

— 日本気象学会 —

北海道支部だより

— 第 28 号 —

— 目 次 —

- I 解 説 やませについて……………堀 口 郁 夫…… 1
(北大農学部)
- 山地における降雪と積雪の分布…………山 田 知 充……13
(北大低温研)
- II 昭和57年度支部研究発表要旨……………26
- III 昭和57年度日本気象学会秋季大会準備実施状況…黒沢真喜人……45
(気象庁予報課)
- IV 昭和57年度支部事業報告・役員会報告・会計報告……………47
- V 日本気象学会北海道支部通常会員名簿……………50
- VI 会 員 動 静……………57
- VII 事務局より……………59

昭和 58 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

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

- 第 一 条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第 二 条 本支部は事務所を札幌市中央区北 2 条西 1 8 丁目札幌管区気象台内におく。
- 第 三 条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第 四 条 本文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 2 0 日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第 三 条 投票は無記名、文書投票とし理事定数内の連記とする。
- 第 四 条 有効投票により得票の多い順に理事を決定する。得票数が同じものが 2 名以上出た場合は年長順とする。
- 第 五 条 理事に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第 六 条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第 七 条 開票の結果は理事会に報告し、「支部だより」または「天気」に掲載する。

I 解 説 (その1)

やませについて

北海道大学農学部 堀 口 郁 夫
農業物理学講座

「春立より気候甚不順、夏中東風(やませ)吹寒し」¹⁾ 明和7年(1767年)の津軽における記録である。やませとは夏、東北・北海道の太平洋岸に吹く、霧雨まじりの冷たい東寄りの風で、それが強い時には影響が内陸までおよび農作物に大きな被害をもたらす。そのため古くから、飢餓風・餓死風・凶作風などとも呼ばれて恐れられていた。

やませとは一山背の由来とやませの語源一

気象の事典²⁾によると、「やませ・山背 本来は山を越えて吹いてくる風の意味で、フェーンの性質をもつ風を指した言葉であるが、現在は初夏から盛夏にかけて北日本(とくに三陸地方)に吹いてくる冷湿の北東風を指すことが多い。冷害の原因となる。」とある。東北・北海道のやませを山背と書くのはどうしてだろうか? 山背は気象の事典にあるように、元来山越え気流のためフェーンの性質があり、高温乾燥の風である。これに反して東北・北海道のやませは低温湿潤な風で性質が相反するものである。

昭和29年発刊の気象の事典³⁾には「本来は山を越して吹く風の意味。風向はその土地により一定してはいないが、フェーンの性質があって乾燥しているのが特徴である。例えば、春のころ北海道東方洋上の高気圧の南西縁が同道南東部に迫っているとき、日本海北部を低気圧が通過すると函館あたりで山背が起る。主に南東風で吹き出すと2日も3日もつづき、木材などは乾き切ってしまう火事になりやすい。昭和9年3月21日の函館の大火は山背のためである。三陸地方のやませは夏期の冷い東風で稲作の冷害をおこす。」とある。東北地方のやませをかなで書き、山背と区別しているように思われる。

山背を初めて気象の本にとり上げたのは、岡田武松氏ではないかと思われる。明治41年発刊の気象学講話⁴⁾の中に「山背と言うのは、晩春に函館から根室辺に至る海岸に吹く風で、主に南東風である。これは特に地方風と言う程のものではないが、この地方でこの風が吹き起ると、2日も3日も吹き続き、火災などの患が多いから特に恐がるのである。山背の起るのは晩春には太平洋の大高気圧の一部が北海道の南東部に迫ってくるが、この時日本海北部を低気圧が通過すると吹くのである。」また、昭和10年発刊の気象学下巻⁵⁾に「山背は、晩春函館辺で吹くSE風である。元来山背は山を越して吹き下る風であって、フェーンの一つと見なすべきである。その乾燥しているのが特徴である。この風が吹き出すと、2日も3日も続き、木材などが乾き切って仕舞ふから、火事が出ると、燃え広がる処が多いので、土地の人は恐を為す。山の背を越えて吹いて来るから、ヤマセ又は山背と言う。晩春には、高気圧が、北海道の南東方洋上に迫るから、その際に、低気圧が日本海の北部を通過すると、山背が吹く。函館は、小さな半島の首に在るが、東方には恵山一帯の山脈があって、その方向から吹くから、山背と言うのであろうか。ともかくも函館に限らず、北海道の海岸では所々山背と称する地方風が流行する。又岩手、青森

両県地方のヤマセは、例のNE風であって、寒冷で雨気を含んでいて、夏は凶作を惹起し易い。」とある。函館や北海道の海岸に吹く風をヤマセ又は山背と書いており、山背の字を当てているが東北地方の風は単にヤマセとのみしている。昭和29年版の気象の事典は、この岡田武松氏の気象学を参考に山背の項を書いたと思われる。しかし、青森県の平内町の盆踊り唄に「花の函館さなじみコ持たら、東風（やませ）吹く度まだ便り来る」⁶⁾というものがあり、奥尻島や渡島小島に東風泊（やませどまり）という地名があることなどから、函館地方や北海道の海岸のやませも東北地方から来た東風（やませ）であったことは容易に想像がつく。函館地方のやませは東寄りの強い風一般をさし、恵山などからの山背のみの意味ではなかったことがわかる。さらに東北地方のやませも山背と書くようになったのは八戸測候所の門脇関郎氏⁷⁾の山背風と題する論文であろうと思われる。彼は「三陸沿岸地方では東寄りの風のことを山背風（ヤマセ）と呼んでいるが、……………山背については岡田の気象学にはNE風で寒冷雨気を含んだ凶作を起し易いと述べている程度で……………」とある。以上の様に函館地方のやませを恵山などからの山背であるとしたことと、東北地方のやませも山背の項でとり扱ったためやませが山背になった理由ではないかと思われる。

全国に山背の他に山勢・山瀬などの語があるといわれている。では、寒冷な霧雨を含んだ東寄りの風をなぜやませと言うのであろうか？「せ」は風の意味で根本順吉氏は、闇風（やみかぜ）がなまったものではないかと推論している。⁶⁾しかし、弘前大学農学部の特蔵建治氏は、ユニークな説を立てている。⁸⁾すなわち「やませ」という語は日本海側を主体に、南は中国地方から津軽・下北・太平洋岸の三陸まで分布し、さらに北海道南部にまで拡がっている。しかし、この語があるのは海岸付近のみで内陸部ではほとんど使用されておらず、平安・鎌倉時代の海路図とやませと言う言葉の分布はよく対応していることから、船乗りが使用した語ではないかと推論している。また、三陸から南の太平洋岸にみられないのは、この時代に海路が開けていなかったためであるとし、さらに特蔵氏は、古代に日本列島から沿海州あたりまで、西はアラビア、アフリカ東海岸まで広く交易していたインド大陸出身の海洋民族がいたのではないかと考えている。やませは、古くこの海洋民族が使用していた語で、インド南部あたりでは今でも暗い・闇のことをヤマと発音しており、これが語源であろうと考えている。また、日本各地のやませ

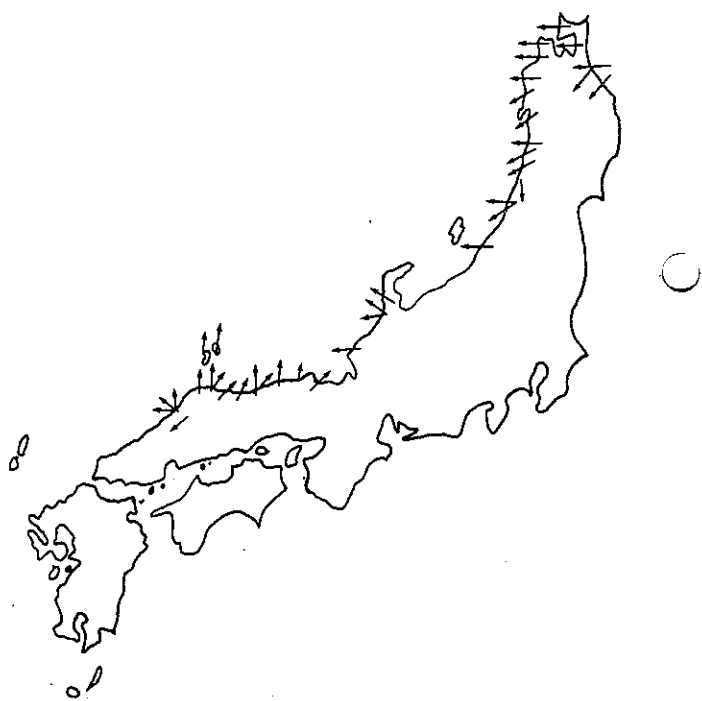


図-1 やませの語がある地方とその風向

の語で意味が共通しているのは、夏の暗い荒れ模様の天気であることから、夏に昼なお薄暗い天候（ヤマセ）を船乗りの生活に不適当な天候として一括してやませと日本中の港で呼んでいたのである。そして帆船時代に入ると船出に都合のよい風の意味をもつようになったと推論している。

海洋民族まで発展するとまだ疑問の点が多いが、船乗りたちが使用した言葉であろうことは想像出来る。船出に都合がよい風であれば陸地から吹く風であり、山瀬・山背・山勢となっても不思議ではない。松前追分に「ヤマセ風・別れの風だよあきらめちゃんせ、いつまた逢うやら逢えぬやら」という唄がある。⁶⁾

現在、やませを山背と書くのは適当でないと考え、また、東北地方でも福島県浜通り地方では「イナサ」⁹⁾と呼んでいることなどから、偏東風とする傾向があるが、やませは、風のみでなく天候全般の名称であるので偏東風のみでは十分な表現でないことは明らかである。

やませの気象 — やませとオホーツク海高気圧 —

冷温・湿潤な風をもたらすやませは、東北・北海道の東岸に東寄りの風をもたらす、一般にオホーツク海高気圧の吹き出しが主であることは現在よく知られている。事実、八戸に東寄りの風が吹いている時の高気圧の出現日数は表-1⁷⁾に示すごとく圧倒的にオホーツク海にある場合が多く、全体の約60%を占めている。オホーツク海高気圧は下層にベルホヤンスキー山脈方面からオホーツク海に流入して来た寒冷な気流を持つ寒冷高気圧である。今、オホーツク海高気圧の経路を見ると、5月下旬から8月にかけて多く現われる経路は、ベルホヤンスキーおよびチェルスキー山脈からオホーツク海北部に進み、南下して千島東方海

表-1 八戸に東寄りの風（N-SSE）の時の高気圧の出現位置

高気圧の位置	出現頻度
オホーツク海	59%
千島方面	26
三陸沖	9
中緯度高気圧	2
カムチャッカ	2
その他	2

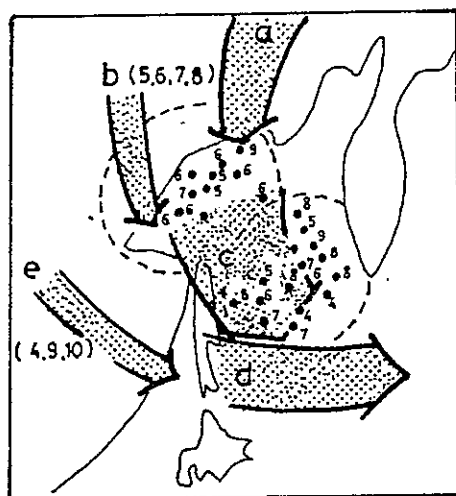


図-2 オホーツク海高気圧の経路
(・印は不規則な経路をとった場所
数字は月を表す。)

上に移動するものである。すなわち、図-2に示す経路aおよびbを通してオホーツク海に入ったものが、c, dと進路を変えて北太平洋高気圧の中に入って変形して行くものである。しかし、時には波線で囲んであるオホーツク海北西部や中部で停滞気味となったり、ループを画いたりして不規則な動きをするものもある。¹⁰⁾ 八戸に東風をもたらすオホーツク海高気圧の位置は、図-3に示すA・Bの位置であるが、その時の低気圧の位置は北緯42度以南の太平洋の場合が多く（図-3のC・D）また、日本海・ウラジオストック方面などの場合も23%ある。¹¹⁾ オホーツク海高気圧自体の出現日数は表-2のごとく、

表-2 オホーツク海高気圧の出現度数 (1959 - 1963 年)

月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	
旬別	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	計
度数	— 1 —	3 10 11	16 6 6	5 13 9	12 5 16	7 4 2	7 1 1	
計	1	24	28	27	33	13	4	130

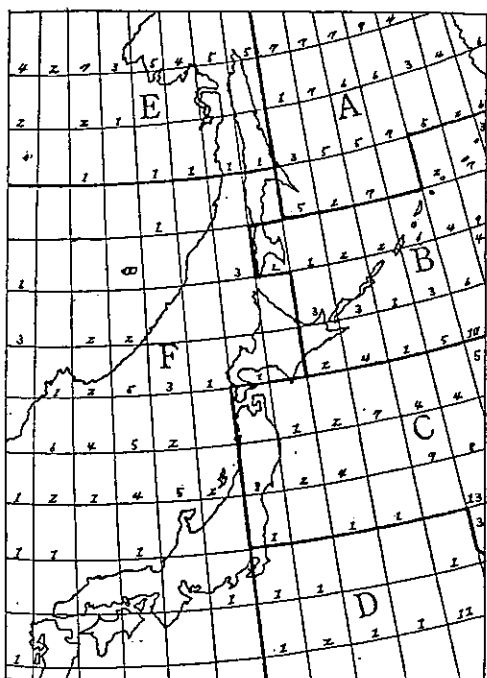


図-3 オホーツク海高気圧の中心位置の分類

1959 年から 1963 年の統計値で 5 月中旬から 6 月上旬、7 月中旬から 8 月上旬、8 月下旬から 9 月上旬に多く現われている。¹⁰⁾

北海道はこのオホーツク海高気圧に位置的に近いので、オホーツク海沿岸や野付水道沿岸はその影響を受ける頻度が高いが、高気圧が近づいたり、その勢力が大きくて、直接その勢力圏に入ってしまう場合は、気温は低い日射がある晴冷な天候となる場合があり、やませの天候とは異なる。しかし、道南の太平洋岸、特に苫小牧地域や東北地方の太平洋岸は高気圧の周辺になる場合が多く、層雲と冷気流が流入し、また多くの場合移流霧をともなって進入してくる。このやませは梅雨期から夏になると 3～4 日も続くことがある。これは、オホーツク海高気圧の持続日数が一般に長くなり、2～4 日も持続する場合が多くなるため、時には 10 日以上にも及ぶことがある。また、個々のオホーツク海

高気圧は消長をくりかえすが、オホーツク海を次々と新たな高気圧が移動して行くため、高圧部が解消することなく持続し、長期にわたってこの影響が現われる。¹⁰⁾ 昭和 51 年・55 年の冷害時には、このような現象がみられ、東北・北海道で冷害となった。

やませの強さは、一般的にはオホーツク海高気圧中心部との気圧の傾度に比例すると考えることが出来る。オホーツク海高気圧中心部の気圧は、表-3 に示すごとく、1016 - 1020 mb がもっとも多く、

表-3 オホーツク海高気圧の中心気圧別度数 (1959 - 1963 年)

気圧	1031-1035		1026-1030		1021-1025		1016-1020		1011-1015		1006-1010		1001-1005	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
度数	3	4	13	19	23	33	64	109	17	42	10	15	—	2

a はオホーツク海高気圧の数、b はオホーツク海高気圧に中心をもつすべての高気圧数

一般的に夏に低く、春秋に高いものが多い。また中心気圧と中心部の地理的關係は、樺太よりもオホーツク海中部からカムチャツカ半島側にかけて高いものが存在する。¹⁰⁾ 気圧傾度の小さい時は、やませの吹走範囲は小さく、北海道・東北北部のみであるが、大きい時は、東南北部さらに関東北部まで影響があり、また、奥羽山脈の鞍部を越えて日本海側にも影響を及ぼす。影響範囲はまた層雲の厚さにも関係している。一般的に層雲の厚さは表-4に示すごとく600-1500 mで、雲の底の高さは100-500 m程度であるから多くの場合は、奥羽山脈や日高山脈を越すことがない。したがって山脈の東側と西側では天候が著しく異なるが、時には4000 mにも及び影響が広がる。¹²⁾

また、雲の厚さと降水量との関係については、第1雲層のみが出現している時は、雲厚1000 mぐらいですでに降雨が認められ、1500 m以上では必ず降雨がある。第2雲層のみ出現しているときは、2000 m以上の雲層で降雨が認められる。さらに第1・第2雲層が同時に出現している場合は、どの日にも降雨がある。¹²⁾

表-4 やませ時における雲の厚さの度数
(1951, 1953, 1954)

層厚	第1雲層	第2雲層
200 - 500 m	9	8
600 - 1000	15	9
1100 - 1500	12	2
1600 - 2000	6	5
2100 - 2500	3	1
2600 - 3000	1	1
3100 - 3500	0	0
3600 - 4000	1	0

東北地方のやませ - 青森県におけるやませ -

東北地方におけるやませの研究は、昭和20年代から昭和30年代初めにかけて盛んに行われた。しかし、その後、高温期に入り昭和28年の冷害を境にし、冷害らしい冷害もなく経過したため、やませの研究も停滞ぎみであった。しかし、最近、昭和55

・56・57年と東北地方は3年続きの冷害にみまわれ、科学技術庁による「北日本太平洋沿岸地方における海霧と山背風に関する総合研究」など、やませの研究が再び活発化する傾向にある。

青森県におけるやませは東風であり、古くから東風と書いてやませとよませていたことは先に記した通りである。しかし、青森県の各地の風向をみると図-4に示すごとく、内陸部において地形の影響をうけて偏向しており、特に津軽平野では、NNE¹³⁾~NE¹⁴⁾の風になっている。¹³⁾しかし、太平洋岸、下北半島、津軽半島の海岸ではほぼ東風であり、やませ(東風)が海岸で主

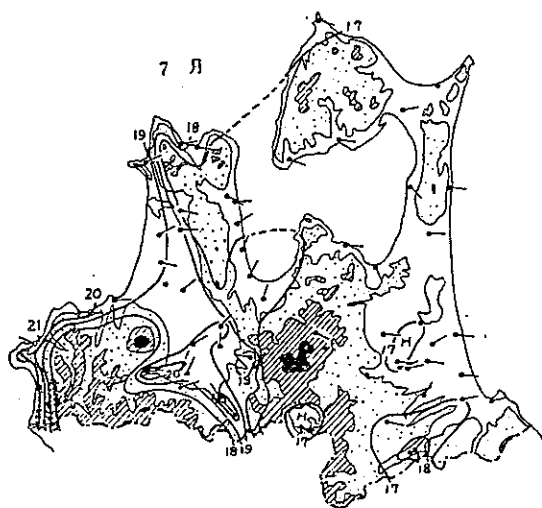


図-4 青森県におけるやませ時の風向と気温
(昭和29年7月)

に使用されていた語であろうことは、これからも推測出来る。

また、八戸における東寄りの風の発生頻度は、1937～1952年の統計によると、表-5に示すごとく、平均30%前後である。¹⁵⁾しかし、1941(昭和16年)、1945(昭和20年)、1980(昭和55年)の7月、又は8月に50～56%にも達し、¹⁶⁾冷害年にはその発生頻度が特に高くなることがわかる。これはオホーツク海高気圧の発生頻度が高いのと、その勢力が強いため、1980年のオホーツク海高気圧の出現日数は、1902年以来第1位と同位の記録であった。¹⁷⁾また、その勢力も強く、奥羽山脈の鞍部を越えて秋田・山形の一部まで影響した。一般にオホーツク海高気圧の気圧傾度が小さい時は、やませは東北地方の北部に限られる。

先きに記したごとく八戸に東風をもたらす気圧は、オホーツク海高気圧が圧倒的に多い。しかし、日数は少ないが、中緯度高気圧の勢力によって東風となった場合もある。この場合は一般的に高温であり、やませの天候とは異なるものである。例えば1943年・1946年・1950年は東寄りの風の発生頻度は多いが、平年に比較して高温であり、東北全体としても豊作になった年である。

やませは風の名でなく、天候状態を現わす語であり、やませが吹くと気温の低下が起こると言われている。八戸における風向と気温の関係をみると図-5に示すように、E～SEで最も気温が低く、SW付近で最も高くなっている。²¹⁾羽生寿郎氏は5月から8月の平均でやませ時の気温は平均より-1.2℃低いとしており、また木村吉郎氏は-1.5℃(6月・7月・8月の平均で7月は-2.5℃)であるとしている。¹⁸⁾門脇関郎氏は表-6のように7

表-6 八戸が東寄りの風(N-SSE)の時の気温偏差

月 時	5	6	7	8
6	-0.5℃	-0.9℃	-1.6℃	-0.6℃
14	-1.3	-0.8	-1.5	-0.8
22	-0.7	-0.9	-2.0	-1.1
平均	-0.8	-0.9	-1.7	-0.8

表-5 八戸における東寄りの風の発生頻度(22時)

年	6月	7月	8月
1937	20%	16%	16%
1938	47	48	31
1939	43	42	22
1940	33	26	22
1941	30	55	53
1942	0	10	48
1943	30	19	19
1944	13	16	13
1945	40	52	22
1946	10	32	22
1947	57	29	16
1948	50	32	19
1949	50	32	35
1950	30	23	32
1951	37	16	0
1952	27	35	26
平均	33%	31%	26%

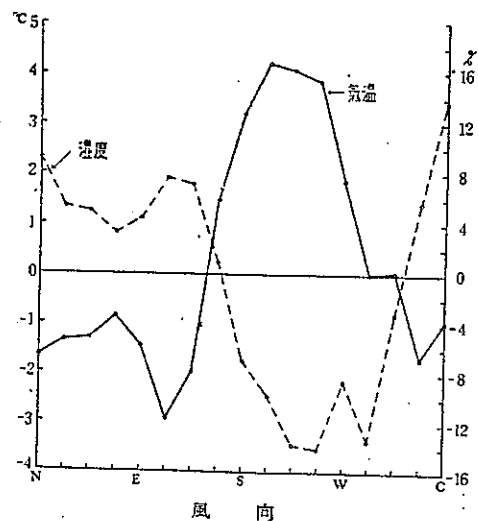


図-5 八戸における風向と気温・湿度(平年からの平均偏差)

7) 月が最も低く -1.7°C であることを示している。したがってやませ吹走時は平均気温より -1.0 から -2.5°C 程度低温となることが予想出来る。また、最も暖かい西寄りの風と比較すると約 $2.8^{\circ}\text{C}\sim 5^{\circ}\text{C}$ (7月のみは 4.5°C)も温度差がある。1980年の8月の冷害時は平均に比較して -3.0°C 低温であった。

やませが吹いている時は、一般に層雲が入りこれが地表面近くまで下ってきて霧などをともなう。したがって、湿度が高く曇りの日が多い。羽生寿郎氏によると表-7のごとく、やませの時の45.6%は曇り又は雨か霧であるとしており、²¹⁾また門脇開郎氏は96%は薄霧以上が発生していると述べている。しかし、これも内陸に入るにつれて地表面付近から暖められ、層雲が切れてくる。1954年7月の例では、青森県の太平洋岸に比較して日本海側は2倍の日照時間があった。¹³⁾

表-7 八戸の風と天候

風	乾 天	湿 天
やませ主風	35.7 %	45.6 %
偏西主風	47.5	35.3 %

注 やませ主風：NE～E
偏西主風：SW～W

北海道のやませ — 勇払・石狩平野の風と天候 — ^{16) 19)}

現在、北海道においてやませという言葉が使用されるのは稀れである(以下海洋性冷氣流(やませ)という表現をする)。北海道のオホーツク海高気圧による夏の冷氣流の侵入経路は、オホーツク沿岸、知床半島から根室半島にかけての野付水道沿岸、釧路・十勝の道東太平洋岸および胆振・渡島地方の道南太平洋岸の四経路があげられる。特に農作物の影響という観点からは、オホーツク海沿岸の斜網地方・根釧平野・十勝平野・勇払・石狩平野などの地方が、春から夏にかけて強風や霧が侵入して被害をもたらす。しかし、これらの地方は、オホーツク海高気圧に位置的に近いこともあって、常習的に強風や霧が侵入し、また、勇払・石狩平野を除いて酪農・畑作地帯であるため、東北地方とは異なった影響状態を示している。東北地方と似たような海洋性冷氣流(やませ)の影響を受ける地帯は、勇払から石狩平野に到る米作地帯がある。この地帯は太平洋岸の苫小牧市から日本海側の石狩町まで標高50m以下の低平地でつながり、太平洋岸からオホーツク海高気圧による海洋性冷氣流(やませ)が流入しやすい。そして、その影響が強い時は北村付近まで影響があると言われている。

今、苫小牧・長沼・石狩・美唄の風向を調べると図-6に示すごとく、各地の風向は地形の影響を受け、異なった風配図を示すが、各地とも南寄りの風が最も卓越しているのがわかる。この南寄りの風を

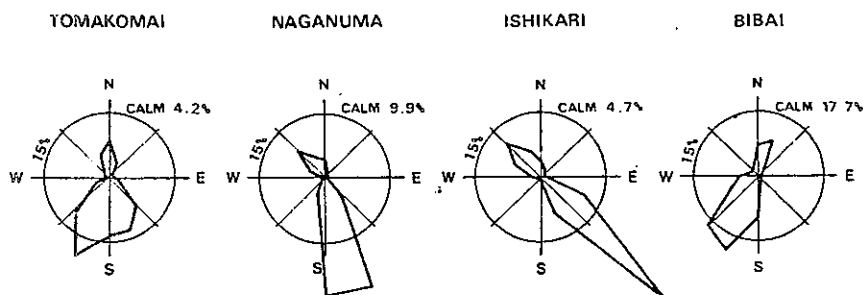


図-6 苫小牧・長沼・石狩・美唄の風向頻度(5月～8月)

Sで表わし、逆の北寄りの風をNで表わして、この地帯の風を分類すると、表-8に示すように、苫小牧・長沼・石狩がSであるSSS*（苫小牧・長沼・石狩の順で風向を表わし、*は美唄がNSEWいずれかの風の意味）が最も多い。すなわち、1978年から1981年までの4年間で5月から8月までの毎時の風向の50%は、太平洋岸から流入した風が日本海側に吹きぬけている。この各地が南寄りの風（SSS*）は、オホーツク海高気圧など、北海道の東側に高気

表-8 勇払・石狩平野の風系の出現頻度（1978-1981年）

気流系	風 系	1978	1979	1980	1981
太平洋 気流系 (SSS*)	SSSS	32.5 %	28.9 %	31.8 %	34.7 %
	SSS-	8.4	9.6	9.9	9.0
	SSSN	3.6	3.9	7.8	4.3
	その他	1.8	1.4	2.0	2.7
	計	46.3	43.8	51.5	50.7
日本海 気流系 (NNN*)	NNNN	4.9	6.9	3.4	8.3
	NNNS	2.5	2.0	1.8	2.1
	その他	1.6	3.1	0.9	0.9
	計	9.0	12.0	6.1	11.3
海 陸 気流系 (S*N*) (N*S*)	SSNS	6.6	5.6	6.4	7.6
	SNNS	4.3	3.2	1.8	2.3
	SNNN	1.6	1.4	3.7	2.4
	その他	8.3	10.9	9.2	7.0
	計	20.8	21.1	21.1	19.3

圧がある時に主として発生するため、東北地方のやませに当るものである。そして、月別の発生頻度は、オホーツク海高気圧の出現回数が多い6・7月に多くなっている。

1978年から1981年のうち1980年は冷害年であった。しかし、表-8をみる限り、1980年が特別に海洋性冷気流（やませ）（SSS*の風）が多い傾向はみられない。今、苫小牧・長沼・石狩の風向に石狩平野北部の美唄の風向を加えてその発生頻度をみると、美唄も南寄りの風であるSSSSの風がやはり最も多く、約30%がこの風向の風である。しかし、1980年の冷害年が他の年より特に高い発生頻度を示していない。このことは後に述べるごとく、東北地方のやませとは異なっている点である。1980年の冷害年が他の年と異なっている点は、SSSN（美唄で北寄りの風）が多いこととNNNNが少ないことである。このことは美唄地方の日照時間と関係がある。勇払・石狩平野は、5月から8月にかけて南寄りの風が卓越しているため、この風に気象が大きく影響される。

風速についてみると、表-9に示すごとく、いずれの月も平均風速が3.0 m/s以上でかなり強い風であることがわかる。しかし、SSS*の風ばかりでなくNNN*の時の風も3.5 m/sであることから、特にこの地方の海洋性冷気流（やませ）の特徴というわけではない。また、1978年から1981年までの年別の風速を比較した場合、冷害年の1980年が特別に風速が強いこともなかった。このことは、発生頻度と同様にこの地方は、常に強い風が吹いているため、東北地方とは異なった様子を示している。すなわち、1978年から1981年の青森地方のやませの発生頻度と風速を、勇払・石狩平野と同じように調べたのが表-10である。明らかに1980年は海洋性冷気流（やませ）の発生頻度が高く、また、風速も強い。位置的に北海道よりオホーツク海高気圧の周辺に位置する青森県は、その強弱によってやませの影響が異なり、そのためオホーツク海高気圧の勢力が強い時は、特にやませの影響が問題となる。

図-7に勇払・石狩平野が南寄りの風（やませ）の時の気温分布を示してある。すなわち、SSSSは太平洋岸で低温で、日本海岸・石狩北部で高温となっている。太平洋岸から流入した海洋性冷気流(や

表-9

勇払・石狩平野内の気流系別風速 (1978-1981年)

気流系	月	石狩	札幌	恵庭	美唄	岩見沢	長沼	厚真	苫小牧	平均
		m/s	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s
SSS*	5月	6.0	3.6	4.3	2.3	4.5	3.5	2.9	4.1	3.9
	6月	5.5	3.0	3.7	1.9	3.8	3.4	2.7	3.6	3.5
	7月	5.2	2.7	3.4	1.8	3.7	3.3	2.4	3.8	3.3
	8月	5.1	3.0	3.2	1.6	3.4	2.9	2.3	4.9	3.3
	平均	5.5	3.1	3.7	1.9	3.9	3.3	2.6	4.1	3.5
NNN*	5月	4.8	3.9	5.1	2.8	4.0	4.1	4.0	6.4	4.4
	6月	3.9	2.8	3.7	2.1	2.9	3.0	3.2	5.3	3.4
	7月	3.2	2.3	2.6	2.2	2.7	2.5	2.6	4.6	2.8
	8月	4.2	3.1	3.0	2.0	3.0	2.5	2.7	4.8	3.2
	平均	4.0	3.0	3.6	2.3	3.2	3.0	3.1	5.3	3.5
SSN*	5月	2.3	2.4	3.1	2.5	3.9	2.9	3.5	3.8	3.1
	6月	2.3	2.1	3.0	2.4	3.7	3.2	3.4	3.8	3.0
	7月	2.1	2.1	2.8	2.1	3.6	3.1	2.8	3.7	2.8
	8月	2.2	1.9	2.6	2.2	3.5	2.8	2.9	4.3	2.8
	平均	2.2	2.1	2.9	2.3	3.7	3.0	3.2	3.9	2.9
SNN*	5月	3.4	3.0	3.4	2.2	3.1	3.1	3.3	3.9	3.2
	6月	3.5	2.9	3.0	2.0	2.6	2.7	3.2	3.7	3.0
	7月	3.1	2.6	2.2	2.1	2.6	2.3	2.5	3.4	2.6
	8月	3.3	2.7	2.0	2.1	2.9	2.1	2.4	4.1	2.7
	平均	3.3	2.8	2.7	2.1	2.8	2.6	2.9	3.8	2.9

表-10

青森県のやませの発生頻度と風速

年	項目	5月	6月	7月	8月
1978	頻度 (%)	7.5	16.8	8.9	4.3
	風速 (m/s)	2.2	2.5	2.4	2.1
1979	頻度 (%)	12.5	10.1	21.0	9.8
	風速 (m/s)	3.8	2.0	2.7	2.5
1980	頻度 (%)	8.6	9.6	35.1	53.2
	風速 (m/s)	3.0	2.3	2.8	3.2
1981	頻度 (%)	19.0	21.3	12.0	10.2
	風速 (m/s)	3.8	2.7	2.2	2.9

ませが)低平地を吹きぬけるにしたがって徐々に暖められて温度が上昇し、日本海岸に達した時は、数度温度が上昇する。したがって、日本海岸に近い札幌市でヒートアイランドがよく現われている。この傾向は5・6・7月が8月に比較して顕著であり、両海岸の温度差は約4～5℃に達し、時には7℃に

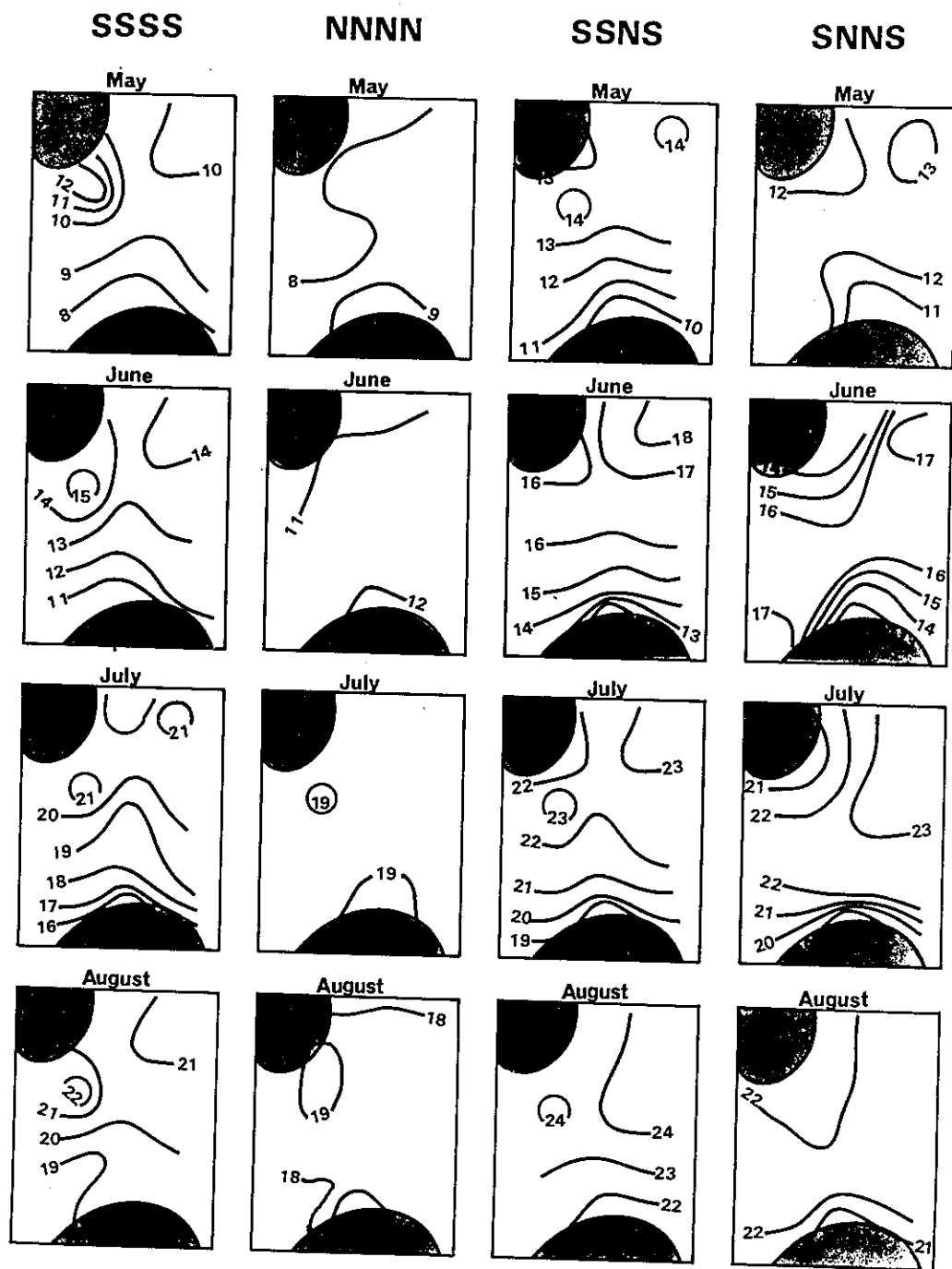


図-7 勇弘・石狩平野の風向と気温分布 (1978-1981年)

もなることがある。これに対し、日本海岸から流入するNNNNは、太平洋岸より日本海岸の方が低温であるが、低平地内の温度分布はほぼ均一で、兩岸の温度勾配は1～2℃と小さい。また、表-11に示すごとくSSSSとNNNNを比較すると、1980年7月、8月を除いて低平地内の平均気温は、北寄りの風であるNNN*の方が、南寄りの風であるSSS*より低く、オホーツク海が原因と考えられる南寄りの風は、特に低温ではない。冷害年であった1980年8月は、NNN*の風の時よりSSS*の風の時の方が勇払・石狩平野内の平均気温は低く、1980年冷害は、SSS*の風の低温のみに影響されたことがわかる。

表-11 勇払・石狩平野の気流系別気温

(石狩・札幌・恵庭・美唄・岩見沢・長沼・厚真・苫小牧の平均気温)

月 年	平 均 気 温			
	SSS*	NNN*	S*N*	N*S*
5 月	1978	1 0.9℃	1 0.3℃	1 2.9℃
	1979	1 0.7	9.8	1 2.0
	1980	1 1.5	9.1	1 2.6
	1981	9.2	8.4	1 2.4
6 月	1978	1 7.4	1 3.8	1 9.2
	1979	1 5.9	1 4.5	1 8.2
	1980	1 6.1	1 3.8	1 9.3
	1981	1 3.3	1 2.1	1 5.8
7 月	1978	2 1.7	2 1.4	2 4.6
	1979	1 8.3	1 6.5	2 0.6
	1980	1 7.7	1 8.7	2 0.8
	1981	1 9.4	1 8.4	2 1.8
8 月	1978	2 3.2	2 1.8	2 4.6
	1979	2 1.9	2 0.7	2 2.8
	1980	1 7.9	2 0.9	2 2.0
	1981	1 9.9	1 9.3	2 2.7
9 月	1978	1 8.9	1 7.1	1 9.6
	1979	1 7.4	1 3.3	1 8.0
	1980	1 5.8	1 3.0	1 8.9
	1981	1 5.6	1 2.2	1 8.6

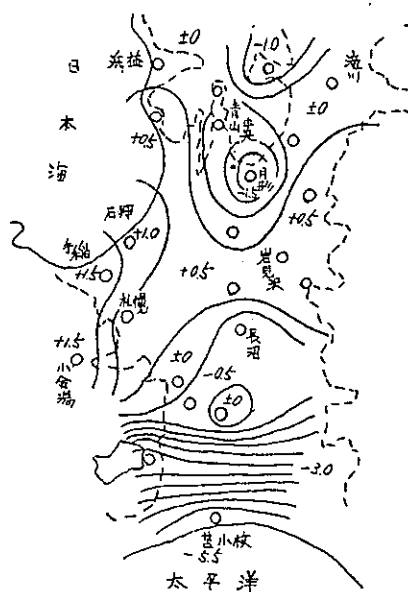


図-8 勇払・石狩平野に南寄りの風がある時の日照時間偏差(1966年6月・7月・8月)

日照時間について、南寄りの風であるSSS*と北寄りの風であるNNN*を比較すると、一般的にSSS*は5月に比較的日照時間が多く、7・8月に少なくなっている。また気流の流入地点である苫小牧・厚真ではSSS*の時は、両地点とも極端に日照時間数が少なく、特に苫小牧の7月の日照時間は、4年間平均で1時間当たり0.19時間しかない。これは移流霧による影響が主である。また、図-8に示すごとく、月形・青山など風下に山岳をひかえている地帯は、太平洋からの湿潤な気流によって、雲が発生しやすく、周囲に比べて日照時間が少ない。²⁰⁾

以上のように勇払・石狩平野における海洋性冷気流(やませ)の時の気象的特徴は、東北のそれと比較して、特に風が強かったり、気温が低かったりする特徴はない。

参 考 文 献

- 1) 中央气象台・海洋气象台編(昭和51年):日本の気象史料(2), P 739
- 2) 和達清夫監修(昭和52年):気象の事典, 東京堂, P 533
- 3) 和達清夫監修(昭和29年):気象の事典, 東京堂, P 471
- 4) 岡田武松(明治41年):気象学講話, 丸善株式会社, P 87 - 88
- 5) 岡田武松(昭和10年):気象学改稿・第二版下巻, 岩波書店, P 66
- 6) 卜蔵建治(昭和57年):風土の刻印ヤマセ社会, 東奥日報(昭和57年10月14日付)
- 7) 門脇関郎(昭和26年):山背風、東北地方の気候, 仙台管区气象台編, P 72 - 76
- 8) 卜蔵建治(昭和58年):『やませ』の語源, 印刷中
- 9) 農林水産省東北農業試験場編(昭和56年):東北地域における55年冷害の記録, P 7
- 10) 杉中誠一(昭和40年):オホーツク海高気圧の統計的調査, 研究時報 17, P 628 - 640
- 11) 浅井辰郎・西沢利栄(昭和34年):ヤマセ吹走時における気温日々変化の気圧配置等による解析, 資源科学研究所彙報50, P 3 - 10
- 12) 浅井辰郎・西沢利栄・羽田野孝通(昭和33年):ヤマセ雲の高層気象学的研究(A), 資源科学研究所彙報 46・47, P 40 - 48
- 13) 羽生寿郎(昭和31年):青森県における昭和29年夏期の山背風について, 農業気象 12-1, P 5 - 8
- 14) 木村吉郎(昭和26年):偏東風の地域的偏向について, 農業気象 7-1, P 27-29
- 15) 羽生寿郎・山田幸兵衛(昭和29年):農業気象からみた八戸の山背風(2), 農業気象 10-3・4, P 1-3
- 16) 堀口郁夫・松村伸二・谷宏(昭和58年), 海洋性冷氣流の農業地帯への影響-(2)冷害時(1980年)における勇払・石狩平野の気象の特徴一, 農業気象 38-4, P 389 - 394
- 17) 田代茂夫(昭和56年):昭和55年冷害調査報告, 気象庁技術報告 100, P 12-13
- 18) 木村吉郎(昭和27年):風向別気温偏差について, 農業気象 8-1・2, P 19-22
- 19) 堀口郁夫・松村伸二・谷宏(昭和57年):海洋性冷氣流の農業地帯への影響-勇払・石狩平野の風向と気象の特徴一, 農業気象 38-3, P 287 - 293
- 20) 由田建勝(昭和45年):夏における石狩平野付近の日照時間分布, 北海道の農業気象 21, P 56-60
- 21) 羽生寿郎・山田幸兵衛(昭和28年):農業気象からみた八戸の山背風, 農業気象 9-2, P 5-8

解 説 (その2)

山地における降雪と積雪の分布

北海道大学低温科学研究所 山 田 知 充
降雪物理学部門

1 は じ め に

日本列島の日本海沿岸地方、特に、北海道・東北・北陸地方には、冬期に多量の雪が降る。一冬の降雪量は、例えば、北海道では年降水量の30%程度、北陸地方では50%にも達している。山地は平地よりも降雪期間が長いので、この割合はもっと大きい。従って、多雪地帯の後背山地には、降雪量の年降水量に占める割合が、降雨量よりも多い地域が広く存在している。これらの山地では、冬の降雪の方が夏の降雨よりも、水資源としてより重要なのである。

一冬中の雪は、雨と違ってただちに流出してしまうことはなく、積雪として山地に貯えられる。貯えられた莫大な水は、春の訪れと共に徐々に河川に流出し、3~4ヶ月にわたる安定した水源となる。山地の積雪を水源とする河川流域の人々にとって、山に降り積った積雪は、その生活を維持する水資源として重要な位置を占めているのである。

このような背景から、山地の積雪は積雪水文学の観点 — 山地河川流域の積雪の全水量を評価し、その河川流量への寄与を明らかにして、水資源としての有効利用を計ろうとする観点 — で調査・研究がなされてきた。この間の事情は石原(1956, 1982)に詳しい。そのため、研究対象はもっぱら冬の終りの、積雪が最大に達する時期の積雪に限られ、一冬にわたっての降雪や積雪については、その実態すら、大沼(1956)の先駆的な研究を除くと、ほとんど未知のまま残されてきた。最近になって、北大低温研の山地積雪研究グループは、山地の一冬にわたる降雪と積雪の組織的な調査を数年にわたって実施し、ようやくその実態がすこしづつわかってきたという段階にある(山田ら、1977, 1978, 1979; 水津ら、1978, 1979; Yamada et al., 1979; Yamada, 1981; 山田・若浜, 1982; 西村・山田, 1982)。

山地に雪が降り始めてから、春になって消え去るまで、山地の雪はどのような一生 — 堆積消耗過程 — をたどっているのだろうか

山地には平地に比べて、どれくらい多くの雪が積まっているのだろうか

降雪や積雪の分布の仕方には規則性があるのだろうか

降雪量あるいは積雪量は、山地ごとに、どのような違いがあるのだろうか

ここでは、これらの疑問に、主に北海道の山地で得られた結果をもとにして、ささやかな解答を試みることにする。

2 山地積雪の一生

山地の雪を取り扱う上で、山地の積雪地帯は大きく2つの地域に分けて考える必要がある。a) 積雪がづぎづぎに降り積る降雪の堆積によってのみ形成されており、いったん積った積雪が風などで移動することのない地域; b) 積雪が降雪と飛雪の堆積によって形成され、いったん積った積雪も風などで別

の場所に移動してしまうという現象が頻繁に起っている地域 — の2つである。a) の地域の積雪量は、そのまま降雪量を反映するが、b) の地域では、積雪量と降雪量の間に直接の関係はない。一般に、山地の樹林帯は「積雪の動かない地域」に、高山帯は「積雪の動く地域」に属しており（山田ら，1978）、前者の地域が山地の大部分の面積を占めている。

ここではまず、山地の大部分を占め、現象が単純な「積雪の動かない地域」の積雪の一生について述べることにする。

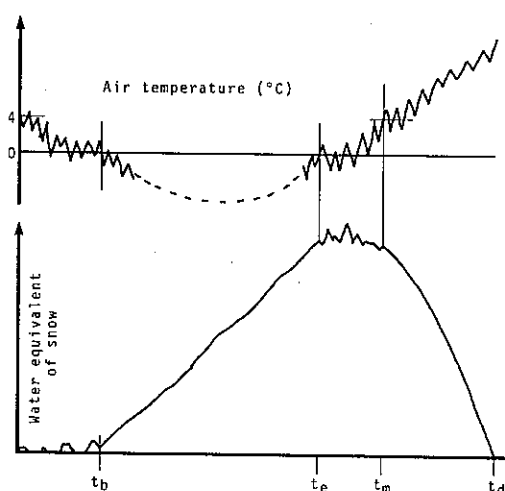
山地のある地点に、積雪が降り始めてから消え去るまでの、積雪の消長を考えてみよう。積雪の消長は、降水が雪として降るか雨として降るか、堆積している積雪が融解するかしらないか — によって決まる。従って、積雪の消長は、厳密には、多くの気象要素に依存している。しかし、木村（1977）や山田・若浜（1982）の観測によると、経験的には、気温に強く関係している。第1図は積雪と気温の関係を模式的に示したものである。

降水は、地上気温が 0°C 以下の場合、100% 雪として降り、気温の上昇と共に雨の確率が大きくなり、約 $+4^{\circ}\text{C}$ を越えると 100% 雨として降る。従って、初冬の、気温が 4°C から 0°C を上下する頃に初雪が降り、その後気温に応じて降雪・降雨・融雪が繰返され、その間に、積雪は根雪となる。気温が 0°C を継続する、図の t_b から t_e の期間、降水は降雪のみで融雪もないため、積雪は増加の一途をたどる。春になって、再び気温が 0°C から $+4^{\circ}\text{C}$ を上下する、図の t_e から t_m の期間、降雪と融雪が交互に生じ、積雪は増減を繰り返す。気温が $+4^{\circ}\text{C}$ を越える t_m 以後は、降雪はなくなり、融雪による積雪の急激な減少が始まり、 t_d に至って消雪する。 t_e から t_m の期間の積雪水量（積雪を水に換算した量）の変動巾は、この間の平均積雪水量に比べて、十分に小さい。従って、この期間の積雪水量はほぼ一定値を保っているとみなすことができる。この値はまた、その年の最大積雪水量（ $\approx$ 一冬の総降雪水量）でもある。

$t_b \sim t_e$ の期間は降雪期、 $t_e \sim t_m$ の期間は降雪融雪期、 $t_m \sim t_d$ の期間は融雪期と便宜上名付けられている（山田・若浜，1982）。北陸の平野部のように、冬期の気温が 0°C を上下している地方には、降雪融雪期と融雪期があるだけで、ここに示した意味での降雪期は欠落している。

第1図の t_b 、 t_e 、 t_m の時期と気温 T_a の関係は：

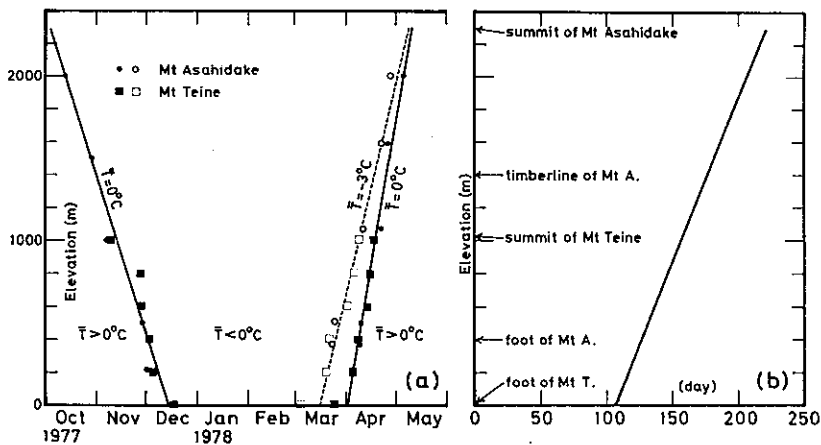
$$\left. \begin{array}{ll} T_a(t_b) = 0^{\circ}\text{C}; T_a(t_e) = 0^{\circ}\text{C}; T_a(t_m) = 4^{\circ}\text{C}, \\ T_a(t) < 0^{\circ}\text{C} & \text{ただし, } t_b < t < t_e \\ T_a(t) < 4^{\circ}\text{C} & \text{ただし, } t_e < t < t_m \end{array} \right\} (1)$$



第1図 一地点における積雪の消長と
気温の関係

と表わすことができる。実際の日々の気温は、変動が大きいため、初冬と初春の、気温が $0 \sim 4^{\circ}\text{C}$ にある期間の積雪水量変化は、やや複雑である。しかし、気温として、日平均気温の10日移動平均値を用いると、積雪の消長と気温には、(1)式に示したような関係があるのである。

山地の積雪は、あらゆる地点で、気温に対応して第1図のような時間変化をしている。山地は高度の高い地点ほど降雪期（第1図の $t_b \sim t_e$ の期間）が長い。高度が高くなるにつれて、どのていど降雪期は長くなるのであろうか。旭岳と手稲山の1977-78年冬期を例にとってみると、第2図のようになる。

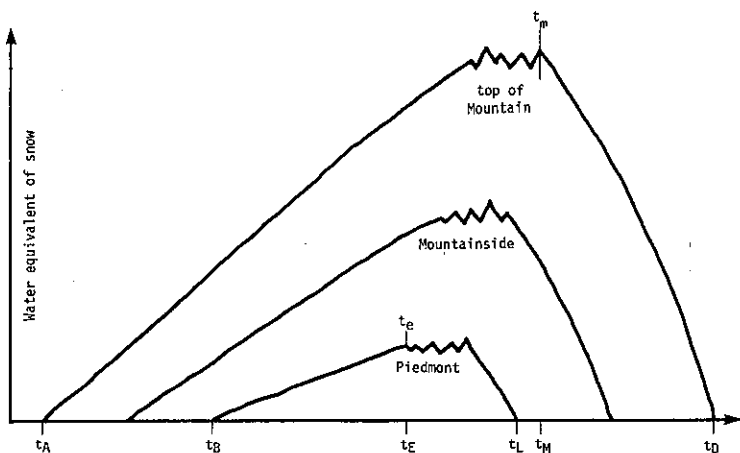


第2図 北海道の旭岳と手稲山における1977-78年冬期の降雪期間
a) 日平均気温が 0°C になる日の高度分布
b) 降雪期間の高度分布 (Yamada et al., 1979)

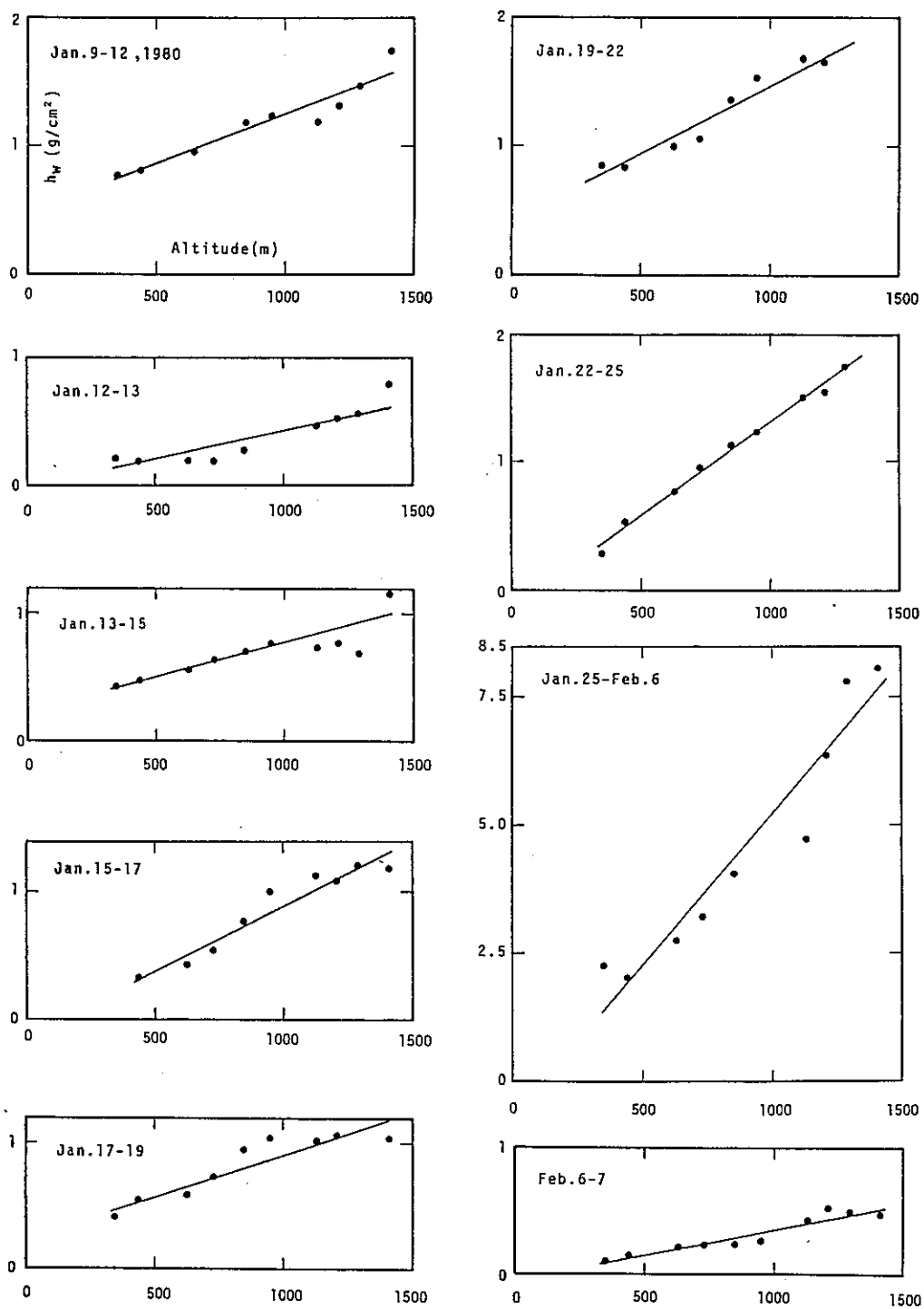
図によると、この年は、たまたま両山地の各高度で気温が 0°C になる時期が一致している。初冬の 0°C 線は1日30mの速度で山を下り、初春の 0°C 線は1日60mの速度で山を登っている。降雪期は、高度が100m高くなる毎に5日長くなり、山麓で3か月半~4か月間であったものが、高度1000mでは5か月間を越え、2000mでは7か月間にも及んでいる。

水津ら(1978)が手稲山で、山田・若浜(1982)が旭岳で観測した山地積雪の堆積消耗過程を参考にする、山地積雪の一生は第3図のように模式化できる。この図では、各地点の t_b における積雪水量は最大積雪水量に比べてわずかなので、無視されている。

初冬、気温が下降するにつれて、山頂では図に示し



第3図 山地積雪の堆積消耗過程



第4図 a) 旭岳西斜面における降雪水量の高度分布 (山田・若浜、1982)

た t_A の時期から積雪が始まる。山麓が降雪期に入る t_B までの間、雪線は次第に斜面を下降し、 t_B 以後、山麓で降雪期が終る t_E までの間、斜面全域で積雪は増加の一途をたどる。 t_E から山頂が融雪期に入る t_M までの間は、斜面上のいずれかの地点が降雪融雪期にあり、斜面上部で堆積が、下部で消耗が、それぞれ同時に進行する。 t_M 以後、斜面全域は融雪期に入る。山麓の消雪日 t_L から雪線は上昇を開始し、山頂の消雪日 t_D で、山地積雪は一生を終える。山田・若浜(1982)は、 $t_A \sim t_B$ の期間を雪線下降期、 $t_L \sim t_D$ を雪線上昇期、 $t_B \sim t_E$ を堆積期、 $t_E \sim t_M$ を過渡期、 $t_M \sim t_D$ を消耗期と名付けている。

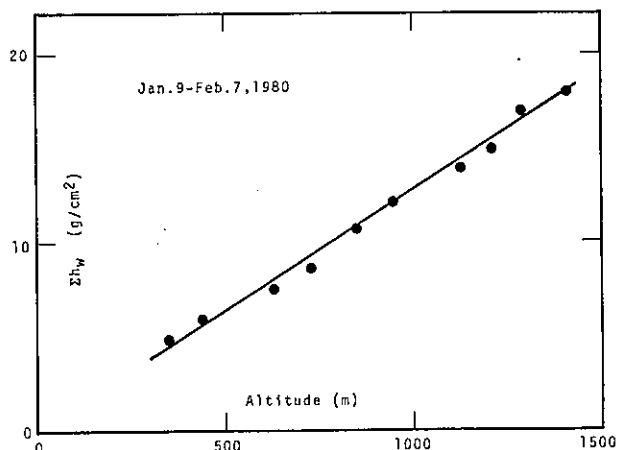
高山帯のような「積雪が動く地域」では、積雪の消長が、降雪と融雪による以外に、風による削剝や飛雪の再堆積に、より大きく依存している。そのため、積雪の消長や分布は、上に述べた「積雪の動かない地域」のそれと異なっている。一般に、積雪は凸地形の風下側や凹地形に大量に吹きだまる。地形の凸部では、風の吹き払い効果で堆積し難く、たとえ堆積しても風で削剝され、積雪が積らない場合すらある。このように、積雪は地形と風の卓越風向に規定された複雑な堆積消耗過程と分布を呈している。積雪の堆積は、巨視的には、地形を平滑化する方向に進行している — と説明できる(山田ら、1978)。

高山帯には、雪が夏の遅くまで残り、越年する場合すらある。雪溪とか雪田と呼ばれているものがこれである。これらは常に雪の吹きだまる地形、あるいは雪崩の集積する地形に存在している。雪溪から氷河への移行、氷河の発生・発達を考える時、このような地形による雪の集積効果は非常に重要である。しかし、これは別の議論にゆずるとして、ここでは「積雪の動かない地域」の雪の話を続けよう。

3 降 雪 の 分 布

山地の降雪分布は、北海道の手稲山(水津ら、1978)や大雪山旭岳(山田ら、1978; 山田・若浜、1982)、本州の石川県の白山(Yamada, 1981)などで観測されている。その中でまとまった観測がなされている旭岳西斜面の降雪水量 h_w の高度分布を第4図a)に示す。

図の降雪水量は、かなりばらついてはいるけれども、ほぼ高度と共に直線的に増加しているとみなせる。降雪の継続と共にこのばらつきがどうなるかをみるために、図の各測点での個々の降雪水量を、1980年1月9日から2月7日までの約1か月間にわたって、全て加え合せてみる。その積算降雪水量 $\sum h_w$ は、第4図b)のように、高度 Z と直線関係にあり、点のばらつきは個々の降雪水量よりもはるかに小さくなっている。これらのことからある時期 t に降った山地の地形性降雪の水量 h_w は、平均的には、高度 Z の一次



第4図b) 第4図a)の各高度における積算降雪水量の高度分布(山田・若浜, 1982)

増加関数：

$$h_w(z, t) = a(t)z + b(t), \quad (2)$$

で近似できるような分布をなしていると云える。

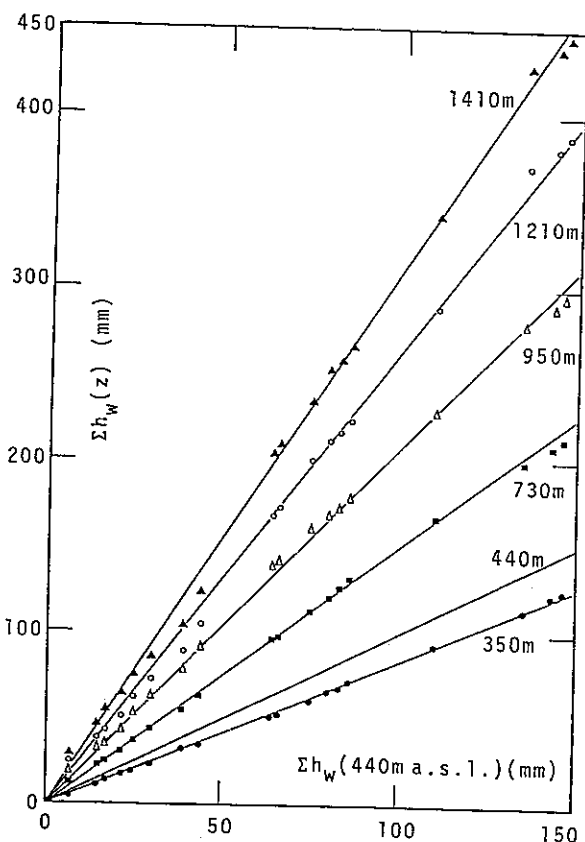
個々の降雪水量が(2)式で近似できるような高度分布をとっていることから、山地斜面の色々な高度における、ある期間の積算降雪水量の間には、簡単な関係のあることが期待される。事実、山田・若浜(1982)によると、その関係は第5図のようなものとなっている。この図は、各高度において、観測を開始した1月9日から各観測日までの積算降雪水量を順次求めて、ある任意高度 z_0 、例えば高度440 m地点での値と、他の高度 z の地点における値との関係をプロットしたものである。これら2つの値の間には、

$$\Sigma h_w(z) = \alpha \Sigma h_w(z_0), \quad (3)$$

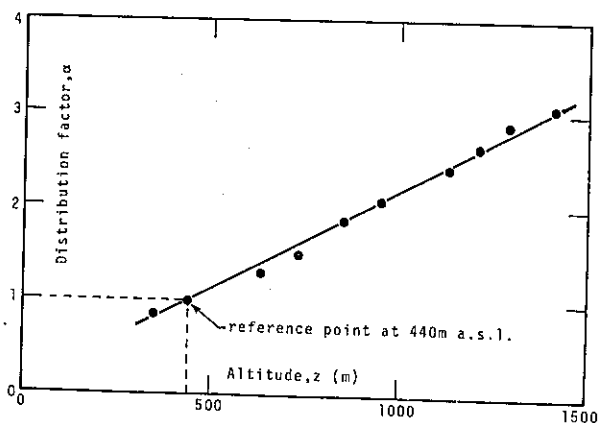
で表わされる比例関係が認められる。比例係数 α は、図を見るとわかるように、高度が高いほど大きい。そこで、 α と z の関係を見ると、第6図のように、 α も z の一次関数：

$$\alpha(z) = c(z - z_0) + 1, \quad (4)$$

となっている。この α を山田・若浜(1982)は降雪分布係数と名付けた。ここで注目すべきことは、個々の降雪分布は第4図a)のように降雪のたびに違っているにもかかわらず、 α は z のみの関数で、積算期間によらないことである。このことは、各高度での積雪水量の増加の割合が、堆



第5図 旭岳西斜面の堆積期(1980年1月～3月)における、高度440 m地点の積算降雪水量と、いろいろな高度地点のそれとの関係(山田・若浜, 1982)



第6図 降雪分布係数 α と高度 z の関係(山田・若浜, 1982)

積期を通して一定：

$$\sum_{t_1}^{t_2} h_w(t_1) : \sum_{t_1}^{t_2} h_w(t_2) : \dots \sum_{t_1}^{t_2} h_w(z_n) = \text{一定}, \quad (5)$$

ただし、 $t_b \leq t_1 < t_2 \leq t_e$.

であることを意味している。

個々の降雪水量の分布の様子は、降雪をもたらす総観気象の場の状態と何らかの関係があると考えられる。西村・山田(1982)は、旭岳西斜面の降雪水量分布についてこれを調べ、季節風による降雪の場合は、降雪水量の高度分布の傾きが大きく、低気圧による降雪の場合は小さいことを明らかにした。季節風の影響で降った降雪は、山麓より山間部に多く、低気圧性降雪は、高度によらず比較的一様に降るということである。

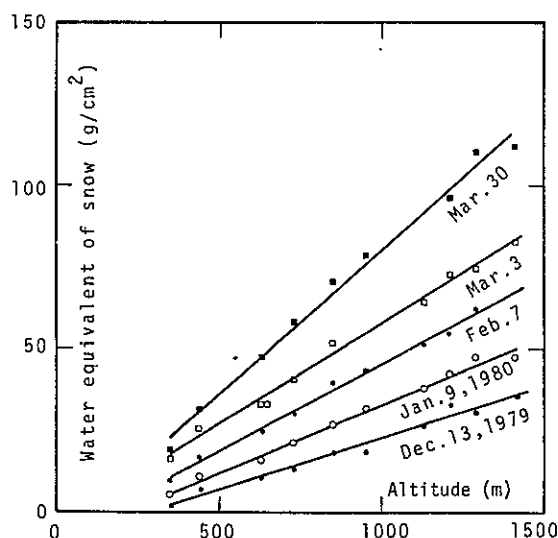
4 積雪の分布

山地の降雪分布には(2)、(3)、(4)式のような規則性があるが、一方で、積雪の開始・終了時期には、第2、3図に示したように、高度によって大きな違いがある。すなわち、山地各地点の積雪の消長を支配する気象要因(降雪と融雪)は、時期と高度によって違いがあるわけである。そのため、積雪の高度分布は、雪線下降期・堆積期・過渡期・消耗期のそれぞれの時期で異なると思われる。それにもかかわらず、第7図(堆積期)、第8図(過渡期・消耗期)に例として掲げたように、積雪水量 H_w の分布は、全期間を通して、

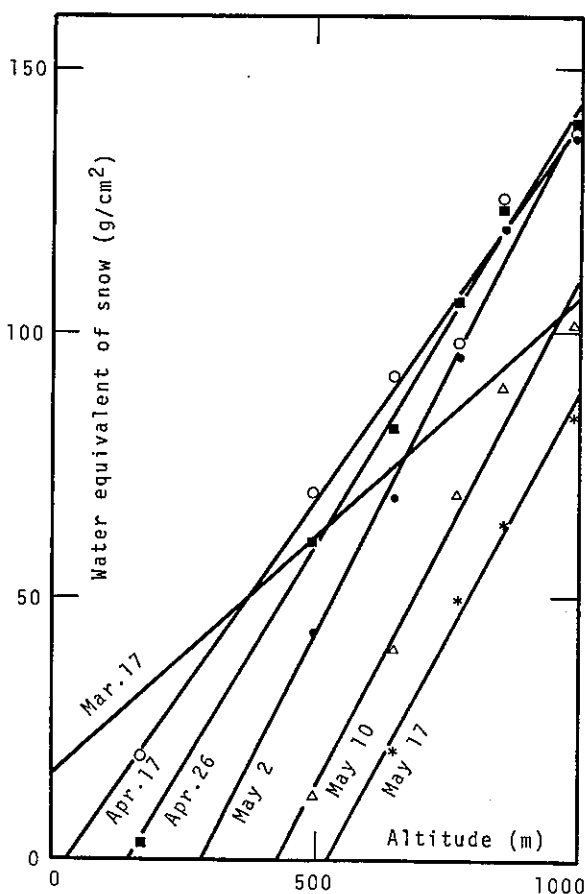
$$H_w(z, t) = a'(t)z + b'(t) \quad (6)$$

で表わされる高度 z の一次増加関数で近似できるような分布をとっている。

第7図は旭岳西斜面の堆積期の積雪水量高度分布である。積雪水量は、堆積期に入った直後の1979年12月13日に、すでに直線高度分布をとっている。その後は降雪分布の直線性(2式)が反映されて、直線分布を維持し、かつ時間と共に直線の傾きは急になっている。第8図は手稲山東斜面の過渡期と消耗期の積雪水量分布である。この年、手稲山は3月上旬に過渡期に入り、5月2日頃から消耗期に入った。図からわかるように、過渡期の間、斜面下方で



第7図 堆積期の積雪水量分布の例(旭岳西斜面)
(山田・若浜, 1982)



第8図 過渡期・消耗期の積雪水量分布の例（手稲山東斜面）（山田・若浜，1982）

融雪が進み、上方では未だ堆積が継続しているため、直線の傾きは時間と共に急激に大きくなっている。山頂付近（高度約1000 m）は4月17日頃から5月2日まで降雪融雪期（第1図 $t_e \sim t_m$ ）にあったので、この間、山頂付近の積雪水量はほぼ一定値を保っている。ここで、消耗期に入ってから、直線の傾きはほぼ一定 — 融雪量が高度によらず一定 — であることが注目される。これは北海道の他の山地でも見出し出されており（山田ら，1978；水津ら，1978）、山地積雪の消耗期における融雪の大きな特徴である。また、雪線下降期と過渡期にも、積雪水量が直線高度分布を示すということは、これらの時期の積雪の質量収支（＝降雪水量－融雪水量）も直線高度分布をとっていることを意味している。降雪水量に(2)式のような直線高度分布があることを考慮すると、これらの時期の融雪水量 M もまた、

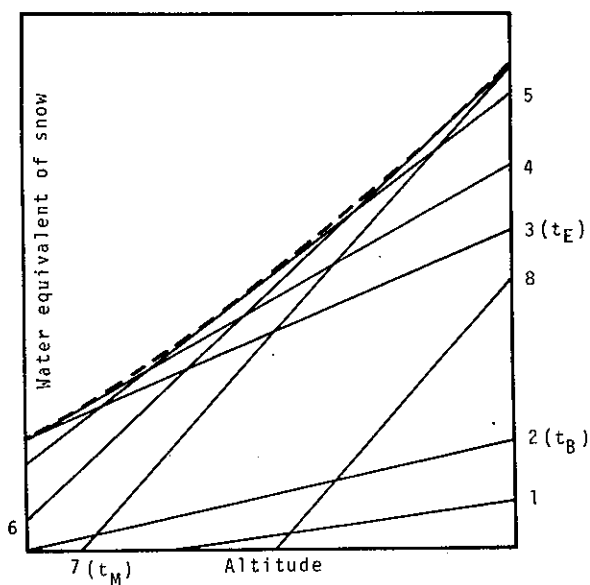
$$M(z, t) = a''(t) \cdot z + b''(t) \quad (7)$$

のような、高度 z の一次増加関数になっていると推論しないわけにはいかない。

積雪水量の高度分布は、これまでも道内の色々な山地で実施され、いずれも、第7図、第8図で示したのと同様の直線分布が得られている（菅谷，1949；千葉，1950；東・樋口，1952；樋口・板垣，1953；東ら，1956；孫野・織笠，1957；織笠ら，1960；山田ら，1977，1978，1979；山田・若松，1982；水津ら，1978，1979）。

積雪水量分布の時間変化を、第3図に示した積雪の堆積消耗過程に対応させると、第9図のようにまとめることができる。図の各直線に付した番号は時間順序を示している。

番号1の分布は雪線下降期の、2は第3図 t_B の、3は t_E の、7は t_M の時期の分布である。従って、2から3までの期間は堆積期の、3から7までは過渡期の、7以後は消耗期の積雪水量分布の時間変化を示している。3～4の期間と6～7の期間は、それぞれ山麓と山頂の降雪融雪期（第1図 $t_e \sim t_m$ ）で、それぞれの期間、山麓と山頂の積雪水量は一定値を保ち、この値は、その年の最大積雪水量である。直線分布の傾きは時間と共に大きくなり、過渡期の終り t_M に最大に達し、消耗期を通してこの最大の

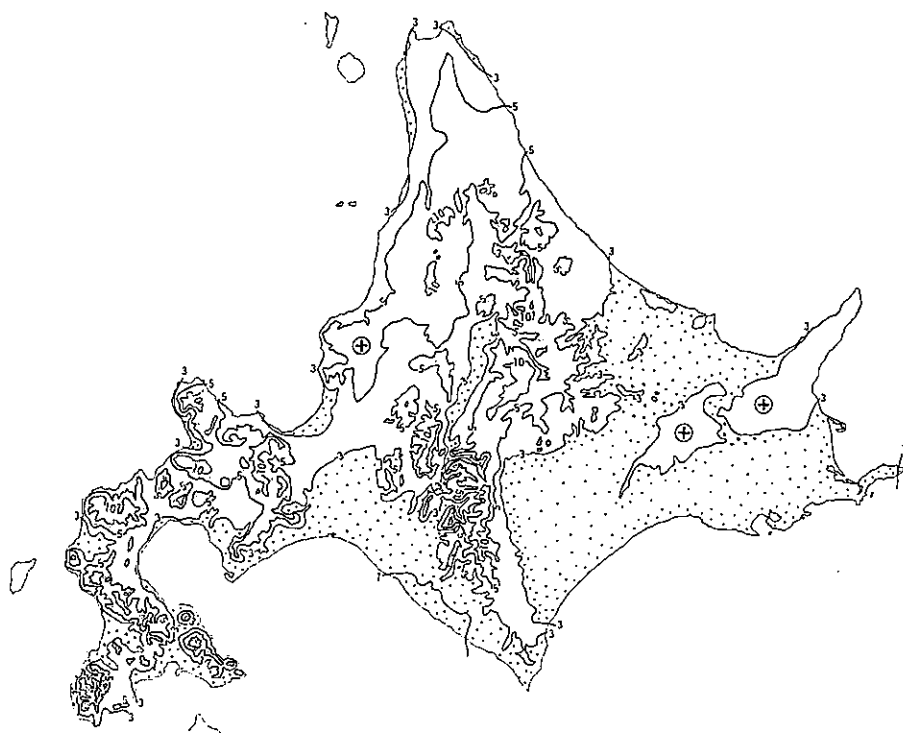


第9図 積雪水量分布の時間変化

傾きを保つ。従って、最大積雪水量の高度分布は、破線で示したような分布となる。

5 降雪量と山地の位置や斜面方位との関係

山地の降雪量やその分布が、山地のおかれている位置や山地斜面の方位とどのような関係にあるかを調べてみよう。そこで、山田（1982）が推定した、山地を含む北海道全域の、1978—79年冬期の総降雪水量の分布（第10図）を眺めることにする。第10図は降雪分布と積雪分布の規則性をもとにして、人工衛星画像から抽出された雪線情報と山麓の気象データとから推定されたものである。（ちなみに、この分布図から、1978—79年の冬



第10図 北海道の1978—79年冬期総降雪水量 — 最大積雪水量 — の分布（ $\times 100 \text{ mm}$ ）
（山田，1982）

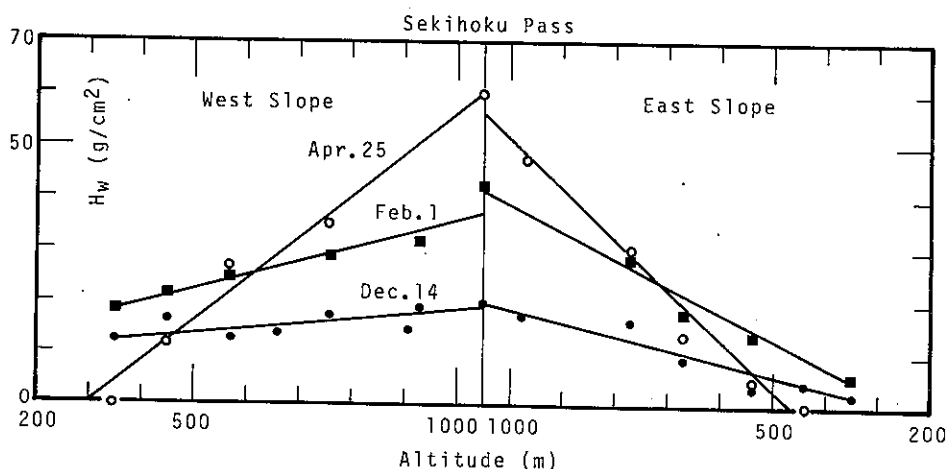
に北海道に降った雪の総量は330億トン；北海道の一冬の平均積雪水量は420mmと推定されている。）

図によると、降雪量の多い地域は、北見山地北部や日本海沿岸山地の天塩山地・暑寒別山地等で、総降雪水量500mmを越える広大な多雪地帯となっている。一方、富良野・上川盆地や石狩低地帯から日高地方、東部北海道は、300mm以下の少雪地帯となっている。この図だけでは良くわからないが、地形図と合せて同一高度の総降雪水量を比較すると、それは日本海沿岸山地の方が内陸部の山地に比べて、著しく多い。

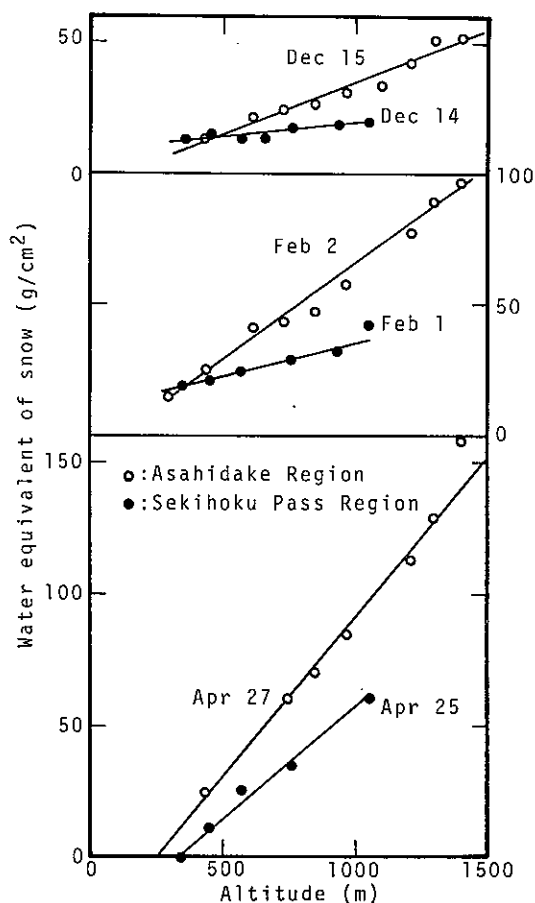
雪の源は海から蒸発した水蒸気である。水分を多量に含んだ海洋上大気は、陸上に上陸すると共に、水蒸気の供給が断ち切れ、降雪として水分は失われる一方となる。従って沿岸山地ほど降雪量は多く、内陸の山地ほど大気は乾燥化し、降雪量は減少する。また、山地の風下側の盆地や平野は、すでに風上側の山地で多量の水分を失い、かつ断熱圧縮によって乾燥化した大気にさらされるため、降雪量は急減する。第10図に示した降雪量の分布は、北海道の冬期降雪が北西季節風に大きく支配されていることを示し、まさに、上に述べた教科書通りの分布となっている。なお、北見山地北部は、その北西側に山地がなく、水分を含んだ大気が直接この山地にぶつかるため、日本海沿岸山地と同様の多雪地帯となっていることが注目される。

ある山地について考えると、水分を含んだ大気の侵入方向に面した斜面とその風下側斜面とで、降雪水量に大きな違いがある。例えば北海道の脊梁山脈をなす大雪山の、石北峠の東西両斜面の積雪水量分布を見ると、第11図のように、同一高度では、常に季節風の風上側の西斜面の方が、風下側の東斜面より積雪水量は多く、斜面下部ほどその差は大きい。このような脊梁山脈の東西両斜面の積雪水量の違いは、北見峠、狩勝峠、日勝峠などでも認められている（Yamada, 1981）。

2つの斜面があって、海岸からの距離や斜面方位がたとえ同じであっても、一方の斜面の風上側に季節風を遮断するような高い山地があると、その斜面の降雪量は、季節風に直接面している他方の斜面よりも、著しく少なくなる。第12図はその例で、季節風に直面している旭岳西斜面と、風上側に2000mを



第11図 大雪山の石北峠の東西斜面における積雪水量分布（山田ら，1979）



第12図 旭岳西斜面と石北峠西斜面における同一時期の積雪水量分布の比較（山田ら，1979）

6 む す び

以上述べてきたように、現象論的には、山地の降雪や積雪の実態に関する多くの知見が得られている。しかし、冬期の地形性降雪の機構や諸物理過程については、未だ全くと云ってよいほど、研究が進んでいない。山地には気象管署がほとんどなく、組織的な気象資料が得られていないことや、平地に比べるとはるかに観測が困難なこと、山地の豪雪は災害に結びつくことは少なく、山地の豪雨ほど注目を引かないこと、気象研究者の数が、降雪地帯では降雨地帯に比べて、圧倒的に少ないこと（1982年の気象学会員についてみると、全会員の12.4%）など — 色々な理由によるものと考えられる。

山地の地形性降雪の研究は、大気の強制上昇という過程が入っているために、降雪に伴う様々の物理現象が、メソスケールで短時間に急激に起っているという点で、降雪機構の本質にせまり易いという利点があるであろう。降雪の地形効果に関する研究は、今後に残された気象学の大きなフロンティアである。

越す山地（大雪山）がある石北峠西斜面の積雪水量を、同一時期について比較したものである。山ろくでの積雪水量にはほとんど差はないが、高度が高くなるほどその差は大きい。しかも両斜面の積雪水量の違いは時間と共に大きくなっている。一方、山田ら（1978）や水津ら（1978）によると、同一斜面の隣接する尾根と谷の積雪水量は、同一高度で同じ値を示していた。降雪は小地形に影響を受けることなく一様に堆積しているといえよう。

文 献

- 千葉豪 (1950) : 実用的方法に依る大雪山の積雪水量調査, 水害の総合的研究, 2, 北海道土木部河川課・北海道土木部土地改良課・財団法人農業物理研究所刊, 125 - 136
- 東晃・樋口敬二 (1952) : 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査, 北大地球物理学報告, 2, 1 - 13
- 東晃・樋口敬二・板垣和彦 (1956) : 然別沼流域の積雪水量調査, 北大地球物理学報告, 4, 65 - 79
- 樋口敬二・板垣和彦 (1953) : 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査 (Ⅱ), 北大地球物理学報告, 3, 51 - 62
- 石原健二 (1956) : 日本における雪量調査, 電力気象連絡会彙報, 第2輯, Vol. 2, No. 1, 69 - 84
- 石原健二 (1982) : 衛星資料の利用, 積雪水文学への利用, 気象研究ノート, 145, 279 - 306
- 木村忠志 (1977) : Pressure Pillow による積雪相当水量の観測, 雪氷, 39, 125 - 131
- 孫野長治・織笠桂太郎 (1957) : 然別湖流域の水文学的研究, 北大地球物理学報告, 5, 45 - 65
- 西村嘉晃・山田知充 (1983) : 山地斜面における降雪分布の規則性について, 環境科学 (北海道大学), 5 (2), 印刷中
- 大沼匡之 (1956) : 山地積雪に関する研究, 農業総合研究所, 雪の研究, 4, 1 - 24
- 織笠桂太郎・孫野長治・菊地勝弘・高橋劭・中村勉 (1960) : 統然別湖流域の水文学的研究, 北大地球物理学報告, 7, 1 - 16
- 菅谷重二 (1949) : 大雪山積雪水量及び流量調査, 経済安定本部資源委員会・北海道土木部刊, 1 - 42
- 水津重雄・山田知充・若浜五郎 (1978) : 手稲山における積雪の堆積と雪質の変化, 低温科学, 物理篇, 37, 47 - 54
- 水津重雄・山田知充・若浜五郎 (1979) : 手稲山の積雪特性と熱収支, 昭和54年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, 206
- 山田知充・小林俊一・古川義純・松田益義 (1977) : 羊蹄山の積雪水量調査, 昭和52年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, 247
- 山田知充・西村寛・水津重雄・若浜五郎 (1978) : 大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積・融雪過程, 低温科学, 物理篇, 37, 1 - 12
- 山田知充・西村寛・水津重雄・若浜五郎 (1979) : 大雪山の積雪水量分布, 低温科学, 物理篇, 38, 63 - 71
- Yamada, Tomomi, S. Suizu, H. Nishimura and G. Wakahama (1979) : Relationships between snow distribution and climate in mountain areas. Sea Level, Ice and Climatic Change. publ. no. 131, 109 - 118
- Yamada, Tomomi (1981) : Studies on accumulation - ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido. Thesis for a doctorate, Hokkaido Univ. PP 38.

山田知充・若浜五郎（1982）：北海道の山岳地帯における積雪分布特性，昭和54--56年度北海道大学特定研究経費研究成果報告書，29-41

山田知充（1982）：山岳地帯を含む北海道の1979-80年冬期における総降雪水量の分布，昭和54-56年度北海道大学特定研究経費研究成果報告書，43-54

Ⅱ 昭和57年度支部研究発表要旨

日 時 昭和58年3月15日(火) 13時～17時

会 場 北海道大学 理学部3号館(地球物理) 401講義室

1. 北日本の海況と気象(第2報) 函館海洋気象台 ○西山 勝 暢……27
稲 川 勝
2. オホーツク海の流水最大面積と夏の海水温・気温の関係 札幌管区気象台 大 川 隆……29
3. 沿岸滑昇霧の発生について 気 象 協 会 孫 野 長 治……31
4. 加熱蒸散による霧および雲水量の連続自動測定法と観測例 北大低温研 ○小 西 啓 之……33
遠 藤 辰 雄
藤 吉 康 志
入 川 真 理
若 浜 五 郎
5. 相対密度による低気圧の発生・発達についての考察 清 水 高 校 関 矢 忠 夫……35
6. 大気中の粒子状炭素濃度の測定 北大工学部 ○太 田 幸 雄……37
大喜多 敏 一
7. アメダスデータによる夏の勇払・石狩平野の気象の解析 北大農学部 ○堀 口 郁 夫……39
松 村 伸 二
谷 宏
8. 寒冷地におけるソーダによる冷却過程の観測 北大理学部 ○谷 口 恭……41
菊 地 勝 弘
播磨屋 敏 生
真 木 雅 之
北大環境 平 松 親
9. 盆地における冷却過程 北大理学部 ○真 木 雅 之……43
播磨屋 敏 生
菊 地 勝 弘
谷 口 恭
北大環境 平 松 親

1. 北日本の海況と気象(オズ報)

函館海洋気象台 西山勝暢・稲川勝

1 はじめに

函館海洋気象台では3月と5月の末に、東日本海区の夏の海面水温を予報している。このため三陸沖やオホーツク海の海洋観測を行っている。予報するにあたって、①、梅雨期におけるオホーツク海高気圧の発達や、②、親潮の変動を考慮している。親潮には三陸近海を著しく南下する変動がみられるが、この源はオホーツク海であるといわれている。一方オホーツク海高気圧の発達はオホーツク海の海水温が効いているともいわれている。昨年、この念でスケールは小さいが、三陸沖とオホーツク海を結んだテレコネクションが考えられることを発表した。今回は三陸近海の親潮の変動とオホーツク海の海水及び三陸沖の海面水温の関係について述べてみる。

2 親潮の変動

前回、親潮が三陸近海を著しく南下する現象が、最冬のときにみられることを報告した。1963, 1974, 1978, 1981年がこれにあたる。またこれとは別に1979年には、黒潮が三陸沖を著しく北偏した。これらの年の2年後の1965, 1976, 1980, 1981年の三陸沖の夏の海面水温は著しく低かった。

表1は冬の親潮の強さと三陸沖の夏の海面水温の様子をまとめたものである。夏季水温は36°-41°N, 142°-147°Eの夏の平均海面水温偏差が、やや高(低)いが+1(-1), かなり高(低)いが+2(-2), 甚だ低いが-3で示してある。親潮の強さとして道南沖の41°30'N線上における①2°C以下の親潮中冷水の断面積, ②600db(約600m深)基準の地衡流量, ③144°Eにおける400m深までの平均水温を、親潮が強いと考えらる方をプラスにとり、大きさを「やや」を「1」、「かなり」を「2」、「甚だ」を「3」で示し、これらの合計値を右端に表した。これによると夏の海面水温が高くなるのは右端の合計値が-1〜+1のときで、親潮が平年並(稀か)なときにみられることになる。

第1表

年	夏季水温	2℃以下断面積	南下流量	400m平均水温	合計値
1961	+1	+3	+1	+2	+6
1962	+1	+1			+1
1963		+1		+1	+2
1964			+2		+2
1965	-2	-1	+1		0
1966				+1	+1
1967	+2				0
1968	+1				0
1969				+1	+1
1970					0
1971	-1	-1	-1		-2
1972		-1		-1	-2
1973	+1	-1			-1
1974		+1	+2	+1	+4
1975	+1		+1	-1	0
1976	-2	-1	-2	-1	-4
1977		+1	+1	+1	+3
1978	+1	+1	-1		0
1979	+1				0
1980	-3	-1	-1	-3	-5
1981	-3	+1	-1		0
1982		+1	+1		+2
1983	?				0

3 オホーツク海の海水

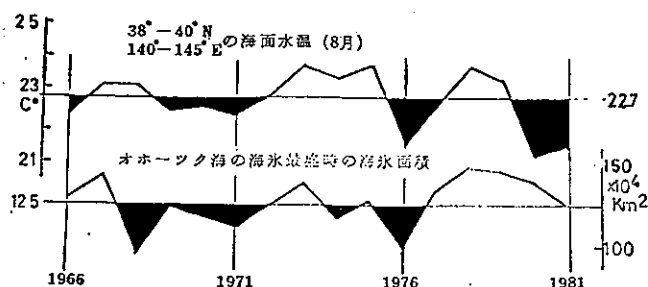
オホーツク海に三陸沖 $38^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}-145^{\circ}\text{E}$ の8月の海面水温とオホーツク海の海水最盛時の海水域面積を示した。冬のオホーツク海の海水域面積が大きければ、夏の三陸沖の海面水温が高くなる傾向がある(赤川, 1980)。オホーツク海の海水生成は海水の塩分量が大きく効いている。1976~78年に行われた科学技術庁の特調査による、オホーツク海の観測では、1976年の海面や表層の塩分ははかり大きいようである。また冬のオホーツク海中央部1月~3月の平均気温偏差 1°C にほぼ約6%の海水域面積の増減になること。海水生産量はその年の5月後半の表層水や中層冷水の高低と相関があつて、海水生産量の10%の多寡は表層水 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ の低高に相当し、この量は海水域面積の約6%に当ると報告されている。しかし、この水温の持続性は夏までは及ばないことを示唆している。

4. オホーツク海高気圧

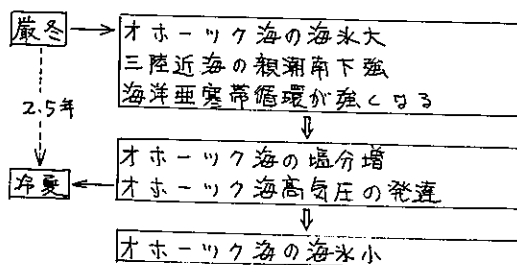
2で述べた1965, 1976, 1980, 1981年などは梅雨期にオホーツク海高気圧が発達し、年である。オホーツク海高気圧の発達は大川(1973)によると、オホーツク海上空では高気圧が発達する収束が起るような気圧配置をまずあげ、海面水温によるシールド効果も次々あげている。

厳冬といわれている1963, 1974, 1978年は冬の親潮は、三陸近海を著しく南へ張り出しているが、このことは亜寒帯循環が弱まり、オホーツク海には北千島で高塩分水が多量に流入したものと考えらる。このため比較的塩分が多くなったオホーツク海では、海水生成量が少なくなつてばかりでなく、冬の鉛直混合層が発達して、この混合層の発達がおホーツク海の低水温を夏まで持続させると考えてみる。

オ1図



オ2図



2. オホーツク海の流氷面積最大値と夏の海水温・気温の関係

大川 隆 (札幌管区気象台)

1. まえがき

標記の関係については、赤川は流氷面積が大きい年は北日本暑夏年に対応すること指摘し、西山も流氷面積と夏の三陸沖水温の間に+0.51の相関を得ている。今回、筆者は、その正の高相関を崩す年は、北太平洋でレジュナルな海水温異常が起っている年であり、これらの異常年を除くと、「流氷面積と夏の三陸沖水温の相関は+0.8以上となる」とことを見出した。

2. 広域海水温異常年

図1は各年のオホーツク海の流氷面積最大値(PIA)と8月の三陸沖水温(S-SST)との間の相関分散図である。これによると、兩者の間の正相関が大きい年が4年あり、これを黒丸で示してある。この4年について先ず検討する。1968年は北太平洋海域で5月～6月の頃海水温の広域異常高温が出現した年であり、特に6月にその傾向が著しかった。一方、1979, 80, 81年は逆に4月～6月北太平洋海域で広く低水温域が出現している。図3に、この3年うちの典型として1980年6月の海面水温年偏差図を上段に示した。中段には広域海水温異常が無かった最近年として1982年6月の場合を、下段には低水温年(S-SST)ではあるが、黒丸の年とは明らかに区別される年例として1976年を示した。以上の考察から、図1に黒丸で示した4年はレジュナル・スケール以上の広域海況異常があった年であることが分かった。

3. 流氷面積最大値と海水温の対応

流氷面積と三陸沖水温の関係というローカル・スケールの問題を論ずる際には、この黒丸の4年を除いて考えた方がより目的にかなうレジメンテーションが得られよう。図1の白丸の13年について相関係数を求めると、+0.827と著しく高くなった。図2に示す、Nの各海域また他の月では、この相関と係がどのようになっているかを見たい。各欄の上限の数値は1966～82の全資料によるもので、下段のそれは海水温異常な年を除いて計算したものである。4月の海域、N域の負相関は、流氷が多い年はウルツ湾沖、根室沖への流氷や融氷水が流出が多く、低水温となることを示している。6月～9月の夏季は正相関に轉じよが、その数値は下段の方が著しく大きくなっている。特にS域で7月、8月に+0.8以上となっており、「海水温広域異常年を除く」では、流氷面積が大きいと盛

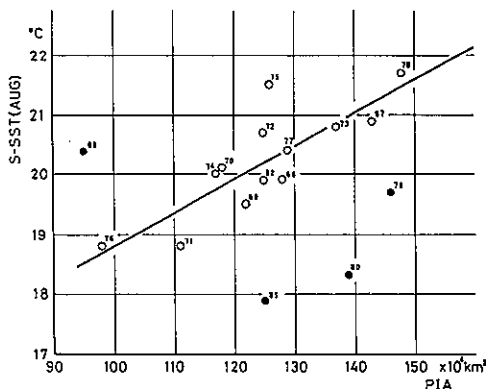


図1. 流氷面積最大値(PIA)と8月三陸沖水温(S-SST)の相関分散図

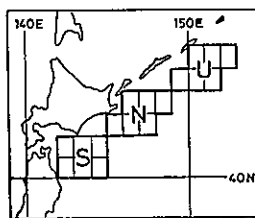


図2. 海水温設定域

表1 各年の流氷面積最大値と各域SSTの間の相関 (1966～82)

(上段: 含 海水温異常年, $n=15\sim17$)

(下段: 除 海水温異常4年, $n=11\sim13$)

	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
U-SST	-0.375 -0.289	-0.415 -0.038	-0.204 0.468	-0.051 0.504	0.139 0.558	0.290 0.526	0.152 0.429
N-SST	-0.312 -0.335	-0.038 0.360	-0.017 0.426	0.203 0.700	0.206 0.646	0.531 0.721	0.434 0.427
S-SST	0.121 0.036	0.160 0.401	0.149 0.066	0.213 0.801	0.299 0.827	0.400 0.359	0.406 0.140

表2. 三陸沖水温と気温の相関

		S-SST						
		APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
n(yrs)		17	20	17	16	20	17	15
T _{II}	APR	0.279	0.217	-0.003	0.035	0.373	0.462	-0.143
	MAY	0.033	0.568	0.656	0.390	0.464	0.721	0.177
	JUN	0.089	0.192	0.562	0.391	0.405	0.530	0.405
	JUL	-0.155	0.186	0.005	0.570	0.562	0.214	-0.201
	AUG	-0.010	0.218	0.068	0.570	0.751	0.588	0.182
	SEP	0.065	0.088	0.307	0.285	0.714	0.806	0.574
	OCT	0.024	-0.021	0.396	-0.172	0.065	0.476	0.852

夏季の三陸沖水温は高温となる」と明言出来る。すなわち、塩分濃度の小さい融氷水が6月から8月と三陸沖で滞留するに及んで、日射により強く昇温させられることと示しているものとみられる。

4. 三陸沖水温と北日本気温

表2は三陸沖水温と北日本11地点平均気温 T_{11} の間の4月～9月の相関係数を表示したものである。11地点とは寿都、札幌、室蘭、苫小牧、洞河、森、函館、青森、毛、八戸、宮古である。

表の左上から右下にかけての斜線幅は同時相関を示している。秋に向うに従って良くなっており、特に9月、10月は+0.8以上の高相関となっている。この原因について筆者は次のように考える。

大気の半球環流の季節推移よりみると、秋には10月半ばすぎまで亜熱帯ジェット流はヒマラヤ山系の北側を流れており、一帯、高緯度地帯は太陽高度の低下による冷却により固極寒冷うずが発達する。このため秋季は帯状流が卓越し、日本付近の気圧配置は、年による大きな差異はみられない。反的に、春から初夏にかけては、日射による高緯度大気の暖化に伴って子午線流が卓越し、地上気圧配置の年による差異も著しく大きくなる。すなわち、春から初夏は、海水温よりも大気環流の年による差が気温に大きく規制しており、秋には大気環流の年による差が小さくなり、それだけ水温が気温に影響を及ぼしやすくなるわけである。

表2によくと、7月、8月の水温はそれぞれ1ヵ月おきの8月、9月の気温に正の高相関を有している。すなわち、表1を合せて考えると、流氷面積の大小が8月、9月の気温に影響することを暗示している。半沢、PEAと8月の T_{11} の間には+0.758の高相関が得られている。

5. あとがき

図3にみるような初夏の暖う広域海水温異常は、盛夏季の三陸沖水温よりも北日本気温に強く影響を及ぼすことが分かった。大気の順圧性に起因する周期として12月程度のものがゾーナル・インデックスの変動の中に見出されることになり、しかし、これより長期の不気安定性は、大気に対する外力すなわち下層境界からの顕熱、潜熱、表面すそ、大気上層での放射収支の変化などにより規制されるものであるということと図1、図3は潜在的に示しているものである。季節予想に際して利用されるラグ相関現象も、つまるところは地表や海水面に伝搬される熱量が決める気圧配置を生み、その気圧配置はまた新たな大気の境界値を形成する結果として理解される。気候変動によって海況が変わると、いかに有効なラグ相関も崩れるわけである。熱的境界因子として、海水温が最も重要であることと筆者は主張したい。

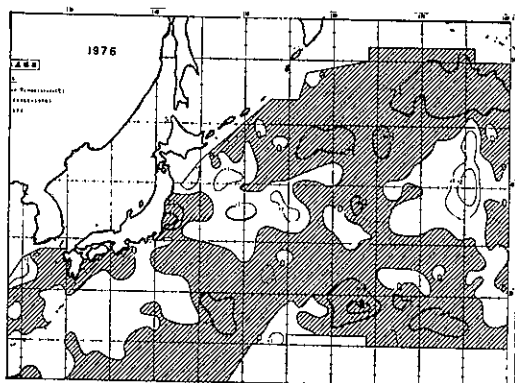
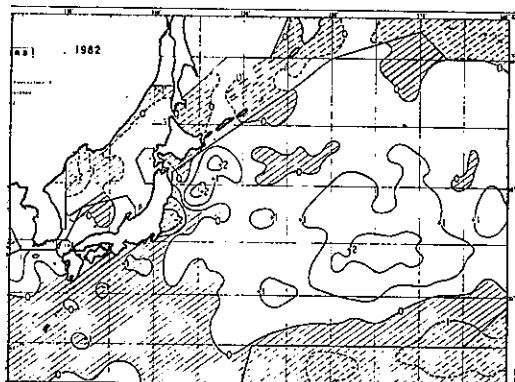
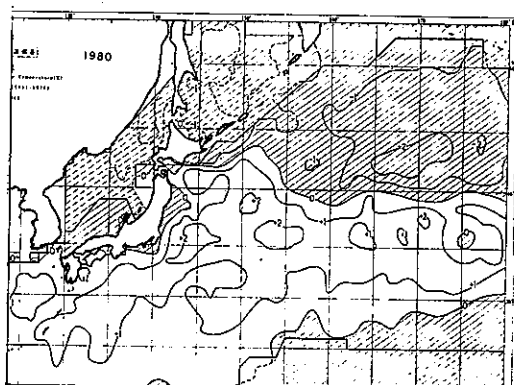


図3. 6月の海面水温年々偏差

上: 1980年, 中: 1982年, 下: 1976年

3.

沿岸滑昇海霧について

孫野長治 (気象協会北海道支部)

道東の海霧は沖合よりも沿岸に近づくにしたがい濃くなることが多いと云われている。1981年の釧路における海霧の特別観測で、上記の発生機構を暗示するような海霧の写真が撮られたので、当時の気象資料と照合して解析した結果を報告したい。

1978年5月16日の気象衛星の雲写真は、北海道南方洋上を掩う高気圧にともなう典型的な海霧の分布を示しているが、よく見ると海霧は平野や河沿いの低地をえらんで内陸に浸入していることがわかる。またこの日の場合は沖合の海霧の中心域よりも沿岸の方の霧の濃いことが注意を引く。この海霧の分布が寒流の分布域と大体一致するので、沿岸の濃霧はよく云われているように冷い海水面により冷却されて発生したものと考えよう。

やや小さなスケールでは釧路市のカメラマン伊東俊明氏が1981年7月に撮影した釧路の沿岸海霧の航空写真 (Fig. 1) が興味深い。すなわち海霧は沿岸鞍料で一樣に発達しているが、内陸に浸入する際には低地をせき止めて沿岸の台地をえらんでいるように見える。このことは先に述べた一般の海霧の移流とは全く異なる機構が加わっていることを思わせるものである。

1981年7月17日10時ごろまで釧路の沿岸に霧頂100mばかりの海霧が押しよせたが、一旦晴れた後も依然として Fig. 2に見られるように太平洋炭礦の海拔70～100mのボタ山の麓部を超えて海霧が浸入した。これは大気が南よりの風によってボタ山を滑昇する際に断熱冷却して霧が新に発生したものと推察されたので、下記のようにその発生機構の解析を試みた。

Fig. 3はボタ山の西方約1000mの海拔高度約30mの沿岸台地、紫雲台に設けた観測所の気温 T_a および露点 T_d の記録 (気象研究所による) である。大気の湿度はかなり高いが、未だ飽和していないことが判る。また図中の水平破線は沿岸滑昇霧の観測された大体の時間帯を示すが、この時には気温・露点とも3℃ほど上昇している。図の上方に当時の観測所における風向および風速を示してあるが、風向はほぼSSE～SEに一定しており、風速は4～5 m/sであった。しかし滑昇霧の時間帯では2～3 m/sに减小した。ボタ山は海岸線に平行でESE方向に伸びているので、滑昇霧の時間帯では南よりの風がボタ山の山脈に斜に2～4 m/sの速度で吹き寄せたことになる。ボタ山の斜面の仰角を30°とすれば毎秒0.5～1 mの上昇速度に相当する。この勾の沿岸海面水温は10℃であった。



Fig. 1 釧路沿岸台地の滑昇霧 (矢印)

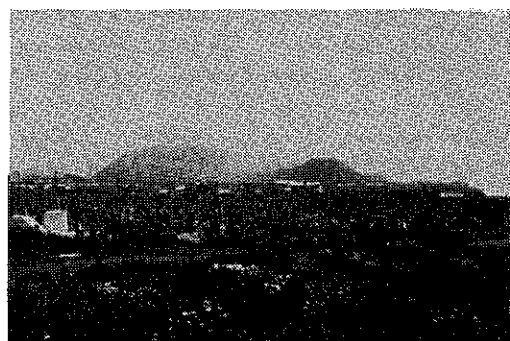


Fig. 2 ボタ山をこえて浸入する滑昇霧

そこで観測点の高度からの持ち上げ凝結高度を計算してみた。正確な撮影時刻はわからないので滑昇霧の時間帯で30分おきに計算した結果はFig. 4の白丸破線の如くである。予期に反しボタ山の高度(図の右下方)では未だ凝結しないことがわかる。

向題にしている霧は沿岸海霧であるから、その霧粒は海塩核を芯にして発生したものと考えられる。同時期に釧路の西港で測った土木試験所の管内の測定結果によれば霧水の Cl^- の濃度は 150 mg/l でかなり海塩度が高い。また黒岩(1953)が道東の沿岸で観測した海霧の海塩核の直径は $1 \sim 2 \mu\text{m}$ 、重量にして $10^{-11} \sim 10^{-12} \text{ g}$ 程度であった。この程度の海塩核ならば相対湿度95%前後で凝結を開始する筈である。(Mason, 1974) そこで95%で凝結が始まるものとして持ち上げ高度を計算するとFig. 4の黒丸実線のようになる。滑昇霧の時間帯の $11400 \text{ m} \sim 11730 \text{ m}$ ではボタ山程度の上昇で霧の発生する可能性が充分あることが判るであろう。

沿岸数科へ数十科のスケールでは近海の低水湿域が沿岸霧発生の主因であろう。しかし更にスケールの小さい海岸すくすくでは地形によっては滑昇霧の発生機構もつけ加わらるものと推察される。とくに湿度が飽和に近くまた逆転が低い場合には沿岸台地だけに霧がみられようということになるであろう。

文献

Kuroiwa, D., 1953: Electron-Micro-scope study of Atmospheric condensation nuclei. Studies on Fogs. Inst. Low Temperature Science, Tanne Trading Co., Ltd., Sapporo. 349-382.

Mason, B. J., 1974: The Physics of Clouds. Clarendon Press, Oxford. 671 pp.

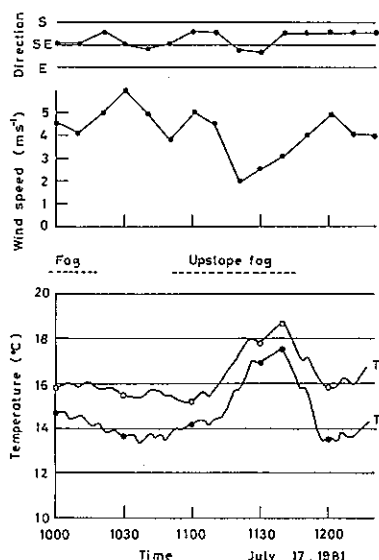


Fig. 3 滑昇霧発生前後の気温・露点・風向・風速

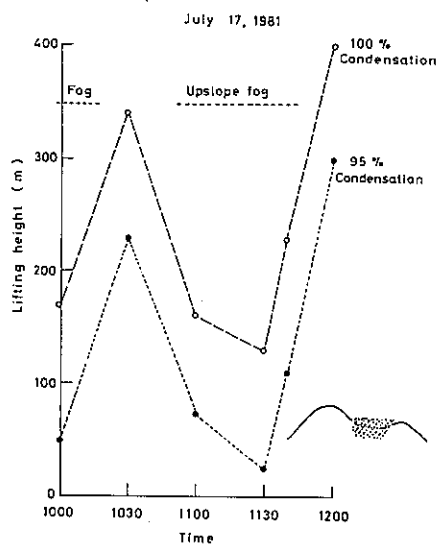


Fig. 4 滑昇霧発生前後の持ち上げ凝結高度

4. 加熱蒸散による霧および雲水量の連続自動測定法と観測例

遠藤 辰雄 (北大低気研)
 藤吉 康志 (同上)
 小西 裕之 (同上)
 入川 真理 (同上)
 若狭 五郎 (同上)

降水機構の研究では、雲内の重要な性質として雲水量の時空間変化を知ることが望まれる。そのため航空機搭載型の連続自動測器の開発が必要で、すでに雲粒子の映像をとる計算するシステムや熱線付着から電気パルスとしてとらえる方式等がある。ここでは原理的に単純な霧を含んだ空気の加熱蒸散する前と後の気温と相対湿度の差から含水量を算出する方式を試みた。これについてはすでに孫野、石崎による試験もあり、Ruskinによる航空機搭載型のライマンアルファ湿度計を用いた方式がある。

次に加熱蒸散による方式の原理を示す。ある気体の単位体積中に含まれる水蒸気量 (W) は、気体の状態方程式より

$$W = eM / RT$$

で求められる。 $(e$: 水蒸気圧, M : 水の分子量, R : 気体定数, T : 気温) そこで加熱蒸散させる前後の気温と相対湿度から含水量 (ΔW) を求めると

$$\Delta W = \frac{M}{RT_1} \{ e_s(T_2) \cdot H_2 - e_s(T_1) \cdot H_1 \}$$

で表わされる。 $(e_s$: 飽和蒸気圧, H : 相対湿度, 添字 1 は加熱前, 添字 2 は加熱後)

図 1 に本システムの概略を示す。温度、湿度センサーは、加熱前と後で 2 組用い、それぞれ円筒の中に入れて通風して測定した。「Sensor 1」が加熱前、「Sensor 2」が加熱後で「Sensor 1」は電界により水滴が付かないようにした。加熱はニクロム線で行い、混合しやすくし、完全に水滴が蒸発するように工夫した。「Time Switch」は、「Sensor 1, 2」を 10 秒毎に切り換えて、その測定値は「A/D converter」を通してマイコンに入れ 10 秒毎に平均して含水量を計算した。

試作 1 号機を使って 1982 年 7 月から 8 月にかけて釧路で海霧の観測を行った結果、種々の問題点が見つかった。温度と湿度のセンサーの時定数が異なり、また湿度センサーの温度依存性が大きいことが原因で見かけ上計算値が変動することがわかった。それを改良するために、加熱後の気温が一途になるようにフィードバックによりヒーター電圧を制御して湿度変化だけから含水量を求めるようにした。(図 1 破線部) 図 2 はその観測例で室内で人工霧を与えたときの含水量の変化を示している。上段が加熱後の気温と湿度より求めた含水量、中段がフィードバックにより温度が一途になるようにしたときの気温である。また、下段は、そのときの加熱ヒーターが消費した電力を示しており、この電力変化が上段の全含水量の変化と非常に似てお

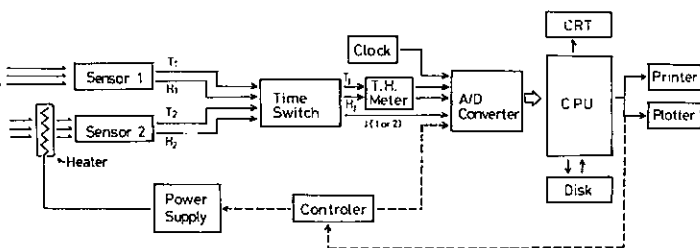


図 - 1

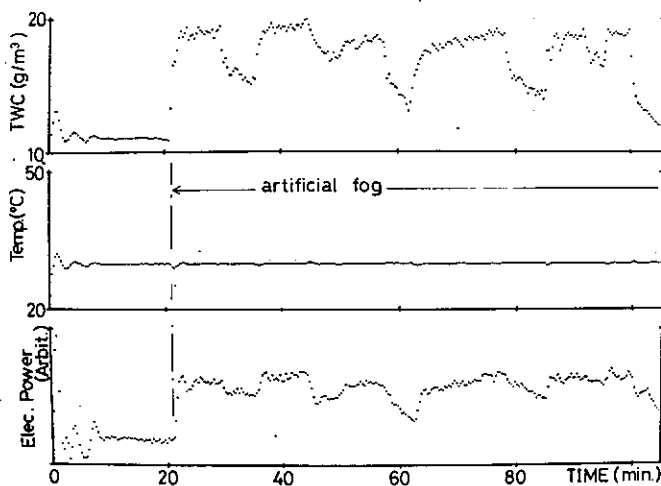


図 - 2

る。このときの加熱ヒーターが消費した電力を示しており、この電力変化が上段の全含水量の変化と非常に似てお

り、ヒーターの発熱量が霧水の蒸発の潜熱に比例することになる。このことから電力変化すなわち供給熱量変化によって含水量の測定ができると期待される。

そこでその可能性を調べるために、霧水を含んだ空気を T_1 ℃ から T_2 ℃ まで ΔT ℃ 加熱すると要に必要な熱量を計算から求めた。まずその空気を乾燥空気、水蒸気、霧水の3つに分け、 ΔT ℃ 加熱すると要に必要な熱量をそれぞれ Q 、 Q_v 、 Q_L とし、 Q_L と $(Q + Q_v)$ の比を表わしたのが図3である。 Q_L は霧水の蒸発に必要な潜熱、 $(Q + Q_v)$ は霧水以外の加熱に要する熱量でこの比が大きい程含水量の検出が容易である。図より温度を上げずると含水量の測定が難しいことがわかり、検出の限界を10%とすると 0.19 g/m^3 の含水量

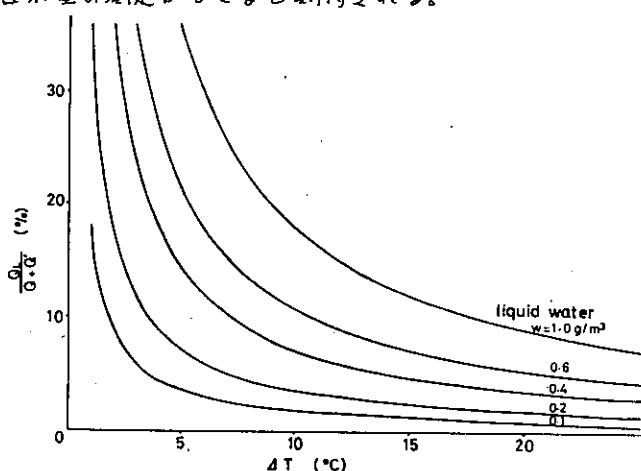


図 - 3

をもつ霧を測定するには、 ΔT が 1.7°C 以下でなければならない。

一方逆に、 ΔT が小さい場合、すなわち加熱が弱い場合は、霧水が完全に蒸発しないことがある。そこで霧水が完全に蒸発するのに必要な温度差 ΔT を図4に示す。縦軸は初期温度 T_1 、横軸は温度差 ΔT で、それぞれの霧水量においてそのグラフの曲線の右側では未飽和で霧水はすべて蒸発していることを示している。 0.1 g/m^3 の含水量をもつ霧では ΔT が 0.5°C 以上であればよいことがわかる。よって、図3と図4より 0.19 g/m^3 の含水量を測定するには、加熱後の温度が、加熱前に比べて 0.5°C 以上 1.7°C 以下高くなるようにすればよい。同様に、 0.2 g/m^3 、 1.0 g/m^3 では、 ΔT がそれぞれ $1.0 \sim 3.5^\circ\text{C}$ 、 $4.5 \sim 17^\circ\text{C}$ であればよい。

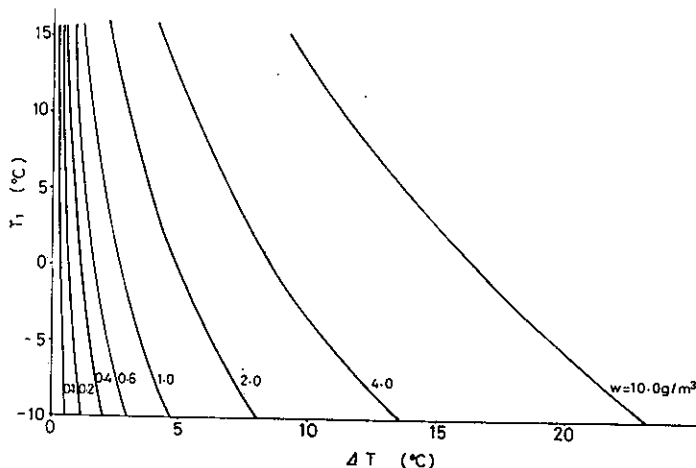


図 - 4

以上のようにヒーター電力の熱量計算から含水量を測定することは可能で

この方法では、湿度センサ

ーを使用しないのでセンサー間の時定数や精度の差から生じる見かけの変動がより小さくなる。今後、加熱蒸散による方法で精度のよい測定を行うには、湿度センサーの温度依存性や時定数が改良されることが望まれる。また、ヒーター電圧を上げ、発熱量を大きくし通風量を増すと応答の速い測定が可能で、ヒーター、通風量を変えれば、地吹雪計、降雪計などとしても使用できることが期待される。

5. 相対密度による低気圧の発生発達進行についての考察

関矢忠夫(北海道清水高等学校教諭)

本稿は昭和56年11月、第7回支部研究発表に提出した私の「相対密度による気象の考察」の続編として提出するものである。しかし自らまだ私の発表を見ておられない方が居られるかも知れませんので、先ず「相対密度」という考え方について説明させて戴きます。この考え方は去る昭和51年11月に日本気象学会で発表しましたが、記載にはならず、ついで昭和52年11月15日に第27回応用力学連合講演会が日本学術会議で催され、ここで「物質の流れについての基本的考察と2~3の応用」という題名で集録されております。しかし気象についてはほんの少し述べただけなのでもう少し述べさせて戴きます。

1) 相対密度

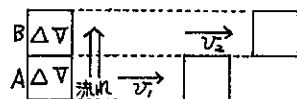
密度 ρ とは従来物質の体積を V 質量を m とするとき $\rho = m/V$ ①で定義されている。これは静止系の物質について考えたものである。しかし我々の周囲にある物質は何等かの意味で絶えず運動している。そこで、ある物質(気体、液体、固体)の体積を V 、運動方向に対する断面積を S 運動速度を v この物質の質量を m 相対密度を ρ として

$\rho = m / (V + S \int_0^t v dt)$ ②で定義する。明らかに ρ は v の減少関数である。固体はそうでもないが、気体や液体は運動するとき形が定まらないので分子単位を基本とする。

2) 気体の流れ

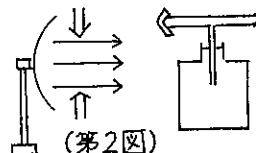
昭和56年11月の発表で述べたが今一度補足して述べたい。気流の中に隣り合った同じ体積 ΔV の二つの部分 A 、 B を考える。隣り合うというのは上下でも左右でもあるいは斜めでもよく、密着している状態をいう。気流の向きは多くは水平であるが、斜め、又は上昇、又は下降方向でもよい。 A の流速を v_1 、 B の流速を v_2 とし、 A 、 B の断面積をそれぞれ ΔS 、相対密度を ρ_1 、 ρ_2 とし質量を Δm とすれば、 $\rho_1 = \Delta m / (\Delta V + \Delta S \int_0^t v_1 dt)$ ③

$\rho_2 = \Delta m / (\Delta V + \Delta S \int_0^t v_2 dt)$ ④ ここで $v_1 < v_2$ とすれば $\rho_1 > \rho_2$ ⑤ (但しここで使った Δ は気象学的規模の小ささとする)、又断熱変化と考えて、 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 $P_1 (\Delta V + \Delta S \int_0^t v_1 dt)^\gamma = P_2 (\Delta V + \Delta S \int_0^t v_2 dt)^\gamma$ ⑥である。 $v_1 < v_2$ であるから $\Delta V + \Delta S \int_0^t v_1 dt < \Delta V + \Delta S \int_0^t v_2 dt$ ゆえに $P_1 > P_2$ ⑦ したがって⑤⑦より気流の中に A から B に向う流れを生ずる。(第1図)。



(第1図)

この考えは静態の中で扇風器を廻したとき、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によって証明される。霧吹器(ふん霧器)もその一例である。このことはGalileiの力学法則に反しますが、事実には曲げられません。実験してごらんになればよくわかります。数式は違いますが⑦のような現象は液体や固体が流動するときや電子流、電磁波にも見られますので書き加えておきます。(第2図)

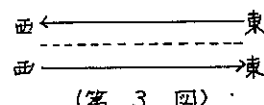


(第2図)

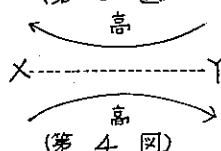
3) 低気圧の発生について
これから述べる事はすべて北半球内という事にする。南半球は向きを逆に考えるとよい。

(1) 水平方向について

北半球において、二つの高気圧が対立しているとする。(南北、あるいは東西、又はその他) このときこの向い合った部分を真線に示したように着目しよう。これを拡大して(第3図)に示した。高気圧の風は右廻りであるから二つの高気圧の間の風は丁度、低気圧の風となる。二つの高気圧が隣り合って対立していることはすでにその間が低圧部なのであつて、ここに不連続線が生じやすいことはわがっている。このときそこに低気圧が生ずる過程はつぎのように考えられる。



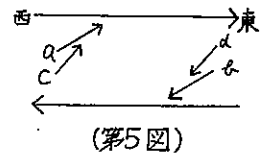
(第3図)



(第4図)

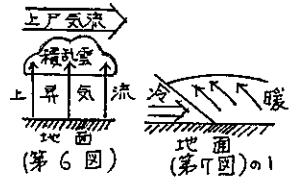
(関矢忠夫)

(第4図)、二つの隣接した高気圧が北と南にあるとは限らないけれど、一例としてあげる。この二つの対面した高気圧の間には理論的に無風地帯があると考えられる。これを卓線で示しXYとする。このとき風速はXYから北に行く程東よりの風が強くなり、南に行く程西よりの風が強くなっていると考えられる。ここで2]の気体の流れを応用する。(第4図)と同じ図を(第5図)に示すと、北側の主流である東風に向って図のように南東の副流が發生し、南側の主流である西風に向って図のように北西の副流が發生する。これらの副流を α , β とする。又この α , β を主流と考えると又これらに向って図に示した副々流 C , d が發生する。これを繰り返すことによってここに左廻りの渦動が發生すると考えられる。北半球では西風は偏西風などであるから、北半球では上層に偏西風などの西風の北側に東風が吹くとき、このような左廻りの渦動が發生しやすいと思われる。(北海道支部だより第27号)で述べたように、上層の偏西風あるいは西風の強い下層に不連続線が發生しやすいと述べたが、上述のように上層の西風の最も強い部分に(南と北とは限らないが)一例として南と北から二つの高気圧が接近するとき、この部分に低気圧が發生すると考えられる。



(2) 直道方向について

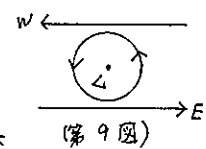
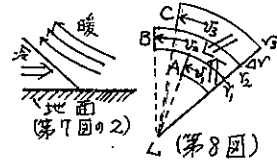
上層の偏西風あるいは上層の気流に対して下層の大気が上昇気流となって吹き上がる。高気圧の中で晴天の場合は積雲あるいは積乱雲となってよく見られるが、低気圧の中あるいは不連続線の中では大規模な雲の層が發生して降雨、降雪を伴う。(第6図)



(第7図)

4] 低気圧の発達について

(第8図)に示したように低気圧の周辺に左旋する風が吹いているとき、中心からの距離が r_1 , r_2 , r_3 ($r_1 < r_2 < r_3$)の部分を考える。この部分をそれぞれD, E, Fとする。間隔を Δr とし、それぞれの部分の風速を v_1 , v_2 , v_3 とし、 $v_1 < v_2$, $v_2 > v_3$ とすれば、1], 2]で述べたように、空気はDからEに、又FからEに向って吹き込むことになる。一般に風速は低気圧の中心に近い程小さいから、大気は中心から最も風速の大きい部分に向って吸い込まれるから中心の空気はうすくなってゆく。したがって気圧は下つてゆく。又外側から最も風速の大きい部分に向って空気が吸い込まれる。こうして中心の気圧は次第に低くなり低気圧は発達してゆく。



5] 低気圧の進路について

低気圧は北半球では原則的に上層西風や、二つの対立した高気圧の南側あるいは東側のもつ上層風にしたがって進んでゆくと考えられる(第9図)。

参考文献 本多光太郎著 物理学本論 1954 内田老鶴園

大谷東平、高橋浩一郎著 天気予報論 1946 世人書館

(補足) 冬期日本海側に降雪をもたらすすじ雲も西又は北西の季節風によって發生することが相対密度によって説明できる。

(修正) 下から20行目の左から12字13字目の間(圧は)を補充 してあります。

太田 幸雄 (北大・工学部)

大喜多 敏一 (〃 〃 〃)

はじめに：大気エアロゾル中には、土壌粒子、海塩粒子、粒子状硫酸塩、粒子状硝酸塩、金属粒子等の他に、粒子状炭素 (particulate carbon) も存在する。この粒子状炭素はさらに、無色の有機炭素成分と黒色の純炭素成分とに分けられるが、このうち特に黒色の純炭素成分は、太陽放射を吸収することから大気の大気熱収支を考へる上で非常に重要な成分となる。しかしこれまでのところこの粒子状炭素の測定例は少なく、また分析法も一定していない。そこで今回この粒子状炭素について測定法を開発し、あわせて札幌、八丈島及び小笠原父島においてその濃度測定を行ったので、その結果について報告する。

測定法：Pallflex 石英繊維ろ紙 2500 QAST を電気炉で 850°C で 1 時間加熱して不純物としての炭素を除去した後、ハイボリュームサンプラーに装着しエアロゾルを捕集する。採集したろ紙から直径 1 cm の円形の試料を数個切り抜き、半数はそのまま分析して全炭素量 (TC) を求める。残り半数は電気炉で 300°C で 30 分間加熱して無色有機炭素を除去した後、分析して純炭素量 (EC) を求める。無色の有機炭素量はこれらの差として求められる。炭素量の分析は、図 1 に示すように、NC-アナライザー (住友化学製、SUMIGRAPH, Model NC-80) 及び FID-GC (日立 163 型、メタナイザー付) を用いて以下の手順で行った。まず、試料を石英ボートに詰めて試料導入部に投入し、1 分間純酸素でバージする。次に 850°C の燃焼管内に投入し、100 ml の純酸素中で 1 分間完全燃焼させる。生じた CO_2 ガスのうち 3 ml を六方コックを用いて分取し、ヘリウムをキャリアーとして 550°C の還元管に導入して SO_2 、ハロゲンを除き、さらに除湿管を通して水蒸気を除去する。その後シリカゲルカラム (70°C) によって CO_2 を分離し、還元ニッケル触媒 (320°C) を用いて水素によりメタンに還元した後、FID で検出する。検量線は、各々の濃度に調整したブドウ糖水溶液 ($5 \mu\text{l}$ 以下) をマイクロシリンジを用いて石英ボートに注入し、赤外線ランプで照射して水分を完全に蒸発させた後、NC-アナライザーに導入して作製した。得られたクロマトグラムは、ピーク面積が炭素量と完全な直線関係があり、ピーク高さも、少くとも $500 \mu\text{gC}$ までは、炭素量と完全な直線関係がある。

測定結果：図 2 に 1982 年 2 月 17 日～26 日に北大工学部 6 階屋上に於いてサンプリングした試料の分析結果を示す。2 月の札幌では、大気中の粒子状全炭素濃度 (TC) は $10 \sim 20 \mu\text{gC}/\text{m}^3$ 、粒子状黒色純炭素濃度 (EC) は $5 \sim 10 \mu\text{gC}/\text{m}^3$ であり、全粉塵濃度 (TSP) に占める全炭素濃度の割合は 2～4 割であった。また、EC/TC は約 0.5、すなわち全炭素のうち約半分が黒色純炭素であった。同じ試料について、グリセリノーアルコール法により硫酸塩 (SO_4^{2-}) の分析を行ったところ、この時期の大気中の硫酸塩エアロゾルの濃度は $4 \sim 6 \mu\text{g}/\text{m}^3$ であり、このことから、2 月の札幌において、人間活動から由来するエアロゾルのうちで、粒子状の炭素が非常に大きな割合を占めていることがわかる。

図 3 に 1981 年 1 月 14 日～20 日及び 12 月 14 日～19 日に八丈島大越鼻灯台で測定した結果、図 4 に、1981 年 12 月 13 日～19 日に小笠原諸島父島の三日月山頂で測定した結果を示す。ここで、 excess SO_4^{2-} とは、実際に測定された SO_4^{2-} の濃度から、海塩粒子中に含まれる SO_4^{2-} による寄与を差し引いたもので、人間活動から由来すると思われる粒子状硫酸塩濃度を示す。この時期の八丈島における粒子状全炭素濃度は $1 \sim 3 \mu\text{gC}/\text{m}^3$ 、粒子状黒色純炭素濃度は $0.5 \sim 1.5 \mu\text{gC}/\text{m}^3$ 、 excess SO_4^{2-} 濃度は $0.5 \sim 3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ であり、粒子状炭素は excess SO_4^{2-} とほぼ同程度存在している。また、父島においても粒子状全炭素濃度は $0.8 \sim 2.5 \mu\text{gC}/\text{m}^3$ 、粒子状黒色炭素濃度は $0.4 \sim 1.3 \mu\text{gC}/\text{m}^3$ 、 excess SO_4^{2-} 濃度は $0.2 \sim 4.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ であり、やはり粒子状炭素と excess SO_4^{2-} とはほぼ同程度の濃度で存在している。バックグラウンドにほぼ近いと思われる八丈島及び父島において、このように excess SO_4^{2-} とほぼ同程度の粒子状炭素が存在していることから、地球規模でのエアロゾルの挙動を考えた場合、粒子状炭素は非常に重要な成分であると考えられ、今後、多くの地域での測定が必要であると思われる。

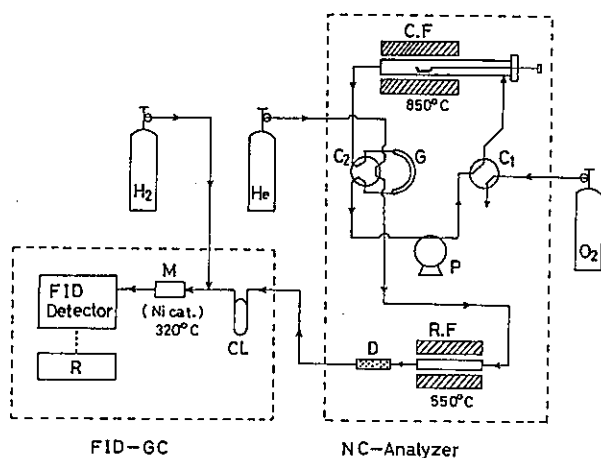


図1. 分析装置

C.F: 燃焼管, C_1, C_2 : 切換コック,
G: 計量管 (容積 3 ml), P: 循環ポンプ,
R.F: 還元管, D: 除湿管,
CL: シリカゲルカラム, M: メタナイザー,
R: 記録計.

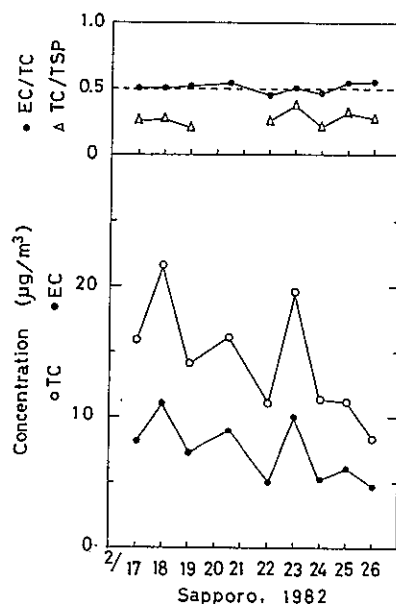


図2. 札幌における測定結果

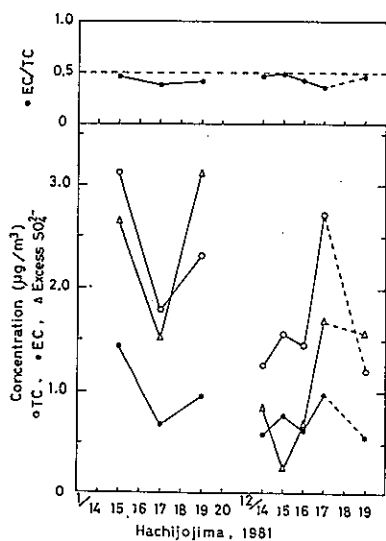


図3. 八丈島における測定結果

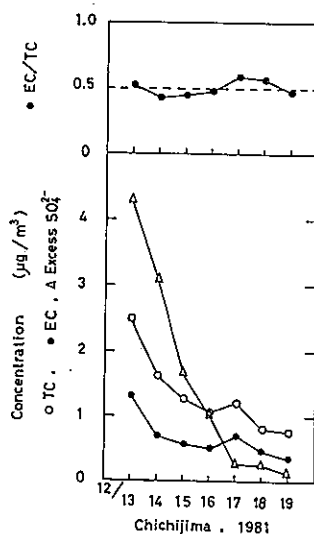


図4. 父島における測定結果

堀口 郁夫 (北大農学部)
松村 伸二 (香川大農)
谷 晃 (北大農学部)

1. はしがき

アメダス観測網が発足して5～6年たち、解析に都合がよいように毎時のデータがMTで提供されるようになった。このためアメダスデータを使用して勇払・石狩平野にいたる地域の夏の気象の解析を行なった。勇払平野から石狩平野南部の地帯は、太平洋岸から日本海岸まで標高50m以下の低平地で、細長く(幅約8km・長さ約39km)大部分は水田を主とした地帯である。この地帯は風が強く、太平洋からは日本海から流入する風が卓越して局地気象を形成している。特に5月から8月にかけて太平洋から冷たい気流が厚雲や海霧をともなう侵入し、そのため太平洋岸に近い勇払平野は、気温が低く日照時間が少なくなる。1978年から1981年までのアメダスデータと独自に設置した気温観測所のデータを使用して、この地方に流入する冷たい気流の研究を行なった。

2. 観測および解析方法

解析に用いたアメダス観測所と、独自に設置した気温観測所を図-1に示す。解析はまず太平洋岸の苫小牧・低平地中央の長沼・日本海岸の石狩・それに石狩平野北部の美唄の4つの風向を基準にして、風系の分類を行なった。すなわち、低平地の各地の風向は、苫小牧・長沼では南寄りの風と、北寄りの風が卓越し東西方向の風はほとんどないが石狩では地形の影響で南東および北西付近の風が卓越している。また美唄では、南南西および北北東付近の風が卓越し、その他の方向の風はきわめて少ない。そのため風向を各地の卓越風に合わせて図-2に示すように定義して、低平地の風が二つの主風向である南寄りの風(Sとする)と、北寄りの風(Nとする)にほとんど入るように東西南北の範囲を定めた。そしてこの風向を苫小牧・長沼・石狩・美唄の順に並べて、SSSSやSNNSなどと呼ぶこととして(以下これを風系と呼ぶ)分類し、また同じような風系を築いて気流系とした。この風系・気流系について低平地の気象の解析を行なった。なお、解析は1978年から1981年までの4年間で、冷たい気流が卓越する5月から8月までのデータについて行なった。

3. 解析結果および考察

5月から8月までの4年間で(1978年～1981年)の毎時の風向による風系の発生頻度は、表-1に示すごとくなる。すなわち、苫小牧・長沼・石狩・美唄が南寄りの

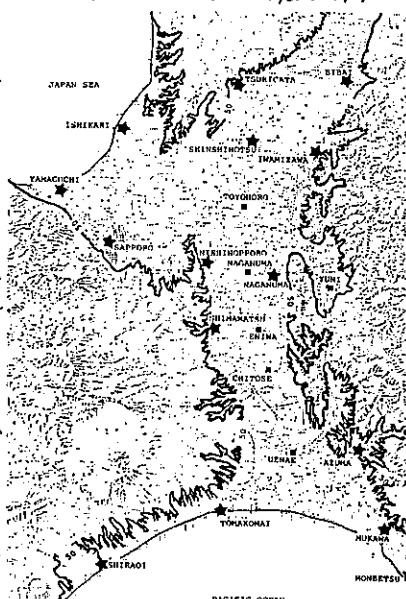


図-1. 勇払・石狩平野のアメダス(★)と気温観測所(■)

図-2. 最多風向を勘案した風向の分類

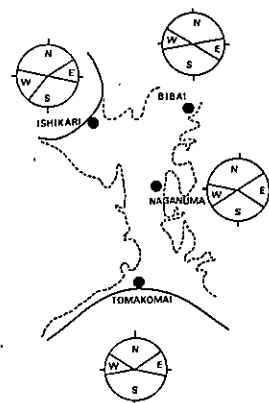


表-1. 気流系・風系の発生頻度

Airflow pattern	Wind type	Yearly				Monthly (1978-1981)			
		1978	1979	1980	1981	May	June	July	August
Pacific Ocean airflow (SSS*)	SSSS	325	289	318	347	245	371	402	262
	SSS-	84	96	99	90	83	81	90	114
	SSSN	36	39	78	43	43	41	50	62
	Others	18	14	20	27	15	27	18	20
	Total	463	438	515	507	387	520	560	458
Japan Sea airflow (NNN*)	NNNN	49	69	34	83	103	55	43	34
	NNNS	25	20	18	21	31	24	12	17
	Others	16	31	09	09	26	15	09	16
	Total	90	120	61	113	160	94	64	67
Land & Sea airflow (S+N*, N+S*)	SSNS	66	56	64	76	46	76	79	61
	SNNS	43	32	18	23	40	23	30	23
	SNNN	16	14	37	24	27	15	32	17
	Others	83	109	92	70	99	57	67	119
	Total	208	211	211	193	212	171	208	220

(Hyphen shows a calm.)

の風であるSSSS風系が最も多く、毎時の風向の約32%はこれに属する。ついでSSS-(美唄で無風)・SSNSなどが多い。今、苫小牧・長沼・石狩の風向がSの時の風系(SSSSで表現)を太平洋気流系として分類すると、表-1のごとく5月から8月の期間中の約50%の時間がこの気流系に属する。したがって、苫小牧・石狩平野の気候は、この気流系に多く影響を受けることになる。

また、主な風系の発生時間の特徴をみると、SSSSは午前1時から午前6時の発生が若干少なくなる傾向があるが、その程度は大きくなくほぼ一日中同程度の発生回数があるのに対して、SSS-は、午前1時から午前6時までの間の発生が他の時間より多くなる傾向がある。また、SSSNは午前7時から午前12時に多いことより、内陸部の美唄では、太平洋からの風の影響が少なく、風が弱くなる夜半から午前中にかけて、無風又は北寄りの風になることがわかる。

一方、太平洋気流系とは逆の風向である、NNNN風系については、全体の6%あり、ほぼ一日中出现している。また美唄のみ南寄りの風となるNNNSは、約2%の出現頻度で、夜19時以降に多くなる傾向がある。今、苫小牧・長沼・石狩がNの時の風系を、日本海気流系(NNN*)と名付けて合計すると表-1に示すごとく約10%がこの気流系に属する。

この二つの気流系に対して、太平洋と日本海の両方から流入するもの、又両海岸へ流出するものの合計は約20%である。この風系のうち、太平洋と日本海から低平地に流入するSSN*やSNN*(*)はS,N,E,W,のどれかを表わす)の風系が多く、また発生時間も7時から18時までの日中に多いことから、海と陸の温度勾配による海陸循環風が主であると考へ、海陸気流系と名付けた。これら気流系の月別発生頻度は、表-1に示すごとく、太平洋気流系は7月が最も卓越しているが、日本海気流系は5月が他の月より比較的多い。また海陸気流系は、海風系のSN*は、7月が比較的多いのにに対して、陸風系のNS*は、地表面温度が高くなった8月によく発生する。

図-3に代表的風系と低平地の気温分布を示す。明らかに各風系によって特徴ある温度分布を示している。すなわち、SSSSは太平洋岸で低温で、日本海岸・石狩平野北部で高温となっている。太平洋岸から流入した冷たい気流が低平地に吹きぬけるにしたがって、徐々に暖められて温度が上昇し、日本海岸に達した時は、数度温度が高くなる。したがって、日本海岸に近い札幌市や都市のヒートアイランドが表われている。この傾向は5月・6月・7月が8月に比して顕著であり、両海岸の温度差は約4~5℃で、時には7℃になることもある。これに対して、日本海岸から流入するNNNNは、太平洋岸より日本海岸の方が低温であるが、低平地内の温度分布はほぼ均一で両岸の温度勾配は1~2℃と小さい。以上の二つの気流系に対して、海陸気流系のSSNSやSNNSは両海岸で低温で、低平地で高温となっている。しかし低平地中央の長沼が太平洋からの南寄りの風にはっているSSNSと、日本海からの北寄りの風にはっているSNNSでは、明らかに温度分布は異なる。気温以外の日照時間・風速の特徴についてまとめたのが表-2である。

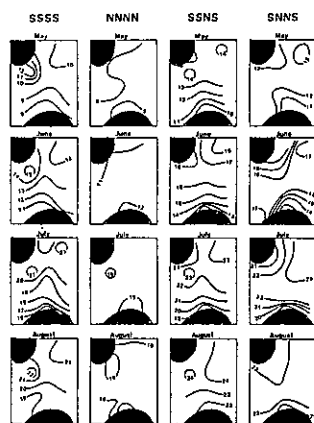


図-3 風系による気温分布

表-2 気流系・風系と気温・日照時間・風速の特徴

区分	気 流 系	日 照 時 間	風 速	備 考
太平洋気流系	SSSS 太平洋岸 日本海岸 気温差 4 - 5℃	一般的に少ないが特に太平洋岸が少ない。	大きく特に阿蘇山・新羅津・岩見沢で大	気温差は月平均気温の比較。
	SSS- 太平洋岸 日本海岸 気温差 2 - 3℃	——	一般的に小さい 美唄で無風	
	SSSN 太平洋岸 日本海岸 気温差 1 - 2℃	——	一般的に小さい	
日本海気流系	NNNN 太平洋岸 日本海岸 気温差 1 - 2℃	一般的に多い	特に大きい	
	NNNS 太平洋岸 日本海岸 気温差 1 - 2℃	少ない	特に大きい	
海陸気流系	SSNS 太平洋・日本海岸 低平地 海岸付近の温度勾配が急 気温差 2 - 6℃	一般的に多い	両海岸で大きい 低平地内は小さい 新羅津・岩見沢	
	SNNS 気温差 1 - 3℃	一般的に多い	両岸で大きい 低平地内で小さい	

8.

寒冷地におけるソーダによる冷却過程の観測

谷 口 恭 (北大 理学部)
 菊 地 勝 弘 (同 上)
 播磨屋 敏 生 (同 上)
 真 木 雅 之 (同 上)
 平 松 親 (北大 環境研)

I. はじめに

大気中の成層状態を調べる手段のうち、ソーダは連続的・即時的な記録とかなりの高度まで得られる点で有用であることは良く知られている。又、移動観測が出来る為、機動性にも富んでいる。我々は盆地冷却の過程を観測する目的でソーダを用いた。過去には、ソーダを低温で使用した観測の報告例は少なく、ほとんど常温で行なわれている。又、今回の観測中に低温に特徴的と思われる現象を観測したので報告する。

II. 観 測

観測地は空地管内の幌加内町字母子里で、日本の寒極として知られている寒冷地である。観測期間は1982年1月下旬～2月上旬の厳冬期である。字母里盆地は直径約3 kmで、周囲を比高150～200 mの山地に囲まれている。盆地底の中央付近で、地上150 mまでの気温を係留気球に取り付けたサーミスタ温度計で測定した。また、同時点でソーダ観測を行なった。その他、地上気温の自記などを行なった。

使用したソーダは海上電機製で、仕様は下記の如くである。防音板の高さは2 m 40 cm

表 1 ソーダ諸元

音波周波数:	1600 Hz	パルス長:	50 msec. (100 msec., 200 msec.)
送信電力:	60 W (10 W)	反復周期:	4 sec. (8 sec.) 又は 6 sec. (12 sec.)
レンジ:	300 m (600 m) 又は 500 m (1000 m)	アンテナ直径:	1.2 m
		防音板高さ:	2.4 m

あり、近くに人家が少ないので苦情を受ける心配もなく、騒音源もないのでソーダ記録にノイズが入ることもなかった。

III. 結 果

観測期間中に顕著な放射冷却が起こった日は4回あった。図1は2月5日～6日の例で、最上段は15時から翌日の15時までの、地上300 mまでのソーダエコーの変化で、係留気球によって地上150 mまで測定した気温の鉛直分布を重ねてある。次段は雲量で、その下は降雪や曇などの気象現象、最下段は地上気温の自記記録である。

日没は16時半頃であるが日没後から気温の降下と共に逆転層が急速に発達し、翌朝の日出後の気温の上昇と共に表退ししながらも昼まで続き、消滅している。結局、一日のうちの大半は気層が逆転していることにな

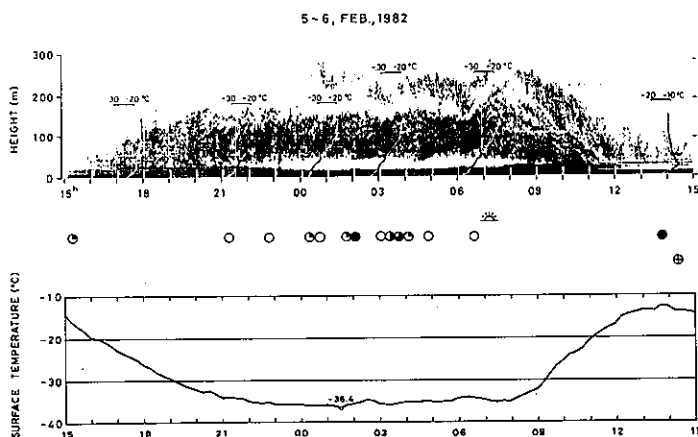


図 1. ソーダ記録と気温の鉛直分布, 地上気温 (例 1)

る。この夜はかなり強い放射冷却が起こった為、最低気温が -36.4°C であったが、日中はかなり気温が上昇し、 -10°C 近くにまでなっている。

図2は2月7日～8日の例であるが、この夜は雲量が少なかった事や降雪があった事により、あまり強い冷却が起こらず、最低気温は -27.8°C であった。降雪があった時には記録にはノイズが多く、又、降雪に対応してエコーの高度が下がったり、地上気温が上昇しているのがわかる。

ソーダの受信電力は温度の鉛直勾配によって変わり、気層が安定の時には層状エコーが生じ、中立の時にはエコーは出ない。又、日射によって気層が不安定になった時は雑草型エコーも見

られた。これらの関係は期間中良く成立していた。但し、夜半には、気温の鉛直プロファイルは逆転しているのに、地表付近のエコーは消えている。この現象は冷却が強かった日ばかりにのみ起こり、地上気温が約 -30°C 以下になると現われ始め、地上気温の降下と共に空白の部分が増え、翌朝気温が上昇して -30°C ほどになると消滅した。気温の鉛直分布から、空白層の上端の気温を読み取るとやはり -30°C 付近であった。結局、 -30°C 以下の気塊からはエコーが返って来ない事になる。この原因についてはまだ不明であるが、空白層より上空のエコーが通常通り受信している事などから、測器の故障とは考え難い。

ソーダの頭上の一定高度に気球を係留し続けると、ソーダに気球のエコーが現われる。実際の気球の索長と、ソーダ記録のエコーから読み取れる高度とは相違があり、無風時に索長が100mの場合、ソーダ記録には地上110mにエコーが出た。この原因は次のように考えられる。ソーダ記録器の高度目盛は常温における音速を代表値にとって目盛っているが、低温下では音速が小さくなり、上空の対象物までの音波の往復に時間がより多くなり、結果的により高い位置にエコーを記録する事になる。試みに、気柱の平均気温における音速値を使って高度目盛を修正して、改めて気球のエコー高度を読み直してみると、実際の索長とほぼ等しくなった。従って低温下でソーダを使用する場合はこのような注意が必要となる。

降雪がある場合のソーダ記録上のノイズについては、Hayashi (1980)*の分類によると、no significant と分類されているが、我々はこの降雪からのエコーにも着目して解析した。降雪のエコーには濃淡の縞があり、縦軸に対して少し傾いていた。この傾きから、ある距離を落下するのに要する時間を読み取って落下速度を計算することが出来る。この方法で読み取った落下速度は50cm/sec.であり、この時降っていた雪粒付樹枝状結晶の落下速度と一致するので、このエコーは確かに降雪粒子（あるいは降雪粒子の濃密な気塊）の挙動を反映していたことになる。従って今後はソーダ記録を見て降雪の有無を判断することが出来る。また、エコー強度から降雪粒子の空間密度を推定する事も可能である。この様にソーダを降雪現象のモニターとして使用する方法も考えられる。

降雪が激しい場合には短時間のうちに、ソーダのアンテナに雪が積もる。これを放っておくと、音波の送受信の効率を悪くし、エコーが弱くなってしまふ。10cm程度の積雪があると明らかに影響が出てくるので、多雪地域でソーダを使用する場合には除雪の対策も必要になる。

* Hayashi, M. (1980): Acoustic Sounding on the Lower Atmospheric Inversion Layer. J. Met. Soc. Japan, 58, 194-201.

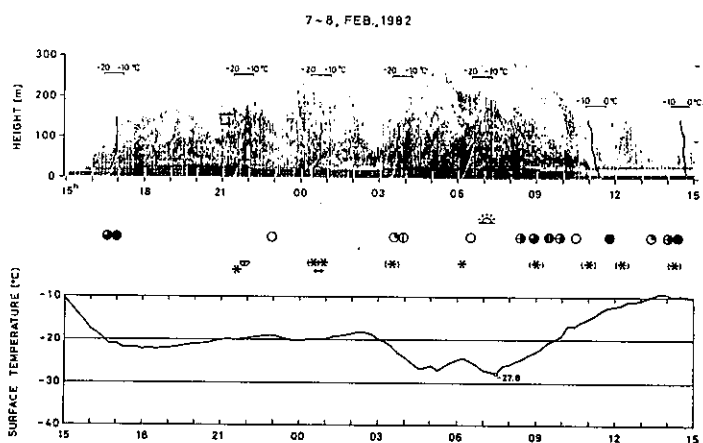


図2. ソーダ記録と気温の鉛直分布, 地上気温 (例2)

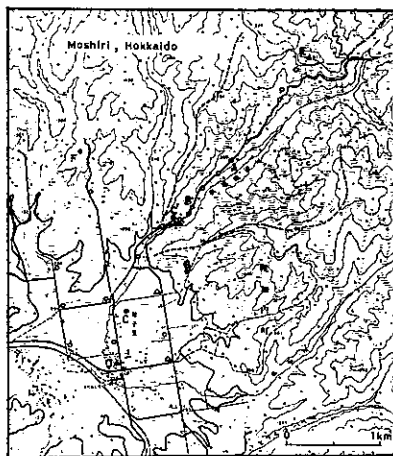
真 木 雅 之 (北大・理)
 播磨 敏 生 (北大・理)
 菊 地 勝 弘 (北大・理)
 谷 口 恭 (北大・理)
 平 松 親 (北大・環境)

1. はじめに

快晴夜間、盆地状をした地形は平野や丘陵地に比べ異常に冷却することが知られている。その主な原因としては、一般風がまわりの山によりさえぎられ、その結果盆地内の大気の鉛直混合が弱められるといういわば地形の機械的な効果の他に、まわりの斜面からの冷気流の効果も考えられる。冷気流については、古くから研究がなされており、谷間や山麓では、日の出前の冷気の流出により最低気温がもたらされる場合が多いことが知られている (Yoshino, 1975)。しかしながら、盆地のように冷気の堆積する地形では、その関係はまだ不明な点が多い。盆地における冷却のメカニズムを知るために、厳冬期、北海道空知管内幌加内町母子里で観測を行った。

2. 観測の概要

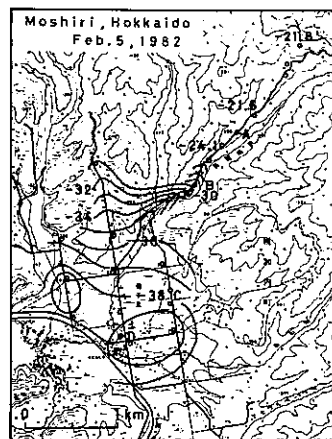
観測は、1982年1月下旬から2月上旬の厳冬期に行った。第1図に観測の概要を示す。母子里は盆地底の水平スケールが約2 km、まわりの山の高さが200~250 mの小盆地である。図中、A, B, D, E, F点 は自記温度計の設置点で合計20カ所ある。また、大気温度場の構造を知るため、盆地中央部のC点と、斜面近くのD点の2カ所で係留気球による気温の測定を行った。サーミスタ温度計を用い、C点では高度150 mまで、D点では高度100 mまでの測定を行った。なお、両地点の高度差は約15 mである。更に、C点では音波レーダーにより逆転層の形成を観測した。G点 は、冷気流の観測点で高度約60 m、傾斜角が約10°のきれいな斜面である。



第1図 観測の概要

3. 観測結果

第2図に、観測期間中良く冷えた日の最低気温の水平分布の一例を示す。盆地中央部の低地で最低気温は最も低く、-39℃となっており、谷間斜面のB点(比高約40 m)と盆地底では約10℃の差が生じている。第3図に、谷間斜面に沿った最低気温の高度分布を示す。降雪のあった日やくもりの日(case 1, 4)に対し、晴れた夜間には盆地底ほど最低気温は低くなっており、強い逆転が生じている。特に、盆地底で-40℃近くの最低気温が観測された強い冷却時には、高度50~70 m付近ではっきりしたギャップが見られる。一般に、盆地内に形成されるいわゆる冷気湖の厚さは、まわりの山の比高の1/4~1/2のオーダーになることが知られているが、このギャップはその高度に対応している。



第2図 最低気温の水平分布

第4図に、冷却時における盆地内の温度場の構造を温度断面図で示す。図中のRidgeは、第1図中の破線で示した稜線を表す。日没後は、等温線は地形断面に沿ったものとなっており、盆地中央部の下層では強い安定層

が形成されている。図から、斜面で形成された冷気は一度谷底へ集められて盆地中央部へ向う山風の存在が推定される。それから4時間後には、等温位線は下層では水平となり、また強い安定層の厚さも厚くなっている。断面図から、この時期においては、斜面で形成された冷気は盆地底までは達することができず、盆地中央部上空へ移流・堆積し、いわゆる冷気湖の厚さも増す役割を果たしていることが推定される。

温位断面の時間的な変化から、斜面で形成された冷気の盆地中央部への移流・堆積の様子が推定できた。そこで、突如に斜面付近における冷気流について、ビラ風速計、熱線風速計、発煙筒を用いて観測を行った。第5図は、雪面上50cmの高さにおける風速の時間変化を示したもので、斜面を下る向きを正にとっている。3日間の観測例に共通して見られるように、日没前には斜面を上昇する向きに吹いていた風が一時的に無風状態となり、その後斜面を下降する向きに変化する。下降風、すなわち冷気流の最盛期は日没直後であり、その後は間欠的に微弱をくり返し、時間とともに減衰していく。このことは、温位断面の時間変化、すなわち等温位線が時間とともに水平になっていくことと対応している。

4. これからの課題

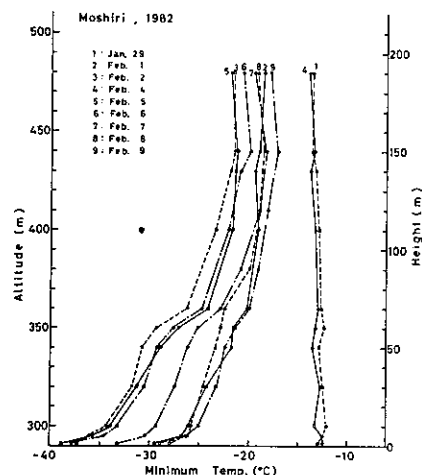
盆地のように、冷気が蓄積するような地形では、斜面からの冷気が直接盆地底まで下りてきて冷却を受けるのは、日没前後のわずかな期間でしかないことが、温位断面の解析、冷気流の観測からわかった。しかしながら、冷気の盆地中央部上空への移流・堆積は、下向き大気放射量を減少させる。風の弱い快晴夜間、地表面の冷却量は近似的に地表面が失う正味放射量に比例すると見なせるから、下向き大気放射量の減少は地表面の冷却を大きくする。このような、冷気の移流・堆積による効果の定量的な評価は今後の課題である。

謝辞

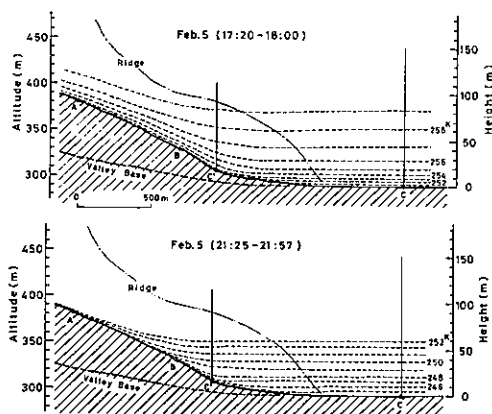
観測にあたって、北海道大学数学部付属雨竜地方演習林長五十嵐恒夫助教授に多大の御援助をいただきました。また、データと心良く見せていただいた、雨竜地方演習林母子里事業所ならびに、農林省西野悦林木育種場の方々に感謝いたします。

参考文献

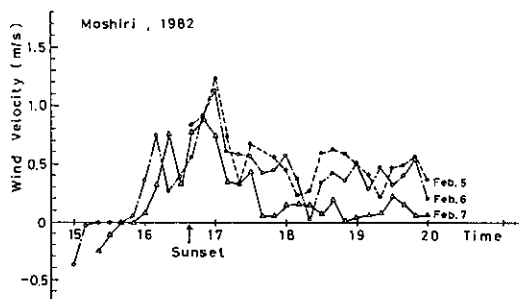
Yoshino, M., 1975 : Climate in a small area. Univ. Tokyo Press, 1-549



第3図 最低気温の高度分布



第4図 温位断面の時間変化



第5図 斜面における冷気流の時間変化

Ⅲ 昭和57年度日本気象学会秋季大会 準備・実施状況

(気象庁 予報課) 黒 沢 真喜人

1. 昭和57年度秋季大会の札幌開催決定

昭和56年度日本気象学会総会 56年5月28日(前回の札幌開催は、昭和52年10月)

2. 日本気象学会北海道支部理事会における審議状況

ア. 昭和56年度第2回理事会(56年8月31日)

期日 第1案 57年10月5日～7日 第2案 10月13日～15日

会場 札幌市教育文化会館

シンポジウムのテーマ 次の理事会までに検討

(注) 期日は第2案に決定(56年10月1日)

イ. 昭和56年度第3回理事会(57年3月23日)

シンポジウムのテーマ 海水と気象(詳細計画は専門委員4名で検討する)

実行計画の大綱の決定

ロ シンポジウムのテーマは「気象と海水」とし、話題提供を4氏に依頼することを決定(4月20日)

シンポジウムについての計画を学会理事長に報告(4月27日)

ウ. 昭和57年度第1回理事会(57年6月22日)

大会実行委員会の設置、実行委員の決定、指揮系統の策定、その他

3. 日本気象学会秋季大会実行委員会の開催状況

ア. 第1回実行委員会(57年7月20日)

大会実行計画、作業分担、指揮系統、その他の審議

イ. 第2回実行委員会(57年9月27日)

大会運営についての具体的、詳細計画の策定

ウ. 第3回実行委員会(57年11月5日)

大会運営状況の総括、実行委員会の解散

4. 秋季大会の状況

ア. 大会プログラム等(天気 Vol.29, No. 8, 1982, 8を参照されたい)

イ. 大会参加者 283名

一般会員(245), 学生会員(18), 非会員(20)

関東(153), 北海道(58), 東北(20), 中部(8), 関西(32), 九州(12)

ウ. 発表申込み題数 195(うち北海道支部会員は, 34)

エ. その他

北海道新聞, 朝日新聞, 札幌テレビ放送, 朝日テレビ放送の取材があった。

北海道支部 山内博会員に、学会奨励金が贈呈された。

Ⅳ 昭和57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 57年10月10日、札幌市青少年科学館と共催で同館において実施。講師：小倉士郎氏（札幌管区気象台）、演題：「天気予報のできるまで」。出席者約50名。
2. 講演会 57年10月12日、札幌管区気象台において実施。講師：河村武氏（筑波大学）、演題：「応用気象に関する二、三の問題」。出席者約40名。
3. 第1回支部研究発表会 58年3月15日、北大理学部において実施。論文9篇、出席者 約40名。
4. 支部だより （1628）58年4月発行。

役員会報告

1. 第1回理事会 57年6月22日、於札幌管区気象台
 - (1) 出席者 孫野・黒沢・石田・藤原・菊地・小林・小倉・播磨屋・遠藤・瀬戸・好本
 - (2) 議 事
 - ア. 第13期支部理事選挙開票結果の報告。
 - イ. 新任の各理事の互選により、寺内理事が新支部長に、また、黒沢、小倉、石田の各理事が常任理事に選出された。
 - ウ. 新理事、幹事の業務分担が次のように決定した。
理事 講演：黒沢理事、支部だより：小倉理事、会計監査：石田理事
幹事 総括企画：播磨屋幹事長、支部だより：遠藤幹事、庶務会計：瀬戸、好本幹事
 - エ. 56年度事業経過報告、会計報告、会計監査報告が、播磨屋、瀬戸幹事の説明、石田理事の報告の後、承認された。
 - オ. 57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 3月北大理学部（例年2回であるが、全国大会があるので1回とする）。
 - ② 支部だより（1628）昭和58年4月発行。
 - カ. 57年度秋季全国大会の実行委員、予算案の決定。
2. 第2回理事会 57年7月20日、於札幌管区気象台
 - (1) 出席者 寺内・孫野・黒沢・藤原・菊地・小林・小倉・播磨屋・瀬戸・好本
 - (2) 議 事
 - ア. 札幌市青少年科学館と共催で行う講演会の内容の審議、決定。
 - イ. 気象学会100周年記念講演会は、全国大会があるので見送ることとした。

3. 第3回理事会 58年3月18日、於北大クラーク会館

(1) 出席者 寺内・孫野・黒沢・石田・菊地・小林・小倉・播磨屋・遠藤・好本

(2) 議 事

ア. 57年度秋季全国大会の会計報告が、小倉理事の説明、石田理事の報告の後、承認された。

イ. 会計中間報告が小倉理事よりなされた。

ウ. 支部だより1628の内容について、小倉理事より説明があった。

4. 57年度秋季全国大会のため実行委員会が設けられ、大会の準備、運営にあたった。

会 計 報 告

(昭和58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	1 0 9, 1 8 5	
本 部 交 付 金	2 7 1, 5 0 0	@ 7 0 0 円 / 1 名 × 2 4 5 名 + 1 0 万円
入 会 金	1 1, 0 0 0	2 2 名
預 金 利 子	4, 3 8 5	
そ の 他	9 5, 7 8 0	本部から交付の「研究ノート」の売上金
合 計	4 9 1, 8 5 0	

○支 出 の 部

項 目	金 額	備 考
支部だより印刷費	1 3 8, 0 0 0	3 0 0 部 他別刷 6 0 部
講 演 会 費	1 0, 0 0 0	筑波大教授 河村氏への謝金
研究発表会経費	2, 9 2 5	1 回
理 事 会 費	3, 3 2 0	2 回
通 信 費	3 3, 5 8 0	
事 務 費	1 3, 1 2 0	
全国大会交付金	1 0 0, 0 0 0	支部からの補助金
翌 年 度 繰 越 金	1 9 0, 9 0 5	
合 計	4 9 1, 8 5 0	

V 日本気象学会北海道支部通常会員名簿

(昭和58年4月1日現在) 250名 50音順

(1) 所属・連絡先別一覧 (順不同)

001 札幌管区气象台(40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)

個人情報保護のため公開しておりません

002 岩見沢測候所(3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

003 苫小牧測候所(2名) 〒053 苫小牧市矢代町2-12-13 電(0144)74-2027

個人情報保護のため公開しておりません

004 江差測候所(1名) 〒043 桧山郡江差町字姥神町115 江差地方合同庁舎内 電(01395)2-1002

個人情報保護のため公開しておりません

005 千歳航空測候所(7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

006 稚内地方气象台(9名) 〒097 稚内市開通町 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

007 北見枝幸測候所(1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

008 網走地方气象台(2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

009 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いません

010 旭川地方気象台（12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いません

011 留萌測候所（1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いません

012 釧路地方気象台（8名） 〒085 釧路市弊舞町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いません

013 根室測候所（7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いません

014 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いません

015 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いません

016 室蘭地方気象台（5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いません

017 浦河測候所（1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いません

018 函館海洋気象台（25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いません

019 日本気象協会北海道本部（30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いません

〃 日本気象協会北海道本部釧路支部（1名） 〒085 釧路市弊舞町3-14 電（0154）42-0669

個人情報保護のため公開していません

- 020 札幌市青少年科学館(2名) 〒060-01 札幌市白石区厚別町下野幌493 電(011)892-5001
個人情報保護のため公開していません
- 021 北海道大学理学部(6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いません
- 022 北海道大学低温科学研究所(20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
- 023 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
- 024 北海道大学環境科学研究科(6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
- 025 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
- 026 北海道大学水産学部(5名) 〒041 函館市港町3-1-1 電(0138)41-0131
個人情報保護のため公開していません
- 027 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
- 028 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
- 029 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
- 030 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
- 031 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
- 032 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
- 033 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
- 034 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
- 035 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
- 036 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

037 駒沢大学岩見沢分校(1名) 〒068 岩見沢市緑ヶ丘5丁目102 電(0126)22-1785

個人情報保護のため公開しておりません

038 清水高等学校(1名) 〒089-01 清水町北2西2 電(01566)2-2157

個人情報保護のため公開しておりません

039 熊石高等学校(1名) 〒043-04 爾志郡熊石町字鮎川103 電(01398)2-3145

個人情報保護のため公開しておりません

040 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

041 苫小牧東高等学校(1名) 〒053 苫小牧市清水町2の2 電(0144)33-4141

個人情報保護のため公開しておりません

042 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

043 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

044 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

045 北海道庁生活環境部公害対策課(1名) 〒060 札幌市中央区北3条西6丁目

個人情報保護のため公開しておりません

046 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

047 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

048 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

049 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

050 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

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

個人情報保護のため公開しておりません

052 北海道ビジネスオートメーション(株)(1名) 〒060 札幌市中央区北1条西9丁目

個人情報保護のため公開しておりません

053

054

055

056

057

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

(2) 会員氏名索引・50音順〈数字は(1)の通番号〉

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

個人情報保護のため公開しておりません

Ⅵ 会 員 動 静

(昭和 5 7 年 4 月 2 日～昭和 5 8 年 4 月 1 日)

◎ 新 入 会 員 2 4 名

個人情報保護のため公開しておりません

◎ 退 会 会 員 9 名

個人情報保護のため公開しておりません

◎ 転 入 会 員 1 2 名

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

◎ 転 出 会 員 15名

個人情報保護のため公開しておりません

◎ 支 部 内 移 動 31名

個人情報保護のため公開しておりません

Ⅶ 事務局より

昭和57年度には気象学会の全国大会の開催が、当支部の当番にあたり、これに発表する支部会員も例年より多いことがみこまれました。そのため、通常年2回の支部研究発表会も1回とし、さらに支部内地方講演会も今回はみあわせました。その結果、支部だより頁数に大幅な余裕ができましたので、この際、好評である解説の数を2編にさせていただきました。また前号までつづけられた新企画の延長として、支部会員名簿を一層使いやすいものにしました。会員毎の所属連絡先という完全なものは頁数が多くなりますので、結局この様な形となりましたが、情報もれや遅れのための誤りや誤字誤植がありましたら、事務局まで御一報下さいますよう、お願い申し上げます。

連絡先

☎ 060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台 調査課内

日本気象学会北海道支部事務局

TEL (011) 611-6121 内線411

北海道支部だより № 28

昭和58年3月31日 印刷

昭和58年4月20日 発行

編集 日本気象学会北海道支部
発行

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

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

(非売品)