

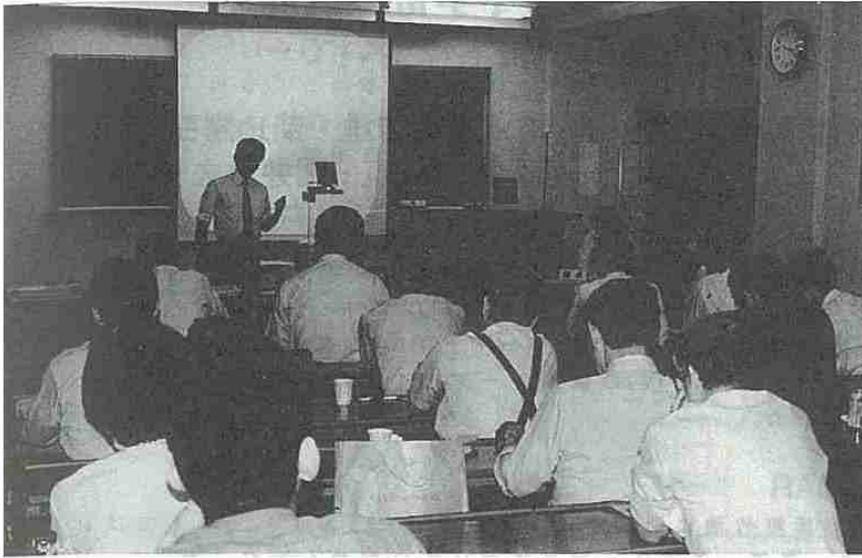
一発表会要旨②一

平成6年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成6年6月24日

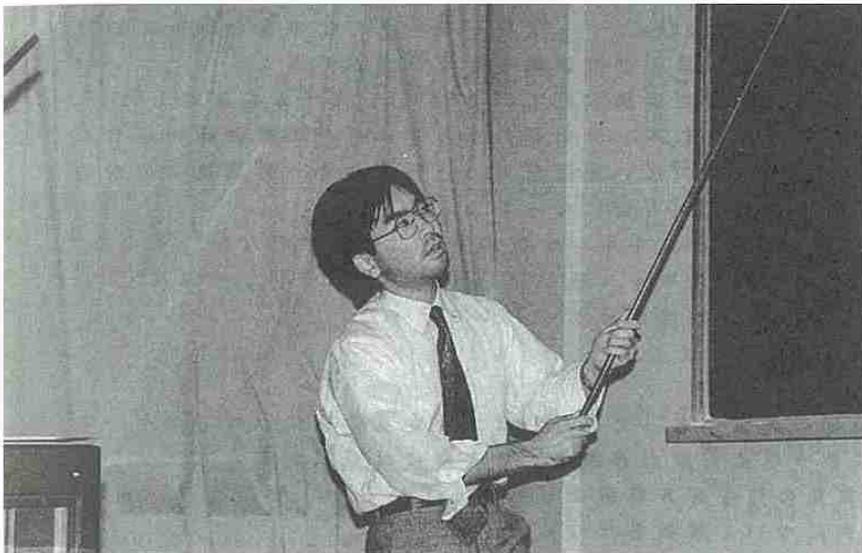
場所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室
3-401講義室

1. 若狭湾周辺に発生した冬季雷の観測 -1993年11月24日の雷雲について-	36
北大・理	加賀谷 英和
〃	上田 博
〃	遊馬 芳雄
〃	菊地 勝弘
大阪大・工	河崎 善一郎
関西電力	園井 康夫
2. 小樽高島岬の風下で発達する地形性筋雲の構造 -1992年1月28日の事例解析-	38
北大・低温研	金田 昌樹
〃	佐藤 晋介
〃	遠藤 辰雄
〃	竹内 謙介
名大・大気水圏研	藤吉 康志
「都市豪雪」研究グループ	
(代表：北大・理 菊地勝弘)	
3. カナダ北極圏ケンブリッジベイにおける寒気の形成過程	40
北大・理	松川 芳樹
〃	遊馬 芳雄
〃	菊地 勝弘
北大・低温研	遠藤 辰雄
東大・海洋研	坪木 和久
〃	木村 竜治
農環技研	鳥谷 均
4. 立坑を用いた雲物理実験装置内で発生した雲の微物理過程	42
北大・理	佐々木 聰
〃	播磨屋 敏生
名大・大気水圏研	藤吉 康志
中央大・理工	山田 正
三井建設	稲毛 正昭
5. データベースを用いた風の予測	44
札幌管区气象台	山田 豊
〃	大橋 勇治
〃	保谷 信親
〃	南 敏文
6. 降雪粒子の酸性化機構	46
北大・低温研	遠藤 辰雄
北教大	高橋 庸哉
金沢大・工	村本 健一郎
〃	中川 千枝
道環境科学研究センター	野口 泉
7. 北海道冬季における酸性雨の現況調査	48
気象協会	木村 義昭
〃	小林 久美子
〃	私市 和俊
開発局開発土木研究所	谷 昭彦
8. Behavior of Sub-System of Cloud Clusters in the Tropics during the TOGA COARE IOP	50
北大・理	Md. Nazrul Islam
〃	上田 博
〃	高橋 暢宏
〃	菊地 理
〃	菊地 勝弘
9. 1993年の冷夏の特徴(2)-東西風指数と海面水温から検討-	52
札幌管区气象台	上田 崇裕
〃	若原 勝二
〃	三浦 明

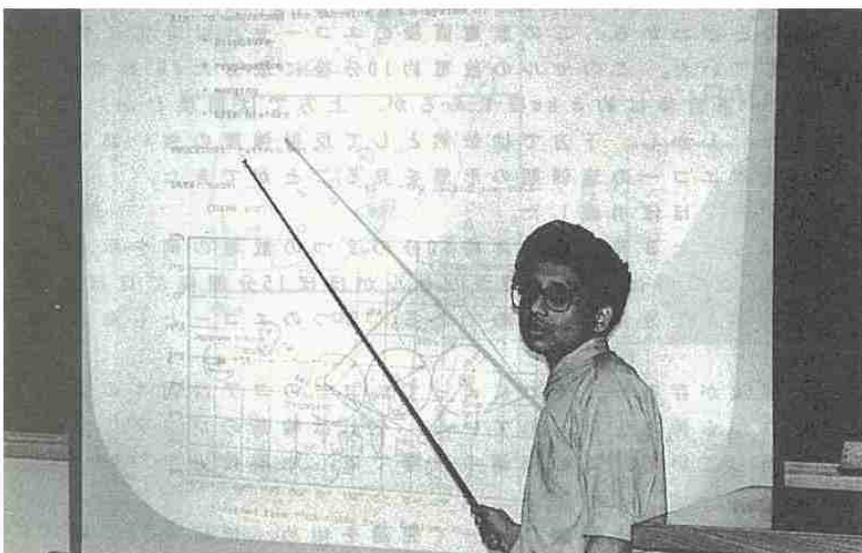


平成6年度第1回支部研究発表会

◀研究発表 山田 豊会員



◀研究発表 木村義昭会員



◀研究発表 Md. Nazrul Islam 会員

1. 若狭湾周辺に発生した冬季雷の観測 — 1993年11月24日の雷雲について —

加賀谷英和・上田 博・遊馬芳雄・菊地勝弘 (北大・理)
河崎善一郎 (大阪大・工)・園井康夫 (関西電力㈱)

1. はじめに

日本海沿岸地方に冬季雷をもたらす雪雲は一般の雷雲と比較すると特異な構造を持つ。この特異な構造を明らかにするために、1993年11月下旬から12月下旬にかけて福井県・若狭湾沿岸において北海道大学理学部の偏波ドップラーレーダーによる観測を行なった。このレーダーデータと雷予知警戒システム(SAFIR)の観測データとを比較し、雷雲の構造とその発達過程についての解析を行なった。

2. 観測の概要

若狭湾東部に位置する福井県美浜町竹波に観測サイトを設置した(図1)。ここではレーダーの他に、地上気温、風向・風速、微気圧、雨量についての観測も行なった。

このレーダーは二重偏波モードで半径約30km、ドップラーモードでは半径約60kmの観測範囲を持つが、地形上、若狭湾海上とその周辺部の観測を行うことができた。

今回の放電位置同定には、この周辺地域に展開されているSAFIRシステムを使用した。このシステムは、三国・八坂・彦根の3地点にアンテナがあり、レーダーの観測範囲を含んで北陸地方南部から近畿地方中部にかけての広い範囲をカバーしており、範囲内での対地・雲間両放電を探知して、その位置の同定が可能になっている。

レーダー観測の方法については、まずPPIスキャンを数仰角分について行ない、その後で、発生・発達しているセルを対象にしてRHIスキャンを行い反射強度、ドップラー速度、レーダー反射因子差(ZDR)を測定する手順を、ほぼ15分サイクルで行った。

3. 観測結果

今回は、まず観測期間中で最初の発雷があった11月24日未明から早朝にかけてのケースを解析した。この時は低気圧に伴う寒冷前線が通過後、日本海には寒気が入って来ていた。SAFIRは、若狭湾周辺地域での放電の発生を8箇所ほど観測しているが、そのうち、3時25分、3時40分、5時45分の3例について解析を行なった。

放電後のエコーとして、5時45分前後の例を示す(図1)。まず、SAFIRによる放電位置とエコーセルの位置がよく一致することがわかる。この放電直後のエコーセルは非常に強い反射強度をもち、非常に強く発達していた。このセルの放電約10分後に取ったRHI断面をみると(図2)、20dBZ以上でのエコー頂自体は約5km程であるが、上方では崩壊しかけていて、それによる下降流も確認できた。しかし、下方では依然として反射強度の強い部分が存在している。このエコーからは放電エコーの衰弱期の形態を見ることができた。

このエコーは、放電からほぼ30分程度でほぼ消滅した。

次に、放電前までの発達過程を追跡できた3時25分と3時50分の2つの放電の例を示す。

図3は仰角1度のPPIの時間変化で、この時は、A・B2つのセルがほぼ15分間隔でほぼ同じ進路をとって続き、2つともほぼ同地点で放電したものである。2つのエコーとも海上で発生して、発達しながら上陸した。

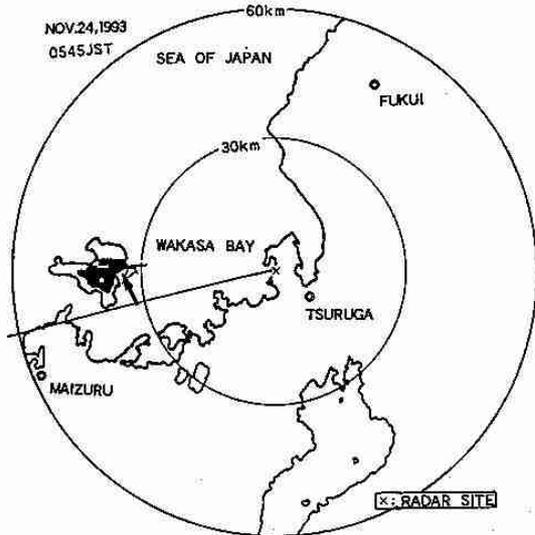
発達中のエコーには非常に強い上昇流が存在し、それによってエコーのコアは図4のようにほぼ高度2km程度以上に発達しながら持ち上げられている。それは輪島のゾンデによると、ほぼ-10℃レベルの高度に相当していて、この発達の段階では、中層付近でZDRがほぼ0dB付近の領域がみられる。

これらのデータから、このエコーセルは強い上昇流によって発達を始め、ほぼ-10℃層で霰を形成するなかで、電荷の生成と蓄積していることを推測できる。

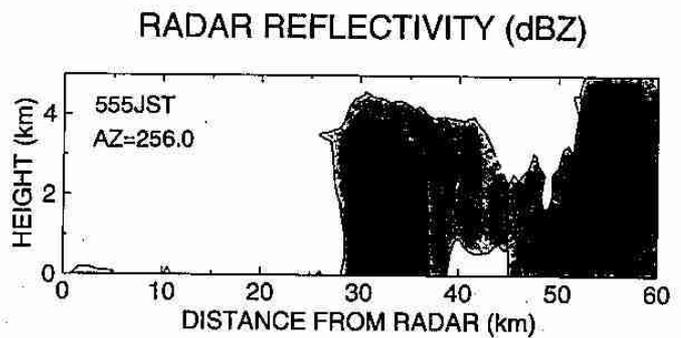
これらのエコーは最初にエコーが観測範囲に入って30分程度で放電した。

4. まとめ

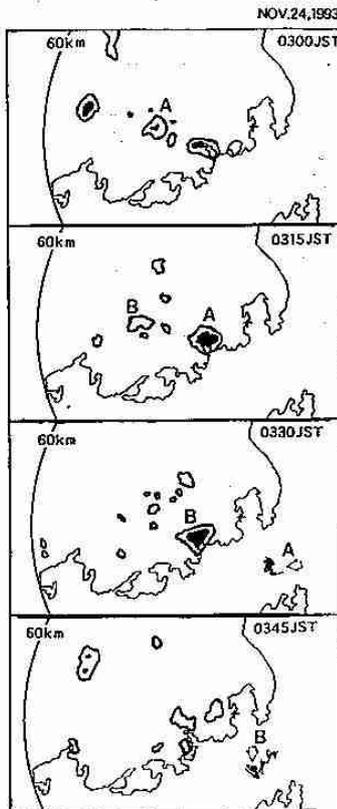
この1993年11月24日の例では、まずSAFIRによる放電の位置と、発達したエコーの位置とがよく一致することが確認できた。5時台と3時台の両ケースを考えると、この日の放電セル群の寿命はほぼ1時間程度で、その時のセル群は反射強度の強い部分が持ち上げられながら発達して放電に至り、その後は衰弱を始めて反射強度の強い部分が下方へ下りてきて上方から崩れて消滅する。という過程を経たものと考えられる。



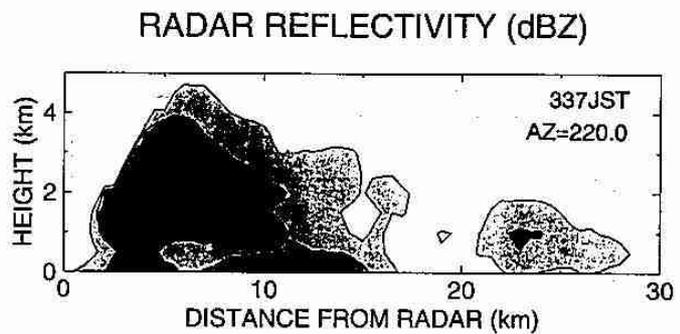
←図1 レーダーサイト位置と観測範囲、1993年11月24日5時45分のエコーを示す。反射強度は28dBZから8dBZごと。矢印は SAFIRによる放電位置、実線は図2の鉛直断面方向を示す。



↑図2 5時55分、AZ=256.0のRHI断面。反射強度は20dBZから5dBZごと。



←図3 3時00分から3時45分までのPPIエコーの時間変化。反射強度は図1と同じ。矢印Aは3時22分から29分、矢印Bは3時44分から51分までの間に、それぞれSAFIRによる放電位置であることを示す。



↑図4 3時37分、AZ=220.0のRHI断面。反射強度は図2と同様。

2. 小樽高島岬の風下で発達する地形性筋雲の構造 - 1992年1月28日の事例解析 -

金田正樹・佐藤晋介・遠藤辰雄・竹内謙介 (北大・低温研)

藤吉康志 (名大・大気水圏研)・都市豪雪研究グループ (代表: 北大理学部 菊地勝弘)

1. はじめに

冬季北西季節風卓越時には、しばしば小樽近郊高島岬の風下に特徴的な筋状のエコーが観測される。このエコーは、高島岬の赤岩山 (標高371m) の影響を強く受けた地形性の降雪雲と見られる。わずかに標高400m弱の山の存在により降雪雲が形成されることは極めて興味深い事実であり、降雪雲の発生地点が固定されている為、降雪の局地集中化が起こり易いと言う点で防災上でも重要である。今回は、1992年に石狩湾周辺で行われた集中観測期間中に現れた事例について報告する。

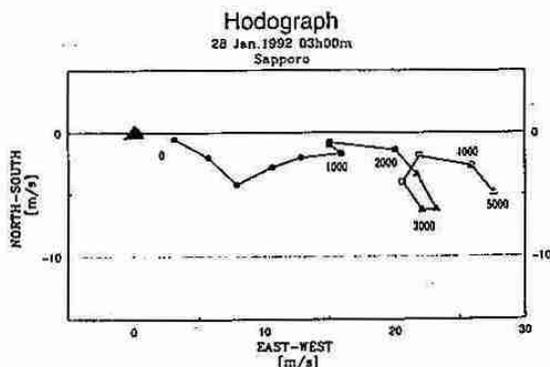
2. 観測・解析

解析は、1992年1月28日1時~3時に現れた筋状のエコーについて、主に石狩町美登位に設置された北大低温研のドップラーレーダー (石狩レーダー) と高島岬に設置された名大大気水圏研のドップラーレーダー (小樽レーダー) のデータを用いて行った。

第1図に、札幌管区気象台のゾンデ観測で得られた1月28日3時のホドグラフを示す。これによるとほぼ全層で西よりの風であり、シアベクトルはほぼ真西である。第2図は、石狩レーダーサイトで上げた低温研ゾンデ観測で得られた1月28日4時20分の温位の鉛直プロファイルである。590[hPa] (高度およそ4000m) に弱い安定層 (以後第1安定層と呼ぶ) が見られ、さらに753[hPa] (およそ2200m) に強い安定層 (以後第2安定層と呼ぶ) が存在する。この2つの安定層は、札幌管区気象台のゾンデでも観測されており (図は省略) 筋状エコー出現前後の長時間に亘って存在していた。

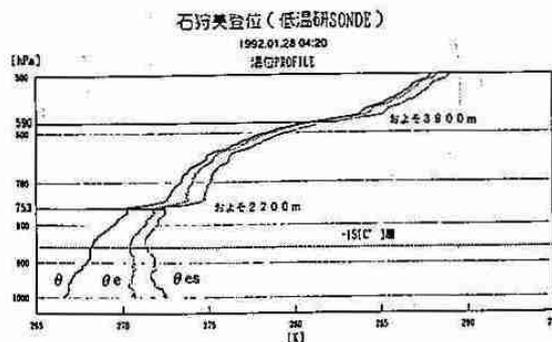
第3-A図は、小樽レーダーで観測した高度750m水平断面のエコーパターンの時間変化、第3-B図は、高度1500m水平断面の時間変化である。第3-A図によれば、この筋状のエコーは、積丹半島の先端部で発生したものであり、高島岬で増幅されている。また、第3-B図と見比べることにより、高島岬により風下で雲頂高度が上がっていることがわかる。第4図は、筋状エコーに平行な鉛直断面の時間変化である。エコーの移動速度は、海上で平均17.3[m/s]、上陸後は平均14.6[m/s]と見積もられる。さらに、エコーの特徴としては、まず、赤岩山で発生したエコー頂高度が風下に向かって低下していること、次にエコー頂は第1安定層まで達しているが、反射強度が強い部分 (おおむね30dBZ以上) は、第2安定層によって抑えられていること、さらに、エコーが上陸する地点で強度・エコー頂ともに発達していることがあげられる。

また、この筋状エコーは、偶然にも石狩レーダーの真上を通過しており、VAD法によってエコー内部の風速場を測定する事ができた。これによって得たホドグラフが第5図である。風向風速ともエコー移動速度と一致しており、札幌管区のゾンデデータともそれほど大きな違いはない。



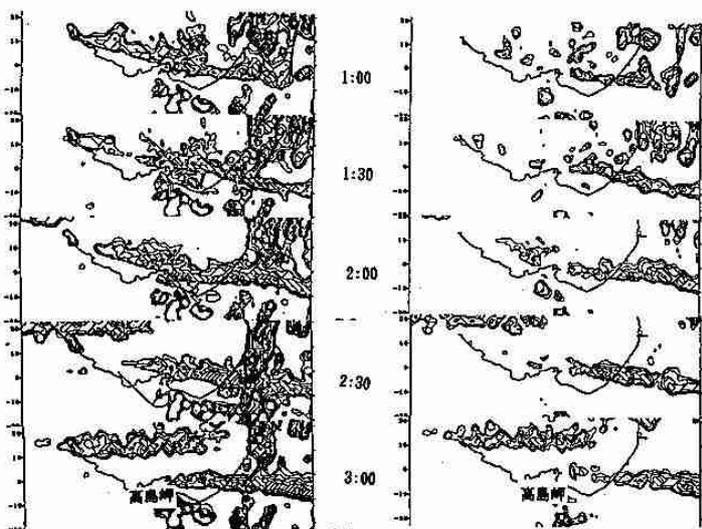
第1図 1992.1.28 3:00 のホドグラフ

札幌管区レーダーゾンデ

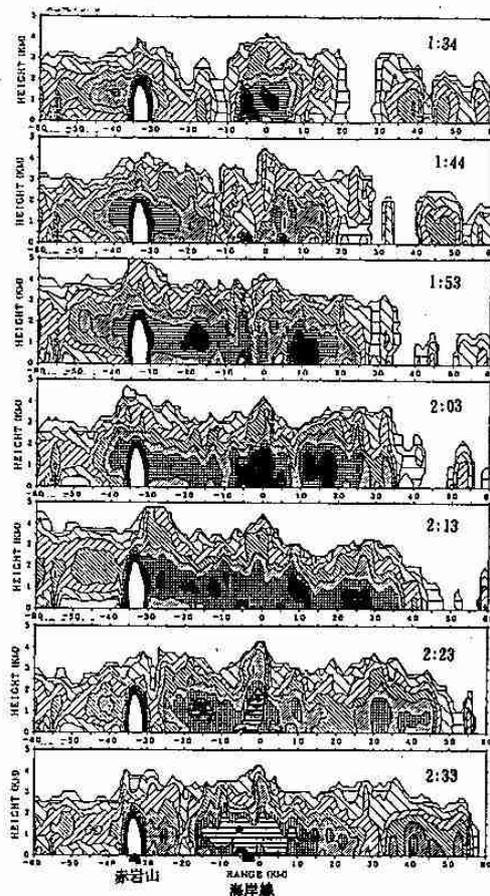


第2図 1992.1.28 4:20 の 温位プロファイル

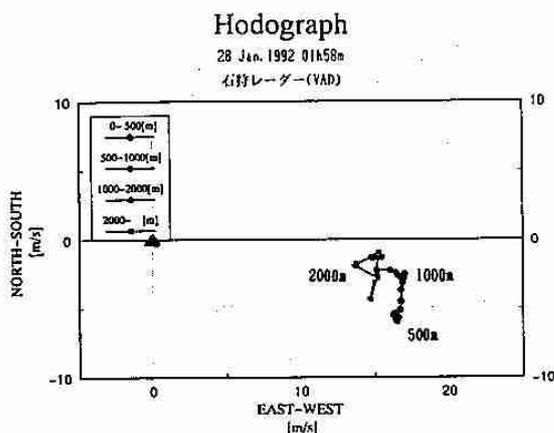
石狩美登位



第3-A図 高度750mにおける反射強度 第3-B図 高度1500mにおける反射強度



第4図 筋状エコーに平行な垂直断面の反射強度



第5図 VAD法によって求めた風のホドグラフ

石狩美登位 1992.1.28 1:58

3. まとめ

1992年1月28日に観測された高島岬による地形性エコーの特徴・解析値は以下の通りである。

- エコーの移動速度は、海上で17.3 [m/s]、陸上で14.6 [m/s]。
- エコーの移動速度は、VAD解析による風速値と一致しているので、これらのエコーは地形に対して定常的なものではない。
- 上陸地点で一時的にエコーが発達する。
- 積丹半島の先端部で発生した地形性エコーが高島岬に重なると、エコーが強化されエコー頂も高くなる。
- エコー頂は4000m付近の第1安定層まで達しているが、反射強度が強い部分は2200m付近の第2安定層に抑えられている。
- エコー頂は高島岬の風下直後では4000mであるが、風下に向かい80Kmで2000mまで低下する。また、反射強度の強い部分は、より速く沈降している。それぞれの沈降速度と対応する落下速度の降雪粒子は以下の通り

エコー頂	(4000m)	: 0.4 [m/s]	single crystal
反射強度の強い部分	(2200m)	: 1.2 [m/s]	snowflake

3. カナダ北極圏ケンブリッジベイにおける寒気の形成過程

松川芳樹・遊馬芳雄・菊地勝弘 (北大・理)・遠藤辰雄 (北大・低温研)
 坪木和久・木村竜治 (東大・海洋研)・島谷 均 (農環技研)

1. はじめに

冬季の極域における寒気の形成は、極域に限らず北半球の気候を考える上で重要な要素である。カナダ北極域の地上気温の気候値(1951~1980年、1月)を図1に示した。この図から地上気温の極小域が北緯70度西経100度付近にみられる。そこで文部省科学研究費海外学術研究「中緯度の気象・気候に与える極気団の形成と活動に関する研究」の一環として、気温の極小域に近いカナダノースウエスト準州ケンブリッジベイで寒気形成過程についての観測を行った。観測期間は1994年1月20日から2月6日までの約20日間である。

SURFACE TEMPERATURE CLIMATE NORMALS (JAN. 1951-1980)

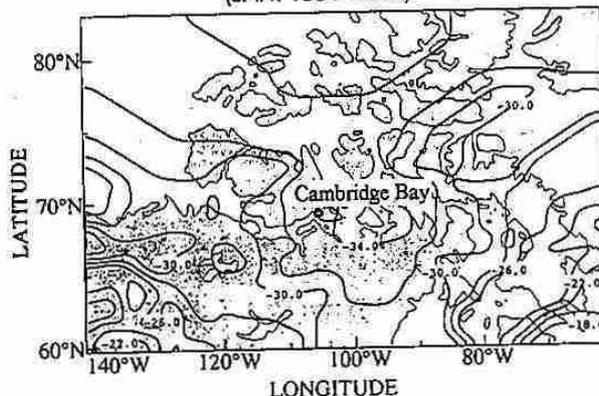


図1 カナダ北極域における1951年から30年間の1月の地上気温気候値。

2. 観測及びデータ

観測では、放射収支・日射・赤外放射(地上約1.3m)、風向・風速(地上約2m)、気温(地上約1.8m)及び地表面温度を測定した。観測データに加えて現地測候所での地上観測及び高層気象データもあわせて解析した。

3. 結果

図2に1月14日から2月9日までの地上及び850hPa面における気温と気圧(高度)変動を示した。また図3に風速、湿度、気温の時間-高度断面を示した。図2より地上での気温はリッジで低くトラフで高い傾向にあるのに対し、850hPa面では逆の傾向にある。ここで、地上で最も気温が低い期間Ⅱ(1月23日~27日)・Ⅳ(2月4日~5日)、その前後の地上気温が比較的高い期間Ⅰ(1月17日~22日)・Ⅲ(1月28日~2月4日)に分けそれぞれの特徴を解析した。期間Ⅱ・Ⅳの低温期はリッジの通過に伴う沈降による乾燥した暖かい空気が中層に存在していた。また全層にわたって風が弱く、強い接地逆転層が形成されていた。一方、期間Ⅰ・Ⅲの高温期はトラフの通過に伴う高い湿度の領域が中層に存在し全層にわたって風も強かった。強い接地逆転層はなくなり上

14 JAN. - 10 FEB. 1994

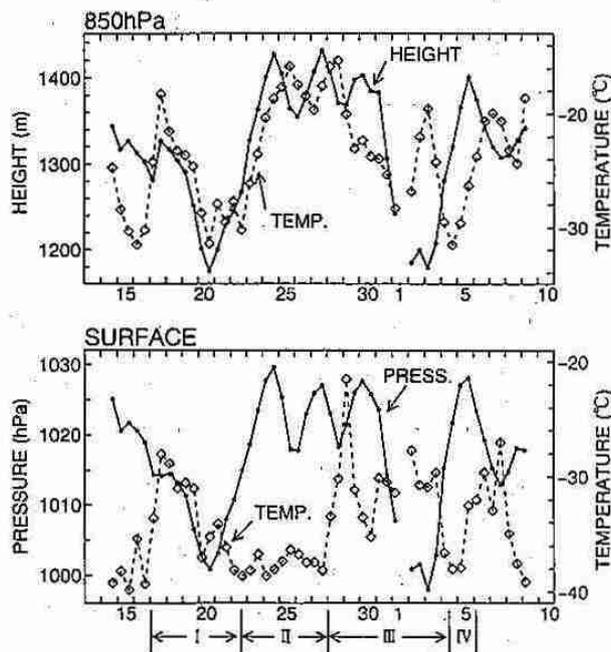


図2 1月14日から2月9日までの地上・850hPa面での気温及び気圧(高度)変動。

層まで冷たい領域が広がっていた。

図4に地上の赤外放射 ($L\downarrow \cdot L\uparrow$)、放射収支 (Q^*)、気温と地表面の温度差 (ΔT)、気温変動 (T_a) を示す。期間全体を通して放射収支の変化は温度差 (ΔT) の変化傾向と一致していた。低温期 (II、IV) の特徴は放射収支に上から下へのフラックスがみられ、地表温度が気温より3℃程低くなっていた。赤外放射は上向き放射の方が下向き放射よりも大きくほぼ一定で、地表を冷却し続けていることが判る。一方、高温期 (I、III) においては放射収支は下から上へのフラックスがあり、気温と地表温度の温度差は±2℃以内で地表温度が気温より高くなることも観測された。また赤外放射は低温期と同様に上向き放射が下向き放射より大きかった。期間IIIの後半では上空の雲の出現によって、上向き・下向きの赤外放射がほぼ同じ値になっていた。

4. まとめ

これらの結果から以下のような寒気形成の過程が考えられる。

低温期は、リッジの通過に伴い乾燥した空気が中層に存在し風が弱い。地表面は放射冷却過程によって冷やされ、強い逆転層を下層に形成する。高温期は、トラフの通過に伴い中層が湿り、強い風を伴う。この強い風は下層の混合を引き起こす。またこの期間、雲が出現すると地表はあまり冷やされない。寒気形成には雲の放射過程も考慮する必要がある。

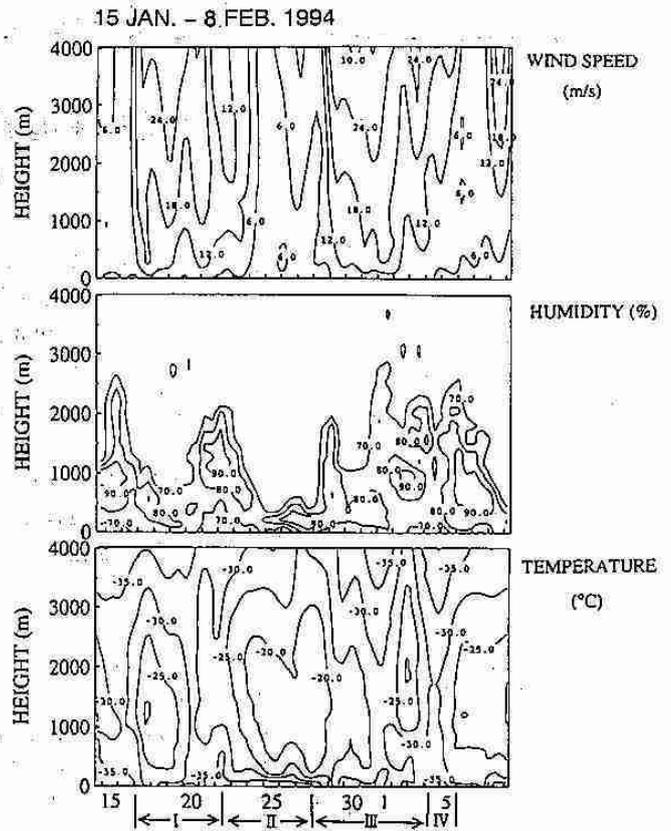


図3 1月14日から2月9日までの、上から風速・湿度・気温の時間-高度断面。ただし湿度に関しては70%以上を示した。

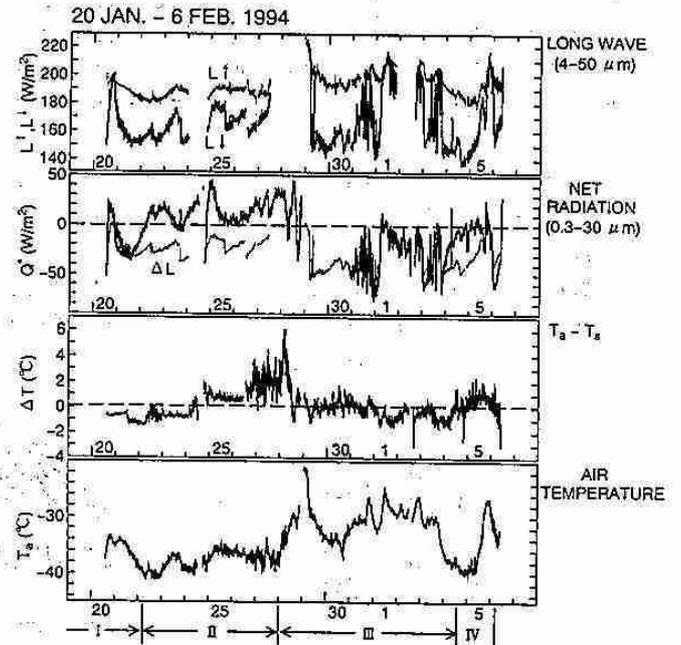


図4 1月20日から2月6日までの赤外放射フラックス ($L\uparrow, L\downarrow$)、放射収支フラックス (Q^*)、気温と地表面温度の差 (ΔT)、気温 (T_a)。放射フラックスは下向きを正とする。

4. 立坑を用いた雲物理実験装置内で発生した雲の微物理過程

佐々木聡・播磨屋敏生 (北大・理)・藤吉康志 (名大・大気水圏研)

山田 正 (中央大・理工)・稲毛正昭 (三井建設)

1. はじめに

我々の研究グループでは、北海道上砂川町にある、深さ710mで直径5.5mの垂直な排気用立坑(三井石炭鉱業所有)を準実スケールの雲物理実験装置として利用し、研究を行っている。最近では1993年8月10~12日に観測を行い、興味深いデータを多数得ることができた。今回はそれらのデータに基づき、雲物理実験装置の特性と、発生した雲内における雲粒の生成・成長過程について報告する。

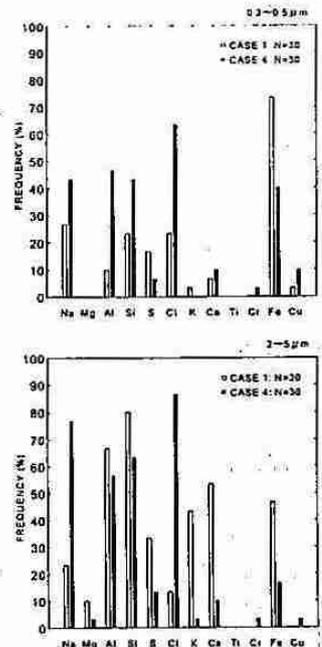
解析には主に、地下710mの坑底でのエアロゾルの元素組成・数濃度と、雲内の雲粒粒径分布のデータを用いた。その他にも、気温・湿度の垂直分布、上昇流速、坑底での気温・湿度の季節変化など、様々なデータが得られている。

2. 観測結果

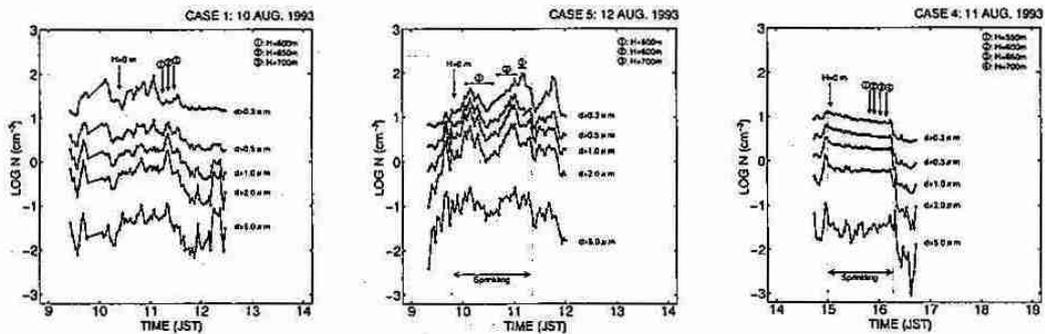
第1図は、坑底でのエアロゾルの元素組成を示している。土壌起源のものも存在するが、凝結核になり易いものとしてはNa, Clを含むエアロゾルが主であった。グラフを見ると、0.3~0.5 μ mの小さい粒子と2~5 μ mの大きい粒子のどちらでも、散水をする(黒い棒グラフ)とNa, Clを含むエアロゾルの割合が増加していることがわかり、このことは大きいエアロゾルで著しい。このような傾向を示す理由は、散水に用いた地下水にそれらの成分が多く含まれていたことから理解できる。結果的にいえば、散水によってエアロゾルの元素組成を変化させたことになる。

ケースごとのエアロゾル数濃度を第2図に示す。直径0.3 μ m以上のものを見ると、各高度での雲粒の初期値に対応するエアロゾル数濃度(①~④)は、CASE1では22~28個/cm³で、CASE5では20~93個/cm³と大きく、CASE4では7~8個/cm³と小さい。

これらのエアロゾルは、上昇するにつれて雲粒となって次第に凝結成長し、そのときの雲粒の粒径は、凝結核となったエアロゾルの元素組成・数濃度(ケースごとに異なる)によって違いが見られた。発生した雲内の高度700mでの雲粒の写真を第3図に示すが、CASE1(散水無)、CASE5(散水有・エアロゾル多)、CASE4(散水有・エアロゾル少)、でそれぞれ粒径や



第1図 坑底でのエアロゾルの元素組成
白: 散水無
黒: 散水有



第2図 坑底でのエアロゾル数濃度
H=0m は、観測エレベーターの上昇開始時刻を示す
①~④ は、各高度での雲粒の初期値に対応する

数が違うことがわかる。そこで、各ケースについて雲粒粒径分布を読みとり、定量的な解析を行った。

まず、散水しなかったCASE1 (第4図) の雲粒粒径分布を示す。今回用いた測器からは、分解能の都合で $5\mu\text{m}$ 以下の雲粒はあまり読み取れなかったが、そのことも考慮すると、CASE1では $5\mu\text{m}$ 以下の雲粒がほとんどだったことがわかる。これは、散水しない場合のエロゾルの元素組成から考えて、このケースの雲粒が小さなNaClやその他の物質を凝結核としており成長が遅いためと考えられる。

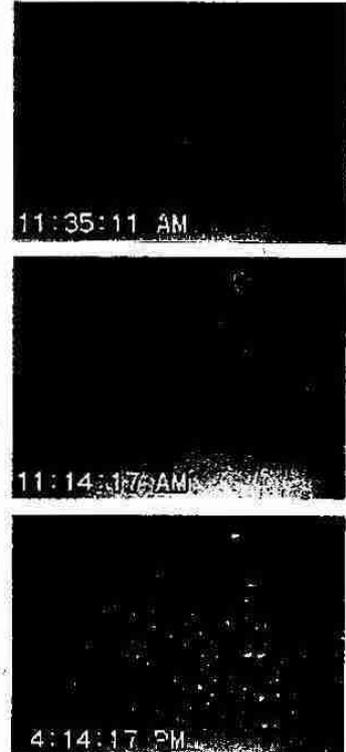
次に、散水してエロゾル元素組成が変わったCASE5 (第5図) を見ると、粒径が $5\sim 10\mu\text{m}$ のところにピークがあり、散水しないケースより粒径が大きくなっている。これは、散水することによってNa, Clを含む大きな凝結核が存在したためであろう。ただしこのケースではエロゾル数濃度が大きく、水蒸気の奪い合いが起こっているため $10\mu\text{m}$ 以上のさらに大きい雲粒には成長しづらくなっていると考えられる。

次に、散水しているがエロゾル数濃度が小さいCASE4 (第6図) を見てみると、上昇するにつれて雲粒粒径分布が大きい方へ成長しているのがわかる。CASE5より大きい雲粒が多く存在する理由としては、凝結核の数が少ないのでそれぞれの雲粒が水蒸気を奪いあわずに十分に成長できるため、と考えられる。ちなみに、このケースの高度700mでの雲粒粒径分布から雲水量を計算すると約 $0.4\text{g}/\text{m}^3$ となり、水蒸気混合比の減少分から計算された約 $0.6\text{g}/\text{m}^3$ に近い値となる。

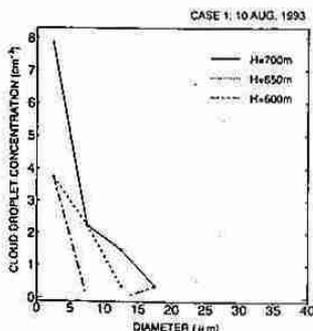
この実験では、上昇流速は約 $2\text{m}/\text{s}$ であり、空気塊が高度700mに達するまでの所要時間は約6分である。これは、NaClのような凝結核が、観測されたような雲粒粒径まで凝結成長するのに十分な時間であるといえる。また、観測された雲粒の最大粒径から判断して、衝突併合過程は雲粒の成長に寄与していない。これらのことから、この立坑内で発生した雲における雲粒の成長は、凝結成長過程のみによると考えられる。

3. 結論

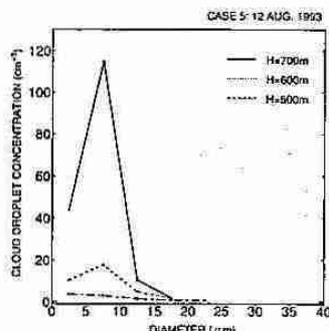
エロゾル元素組成の違いによる効果として、散水するとNa, Clを含む凝結核の数濃度や大きさが増加し雲粒粒径が大きくなることがわかった。また、エロゾル数濃度の違いによる効果として、エロゾルが減少すると雲粒のあいだでの水蒸気の奪い合いの影響が少なくなり雲粒粒径が大きくなることがわかった。この実験で観測された雲粒の成長過程は、凝結成長のみによると結論できた。



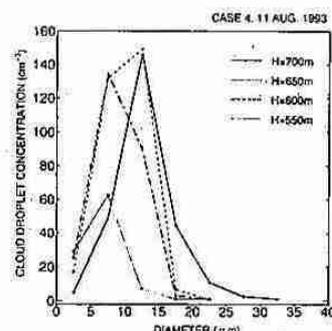
第3図 高度700mでの雲粒の写真
 (上) : CASE1
 散水無・エロゾル普通
 (中) : CASE5
 散水有・エロゾル多
 (下) : CASE4
 散水有・エロゾル少



第4図 CASE1の雲粒粒径分布



第5図 CASE5の雲粒粒径分布



第6図 CASE4の雲粒粒径分布

5. データベースを用いた風の予測

山田 豊・保谷信親・南 敏文・大橋勇治 (札幌管区气象台)

1. はしがき

札幌管区气象台にあるI-ADESS と呼ばれるワークステーションを用いて、全道のアメダス地点毎の風向・風速の予測を試みた。従来の様に統計的に予測式を作成するのではなく、過去の資料からデータベースを作成し、数値予報による高層の予測をもとに類似する例を検索して風の分布を得た。類似する例の抽出が難しい場合があるものの、面的な予測が可能である事がわかった。

2. 使用したデータ

気象状況が類似しているかどうかを判断する資料として、稚内・札幌・根室の海面気圧、850hPaの風向・風速を用いる。今回は1985~1991年の7年分のデータを用意した。全道(162地点)のアメダスの特別風データから、高層観測資料のある3・9・15・21時を中心の前2時間、後3時間の計6時間の中での最大風速とその時の風向を求め、その時間帯における風向・風速とした。海面気圧、850hPaの予想値として気象庁でもっとも解像度が高い日本域モデル(JSM)の格子点値(GPV)を用いた。

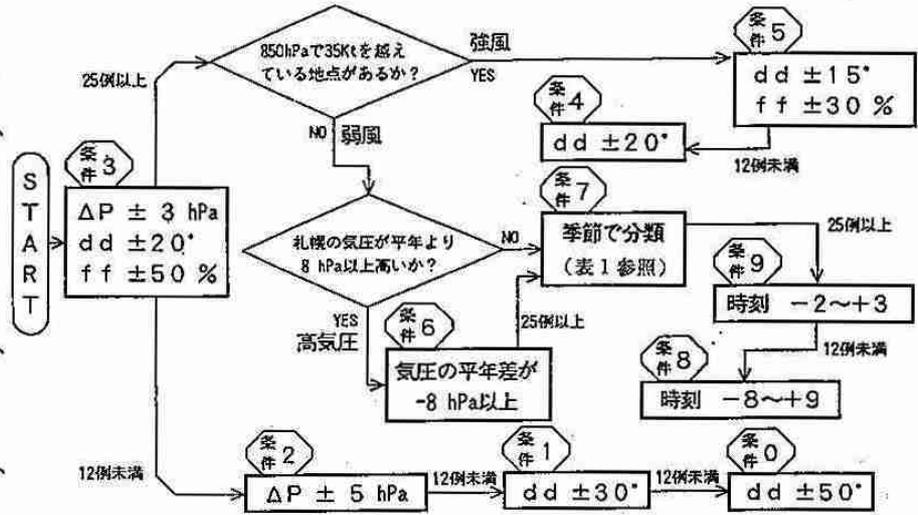


図1 検索条件のフローチャート

表1 [条件7]における季節を分類する基準

予想する月	検索の対象とする月	予想する月	検索の対象とする月
1月	10~5月	7月	5~9月
2月	10~5月	8月	5~9月
3月	10~5月	9月	9~5月
4月	10~5月	10月	10~5月
5月	10~6月	11月	10~5月
6月	5~9月	12月	10~5月

3. 予測の手順

- JSMのGPVから稚内・札幌・根室の海面気圧および850hPaの風向・風速の予想値を得る
- 過去の10200件余の海面気圧と高層実況値のデータから、類似した例を約20件抽出する。(図1、表1)
- 検索された日時に対応するアメダスデータから、出現しやすい風向・風速及び出現した最大風速を求める。

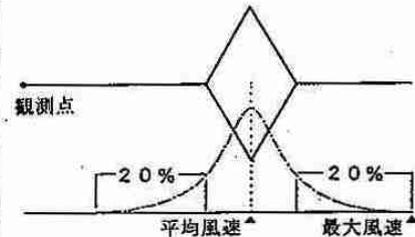


図2 表示に用いた矢羽根

4. 予測結果の矢羽根について

予測結果は図2に示す独自の矢羽根を用いている。黒丸が観測点で黒丸から伸びる棒の長さは検索された例での最大風速に比例する。棒上にあるひし形は、出現しやすい風速の範囲を示す。ひし形の上端と下端の位置はそれぞれ風速の強いほうと弱いほうから20%の度数を示す位置にあり、ひし形の中心が平均風速である。なお、風向は風速が大きく頻度も多い風向一つのみの矢羽根を表示している。また、今回は実況値としてそれぞれの時間帯におけるアメダスの最大風速を太い棒で表した。

5. 予測事例検討

(1) 結果の良い例1 (図3)

この例は、冬の気圧配置となっており、西風の卓越した例である。検索結果によると、風速はほぼ実況に即したものとなっており、特に空知から上川地方にかけての内陸の強風を予測している点に注目できる。風向は、空知から上川地方にかけて西風から南西風へ変わっているなど、内陸部での地形による風向の変位を良く予測している。

(2) 結果の良い例2 (図4)

この例は、夜間の内陸での気温の下降に伴い局地性の高気圧が本道

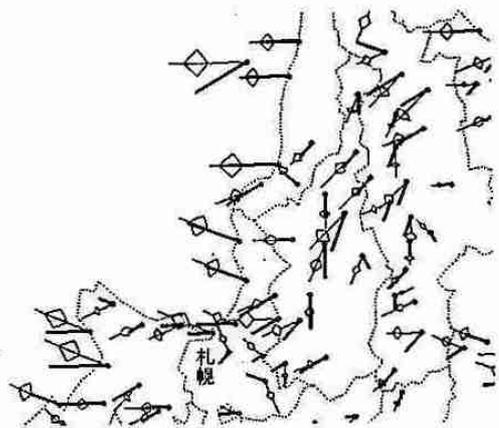


図3 1994.1.18.12UTC初期値 1.19.00UTC予想

中部に発生した日の例である。検索結果では特に、各海岸から吹き出す陸風、また積丹半島など半島の両岸で風向が反対になっている点、留萌方面のやや強い陸風など細かい予測が出来ている点に注目できる。

(3) 結果の悪い例1 (図5)

この例は、南西風系卓越場で、午後に入り東部を中心にヒートロウが発生、内陸に向かい海風が吹き込む日の例である。類似検索によると西から北西風を全道的に予測しており、実況とはかけ離れた例を抽出している。検索の判断となるJSMのGPVは、根室の850hPaの風速が実況よりも強めに予測している他は、地上気圧値の差もそれほど無い。原因は、検索対象の5月を主に積雪期を多く含むグループに入れた事が主で、5月の検索をする時の季節グループ分けを無積雪期を多く含むグループに替える事でかなりの改善が期待できる。

(4) 結果の悪い例2 (図6~7)

この例は低気圧が発達しながら三陸沖から本道東部へ進み、一方、本道の西は気圧の谷となっている例である。予測対象の時刻において、JSMでは渡島半島南部では西風を予想しており、実況に即したものとなっている。しかし検索結果では、渡島半島は東風が予測されてしまった。原因については、JSMから検索に使う地点を結ぶ線の外側に、局所的な気圧の谷や気圧傾度の急な部分がある場合には、十分にそれらを考慮した検索は現時点では不可能であるという事である。改善の可能性としては、検索のために用いる地点を増やす事等が考えられるが、格段の改善は難しいと思われる。

6. 的中率

1993年5月、8月、1994年1月の3か月の的中率を表2に示す。風向は、実況が予想された主風向から1方位(22.5度)のずれの中にあれば的中とし、風速は実況が図2に示す「ひし形」の範囲にある場合を的中とした。およそ風向の的中率は5割、風速の的中率は7割である。風向と風速の的中率の差は、的中とする範囲によって変わるので本質的なものではない。また8月、1月、5月の順で成績が良いが、検索させる際の季節の取扱の問題があり(結果の悪い例1参照)、季節による特性とはいえない。

7. 誤差の原因と改善

予測が大きくはずれている場合はJSMの予想がはずれている場合が多いが、これについては今後の数値予報モデルの改良を期待するしかない。今回の検証は高層観測に合わせてGPVの予想値を6時間間の代表値として使ったが、気圧傾度などは2~3時間で容易に変化することから、検証結果を悪くする原因となっている。改善すべき点として最も重要なのが、類似しているか否かの判定部分である。渡島半島での予想を改善するには三沢の高層観測を考慮すべきかもしれない。また、検索条件を決めるためのフローチャート(図1)は、主観的に決めたものであり、結果を見ながらの調節もほとんどしていない。このフローチャートには改善すべき点が多いことは確かだが、そのための手法は確立されておらず手さぐりの状態である。

8. まとめ
主風向がはっきりしている場合や、典型的な気圧パターンの際には、このシステムは既に天気予報作業現場で参考資料として使える性能を持っている。代表的な地点の予想ならば、経験のある予報官に勝つことはないが、全アメダス地点の予測が出来ることが強みである。今後の改善で的中率を1割程度高めることはさほど難しくはないだろう。

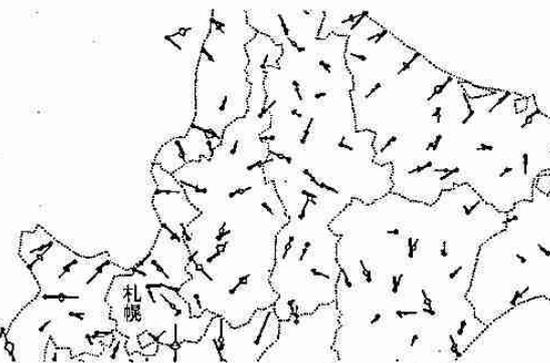


図4 1994.1.12.12UTC初期値 1.13.12UTC予想

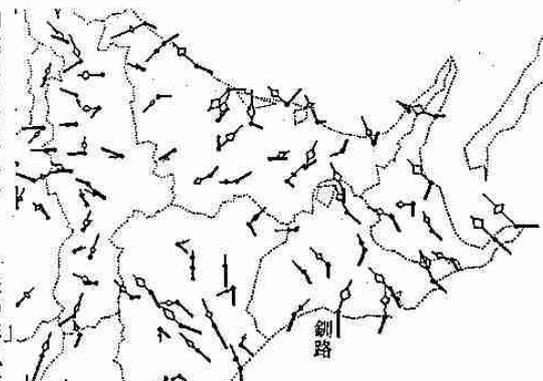


図5 1993.5.20.12UTC初期値 5.21.06UTC予想

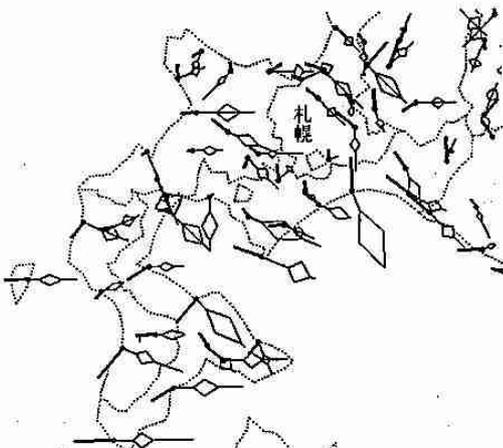


図6 1993.8.27.12UTC初期値 8.28.00UTC予想

図7 対象時刻のJSM (1993.8.28.00UTC予想)

表2 日別の中率の月平均値(%)

アメダス時刻	風 向			風 速		
	1月	5月	8月	1月	5月	8月
1~6	47	40	45	73	79	83
7~12	39	41	45	72	67	80
13~18	42	39	46	72	60	75
19~24	42	34	42	74	75	81
平均	43	39	44	73	70	80

6. 降雪粒子の酸性化機構

遠藤辰雄 (北大・低温研)・高橋庸哉 (北教大)

村本健一郎・中川千枝 (金沢大・工)・野口 泉 (道環境科学研究センター)

1. はじめに

降雪粒子はその形状・種類・結晶形等から雲内での履歴が分かるので、それから雲内での酸性化機構を解明する上で雨に比べて有利である。そこで、この成長様式の違い(気相成長・雲粒捕捉成長)に着目して、降雪粒子を採取し、pH測定・化学分析を実施してきた。その結果、特記すべきことは、従来はほとんど異物質の取り込みが無いと考えられてきた気相成長の場合にもpH4.0程度まで達する強い酸性度が検出されることである。これは最近の Mitra et al.(1990,1992)の室内実験の結果と符号している。雪結晶はNO₃⁻を取り込みやすく、その酸性化にはnss-Cl⁻も寄与していることが考えられる。また、都市部では降雪初期にnss-Ca²⁺濃度が高く、これに中和され、pHは7.0程度になっていた。

ここでは特に降雪の酸性化における雲粒の役割について考察する。このために、簡単な篩いを用いて篩いに残った完全なあられ(残差物)と濾過した雪粒子(濾過物)に区分して降雪粒子を採取し、雲粒捕捉様式の異なる因子を大まかに分別した。

2. 観測方法

観測は1992年1月に札幌近郊の石狩町美登位で、1993年3~4月に北大低温研屋上で行った。前者は札幌の北北西20kmに位置し、周囲には人家等はほとんどない。観測項目等はこれまでと同様である。

降雪粒子を採取する際にあられが含まれている場合には篩い分けを行った。図1はその例である。篩いの中に残ったのはほとんどがあられで、篩われたものは雪の結晶・雲粒付雪結晶及び篩いの目を通った Rimed Particleである。以下では‘残差物’・‘濾過物’と呼ぶ。

3. 結果と考察

nss-SO₄²⁻とNO₃⁻の濃度比は次の通りであった。

	‘残差物’	‘濾過物’	
郊外での観測	4.8	3.5	(14例の平均)
都市域での観測	13.3	10.9	(12例の平均)

雲粒が含まれている場合にはnss-SO₄²⁻の寄与はNO₃⁻に比べて格段に大きいことがわかる。雪結晶の酸性化には後者が寄与していることと対照的である(上記比は郊外で0.3、都市域で1.0を観測している)。

各イオンについて、‘残差物’の場合の濃度と‘濾過物’の濃度の比を調べた。郊外での観測では、nss-SO₄²⁻濃度は‘残差物’の方が高いことが多かった(図2参照)。これに対して、NO₃⁻・nss-Ca²⁺は‘濾過物’の方が高いことが多かった。これは‘濾過物’の方が落下速度が遅く、HNO₃-ガスに晒される時間が長いためで、nss-Ca²⁺粒子に対しては捕捉断面積が相対的に大きいことによると考えられる。都市域ではH⁺濃度以外は‘濾過物’の方が高かった。都市大気汚染の影響を強く受け、相対的に中和されていることを示している。

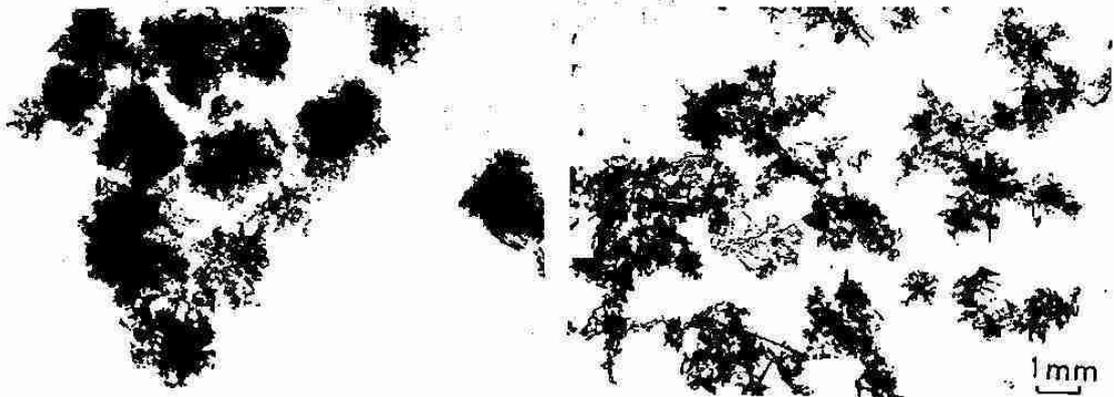


図1 降雪粒子の篩い分けの例： 篩いの残差物（左）と濾過物（右）

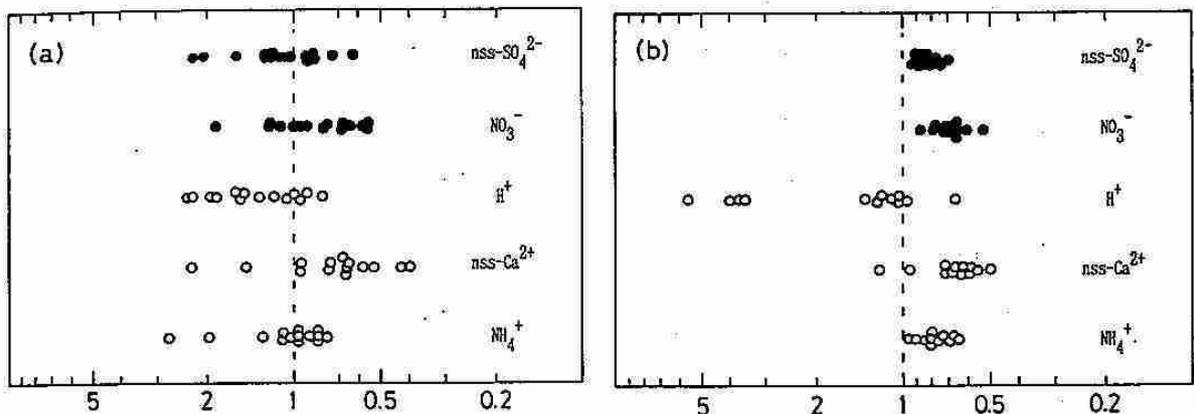


図2 各イオンについての‘残差物’の濃度／‘濾過物’の濃度の比
 (a)1992年1月石狩と(b)1993年3月札幌での観測 白丸は陽イオン、黒丸は陰イオン

4. まとめ

- SO4²⁻とNO₃⁻は、雲内(in cloud)で scavenging されていることが期待される。
 SO₄²⁻は雲粒を介してライミング過程でアラレにとりこまれ、NO₃⁻は雪結晶に直接とられ大部分が併合して雪片の形で地上に運ばれる。
- 篩い分けによる分析の結果、残差物は完全なあられであり、これは雲内での成長過程のみを反映するが、濾過物は雪片や単結晶の気相成長に加えて若干の雲粒つき雪粒子が混入することは避けられない。さらに雲底下(below cloud)での蒸発中における scavenging の効果が特に強く表れることが考えられる。
- 酸性雪測定における問題点として雲底下(below cloud)における落下中に地上大気汚染の影響をかなり受ける。その主な成分は NH₄⁺, nssCa²⁺+(車粉?), nssCl⁻ 等である。
- 今後の計画として、地上大気汚染の影響がより少ないところで観測を行い、上記の結果を確認したい。

文献

Mitra, K., S. Barth and H.R. Pruppacher (1990): A laboratory study on the scavenging of SO₂ by snow crystals. Atmos. Envir., 24A, 2307-2312.
 Mitra, S.K., C. Diehl and H.R. Pruppacher (1992): A laboratory study of the uptake of SO₂ and HNO₃ by snow crystals. Proc. 11th ICCP (Montreal), 851-854.

7. 北海道冬季における酸性雨の現況調査

木村義昭・小林久美子・私市和俊 (財)日本気象協会北海道本部
谷 昭彦 (北海道開発局開発土木研究所)

1. はじめに

本調査は、北海道における酸性雨およびその影響に関する実態を把握し、今後酸性雨が与える影響と対策を検討するための基礎資料を作成することを目的として平成4年度から実施している。今年度は道内既存データより酸性雨の影響が懸念される4地点を代表地点として、冬季期間における実態調査を実施した。今回は、その実態調査の測定結果の一部について報告する。

2. 調査方法

- (1) 調査地点：図1に示す4地点で測定を行った。
- (2) 調査期間：平成5年11月～平成6年2月
- (3) 調査方法：ろ過式雨雪採取装置で、1週間毎に雨水を採取した。
- (4) 調査項目：pH, EC, SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , NH_4^+ , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , 貯水量, 不溶解性試料降下物量



図1 調査地点と平均pH

3. 調査結果

(1) 平均pH

各地点の調査期間中の平均pHを図1に、pH推移を図2に、酸性雨出現率を表1に示す。平均pHは、都市部に比較的近い定山溪ダムで最も低かったが、どの地点もpH5.6以下（酸性雨の定義はpH5.6以下）であり、酸性雨出現率はどの地点も80%以上であった。また、各地点で同時に酸性雨が出現する傾向にあった。

表1 酸性雨出現率

地点	出現率(%)
定山溪ダム	82
岩尾内ダム	93
十勝ダム	88
留明ダム	81

(2) 総イオン量

各地点の総イオン量（平均値）を図3に示す。総イオン量は、留明ダムで最も多いが、ほとんどが海塩起源である。これは、冬季における日本海側からの西系の季節風が関与しているものと考えられる。

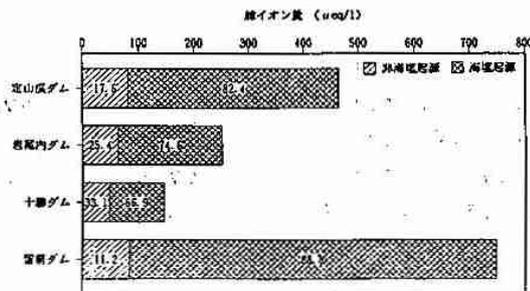


図3 地点別総イオン量

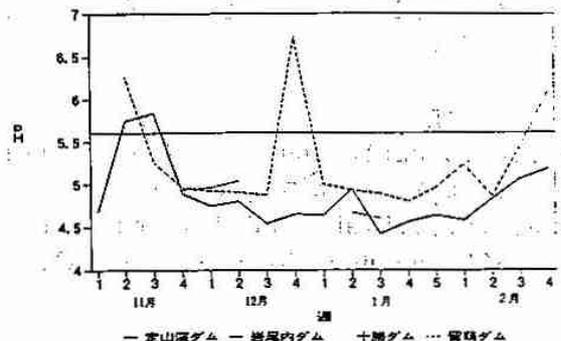


図2 地点別pHの推移

(3) 降下物量

各地点の調査期間中の $[H^+]$ 降下物量、 $[NO_3^-]$ 降下物量、 $[SO_4^{2-}]$ 降下物量および降水量を図4に示す。 $[H^+]$ 、 $[NO_3^-]$ 、 $[SO_4^{2-}]$ 降下物量とも、定山溪、留明が多く、十勝が少なかった。降下物量は降水量に大きく影響し、定山溪、留明では降水量が多く、十勝では少ないことが降下物量の差に表れている。

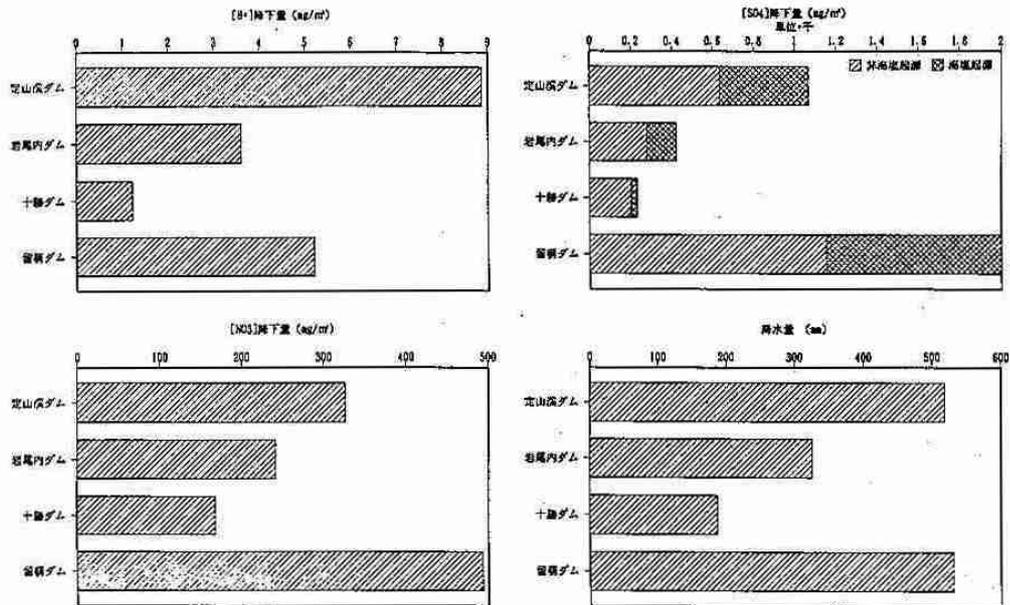


図4 降下物量と降水量

(4) 他地域との比較

今回の調査期間は4か月未満と短いものの、北海道の現況を把握するため他地域との比較を行った。比較は年統計値について行い、そのために、降下物量に関しては、調査結果を周辺アメダスデータの降水量平年値で年間値に換算している。

- ・ pH (調査結果: 4.77~5.19) ... 世界的には中程度
東北から関東の太平洋側と同程度
- ・ $[H^+]$ 降下物量 (" : 5~20mg/m³) ... 国内では非常に少ない地域に属する
- ・ $[NO_3^-]$ 降下物量 (" : 5.4g/m³ (留明)) ... 関東周辺と同程度
(" : 1.0~2.2g/m³) ... 国内では非常に少ない地域に属する
- ・ $[SO_4^{2-}]$ 降下物量 (" : 0.5~1.3g/m³) ... 国内では非常に少ない地域に属する

4. まとめ

北海道の酸性雨は広域的に出現し、その程度は他地域と比べて中程度である。また、降下物量については、一部には影響が懸念される地域もあり、今後は詳細な調査等を行い、状況を監視していく必要がある。ただし、今回は冬季期間(11月~2月)の現況調査であったが、今後は他の季節を含めた年間データによる現況把握が必要である。

8. Behavior of Sub-System of Cloud Clusters in the Tropics during the TOGA-COARE IOP

Md. Nazrul Islam, Hiroshi Uyeda, Nobuhiro Takahashi,
Osamu Kikuchi and Katsuhiko Kikuchi (Fac. Sci., Hokkaido Univ.)

<Introduction> In the Western Pacific tropical region, TOGA-COARE project is continuing to investigate detail information of the characteristics of the tropical cloud clusters. We started a work on a view to find out the structure and behavior of the sub-system (Mori, 1992) of cloud cluster because of its importance for better understanding of the characteristics of the convection in any field.

<Data> We have analyzed the data collected by Keifu Maru (JMA) during the TOGA-COARE IOP from Nov. 3 to 16, 1992. The reflectivity data were digitized on a 2.5 km mesh covered 500 km in diameter centered at 0.5°S and 154.5°E. We preferred the data in PPI(EL.=0.0°) scans.

<Procedure> We have selected a number of individual echo cells which must be combined to form a sub-system. We detected the selected echo(es) and labelled it by a symbol, then followed until it merged with another echo(es) or moved outside the radar range. New echoes were labelled by new symbols and followed until the latest one merged.

<Results & Discussion> We analyzed two cases of Nov.12, 1992, in detail.

[Case-1] Figure 1 shows the structure and evolution of a long lasting (about 14 hours), intensive(in dBZ) and long line shape sub-system. Four echo cells a1, a2, a3 and b1 were detected at 0604 JST at different location. Their next location were traced at 0634 JST and so on. All of the echo cells moved to the ENE. Two cells, a1 and a2, combined at 0704 JST. A new cell b2 detected at 0734 JST in the north flank of the pre-combined echo (main echo). The combination of b1 and b2 joined with the main echo at 0904 JST

and start to form a line echo. Another new echo a4 was already detected in the south flank at 0804 JST and thus the chain was continued. This long line echo was in its maximum dimension 340 km(in length) at 1104 JST. During the traversed path, few fragments (f1, f2, etc.) were separated by the sub-system at their respective time. A big fragment f1(about 60 km in length) and the sub-system had gone out of radar range after 1145 JST and 1245 JST respectively.

Figure 2 shows the life cycle, merging and fragmentation processes of the sub-system corresponding to Fig. 1. A group of detected echo cells merged and left the sub-system at their respective time.

Area increase rate corresponding to Fig.2 is shown in Fig.3. At the first step it is 17 km²/min and increase gradually. At step 3 the rate suddenly increased at 33 km²/min. This sudden increase indicated that the cloud cluster changed its state from convective to stratiform components. At step 4 area increase rate was almost same, this indicates that the sub-system reached its maximum dimension. So, we have to believe that the sub-system is either in dissipating stage or on going to dissipating stage. The increase mode for

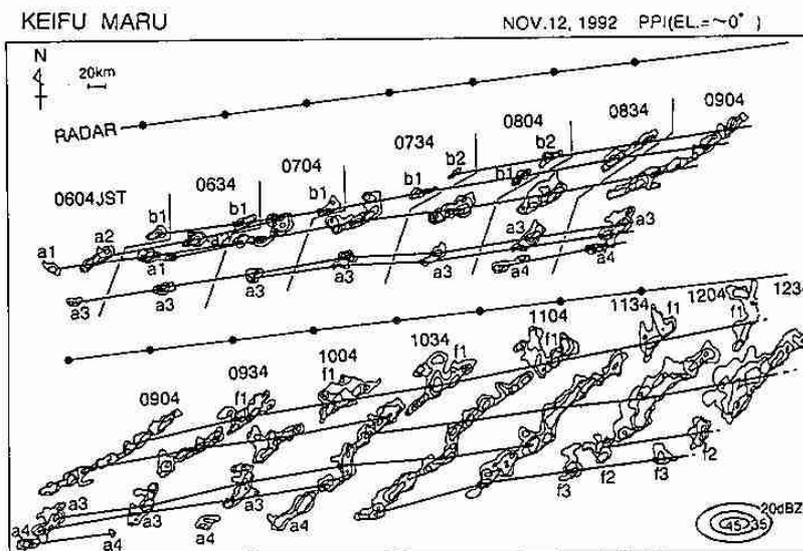


Fig 1. Echo patterns and evolution of a sub-system of a cloud cluster.

UTC=JST-9(hour)

>35dBZ and >45dBZ line indicates the intensiveness and long lasting of the sub-system.

[Case-2] Next, we analyzed a short lived (about 5 hours), quasi-circular sub-system appeared at 0612 JST. It was formed by seven isolated cells having the characteristics that new cells born in the north and south flanks. Also, few fragments were separated by the sub-system. The maximum dimension of this sub-system was about 116 km in diameter and traversed a path 155 km in its lifetime.

The area increase rate for Case-2 was faster than Case-1. This again confirms that Case-1 is more stable.

<Conclusions> It was found that the individual echo lifetimes of case-1 and case-2 are 1:10-4:40 hours and 0:20-1:00 hours respectively. The sub-system formed by the merging of individual echo cell and propagated in ENE. It was found that the merge criteria of the sub-system are a) echoes move parallel and inclined way, b) change direction or speed (slow) just before merge, c) distance between two echoes will be less than 5-7 km, and d) new echo has to be born in the north or south flanks of the main echo. Further analysis will be done to show the organization and identification of the convective and stratiform components of cloud clusters for the improvement of this study.

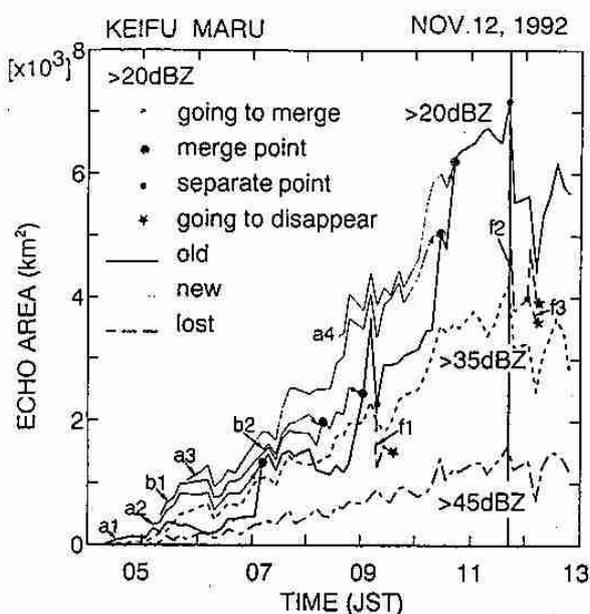


Fig. 2. Echo area corresponding to Fig. 1. Outer line represents the total area (>20dBZ) at the respective time.

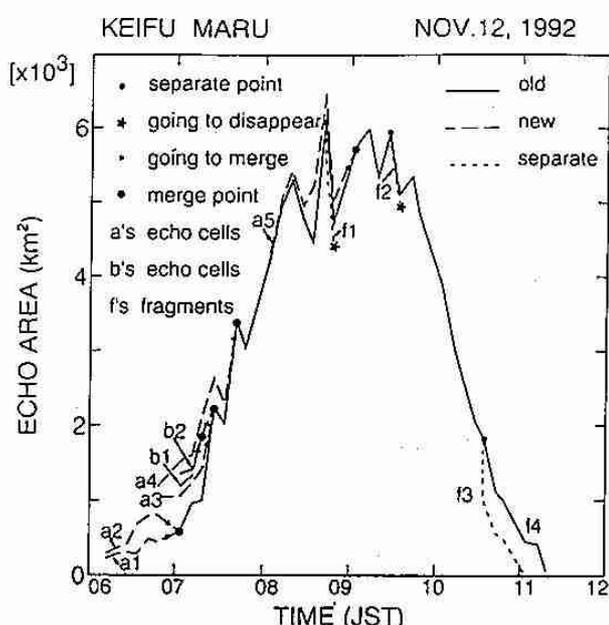


Fig. 4. Same as Fig. 2 except for Case-2.

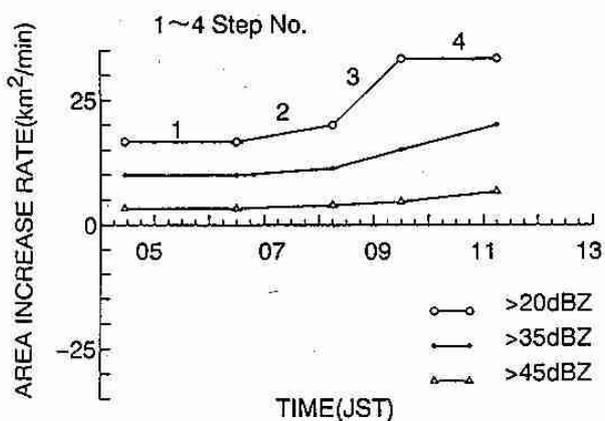


Fig. 3. Area increase rate corresponding to Fig. 2. Consecutive dots show the step length in time.

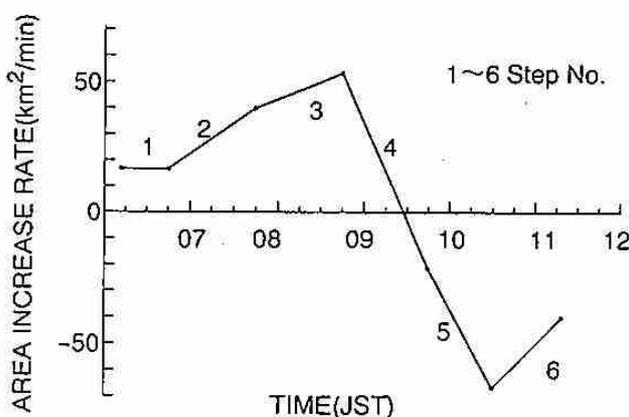


Fig. 5. Same as Fig. 3 except for Case-2.

9. 1993年の冷夏の特徴(2) —東西風指数と海面水温から検討—

上田崇裕・若原勝二・三浦 明 (札幌管区气象台)

1. はじめに

1993年の夏は記録的な冷夏となった。冷夏の原因の一つにオホーツク海高気圧が考えられるが、これを客観的に示す「北海道地上東西風指数」を定義して冷夏の検証をした。

2. 1993年夏の特徴

1946年以降の47年間のデータを見ると、1993年の夏(6月～8月)の平均気温は低い方から第4位である。(図1) また太平洋側の海水温は平年より3度から4度低く、夏の間この状態が続いた。また、オホーツク海高気圧が長い間居座り、オホーツク海側や太平洋側では雲が多く日照時間の少ない状態になった。海水温が低いのも関連して、比較的晴れた日本海側でも気温の低い状態が続いた。(図2)

これらをまとめて、1993年夏の7つの特徴を次にあげる。①流水終日が遅く、オホーツク海側で1か月遅れ ②北海道近海の海水温は春から連続して低温 ③オホーツク海高気圧から吹き出す東風が強い ④6月は記録的な寡照、太平洋側大雨 ⑤4～8月にかけて連続して月平均気温が低い ⑥盛夏期は記録的低温、帯広・岩見沢の真夏日なし ⑦台風の接近数3個(平年1.2個)

3. 北海道地上東西風指数

北海道地上東西風指数(以下東西風指数と言う)を次のように定義する。

北緯50度東経150度の地上気圧から、北緯40度東経140度の地上気圧を引いて平年値を求め、平年値と各年の偏差を出した。これは、オホーツク海高気圧の強さを客観的に示す指数として有効である。この指数が正偏差で

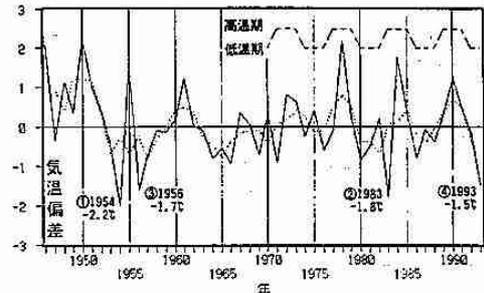


図1 北海道22地点平均気温の経年変化図

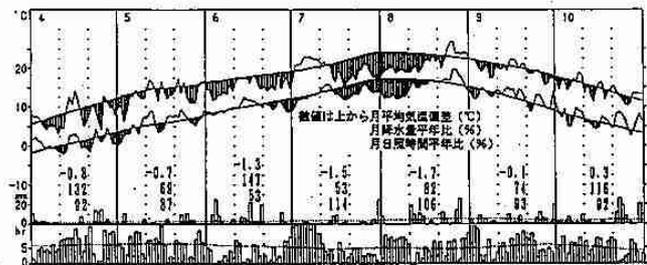


図2 北海道22地点の最高・最低気温、降水量、日照時間の経過図

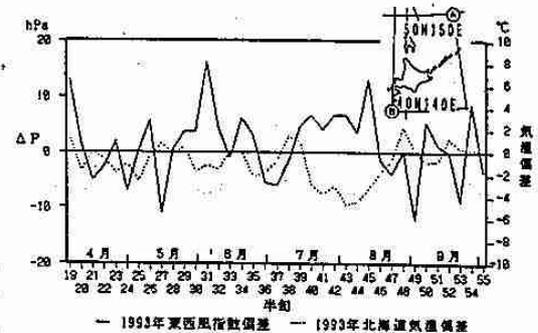


図3 1993年4～9月の北海道地上東西風指数と気温の経過図

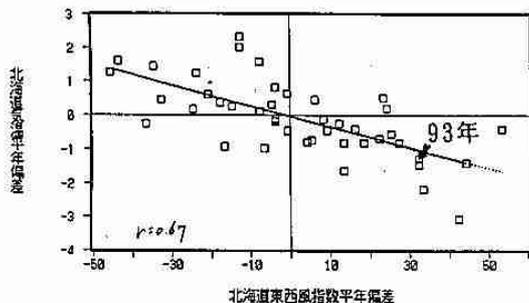


図4 6月の北海道地上東西風指数と気温偏差の散布図

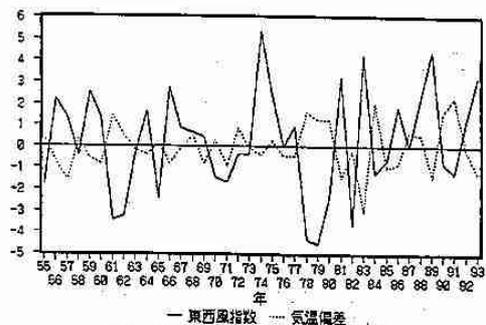


図5 6月の北海道地上東西風指数と気温偏差の経過図

あると東風が平年より強く、負偏差であると西風が平年より強い事を意味している。

1993年の4月から9月の半旬毎の東西風指数と気温偏差を図3に示す。これから東風(西風)が強いときに気温が低い(高い)ことがわかる。また図4は夏期間の中で東西風指数と気温の相関が最も高い6月の散布図である。更に、6月の年毎の時系列を図5に示すが、これも図3と同様の関係が見られる。

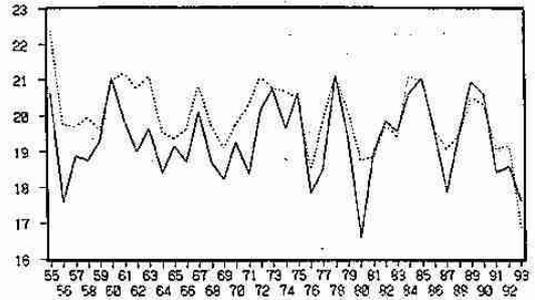


図6 8月の北海道太平洋側の気温と海面水温の経過図

4. 気温と水温の関係

図6に8月の太平洋側の気温と水温の関係を載せるが、1993年は1955年以降で最低値となっている。気温と水温はほぼ同じ様な経年変化をしている。

図7に8月の太平洋側の気温、水温、東西風指数、東部熱帯太平洋域の海面水温の状態(エルニーニョ、ラニーニャ)の散布図を示す。相関係数が0.75で、相関は高くなっている。右上象限は気温、水温が高く、西風で、ラニーニャの傾向があり、左下象限はこの反対である。一次回帰直線から離れているのが1955年と1993年だが、ラニーニャの1955年は水温が高くシフトしており、対象的にエルニーニョの1993年は水温が低くシフトしている。

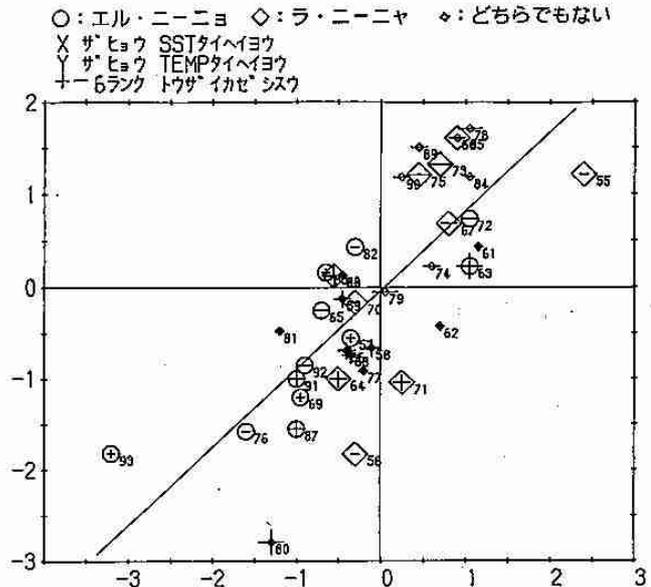


図7 太平洋側8月の海面水温と気温の散布図に北海道東西風指数とエルニーニョ、ラニーニャのマークを付加

5. 気温と日照時間の関係

図8に盛夏期における気温と日照時間の関係を示す。これによると、1993年は低温の割には日照時間の多い方の区域に分布している。このことは、1993年の夏は晴冷傾向の強い特異な年だったことがうかがえる。

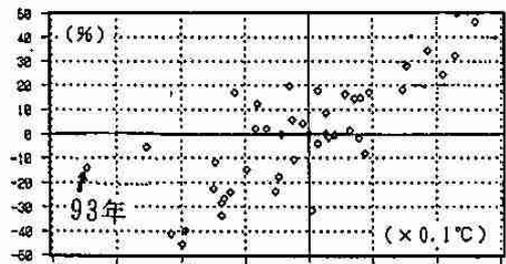


図8 盛夏期(7月下旬~8月中旬)における気温と日照時間の関係
横軸: 気温偏差 縦軸: 日照率平年差

6. 気温の6年周期について

図1の夏気温の経年経過を見ると、ほぼ6年毎に暑い夏と、涼しい夏が現れている事がわかる。

7. おわりに

冷夏になる年は、海水温が低く、オホーツク海高気圧が頻繁に現れ、東風が強く、日照時間が少ない年で、それを客観的に見る方法の一つとして、北海道地上東西風指数を作って検証した。また同様に南北風指数とベクトル合成する検討も行っている。

【参考文献】

- 三浦明、若原勝二、上田崇裕、1994.2: 1993年の冷夏の特徴 平成5年度全国長期予報検討会資料
- 若原勝二、安田毅彦、1994.2: 北海道の異常気象に関連する循環特性 平成5年度全国長期予報検討会資料
- 若原勝二、上田崇裕、1994.2: 北海道夏気温に影響する東風効果 平成5年度全国長期予報検討会資料
- 札幌管区気象台技術部予報課、1994.3: 北海道の冷夏について 技術時報 平成6年3月 No.123