低温型雪結晶から成る雪片が降ってきた。(Inuvik における観測結果の概要については、Higuchi (1981)を参照されたい)

本研究は、上記のような低温型雪結晶から成る雪片が観測されたときの、「大気状態、雲のタイプ、雪結晶の形と大きさ及び成長過程」を明らかにすることを目的とした。

2. データ

Inuvik では、波長 8.6 mm のミリ波レーダを使つて降雪雲の微細構造を観測し、同時に地上で降雪粒子の観測を行った。高層観測は、Inuvik Upper Air Station で5時と17時(現地時間)の2回行われている。降水強度が小さいため、スライドガラスを30秒〜2分と長い時間露出した。そのため、雪片で降ってきたものか、スライドガラス上でくっついたり重なったりしたものか、どちらかの判定がむづかしい場合には、雪片では無いとし、明らかに雪片であるものと、雪片では無いもの、或いは不明なものとの二つに大きく分けた。ケースの数は、一日を午前と午後に分け、それぞれを1ケースとした。各時間帯のうち、少しでも雪片が観測されたときには、雪片が降ったケースとして数えた。

3. 結果

図1は、横軸に地上気温を、縦軸に降雪粒子が落下中に通過する気層中の最高温度をとったものである。白丸と黒丸は、それぞれ雪片が観測されたケースとされないケースを意味している。北極域では接逆転が強く、地上よりも上空の方が暖い場合が多い。雪片が観測される頻度は、上空での最高気温が -20°C 以上であると極めて高く、 -20°C 以下では低い。しかし、地上気温、最高気温が -14°C 以下でも雪片が降らず、逆に地上温度が -35°C 以下、最高気温が -28°C 以下であっても雪片が観測されている。

図2は、縦軸に各ケース中に観測された雪粒子の最大数流束を、横軸には1000 m 間隔で分類したエコー頂高度を示した。白丸と黒丸は図1と同様である。数流束は地上で測定したものであるから、相対値的な意味しか持たないが、それでも数流束の大小が雪片の形成を主に支配する因子では無いことが分る。一方、3000 m のエコー頂高度を境にして、それ以上ではほとんど全てのケースで雪片が降り、それ以下では雪片が降っていない。即ち、「エコー頂高度が3000 m 以上にあること」が、今回観測した冬期北極域で雪片が形成されるための条件である。ただしこの条件は、観測地点の地理的、気象学的条件に強く依存する特殊な条件である。冬期の北極域では、3000 m 以上にエコー頂高度が存在するという条件が、たまたま雪片を作るより一般的な条件を満足していたに過ぎないと思えるべきであろう。

表1は、どういう大気状態のときに雪片が観測されたのかについてまとめたものである。表から分るように、太平洋側から比較的暖い空気が中層に入りこんでいる期間 (period A)

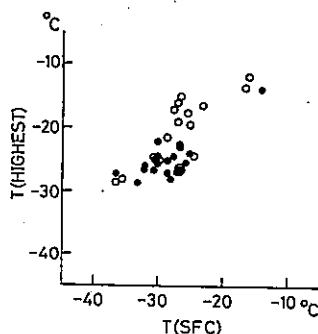


図 1

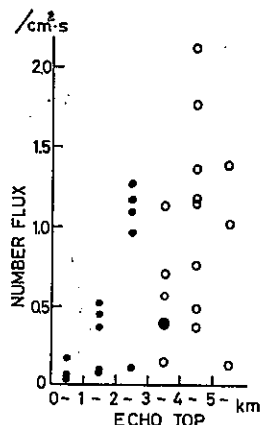


図 2

では雪片が降り(F + F.L.)、北極海から比較的冷たい空気が全層に入りこんでいる期間(period B)では雪片が降らず(M.F.)、気塊の入れかわりかほとんど無く、放射冷却によって下層に厚い等温層が形成されている期間(period C)では、エコー頂高度が高いときにのみ雪片が観測された。period Cで雪片を降らす雲は、層状性の背の高いエコーを示し、大きい雪片は降、てこなかった。period Aでも、層状性の背の高いエコーが現われた場合には、雪片は大きく無く、角柱・砲弾・交差角板の何れも対流性の雲から雲粒付きとなり、降、てくる場合にのみ大きな雪片(F.L.)が観測された。図3a,bは、各ケース毎に観測された雪粒子の最大数流束と、1個の粒子の最大粒径とを、それぞれ縦軸、横軸にと、たものである。図3aに示したように、雲粒付きでない角柱(c)が卓越して降る場合には、粒径、数流束の大小にかかわらず雪片は観測されなかった。一方、図3bに示したように、砲弾集合の場合は、図で示した雪片でないケースに降、った結晶

表 1

Period Echo Top	A			B			C		
	N.F.	F	FL.	N.F.	F	FL.	N.F.	F	FL.
0 ~ 1 km							9		
1 ~ 2				1			5		
2 ~ 3				3			1		
3 ~ 4		3	1	1				1	
4 ~ 5		2	3					3	
5 ~		3						1	

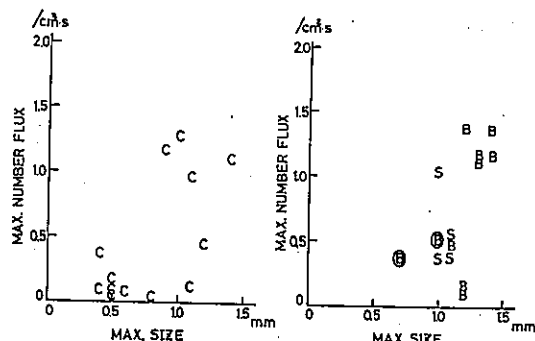


図3 (a)

(b)

と比べて、Bで示した雪片が降、たときの結晶は、粒径が常に大きい。交差角板の場合(s)は、砲弾集合に比べて、粒径が小さくとも雪片が形成される傾向にある。

4. まとめと考察

冬期の北極域においては、period Aとperiod Cの期間に、エコー頂高度が3000 m以上にあったときにのみ低温型の雪結晶の雪片が降、た。層状性のエコーが現われたときには、砲弾集合と交差角板の大きくは無い雪片が降り、大きい雪片は、角柱・砲弾集合・交差角板の何れの結晶形においても、対流性のエコー(これはperiod Aでのみ現われた)が現われ、雪結晶が濃密雲粒付きとなったときにのみ観測された。雲粒付きでない角柱は、砲弾集合や交差角板に比べて、雪片になりにくい傾向が見られた。砲弾集合の場合は、粒径が大きいときに雪片になり易く、交差角板は砲弾集合と比べて粒径が小さくとも雪片を構成し易い傾向にあった。

今回の観測では、背の低い雲の場合には角柱が卓越して降、ていた(Higuchi, 1981)。従、て、エコー頂高度が3000 m以下で雪片が観測されなかったのは、そのような雲からは形から言、ても併合しにくい角柱が卓越して降り、かつ落下距離が短いため、衝突頻度が少なかったためであろう。4000 m以上の背の高い層状性エコーが現われ、かつエコー頂高度の気温が-40℃付近のときは、大きい粒径の砲弾集合が降る傾向にあった(Higuchi, 1981)。従、て、エコー頂高度が4000 mを越え、かつ砲弾集合が主に降るようなときには、形、落下距離、大きさ、数の何れも併合が生じ易い条件になっている。交差角板が卓越して降るときには、エコー頂高度が3000 m以上であり、中層に-20℃以上で氷過飽和の層が現われていた(即ちperiod A)(Higuchi, 1981)。交差角板が砲弾集合よりも粒径が小さくても雪片になり易いのは、砲弾集合に比べて成長領域の気温が高いことが関係しているとも考えられる。対流雲が現われ、雪結晶が濃密雲粒付きとなったときにのみ大雪片が観測されたのは、乱流によって雪結晶同士の衝突頻度が増加したことが主な理由であろう。しかし、雲粒付きでないときに雪片が形成しにくい角柱でも大雪片となっていることから、低温型の雪結晶の場合には雲粒が雪結晶間の付着を強める役目を果たしている可能性がある。

参考文献

- Hobbs et al. (1974): J. Geophys. Res., 79, 2199-2206.
Higuchi (1981): Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 12, 75-13

Ⅵ 昭和56年度支部事業報告・役員会報告・会計報告

支部事業報告

1. 講演会 56年7月3日、北大理学部において実施。講師：笠原 彰博士（アメリカ国立大気科学センター）、演題：「成層圏における突然昇温の数値実験」。出席者約50名。
2. 「気象災害とその予防」講演会 56年10月16日、函館市亀田福祉センターにおいて実施。講師：三本木 亮（函館海洋気象台）、金田健治（函館市消防本部）、和田英夫（北海道教育大学）。出席者約160名。講演会の準備、運営は支部役員、函館海洋気象台があたった。
3. 第1回支部研究発表会 56年11月27日、札幌管区気象台において実施。論文10編、出席者約60名。
4. 講演会 57年2月5日、札幌管区気象台において実施。講師：二宮洗三博士（気象庁予報部）、演題：「豪雨を伴ったじょう乱のシミュレーション」。出席者約50名。
5. 第2回支部研究発表会 57年3月11日、北大理学部において実施。論文7編、出席者約40名。
6. 支部だより（㍷27） 57年4月発行。

役員会報告

1. 第1回理事会 56年5月20日、於札幌管区気象台
 - (1) 出席者 寺内・孫野・黒沢・石田・井上・菊地・小倉・播磨屋・遠藤・上川・若原
 - (2) 議 事
 - ア. 理事3名の道外転出に伴う新理事と理事の業務分担を決めた。新理事：寺内栄一（支部長）、黒沢真喜人（講演企画）、小倉士郎（支部だより）。
 - イ. 55年度事業経過報告、会計報告、会計監査報告が、播磨屋、上川幹事の説明、石田理事の報告の後、承認された。
 - ウ. 56年度事業計画と予算案が審議され次のことが決まった。
 - ① 支部研究発表会（例年、年2回） 11月札幌管区気象台、3月北大理学部。
 - ② 地方講演会 函館で開催予定、函館海洋気象台へ協力依頼済。
 - ③ 支部だより（㍷27） 昭和57年3月発行。
2. 第2回理事会 56年8月31日 於北大理学部。
 - (1) 出席者 寺内・石田・藤原・菊地・黒沢・孫野・小倉・播磨屋・上川・若原
 - (2) 議 事
 - ア. 函館の気象災害とその予防講演会について、黒沢理事から企画、準備の経過報告、上川幹事からは予算案の説明があり、了承された。
 - イ. 第1回研究発表会は道央地区気象研究会に引きつづき、第2日目の午後に行うことが了承された。
 - ウ. 昭和57年度秋季全国大会の期間、会場が決定された。
3. 第3回理事会 57年3月23日 於北大クラーク会館
 - (1) 出席者 寺内・石田・菊地・孫野・小倉・播磨屋・遠藤・上川・若原
 - (2) 議 事

- ア. 北海道支部第13期役員選挙の事務日程が決定された。
- イ. 函館での地方講演会の報告が播磨屋幹事、同決算報告が上川幹事よりなされ承認された。
- ウ. 会計中間報告が上川幹事よりなされた。
- エ. 支部だより1627の内容について、小倉理事より説明があった。
- オ. 昭和57年度秋季札幌大会について。
会場予約、シンポジウム、大会補助金についての経過報告の後、予算案が審議された。

会計報告

(昭和57年3月31日現在)

○収入の部

単位：円

項 目	金 額	備 考
前年度繰越金	114,002	
支部交付金	187,500	500円/1名×235名+7万円
入 会 金	7,000	14名分
預 金 利 子	3,923	
そ の 他	80,000	「天気」100年記念号座談会費用として本部から交付
合 計	392,425	

○支出の部

項 目	金 額	備 考
支部だより印刷費	128,100	1627
講 演 会 費	90,100	北大・気象台・地方講演会(函館)
研究発表会経費	6,000	2回
理 事 会 費	6,430	3回
通 信 費	29,310	
事 務 費	11,300	
座 談 会 経 費	12,000	「天気」100年記念号紙上座談会原稿料(非会員3名分)
翌年度繰越金	109,185	
合 計	392,425	

Ⅶ 日本気象学会北海道支部第13期役員選挙告示

現在の役員はこのたび2年の任期が満了となりますので、支部規約に従い次の要領で役員選挙を行います。

1. 選出する役員

日本気象学会北海道支部 理事7名

2. 被選挙者の資格

昭和57年4月1日現在の支部所属通常会員

3. 立候補および候補者を推薦する場合の届出

イ. 自ら立候補する者は氏名・年令・所属を記入捺印のうえ届出ること。推薦する者（または機関の場合は代表者）は候補者の上記事項を記入のうえ、候補者の承認を得て、推薦状を届出ること。

ロ. 届出締切日 昭和57年5月1日（土）

ハ. 届 出 先 060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象学会北海道支部 選挙管理委員会

4. 投 票

イ. 有権者資格 昭和57年4月1日現在の支部所属通常会員

ロ. 候補者名簿および投票用紙 昭和57年5月上旬にこれらを有権者に送付します。

ハ. 投票締切日 昭和57年5月29日（土）までに選挙管理委員会へ到着のこと。

ニ. 投票方法 理事7名（または以内）の連記

5. 開票および結果の告示

イ. 開票期日 昭和57年5月31日（月）

ロ. 開票結果は当日発表し、かつ「天気」および「支部だより」28」に公示します。

（ただし当選者のみ）

昭和57年4月15日

VIII 日本気象学会北海道支部通常会員名簿

(昭和57年4月1日現在) 237名 50音順

札幌管区気象台(42名) 〒060 札幌市中央区北2条西18丁目 電(011)-611-6121

(総務課)

(業務課)

(予報課)

個人情報保護のため公開しておりません

(大気汚染気象センター)

個人情報保護のため公開しておりません

(観測課)

(高層課)

(通信課)

(調査課)

(測器課)

個人情報保護のため公開しておりません

岩見沢測候所(2名) 〒068 岩見沢市5条東15-7-7 岩見沢合同庁舎 電(0126)22-2147

個人情報保護のため公開しておりません

倶知安測候所(1名) 〒044 虻田郡倶知安町南5条東1 電(01362)2-1050

個人情報保護のため公開しておりません

寿都測候所(1名) 〒048-04 寿都郡寿都町字開進町65 電(01366)2-2039

個人情報保護のため公開しておりません

千歳航空測候所(4名) 〒066 千歳市千歳空港内 電(01232)3-2842

(管制気象課) 〒065 札幌市東区丘珠町67-1 電(011)781-4528

(丘珠空港出張所) 〒065 札幌市東区丘珠町丘珠空港内 電(011)781-4595

個人情報保護のため公開しておりません

稚内地方気象台(10名) 〒097 稚内市開運町 稚内港湾合同庁舎 電(0162)23-2678

(稚内空港出張所) 〒098-66 稚内市大字声間村字メクマ2979-35 電(0162)26-2638

個人情報保護のため公開しておりません

北見枝幸測候所(2名) 〒098-58 枝幸郡枝幸町字本町224 電(01636)2-1069

個人情報保護のため公開しておりません

網走地方気象台(4名) 〒093 網走市台町2-1-6 電(01524)3-4348

個人情報保護のため公開しておりません

紋別測候所(1名) 〒094 紋別市南が丘町1-8-6 電(01582)4-2729

個人情報保護のため公開しておりません

旭川地方気象台（８名） ☎070 旭川市８条通１１左 電（０１６６）２２－６９３７

（旭川空港出張所） ☎071-15 上川郡東神楽町字千代岡東２線 電（０１６６８３）２２２２

個人情報保護のため公開しておりません

留萌測候所（２名） ☎077 留萌市大町２ 留萌合同庁舎 電（０１６４４）２－０４１８

個人情報保護のため公開しておりません

釧路地方気象台（８名） ☎085 釧路市幣舞町３－１４ 電（０１５４）４１－４４４０

（中標津空港出張所） ☎086-11 標津郡中標津町中標津空港内 電（０１５３７）２－２６６２

個人情報保護のため公開しておりません

根室測候所（６名） ☎087 根室市彌栄町１－１８ 電（０１５３２）３－４２８１

個人情報保護のため公開しておりません

帯広測候所（３名） ☎080 帯広市東５条南９－１ 電（０１５５）２４－４５５５

（帯広空港測候所） ☎089-12 帯広市泉町西９線中８－１５ 電（０１５５）６４－５２８０

個人情報保護のため公開しておりません

広尾測候所（１名） ☎089-26 広尾郡広尾町並木通東１－１５ 電（０１５５８）２－３１９１

個人情報保護のため公開しておりません

室蘭地方気象台（６名） ☎051 室蘭市山手町２－６－８ 電（０１４３）２２－３２２７

個人情報保護のため公開しておりません

浦河測候所（２名） ☎057 浦河郡浦河町潮見町４２ 電（０１４６２）２－３１７７

個人情報保護のため公開しておりません

函館海洋気象台（２３名） ☎041 函館市美原３－４－４ 電（０１３８）４６－１４５５

（函館空港出張所） ☎042 函館市高松町５１１ 電（０１３８）５７－４００３

個人情報保護のため公開しておりません

日本気象協会北海道地方本部（２４名） ☎064 札幌市中央区北１条西２３丁目 電（０１１）６２１－２４５６

個人情報保護のため公開しておりません

北海道大学（２名）

個人情報保護のため公開しておりません

北海道大学理学部（７名） ☎060 札幌市北区北１０条西８丁目 電（０１１）７１１－２１１１

個人情報保護のため公開しておりません

北海道大学低温科学研究所(17名) 〒060 札幌市北区北19条西8丁目 電(011)711-2111

個人情報保護のため公開していません

北海道大学工学部(6名) 〒060 札幌市北区北13条西8丁目 電(011)711-2111

個人情報保護のため公開していません

北海道大学環境科学研究科(5名) 〒060 札幌市北区北10条西5丁目 電(011)711-2111

個人情報保護のため公開していません

北海道大学農学部(2名) 〒060 札幌市北区北9条西9丁目 電(011)711-2111

個人情報保護のため公開していません

北海道大学水産学部(5名) 〒041 函館市港町3-1 電(0138)41-0131

個人情報保護のため公開していません

北海道大学苫小牧演習林(1名) 〒053 苫小牧市高丘 電(0144)33-2171

個人情報保護のため公開していません

室蘭工業大学(3名) 〒050 室蘭市水元町27番1号 電(0143)44-4181

個人情報保護のため公開していません

北見工業大学(1名) 〒090 北見市公園町165 電(0157)24-7786

個人情報保護のため公開していません

北海道教育大学旭川分校(2名) 〒070 旭川市北門町9 電(0166)51-6151

個人情報保護のため公開していません

北海道教育大学釧路分校(3名) 〒085 釧路市城山1-15-55 電(0154)41-6161

個人情報保護のため公開していません

北海道教育大学岩見沢分校(2名) 〒068 岩見沢市緑ヶ丘2-34-1 電(0162)22-1470

個人情報保護のため公開していません

東海大学工学部(1名) 〒061-21 札幌市南区南の沢515 電(011)571-5111(内20)

個人情報保護のため公開していません

北海道工業大学(1名) 〒061-24 札幌市西区手稲前田419-2 電(011)681-2161

個人情報保護のため公開していません

北海学園大学工学部(1名) 〒064 札幌市中央区南26条西11丁目 電(011)561-2911

個人情報保護のため公開していません

道都大学美術学部(1名) 〒094 紋別市落石町7丁目1 電(01582)4-8101

個人情報保護のため公開していません

穂別高等学校(1名) 〒054-02 勇払郡穂別町穂別77-7 電(01454)5-2176

個人情報保護のため公開していません

釧路湖陵高等学校(1名) 〒085 釧路市富士見3-2-1 電(0154)41-3560

個人情報保護のため公開していません

鶴ヶ崎中学校(1名) 〒050 室蘭市みゆき町2丁目15番41号 電(0143)44-3754

個人情報保護のため公開しておりません

小樽水産高等学校(1名) 〒047 小樽市若竹町9-1 電(0134)25-0063

個人情報保護のため公開しておりません

赤平西高等学校(1名) 〒079-12 赤平市北文京町1 電(01253)2-2141

個人情報保護のため公開しておりません

留萌高等学校(1名) 〒077 留萌市東雲町1丁目 電(01644)2-0731

個人情報保護のため公開しておりません

小樽海員学校(1名) 〒047 小樽市桜3丁目21-1 電(0134)54-2121

個人情報保護のため公開しておりません

斜里高等学校(1名) 〒099-41 斜里郡斜里町文光町5 電(01522)3-2145

個人情報保護のため公開しておりません

北海道苫小牧地方環境監視センター(1名) 〒053 苫小牧市字静川173-3 電(0144)56-1361

個人情報保護のため公開しておりません

道立地下資源調査所(1名) 〒060 札幌市北区北19条西12丁目 電(011)742-2211

個人情報保護のため公開しておりません

道立衛生研究所(1名) 〒060 札幌市北区北19条西12丁目 電(011)742-2211

個人情報保護のため公開しておりません

北海道農業試験場(1名) 〒061-01 札幌市豊平区羊ヶ丘1 電(011)851-9141

個人情報保護のため公開しておりません

開発局土木試験所(2名) 〒062 札幌市豊平区平岸1条3丁目 電(011)841-1111

個人情報保護のため公開しておりません

苫小牧共同発電株式会社(1名) 〒053 苫小牧市真砂町27-3 電(0144)56-0301

個人情報保護のため公開しておりません

北海道開発コンサルタント㈱(1名) 〒062 札幌市豊平区月寒東4条9-5-27 電(011)851-9221

個人情報保護のため公開しておりません

北海道ビジネスオートメーション㈱(1名) 〒060 札幌市中央区北1条西9丁目 第1ノースキャピタルビル内

個人情報保護のため公開しておりません

太田 圭佑

串崎利兵衛

斎藤 進

斎藤 博英

関矢 忠

高信 正弘

府中 国一

矢崎 敬三

渡辺 有治

個人情報保護のため公開しておりません

Ⅸ 会 員 動 静

(昭和56年4月2日～昭和57年4月1日)

◎新入会員（入会順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎退会会員（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎転入会員（北海道支部へ他支物から）（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎転出会員（北海道支部から他支部へ）（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎支部内異動（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

Ⅸ 会 員 動 静

(昭和56年4月2日～昭和57年4月1日)

◎新入会員（入会順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎退会会員（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎転入会員（北海道支部へ他支物から）（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎転出会員（北海道支部から他支部へ）（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

◎支部内異動（50音順）

個人情報保護のため公開しておりません

個人情報保護のため公開しておりません

事務局からのお願い

- (1) 4月1日現在の当支部通常会員の名簿および動静は、事務局で極力情報を入手し正確な名簿にするよう努めました。が、情報もれのための誤りや誤字誤植・電話番号等の誤りがあるかも知れません。誤りを発見された方は御面倒でもできるだけ早く事務局まで御連絡願います。
- (2) 勤務先・住所の異動など随時事務局に連絡下さるようお願いいたします。

北海道支部だより №.27

昭和57年3月31日 印刷

昭和57年4月15日 発行

編集 日本気象学会北海道支部
発行

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 611-6121 内線411

印刷所 札幌市中央区北3条東6丁目
興 亜 堂

TEL 231-0380~1

(非売品)