

—発表会要旨①—

平成8年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成8年11月14日（木）  
場所：札幌管区気象台大会議室

1. サハリンの気象について.....	札幌管区気象台	金子 秀毅	20
2. 天気予想と台風.....	北見市	松木 昇	22
3. 十勝地方における強風現象の総観・局地気象的特徴.....	北大院・地球環境	遠藤 浩行・高橋 英紀	24
4. 近年の極渦の強化とテレコネクションの関係について.....	北大院・地球環境	大橋 康昭・山崎 孝治	26
5. 札幌におけるオゾン全量と紫外域日射量.....	札幌管区気象台	青山 隆・岸 隆幸	28
	〃	安田 毅彦	
6. 冬期季節風先端部に発生した対流雲の構造.....	北大院・理	勝俣 昌己・上田 博	30
	〃	山田 広幸・菊池 勝弘	
7. 雪雲から発生する下降流の形成過程.....	北大院・理	山田 広幸・上田 博	32
	〃	菊池 勝弘	
	防災科研・気水圏	真木 雅之	
	防災科研・長岡	岩波 越	
8. 北極圏における厳冬期の水蒸気、エアロゾル、雪結晶の研究（WANTS-ARCTIC；Canada） その2-厳冬期におけるカナダ北極圏での霰形成の水収支について-	北大院・理	井上 雄介・遊馬 芳雄	34
	〃	菊池 勝弘・上田 博	
	秋田大・教育	梶川 正弘	
	大阪府教育センター	佐藤 昇	
	北教大	桜井 兼市	
	東北大・理	早坂 忠裕	
9. 大気中 SF <sub>6</sub> の定量法の確立とその応用.....	北大院・地球環境	土屋 秀二・田中 教幸	36
	〃	角皆 静男	
10. 都市大気中の COS、CS <sub>2</sub> の測定.....	北大院・地球環境	荒波 一史・田中 教幸	38
	〃	角皆 静男	

# 1. サハリンの気象について

金子秀毅(札幌管区气象台予報課)

## 1. はじめに

「サハリン」は、北海道のすぐ北に位置する南北約1000kmの細長い島である。近年、両島を結ぶ海・空の航路が開設され、人的・物的交流が活発になってきている。では、この北海道の隣の島・サハリンの気象はどのようになっているのだろうか、と疑問を抱き、本調査を行った。

## 2. 地勢について(図省略)

島の地形は、南北二条の山脈とそれに挟まれた低地帯・北部の低地に特徴づけられる。東をオホーツク海、西を間宮海峡に面し、アジア大陸とは最狭部で約7kmの近さに位置する。また、島の周辺海域の海流は、南西部が暖流(対馬暖流)に洗われている他は寒流に洗われている。

## 3. 気温の分布状況について(第1図左列)

年平均気温は+4~-2°Cで、緯度が高くなるほど低くなり、北部の低地帯で最も低い。最寒月は1月で、南西部の-8°C~内陸ツイミ川流域の-24°Cである。一方、最暖月は8月で、南西部の+18°C~北東部の+12°Cである。

## 4. 降水量の分布状況について(第1図右列)

年降水量は500mm~800mmで、緯度が高くなるにつれて少なくなっている。特徴的なのは夏期に降水が集中していることで、年間の6~7割を占める。冬期の降水は低温のため雪となるが、12~3月の月降水量が20~40mmなのに対し、最深積雪は50~70cm、多いところでは1mを越え、降水量が少ない割に積雪は多い。また、最深積雪は3月に出現する。

## 5. 考察

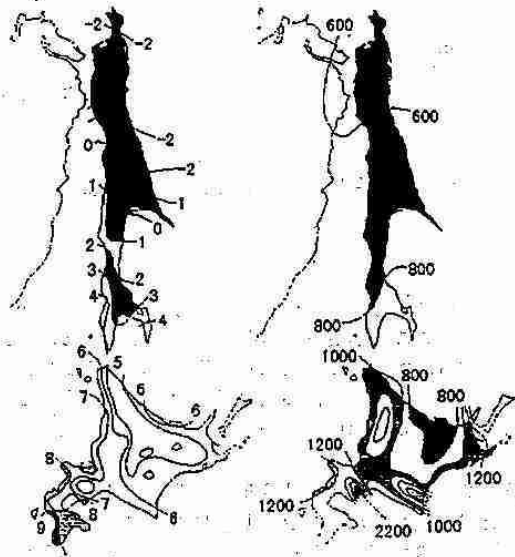
夏期と冬期について、気温分布の背景を考察する。冬期(第2図)は優勢なシベリア高気圧の支配下であり、低温のために大陸と結氷で連結して「島」でなくなり、大陸性の気候となる。このため晴れる日が多く、放射冷却も効いて寒さは一層厳しくなるが、南西部は暖流のために結氷を免れ、季節風の吹き出しによる雲に覆われて曇りや雪の日が多くなる(日本の日本海側と同じ)。南北の気温差は非常に大きくなり、2°C間隔の等温線も10本を数える(第1図)。夏期(第3図)は大陸が低圧部となるため、サハリンは南寄りの風が卓越、また、時々出現するオホーツク海高気圧の影響もあり、冬期とは一変して島全体が海洋性の気候となる。南北の気温差もほぼ解消し、等温線の数も3本となる。このように、冬期と夏期とで性格が変わるのがサハリンの気象の特徴だといえる。さらに、北半球でサハリンと同緯度の都市と気温と降水量を比較してみた(第1表)。降水量は平均的な値だが、気温は低い(特に冬期)ことがわかる。これは冬はシベリア高気圧・夏はオホーツク海高気圧の影響が大きいためと考えられる。

## 6. おわりに

隣の島でありながら、異国であるが故にその気象についてはほとんど知られていないと思う。今後、ロシア語の文献にもっと触れ、さらには千島列島・沿海州の気象についても調査し、これら地域の気象が北海道へ及ぼす影響などを考察していきたい。

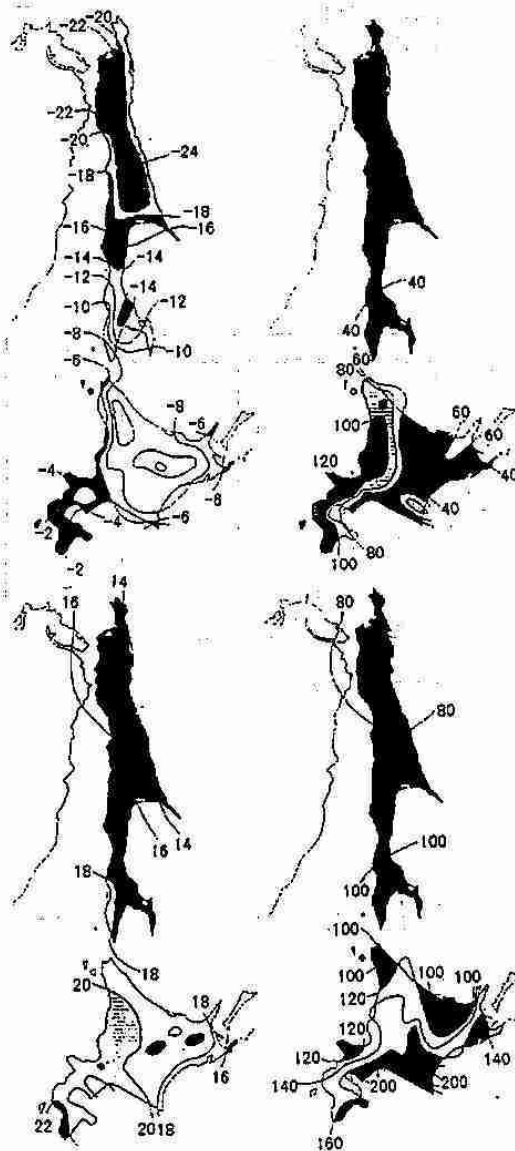
## 参考文献:

КЛИМАТ САХАЛИНА  
(А.И.ЗЕМЦОВА, 1968)



第1表 サハリンと同緯度の都市の気温と降水量の比較  
(上段：気温，下段：降水量)

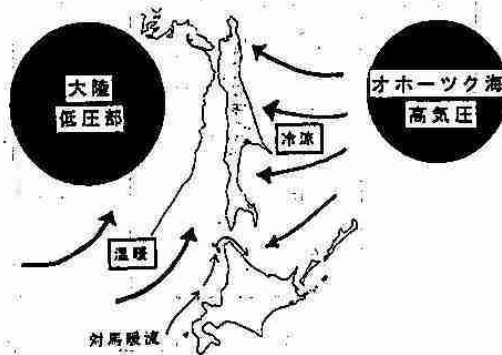
都市名	緯度	1月	6月	年
バンクーバー (カナダ)	49°11'N	3.0	17.4	9.9
パリ (フランス)	48°58'N	3.5	18.0	10.6
キエフ (ウクライナ)	50°24'N	-5.4	16.6	7.8
ユジノサハリンスク (ロシア)	46°55'N	-13.6	16.6	2.3
		45.7	98.7	825.8



第1図 サハリンと北海道の気温・降水量分布図  
(左列：気温，右列：降水量  
上段：年，中段：1月，下段：8月)



第2図 サハリンの冬期の模式図



第3図 サハリンの夏期の模式図

## 2. 天気予想と台風

松木 昇

はじめに

私は太陽観測を元に毎年2月10日に天気予想を出している。その低温期に台風が日本に接近または上陸する傾向がある。

天気予想図中(図1)に「天気予想に台風の接近又は上陸する時期は?」とあり具体的な期間を指定しているが予想通り台風が上陸接近した(図3、表3)。特に台風17号は関東地方の水不足を解消したのではないかと思う。

天気予想の出し方は、太陽黒点を調べて、中央線の通過の日を調べる(表1)。その表に従って出して行く。黒点の通過したところの7カ月後の表を作る(表2)。その表と前の表の黒点の出た所を合わせて低温にする。すると、天気予想が出来る。平成8年においてはその低温と台風の接近がほぼ一致した。低温期は雨の降る傾向にあり、台風の接近は特に不思議なことではない。

表の作り方は、昭和30年8月16日よりプラスを始め26日、25日、24日、23日、23日、24日、25日、26日、とプラスしていき、さらに26日、25日・・・と繰り返しながらプラスしていく。すると大正から昭和中ごろまでの冷害年と冷害でない年を分けることが出来た。過去の太陽黒点最低年とこの計算による冷害年が一致した。黒点の多い年は暑夏で、少ないときは冷夏となった。最近はこの規則に合わない年もある。しかし予想を出してから現在までの調べでは黒点の多いときは暑夏で、少ないときは冷夏の傾向にある。

表1

	計	A	中	B
7年	8/(31)	8/8	12	18
	9/(24)	11/1	7 (10)	(13) (17)
	10/19	(26)	11/2	8
	11/(14)	(21)	27	12/1
	12/(10)	17	23	29
8年	1/4 (5)	10	15	22
	1/28 (30)	2/3	9	15
	2/20 (22)	26 (29)	3/3	9
	3/(14)	20 (23)	26	4/1
	4/7	14 (17)	20	26
	5/2	9 (12)	15	21
	5/28	6/4 (7)	(10)	17
	6/23 (26)	30	7/(6)	12
	7/18	24	30 8/(2)	8/(5)
	8/11	17	23	29 (30)
	9/3	9	15	21
	9/26	10/2	8	10
	10/20	27	11/2	8

表2

	計	A	中	B
6年	3/(14)	20 (23)	26	4/1
	4/7	14 (17)	20	26
	5/2	9 (12)	15	21
	5/28	6/4 (7)	(10)	17
	6/23 (26)	30	7/(6)	12
	7/18	24	30 8/(2)	8/(5)
	8/11	17	23	29 (30)
	9/3	9	15	21
	9/26	10/2	8	10
	10/20	27	11/2	8

( ) は太陽が中央を通過した日

まとめ

太陽の観測結果からの天気予想で台風の接近時期が予想できる。これは何かの法則に沿うものなのか、単なる偶然なのか今はわからない。今後も台風と太陽に注目したい。

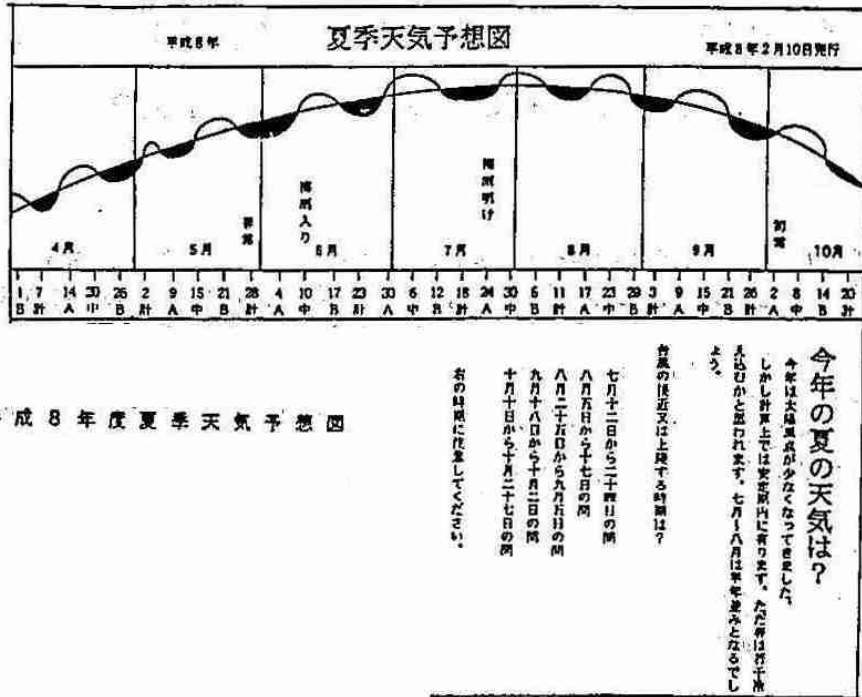


図1 平成8年度夏季天気予想図

7月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
	11日台風5号											18日台風6号																			
8月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
	13日台風12号																														
9月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
	1日台風14号																	22日台風17号		29日台風21号											

表3 台風の子想と実際

□ は台風接近予想

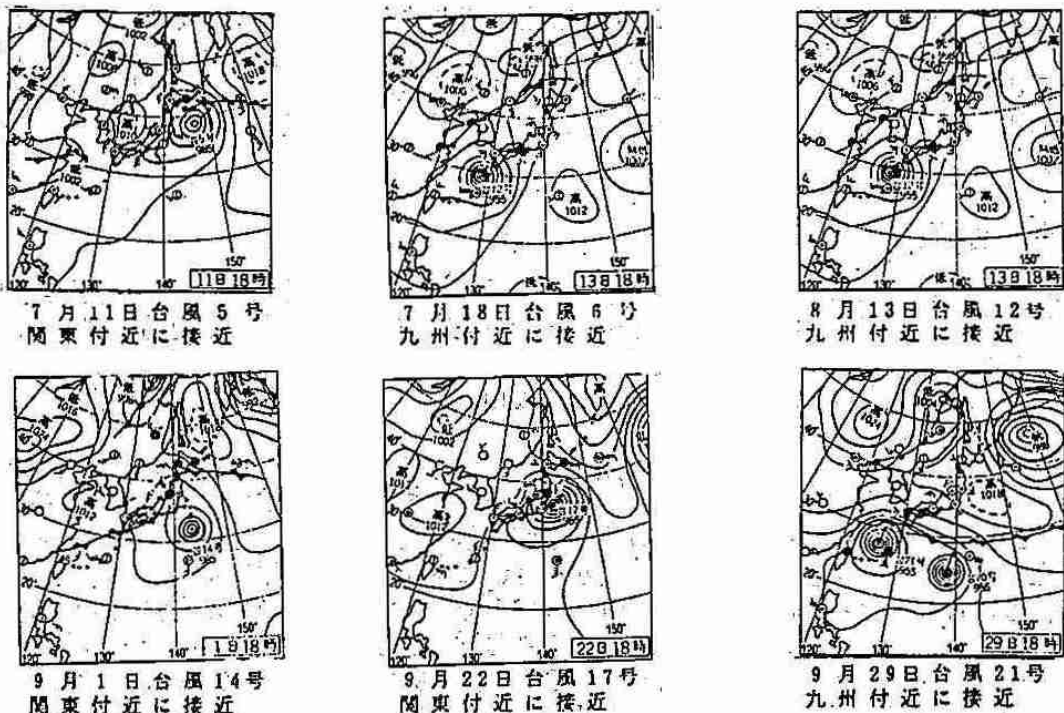


図3 台風接近時の天気図 (北海道新聞の複写)

### 3. 十勝地方における強風現象の総観・局地気象的特徴

遠藤 浩行・高橋 英紀（北大院・地球環境）

#### 1. はじめに

十勝地方における強風の研究は、多く行われてきている。特に、春の北西系強風に関しては多くの研究があり、この強風発生時に、気圧傾度が風の強さの割に大きくない、一般的なおろし風の発生時には存在するはずの上空の逆転層が存在しない、強風の日変化が明瞭であるなど特徴が見出されている。しかし、過去の研究はおおよそ3年程度の短期間の観測データを利用したものが多かった。そこで本研究では、17年間のAMeDAS観測データを利用し、十勝地方における強風現象を過去の研究成果をもとに検証するとともに、その特徴や原因をより詳細に解析することを目的とした。

#### 2. データ

本研究では、研究地域である十勝地方の18観測地点(図1)における1979年から1995年(17年間)の毎時AMeDAS観測データ、気象庁印刷天気図、高層観測資料、北海道気象月報を利用した。

#### 3. 調査方法

十勝地方の18観測地点のうち5地点以上で日最大風速が8m/s以上となった日を十勝地方の強風発生日と定義し、気象庁印刷天気図により、強風発生日を気圧配置型により分類するとともに、気圧傾度が根室-札幌間または稚内-函館間で8hPa以上の日(以下気圧傾度大の日とする)と、根室-札幌間および稚内-函館間で気圧傾度が8hPa未満の日(以下気圧傾度小の日とする)に分類した。そして、気圧傾度大・小の日それぞれについて、各気圧配置型の発生頻度をまとめ、傾向を分析するとともに、強風発生日の上空の逆転層の有無を調べた。その上で、気圧傾度小の日については、気圧配置型と日中の風速変化の様子によりさらに分類を行い、それぞれのタイプについて、日照時間、地上の気温日較差、上層(850hPa面)の気温・風速・風向について比較・分析を行った。また、それぞれの日について、強風の発生要因のひとつと考えられる大気的不安定状態の発生時間を、850hPa面と地表面の温度の比較により決定した上で、大気的不安定状態と強風の発生時間を比較し、逆転層の有無や上空の寒気流入なども考慮して、強風発生の特徴とその原因について考察した。

#### 4. 調査結果と考察

強風発生日は、特に3月～5月の春季に多く見られた(図2, 図3)。そして、強風発生日の気圧配置型による分類では、西高東低型・低気圧東方通過型および本道通過型は気圧傾度大の日に、南高北低型は気圧傾度小の日に集中していた(表1)。また、気圧傾度小の日の強風発生時の気象状態として、上空に寒気と山越え気流が存在すること、地上の日照時間が長いことなどがあげられた。

気圧傾度小の日(69日)について、大気的不安定状態の発生時間に強風が発生した日は47日あり、逆転層が存在した日は23日あった。強風発生の原因としては、①大気的不安定状態、②上空の逆転層があげられ、これらの原因で強風発生が説明できた日は47日あった。

以上のことから、十勝地方で気圧傾度が小さいにもかかわらず発生する強風の大部分は、地上付近の日照による昇温や上空の寒気流入などで発生する大気的不安定状態が原因となる場合(原因A)と、上空の逆転層の存在によりおろし風のような強風が発生する場合(原因B)、そして、それらが複合する場合(原因C)に分けられ、それぞれの場合ごとに、月別の発生頻度・気圧配置型・地上の日照時間や気温日較差・上層の気温・強風発生地点数の日変化などに特徴が見られた(図4～図7)。

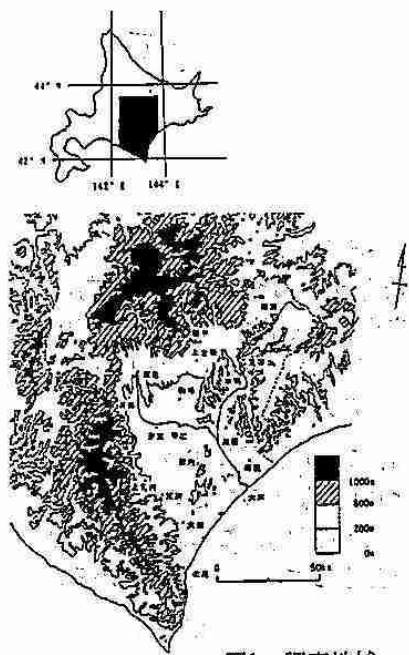


図1 調査地域

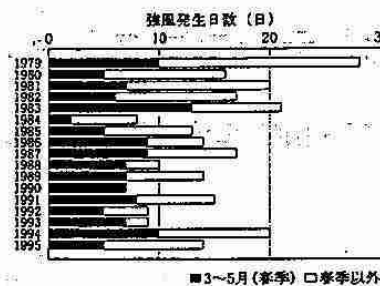


図2 年別強風発生日数

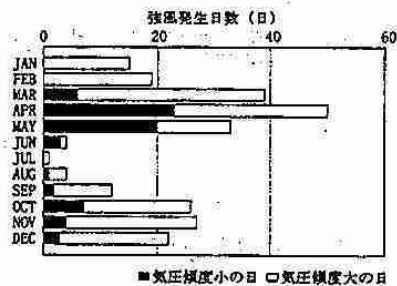


図3 月別強風発生日数

表1 気圧配置型による分類

	西高 東低	南高 北低	低気圧 北方通過	低気圧 東方通過	低気圧 本道通過	分類 不能
気圧傾度大の日	73	6	36	31	26	11
気圧傾度小の日	2	32	22	1	1	11

(単位：日)

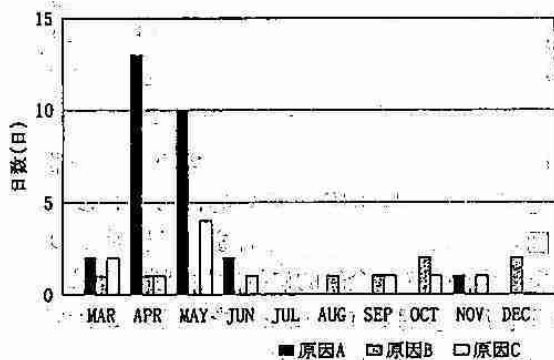


図4 月別発生日数

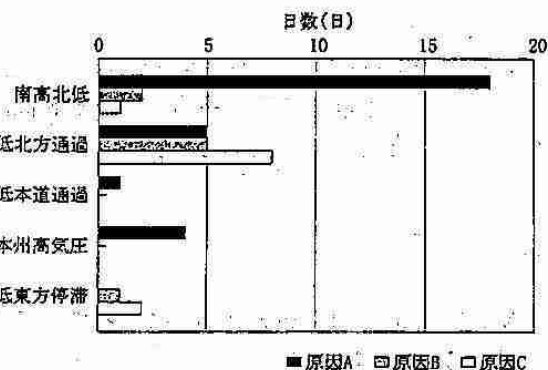


図5 気圧配置型別発生日数

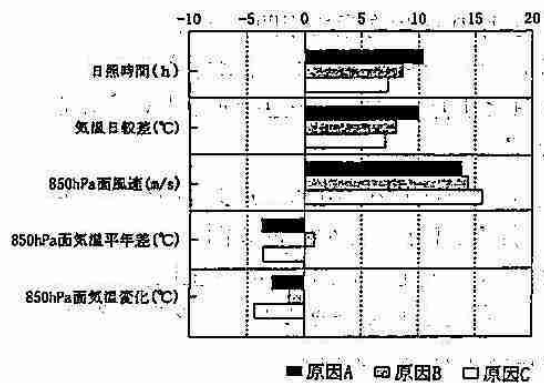


図6 原因別の日照時間、気温日較差、850hPa面風速・気温の比較

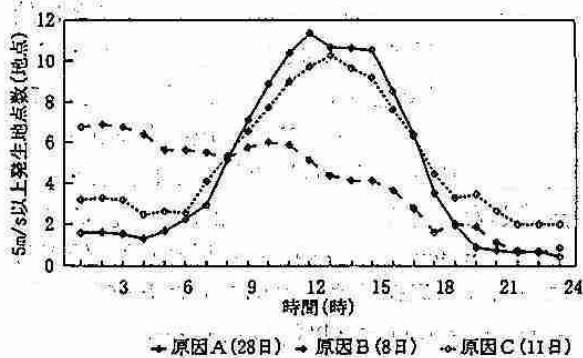


図7 5m/s以上の風の発生日数(地点)の日変化

## 4. 近年の極渦の強化とテレコネクションの関係について

大橋 康昭・山崎 孝治(北大院・地球環境)

### 1 はじめに

1970年代後半から現在まで、経年変動の観点から大気場をみると、88年頃を境に冬季北半球の中高緯度大気場に急激な変化が見られる。具体的には、88/89の冬以後は極渦が強化され、中緯度においてはテレコネクションパターンの一つであるEUパターンにも影響があることがわかる。そこで、NMC客観解析データセットを用いて実際に大気場がどのように変化したかについて解析を行った。

### 2 データ

使用したデータは、NMC客観解析データで、1978年から94年までの月平均、グリッド間隔は緯度経度ともに2.5度である。

### 3 結果

Wallace and Gutzler(1981)によって、テレコネクションパターンの一つとしてヨーロッパから日本にかけてEUパターンが定義された。図1は彼らによって定義されたEU indexの時系列の経年変化である。これより、88/89以前は(⊖ヨーロッパ) ↔ (⊕ロシア中央) ↔ (⊖日本)のパターンだったが、それ以後はパターンの符号が逆転している。このことは最近の日本の暖冬化傾向を示しているといえる。

次に、極渦の強さの経年変動を調べるために、その指標として、75-90Nの領域平均500hPa高度アノマリーを標準偏差で割ったPC indexを定義した。その時系列を図2に示す。これより、PC indexは88/89の冬以後急激に低下している(極渦が強まっている)ことがわかる。また、88/89以前と以後のindexの平均は有意水準99%で有意な差がみられる。さらに、以前は年々の変動幅は小さかったが、最近はやや大

きな変動を示していることがわかり、その分散には99%で有意な差がみられる。この傾向は成層圏50hPa高度場、同じ領域における1000-500hPaの層厚にもみられ、前後の平均にはいずれも有意な差がある。

PC indexと同様に、成層圏における帯状風(50hPa,65N)についてもその強さの指標としてU indexを計算した(図3)。これより、88/89の冬以後帯状風が強まっていることがわかる。

次に、冬季季節内で波と平均場がどのように相互に影響しあっているかについて、PCとEUとUの各indexを11月~3月の各月ごとに相関をとることにより調べた。その結果、Uは比較的持続性がみられ、また同月、翌月のPCとの相関が良かった。12月のPCと1月のEUと2月のPCの相関も高く、この時期にPC→EU→PCという強いつながりがあると思われる。

この各月同志で計算した相関係数の有意な部分に基づいて、相互関係を模式的にあらわしたのが図4である。上図は同じ月または翌月との関係を示すが、Uは全般的に持続性が良いこと、Uは同じ月、翌月のPCに影響を与えることがわかる。また、12、1、2月のPC→EU→PCのつながりもわかる。符号は、1月のEUが⊖になる、つまり日本が暖冬傾向にあるということを基準に相関係数の符号から求めた。下図は2ヶ月以上のずれを持った相関を示すが、11月のEUと1月のUは有意な相関があるため、1月の各indexの符号を上図と同じと考えると、EUの11月と1月では符号が逆転するといえる。

12、1、2月のPC→EU→PCの関係に注目して1月のEU indexの上位5例、下位5例をとりだして平均し、(下位)-(上位)のコンポジット解析をして各月のパターンをみると、11月には1月のEUパターンとは逆位相のパターンがみられ、12月には極域で負のパターン、1月には明瞭なEUパターン、2月にはEU



パターンと、極渦が2つに分かれたパターンがみられた。

#### 4 まとめ

経年変動の観点からは、極域の高度場、層厚が88/89の冬を境に急激に低下しており、EUパターンが以前とは逆位相になっていることがわかった。

季節変化に観点からは、上層の風が同月、翌月の極域高度場に影響することがわかり、また、12、1、2月のPC→EU→PCの強いつながりがあることがわかった。

以上から、PC、EUの変動は密接に関連し、初冬にキーポイントがあると考えられるので、今後はその変化の原因を探るような解析が必要である。

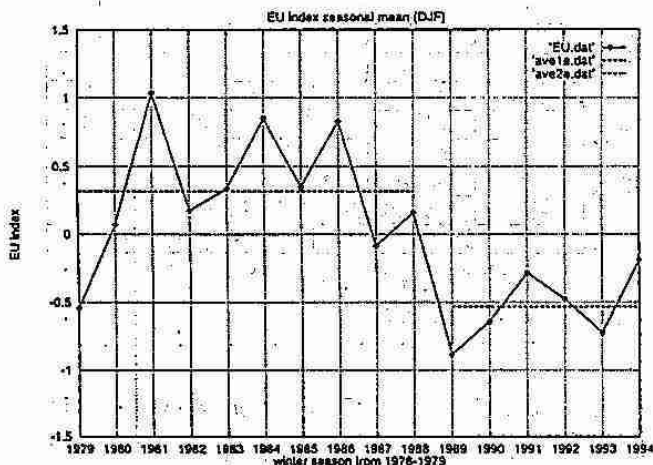


図1. EUindexの冬季平均(12,1,2月)の時系列。点線は各期間の平均。

$$EU = -1/4Z^*(55N, 20E) + 1/2Z^*(55N, 75E) - 1/4Z^*(40N, 145E)$$

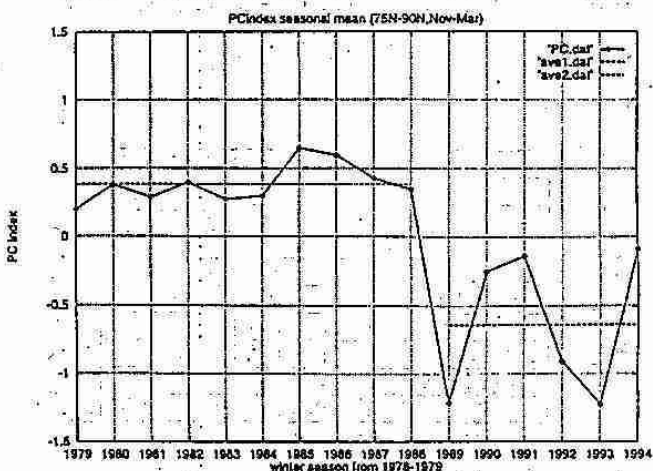


図2. PCindexの冬季平均(11-3月)の時系列。点線は各期間の平均。

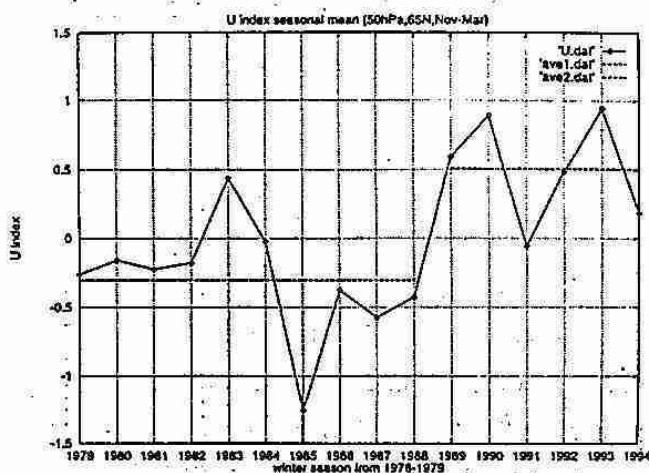


図3. Uindexの冬季平均(11-3月)の時系列。点線は各期間の平均

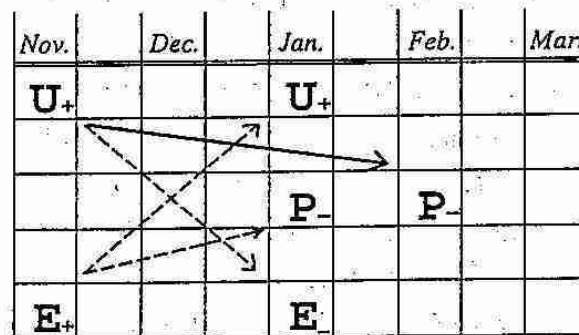
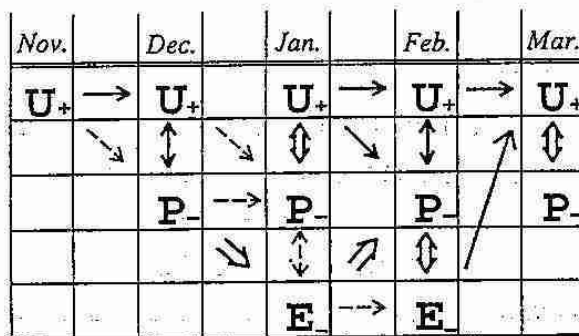


図4. PC, EU, Uの各月の相互関係。同時は両矢印、ラグは片矢印で示す。上図：同時または1ヶ月ラグ。下図：2ヶ月以上のラグ。有意水準：太矢印(99%)、線矢印(95%)、点線矢印(90%)。

## 5. 札幌におけるオゾン全量と紫外域日射量

青山 隆 (札幌管区气象台技術部高層課)

岸 隆幸 (札幌管区气象台技術部高層課)

安田 毅彦 (札幌管区气象台技術部高層課)

### 1. 調査の目的

近年、オゾン層の破壊に伴う地上到達紫外線量の増加に関して社会的な関心が高まっている。

オゾンが 1% 減少すると有害な紫外線は約 2% 増加するといわれているが、観測によりこれらを検討した例は少ない (伊藤 他, 1991)。

そこで札幌でのオゾン全量と紫外域日射量との関係、季節的な変化について調査する。

### 2. 調査方法

調査には 1991 年～1995 年の札幌のオゾン全量観測記録並びにブリューワー分光光度計による波長別紫外域日射観測データを用いる。

オゾン全量観測はオゾン層を通過する光線が垂直に入射した時に比べ何倍の距離を通過したかを表す数字 ( $\mu$  と呼ばれ太陽天頂角に対応する) が 1.5 及び 2.5 の時に行われる。札幌では太陽天頂角  $z$  が 48.4 度の時に  $\mu$  が 1.5,  $z$  が 66.9 度の時に  $\mu$  が 2.5 になる。ブリューワー分光光度計は 0.5nm 刻みで 290～325nm の紫外域日射を毎正時に観測している。その内 290～315nm までを波長積分したものを特に UV-B としている。オゾン全量との相互比較のために紫外域日射データをオゾン観測指定時刻に対し時間内挿したものをその時刻の紫外域日射量瞬間値とし以後の解析に使用する。

紫外域日射は雲量の変化による影響が極めて大きいことが予想されるため、今回の調査ではオゾン観測時の全雲量が 0+ 以下の直射光観測についてのみ解析を行う。

### 3. 調査結果と考察

#### (1) UV-B の季節変化

札幌における UV-B の日積算値のピークは毎年 7 月頃に見られる (図 1)。図中の一つ一つの点は毎正時に得られた UV-B を  $\mu$ , 雲量に関わらず 1 日分積算したものである。

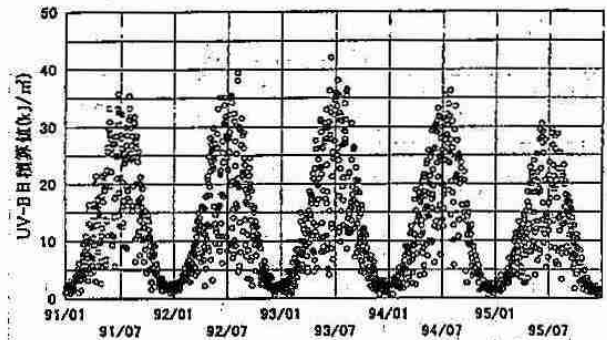


図 1 札幌における UV-B 日積算値の経年変化

しかし一定の太陽天頂角 ( $\mu = 2.5$ ) で分類すると UV-B 瞬間値は秋に最大値, 春に最小値になる年が多く, 逆にオゾン全量は毎年秋に最小値, 春に最大値が存在している (図 2)。つまりオゾン全量の最大期に UV-B の最小期, オゾン全量の最小期に UV-B の最大期があることがわかる。

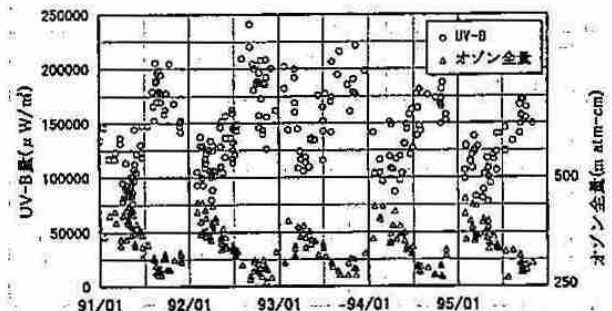


図 2 全雲量 0+ 以下,  $\mu = 2.5$  時の UV-B 量とオゾン全量の経年変化

(2) オゾン全量と波長別紫外域日射の関係

以上の結果から地上到達 UV-B 量の変動にはオゾンによる吸収の効果が大きいことが考えられる。そこで全雲量 0+ 以下の条件下で  $\mu = 1.5, 2.5$  のオゾン全量とその時刻の  $\log(\text{UV-B})$  の関係を見ると、ほぼ直線的な関係があることが分かる(図 3)。

また機械的に 300nm から 5nm 毎に取り出した波長別紫外域日射との関係にも同様の関係が見られる(図省略)。

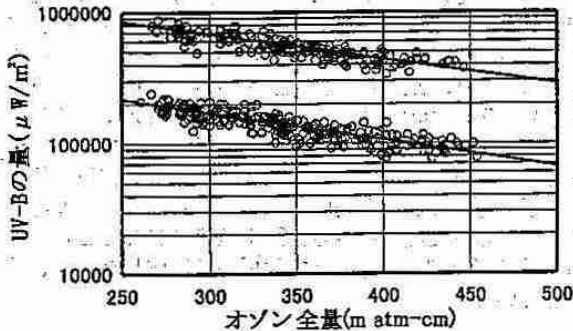


図 3 全雲量 0+ 以下でのオゾン全量と UV-B 量の関係。

上のデータ群が  $\mu = 1.5$ , 下が  $\mu = 2.5$ 。図中の直線は回帰直線。

そこでオゾン全量と紫外域日射量の対数との間に回帰直線をあてはめた時の直線の傾きから、オゾン全量が 1% 減少した場合の紫外域日射の変化量を見積もった(図 4 a,b)。いずれの  $\mu$  においても波長が短くなる程、変化量が大きくなっている。また同じ波長同士では  $\mu = 2.5$  のほうが  $\mu = 1.5$  より変化量が大きい。

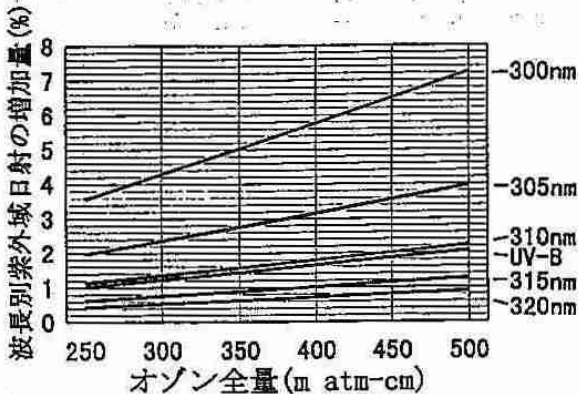


図 4-a 全雲量 0+ 以下,  $\mu = 1.5$  におけるオゾン全量 1% 減少時の波長別紫外域日射増加量

減少時の波長別紫外域日射増加量

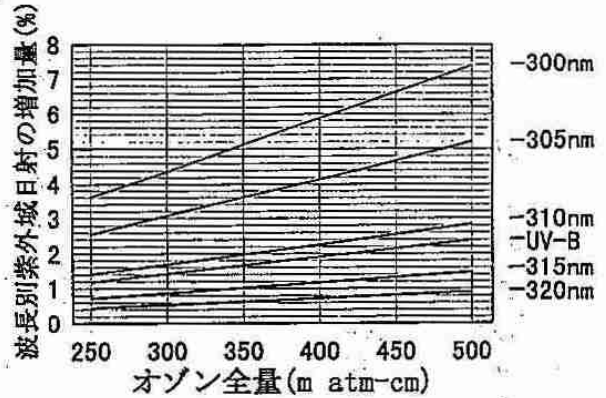


図 4-b 全雲量 0+ 以下,  $\mu = 2.5$  におけるオゾン全量 1% 減少時の波長別紫外域日射増加量

4. まとめ

札幌の快晴時における紫外域日射の季節変化と、オゾン全量との関係について調査した。

札幌では  $\mu$ , 雲量による分類をしない UV-B 日積算値の最大値は 7 月に記録される。しかし、快晴時、特定の太陽天頂角 ( $\mu = 2.5$ ) においては、オゾン全量の最小期(秋)に UV-B 瞬間値が最大になり、オゾン全量の最大期(春)に UV-B 瞬間値は最小になっていた。

快晴時、太陽天頂角一定の条件下ではオゾン全量と波長別紫外域日射量の対数はほぼ直線的な関係があり、得られた係数を用いてオゾン全量の変動が紫外域日射瞬間値に与える変化量を見積もった。

札幌で通常観測される範囲においてオゾン全量が 1% 減少すると UV-B 瞬間値で 1~2%, 300nm (紫外線波長域における日焼け作用スペクトルのピーク付近) では 3~7% 増加すると推定される。

引用文献 伊藤朋之・上野丈夫・梶原良一・下道正則・上窪哲郎・伊藤真人・小林正人 (1991): 地上到達紫外線量の監視技術の開発, 研究時報, 43, 213-273

## 6. 冬期季節風先端部に発生した対流雲の構造

勝俣昌己・上田 博・山田広幸・菊地勝弘(北大院・理)

### 〈はじめに〉

冬期季節風の吹き出し時に、季節風と直交した方向にライン状に形成される対流雲の構造について、1996年1月24日の事例についてのデュアルドップラーレーダー解析結果を、平成8年度第1回支部研究発表会で報告した(細氷42号、pp40-41)。この対流雲の空間的な広がり、及びその内部構造との関係について、衛星搭載型マイクロ波放射計SSM/Iをはじめとする衛星画像を用いた解析を行ったので報告する。

### 〈使用データ〉

衛星搭載型マイクロ波放射計SSM/Iの85GHz垂直偏波チャンネルでの輝度温度(85V\_TB)及び偏波比(P85,  $P85 = 85H\_TB / 85V\_TB$ )を使用した。また、石狩湾沿岸の小樽、厚田の2地点に設置されたドップラーレーダーでデュアルドップラーレーダー解析を行い、1km x 1km x 250m x 12分の4次元格子に3次元風ベクトル及び反射強度を得た。これらと合わせて、VISSR/GMS及びAVHRR/NOAAの可視・赤外画像を使用した。

### 〈結果〉

図1に1996年1月24日0131GMTのSSM/I観測でのTB85V及びP85の分布図を示す。これによると、P85が0.84を越える雲粒子及び降水粒子の密度の比較的高い領域が、連続した線状の領域として石狩湾近辺の[44N, 141.5E]から[38N, 135E]まで、およそ600kmにわたって確認できる(陸上は除く)。85V\_TBの低下も同様の線状に確認される。

この線の西方には北北西-南南東に走向を持つ筋状のパターンが存在しており、季節風の吹き出しに伴う筋状雲(赤外・可視画像に確認される)に対応する。また、この時間帯に、北東から南西に延びるトラフが北日本を通過したことが総観天気図に現れている。このことは、SSM/Iで確認された線状の領域が、寒気の吹き出しに伴う不連続線に対応していることを示している。

このSSM/Iの観測とほぼ同時刻の高度2000mの反射強度及びドップラー速度と、同範囲のSSM/I P85及び85V\_TBを図2に示す。このうち、図2(a)で示される、下層風の水平シア(高度500m、96年春季大会予稿集B364参照)に対応して南北方向に延びる2本のバンド状エコー(以後バンドA、バンドBとする)のうち、東側のバンドBに対応する位置でより大きな85V\_TBの低下がみられる。これは、2本のバンドのうちバンドBの方がレーダーエコー体積がより大きく、最大反射強度が強いことと対応している。このことは、バンドBの方が散乱体、つまり降水粒子を密度、体積共により多く含んでおり、対流雲としての空間スケールが大きいことを示している。バンドBの幅は20~30kmであり、図1に示される線状のパターンとほぼ一致した幅をもっていた。

一方、バンドAにおいては85V\_TBの低下が認められず、レーダーエコー体積、最大反射強度共に小さい。これはバンドAに成長した降水粒子が少ないこと、つまりバンドBよりも弱い対流雲であることを示している。また、85V\_TBの低下という点においてバンドBの方が図1に示される線状のシステムに対応している。これらから、バンドBが季節風吹き出しの「先端部」に対応する不連続

線上にある対流であると言える。

デュアルドップラー解析によって得られたバンドBの気流系は、循環がバンドに直交する方向に卓越しており、2次元的な構造をもっていた。つまり、寒気の進行に伴ってその前面で発生する収束及び上昇流と、風速の鉛直シアによってダウンシア側に形成される降水域及び下降流域の組み合わせである。これは、バンドBが季節風の先端部の不連続線に該当することを支持するものである。

また、バンドBに先行して層状に広がるレーダーエコーが観測された。これは、不連続線前面の暖気移流を環境場として、ダウンシア側の上空に供給される雲域で形成された弱い降水であると考えられる。VISSR/GMS-5赤外画像では、上空の巻雲と連続した低TB領域が広がっており、その雲頂は約5000mであった。これは、15dBZレベルでのエコー頂高度(3500m)を大きく上回っている。一方で、AVHRR/NOAAの可視画像では、この高い雲頂の部分は上層の巻雲であると判断できる。これは、下層の対流から供給された雲粒のうち、降水粒子にまで発達しなかった雲粒が上空まで運ばれて雲頂部を形成したことを示唆している。

### 〈まとめ〉

冬期季節風の吹き出し時に、赤外画像でみられる100km以上の東西幅で広がった巻雲下に幅約20~30kmの線状の対流システムが長さ約600kmにわたって連続して存在していることが確認された。レーダーと衛星のデータの比較解析から、これが2次元的な気流構造をもつ、季節風吹き出し時の不連続線状に発生した対流雲であることが示された。

今後は更に、今回示されたスナップショット構造の時間変化(もしくは時間定常)を考えたマルチスケール構造を解析する必要がある。

※ 本研究では防災科学技術研究所の特別研究「吹雪の広域予測手法の開発と広域ウォーニングシステムの実用化に関する研究」で取得したドップラーレーダーデータを使用した。

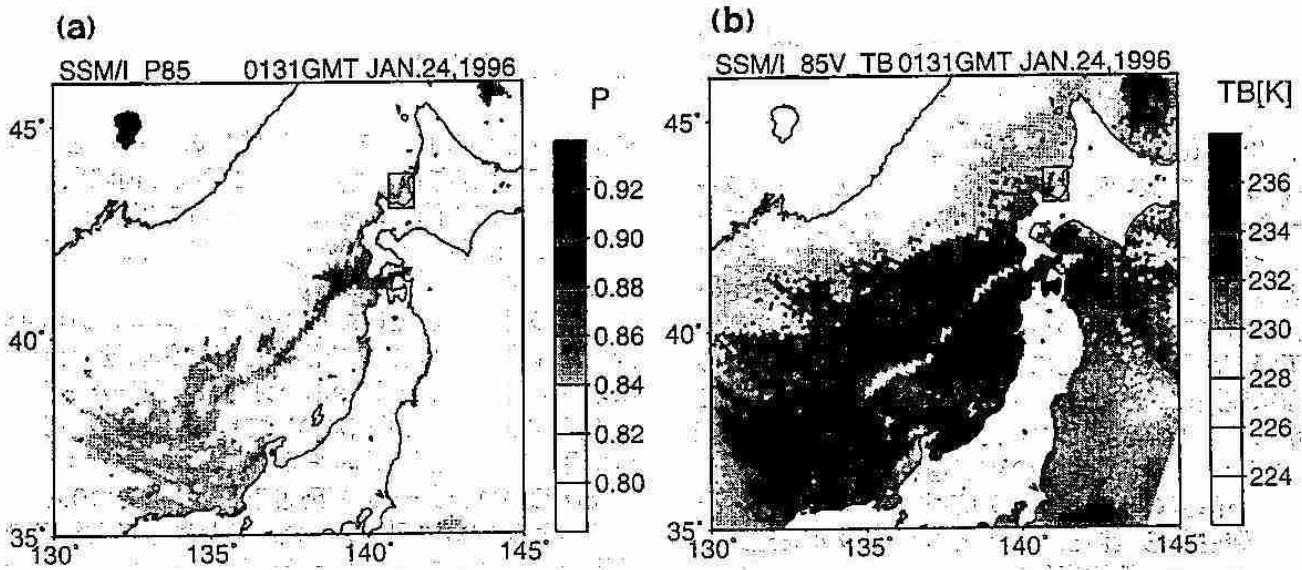


図1 : 1996年1月24日0131GMTのSSM/I観測による(a)P85及び(b)TB85V分布図。図中の四角は図2の範囲を示す。

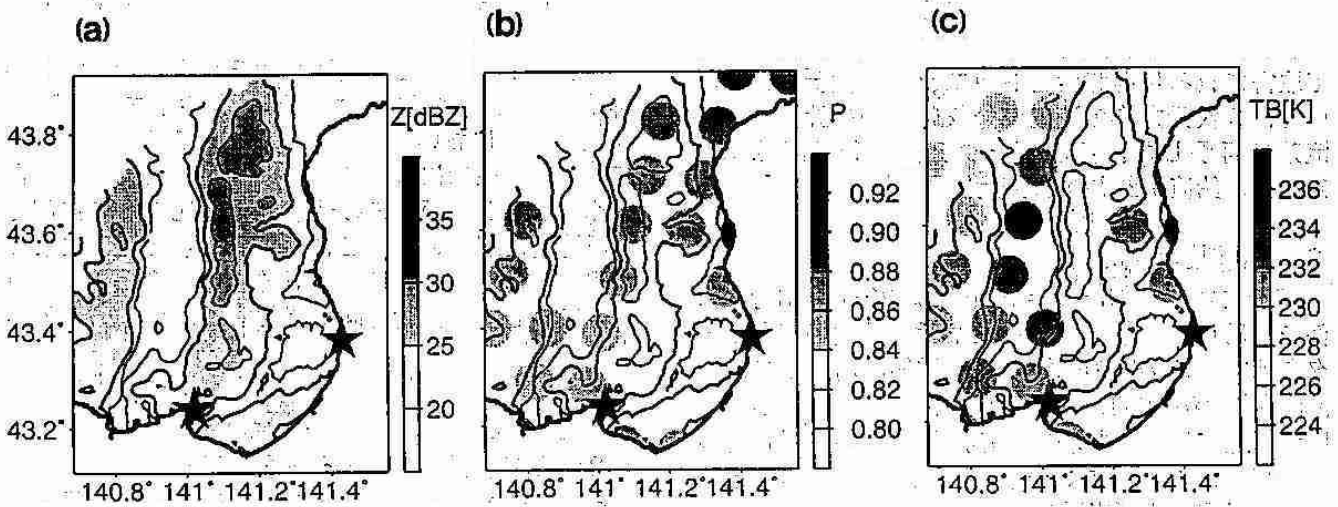


図2 : (a)デュアルドップラー解析による0136GMT、高度1000mでのレーダー反射強度、及び図1と同時刻の(b)SSM/I-P85(陰影)、及び(c)SSM/I 85V\_TB(陰影)。(b)及び(c)での等値線は(a)の反射強度。

## 7. 雪雲から発生する下降流の形成過程

\* 山田広幸・上田 博・菊地勝弘（北大院・理）、  
真木雅之（防災科研・気水圏）、岩波 越（防災科研・長岡）

### 1. はじめに

1996～7年の冬期、石狩湾沿岸に2台のドップラーレーダーを配置し、冬期季節風時に出現する雪雲の観測を行なった。このうち石狩湾上で急激に発達するような雪雲の発達過程に注目し解析を行なっている。これまでの解析から、古い対流組織から発生する下降流が下層で周囲に収束域を形成して、雪雲の急激な発達に必要な強い上昇流の形成に寄与することがあることを明らかにした（1995年秋季大会予稿集A351）。従って雪雲の発達過程を明らかにする上で、下降流の形成過程を理解する必要がある。そこで、発生から消滅までのライフサイクルを追跡することができた観測事例を用いて、下降流の形成過程について調べた。

### 2. 観測概要

防災科学技術研究所所有のXバンドドップラーレーダーとXバンド二重偏波ドップラーレーダーを、それぞれ厚田と小樽に配置し、12分間隔で空間走査（ボリュームスキャン）を行なった。この観測によって取得される反射強度とドップラー速度データを用いて、3次元方向の速度成分（ $U, V, W$ ）を計算し、気流系を再現した。気流データの空間分解能は水平1.0km、鉛直0.25kmである。

### 3. 観測結果

解析には、1995年1月27日21時20分～23時の事例を使用した。図1に21時における札幌の高層データを示す。この時の総観場は、季節風時としては対流混合層が比較的深く（3.5km）、混合層内で西南西風が卓越するような弱い季節風時の特徴を示していた。石狩湾上にはエコー頂が4km以上に達する対流性の降雪セルが出現した。

図2に、21時36分における混合層中層（高度2km）の反射強度と、海面付近（0.25km）の気流ベクトルを示す。個々の降雪セルは、全体的に南西から北東へ遅い速度（約 $4\text{ms}^{-1}$ ）で移動していた。注目した降雪セルは $X=-40\text{km}, Y=17\text{km}$ に位置しており、21時10分頃に発生したと推測される。このセルの中心を切る（P-P'）東西鉛直断面（図3上）を見ると、後方からの下層の強風によってセル内では上昇流が卓越し、反射強度のピークが高度2～3kmに見られ、発達段階にあった。この下層の強風は、風上側（西側）にある消滅期の降雪セルから発生していた。22時00分以降、セル内で下降流が卓越し、22時12分（図3下）には高度1km以下で前方に吹

き出す気流がみられる。反射強度のピークも高度1km以下に存在し、この時刻には既に消滅段階にあった。23時以降このセルは石狩湾内で消滅した。従ってこの降雪セルの発生から消滅に至る一連の過程を追跡することができた。

上記の過程をまとめたのが図4である。21時48分（セル発生から約40分後）を境に鉛直速度（b）・収束発散（c）のパターン変化が見られ、発生から衰退へ移行している。衰退期において反射強度のコンターの降下速度に差異がみられる。20、25および27.5dBZのコンターの降下速度は、それぞれ0.45、0.69および $1.93\text{ms}^{-1}$ であった。これは、降雪粒子の落下速度に依存するものと考えられる。また、22時以降の水平収束（高度1.5～2.5km）・発散（1km以下）のパターンの形成と、それに伴う2km以下での下降流の発生が、強エコー領域（27.5dBZ以上の領域）の降下と時間的に一致していることが注目される。つまり落下速度の大きい霰などの降雪粒子が、周囲の空気塊を引きずることによって下降流が生じたものと推測される。

降雪セルの西側と東側におけるセルに相対的な平均風速を図5に示す。ガストが発生している時刻（図5b）において高度1～3kmで収束が卓越している。この層について発達段階（図5a）の場合と比較すると、西側での速度変化と比較して東側での風速変化が大きい。これは東側からの流入によって収束が形成されたことを意味する。実際には、南東方向（セルの移動方向に対し右側）からの流入が卓越していた。

### 4. まとめ

2台のドップラーレーダーを使用した観測・解析から、雪雲からの下降流形成過程について以下のような特徴を捉えた。

- ◎下降流は、強エコー域が地表へ到達する、最盛期直後に発生した。これは、霰等の密度の大きい降雪粒子の落下に伴うローディング効果によるものと考えられる。
- ◎下降流の発生によって出現した高度1～3kmの収束域は、セルの進行に対し右側から空気塊が取り込まれることによって形成された。

本研究では防災科学技術研究所の特別研究『吹雪の広域予測手法の開発と広域ウォーニングシステムの実用化に関する研究』で取得したデータを使用した。

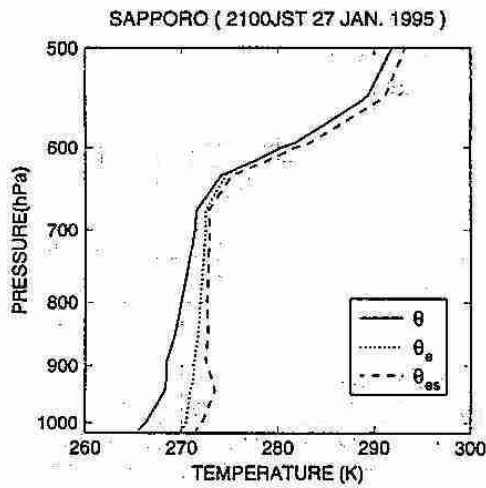


図1 1995年1月27日21時の札幌における高層データ。θ, θ<sub>e</sub>, θ<sub>es</sub>はそれぞれ温位、相当温位、飽和相当温位を示す。

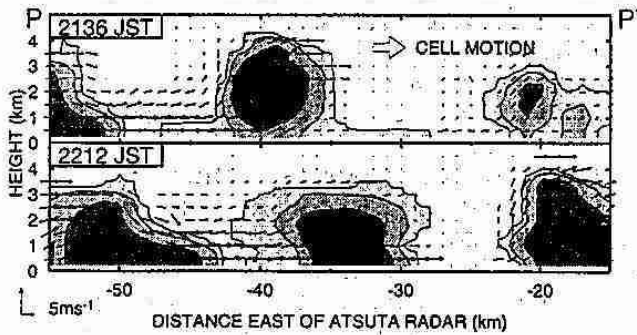


図3東西鉛直断面。ベクトルは地表に相対的な東西鉛直流を表す。

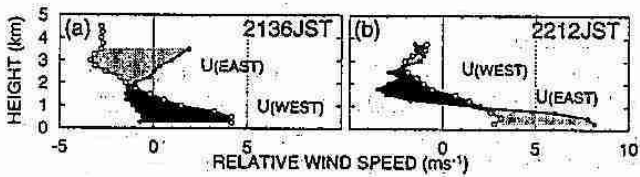


図5 降雪セルの西側 (←○)・東側 (→●) における、セルの移動に相対的な東西流の鉛直構造。濃い(薄い)陰影は、それぞれ水平収束(発散)域を示す。

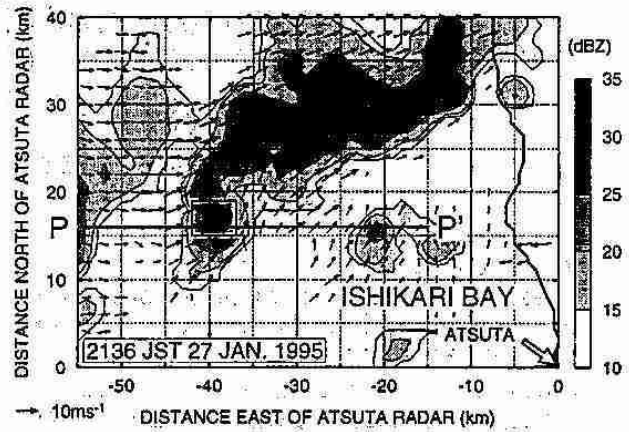


図2 反射強度(高度2 km)と水平風ベクトル(0.25 km)。四角形(X=-40 km, Y=17 km付近)は図4の計算領域を示す。

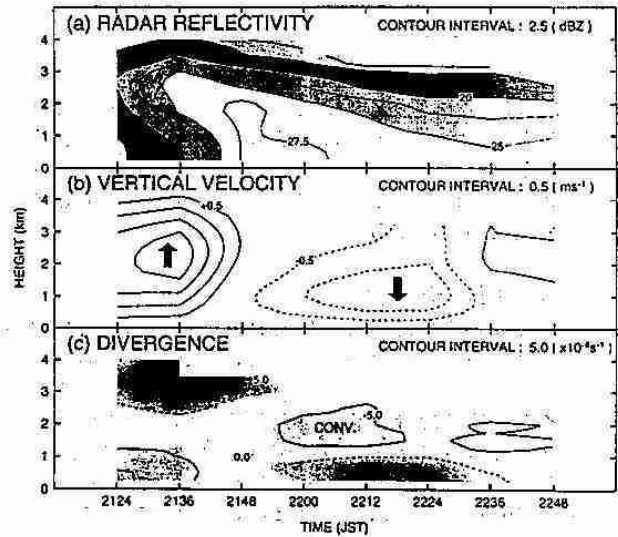


図4 降雪セル中心における鉛直構造の時間変化。(a)反射強度。(b)鉛直速度。実線が上昇流、破線が下降流を示す。(c)水平発散量。実線が収束域、破線が発散域で、点線が収束量0 s⁻¹を示す。

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

その2 ー厳冬期におけるカナダ北極圏での氷形成の水収支についてー

\*井上雄介・遊馬芳雄・菊地勝弘・上田 博(北大院・理)・梶川正弘(秋田大・教育)  
佐藤 昇(大阪府教育センター)・桜井兼市(北教大)・早坂忠裕(東北大・理)

### 1. はじめに

1995年12月14日から1996年1月15日にかけてカナダ、ノースウェスト準州のイヌビックで行われたWANTS-ARCTIC; Canada期間中の、12月27日から29日にかけての一連の降雪の際に霧が観測された。このように、極域の厳冬期にはしばしば霧が観測されるが(Magano and Kikuchi, 1980)、その形成過程を論じた研究は少ない。そこで、この一連の降雪について、鉛直ドップラーレーダー、マイクロ波放射計、地上での降雪粒子観測から、霧形成の水収支を定量的に解析した。

### 2. 総観場

12月27日から29日にかけては、アリューション列島付近の発達した低気圧の影響でイヌビックに降雪がもたらされ、上空には北太平洋から暖気が移流してきていた(図1)。イヌビックの高層データ(図2)からは、上空約1~3kmに南から移流してきている暖気が湿潤であることが分かる。

### 3. 観測データ

この一連の降雪は、27日18UTC~29日04UTCに観測されたが、その大部分の降雪は28日02~07UTCにもたらされた。その時の電子天秤で測定した降雪量、マイクロ波放射計による水蒸気量・雲水量の時系列データを図3に示す。霧は05:00~06:00UTCに観測され、そのうち降雪量の増加した05:10UTCには、最大直径3~4mmもの霧が観測された。この05:10UTCの直前には雲水量の急減が見られ、ライミングによる霧の形成とよく対応している。なお、03:00~04:00UTCには地上での降雪粒子の観測を行っていなかったが、降雪量が非常に多いので、この部分についても以後議論していく。

レーダーエコーの時間高度断面(図4)を見ると、反射強度・ドップラー速度共に、値の大きな領域が傾きを持っており、降雪粒子の落下に伴うものと考えられるが、このうち04:50UTCの3km付近から05:06UTCの300m付近に見られる傾いたエコーはドップラー速度が最大で2m/sを超えており、エコーが地上に到達したと思われる05:10UTC頃に最大直径3~4mmもの霧が多数観測されたこととよく対応している。一方、降雪量の非常に多い03:00~04:00UTCでは、反射強度は霧が観測されたときよりかなり大きな値を示しているが、ドップラー速度は1.0~1.5m/sと霧の時より小さい。なお、霧の落下に伴うレーダーエコーのピークは地上付近ではなく上空1km付近にあるので、ラ

イミングに伴って降雪粒子が成長していたのは上空1~3km付近だと考えられ、高層データ(図2)の飽和層に対応している。

### 4. 降水粒子の水収支解析

霧は過冷却雲粒の雪粒子への付着、凍結によって形成されるので、その際の水収支が重要である。水収支を議論するためには氷水量を求める必要があるが、ここではレーダーデータを用いて次式によって見積もった。

$$IWC = M / V_T$$

ここで、IWCは氷水量、Mは単位時間・単位面積当たりの降雪量で、28日01:30UTC~29日01:40UTCの反射強度・降雪強度を10分間隔で平均した値からZ-R関係(図5)を求めることにより反射強度の関数として表せる。V<sub>T</sub>は降雪粒子の落下速度で、Atlas et al. (1973)による、

$$V_T = 0.817 Z^{0.066} (\rho_w / \rho)^{0.4}$$

によって計算した。ここで、Zはレーダー反射因子、ρは空気の密度。

この方法を用いて、28日01UTC~07UTCについて、水蒸気量、雲水量、氷水量の鉛直積算量を図6に示す。大きな霧が観測された05:10UTC前後では、さきにも述べたように雲水量が急減した直後に氷水量が増加しており、ライミングによる水から氷への相変化が示唆される。一方、03:00~04:00UTCでは、水蒸気量が急減した直後に氷水量が増加しているため、昇華・凝結成長によって雪結晶が形成されたと考えられる。このことは、図4で反射強度が強い割にはドップラー速度が小さいことともよく対応している。

### 5. まとめ

WANTS-ARCTIC; Canada期間中に観測された霧の形成過程及びその際の水収支を解析した。鉛直ドップラーレーダー、マイクロ波放射計、地上での降雪粒子の観測から、上空3km付近で生成した降雪粒子が、落下と共に上空1km付近までライミングして霧を形成する過程が分かった。

また、レーダーデータと降雪強度を用いて、氷水量を求める手法を示した。この氷水量を水蒸気量・雲水量と比較することにより、雲水量が減少かつ氷水量が増加しているところでは、ライミングによる霧の形成に対応しており、水蒸気量が減少かつ氷水量が増加しているところでは、雪結晶が形成されたと推定できた。



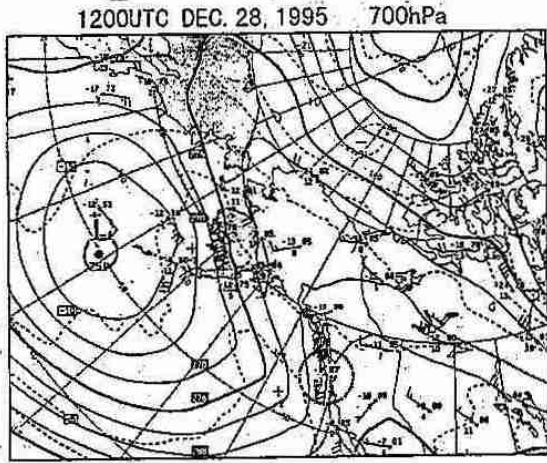


図1. 1995年12月28日1200UTCの700hPaの高層天気図.

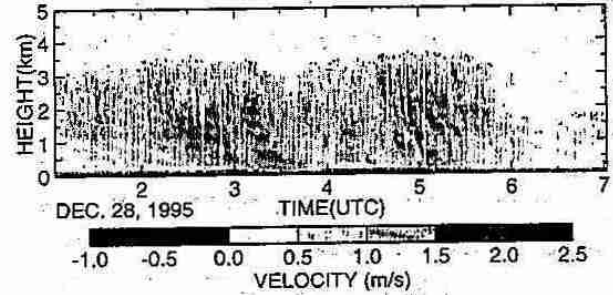
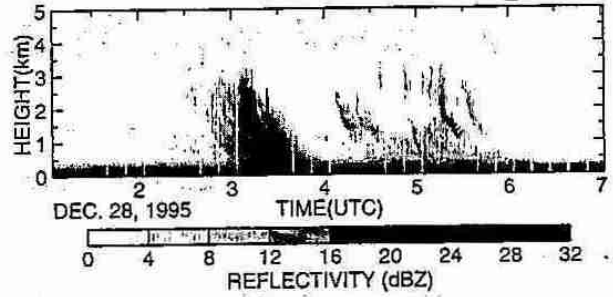


図4. 1995年12月28日01:04~06:02UTCの反射強度(上)と鉛直ドップラー速度(下)の時間高度断面図. 鉛直ドップラー速度は正が下向きを表す.

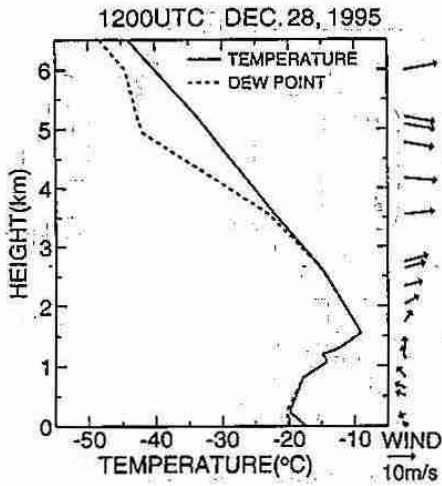


図2. イヌビッキでの1995年12月28日1200UTCの気温、露点温度、風向・風速の高層データ.

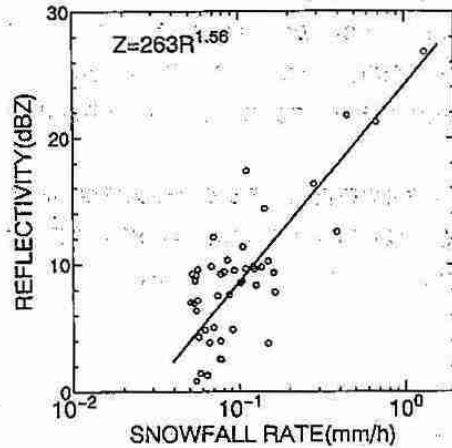


図5. 反射強度と降雪強度の関係. データは1995年12月28日01:30UTC~29日01:40UTCのものを1.0分間隔で平均したもの.

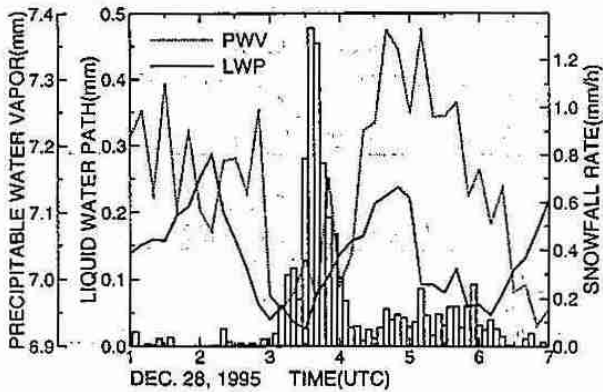


図3. 1995年12月28日01~07UTCの水蒸気・雲水量・降雪強度の時系列.

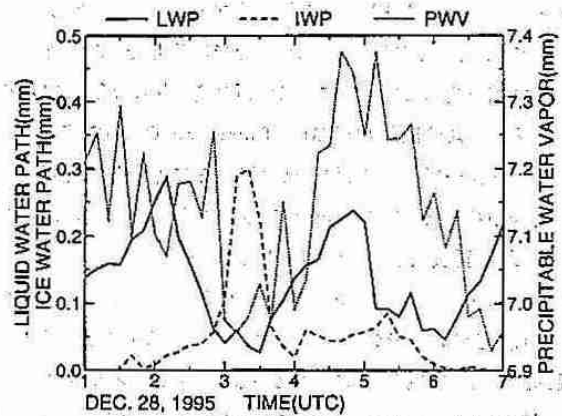


図6. 1995年12月28日01~07UTCの水蒸気量・雲水量・氷水量の時系列.

## 9. 大気中 SF<sub>6</sub> の定量法の確立とその応用

土屋秀二・田中教幸・角皆静男  
(北海道大学地球環境科学研究科)

### 【はじめに】

人類はその様々な活動により大気中に様々な化学物質を放出し、大気化学環境や熱収支等に影響を与えてきたことは広く認識されている。その中で、六フッ化硫黄(SF<sub>6</sub>)は、人為起源大気微量ガス成分中で、極めて化学的に安定な物質である。その優れた化学的特性のためにSF<sub>6</sub>の需要は年々上昇しており、その生産量は年と共に線形的に上昇していることが、Maissら(1996)、Koら(1993)により報告されている。大気中SF<sub>6</sub>の環境への影響は、今のところ無視し得る範囲にある。しかしながら、その大気中滞留時間(3000年以上)が非常に長く、さらに1分子あたりに温室効果能力(CO<sub>2</sub>の約20000倍)が既知の温室効果気体の中で最大であることから、今後の対流圏熱収支に及ぼす影響が懸念され、その対流圏での動態の解明は急務であると考えられる。現在のSF<sub>6</sub>の大気中濃度は、約3pptvと非常に微量である。そのため、大気中SF<sub>6</sub>の測定は非常に難しく、信頼性の高いデータを得るための十分な検討がまだ必要であると考えられる。

本報では、今まで本研究室で行ってきた、大気中SF<sub>6</sub>測定法の検討結果と、北海道大学地球環境科学研究科棟屋上における、大気中SF<sub>6</sub>濃度測定の結果を報告する。

### 【実験方法】

#### 1. 分析装置

SF<sub>6</sub>分析装置、及び、標準ガス調整を図1に示す。

SF<sub>6</sub>分析装置A、B;この装置は大きく分けて、試料ガス導入部Aとガス分離検出部Bの2つの部分から構成されている。試料ガス導入部Aは、6方コックの操作により、真空にしたサンプルループ(2ml)内に試料ガスを充填する。このときのサンプルループ内の試料ガス圧力は、圧力計で計測した。この値を用いて、圧力補正を行った。次に、試料ガスを、ガス分離検出部Bに導入する。ガス分離検出部Bは、Shimadzu GC14Bを用い、モルキュラーシーブで試料ガスを分離し、ECD(電子捕獲検出器)でSF<sub>6</sub>を検出した。このGC-ECDの分析条件を、表1に示す。

標準ガス調整装置C;この装置は、既知容量を持つ、2種類のステンレスタンク(54.13ml, 13150ml)と圧力計から構成され、超高純度窒素ガスで希釈し、測定用の、標準ガスを調整した。本研究では、日本酸素株式会社から購入した、2種類の高濃度標準ガス(100, 9.2pptv)から、2.5~4.0pptvの標準ガスを調整した。

#### 2. 試料捕集

1996年7月25日~10月27日までの期間、北大地球環境科学研究科棟屋上にて、あらかじめ真空にしたサンプルボトル(内側を電解研磨処理したステンレス製ボトル)に、大気試料を約1000ml捕集した。午前、午後それぞれ6:00の1日2回の捕集を、5日ごとに行った。

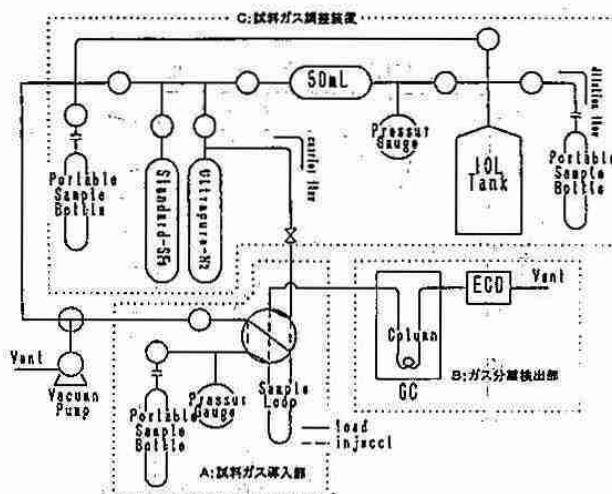


図1 SF<sub>6</sub>分析装置、標準ガス調整装置

表2 本研究における分析条件

分離システム	
Shimadzu GC-14A	
カラム	ステンレス 100cm×0.3cm ID Molecular sieve 5A, 80/100 mesh
温度	55 °C
流速	22 ml/min
検出システム	
電子捕獲検出器 (ECD)	
温度	330 °C
Range	×10
Current	×0.5

【結果と考察】

1. 測定法の検討

いったん標準ガスを希釈調整すると、その濃度は標準ガスに比べて 100 万分の 1 以下になってしまうので、その保存性を確かめる実験を行った。希釈調整した標準ガスを、13150ml のタンクに約 150 時間保存した。この時の、経過時間とタンク内濃度との関係を調べた。(図2参照)

次に、標準ガス(2.5pptv)を繰り返し 12 回測定し、繰り返し精度を調べた。この結果、繰り返し精度は 7.8%(相対標準偏差)であった。

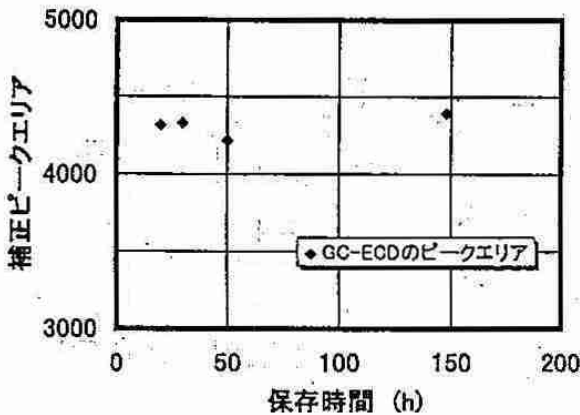


図2 保存時間によるSF<sub>6</sub>の変化

2. 大気中 SF<sub>6</sub> 濃度の測定結果

札幌市(北大)上空で観測した、大気中 SF<sub>6</sub> 濃度の時間変化を図3に示す。ここでは、午前、午後 6:00 に観測された、大気中 SF<sub>6</sub> 濃度から、SF<sub>6</sub> 濃度の周日変動について考察した。また、観測された、大気中 SF<sub>6</sub> 濃度の経時変化から、現在(1996 年 10 月 27 日)の札幌市(北大)上空の SF<sub>6</sub> 濃度の見積もりを行った。

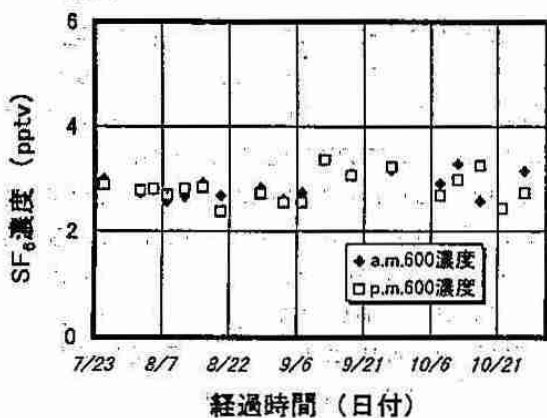


図3 大気中SF<sub>6</sub>濃度の時間変化

午前、午後での、大気中 SF<sub>6</sub> 平均濃度と標準偏差はそれぞれ、 $2.9 \pm 0.3 \text{ pptv} (n=18)$ 、 $2.9 \pm 0.3 \text{ pptv} (n=18)$  であった。よって、それぞれの時間における大気中 SF<sub>6</sub> の濃度差は、有意でないと結論され、札幌市上空では SF<sub>6</sub> 濃度の周日変動がないことがわかった。

現在(1996 年 10 月 27 日)の札幌市(北大)上空の SF<sub>6</sub> 濃度の見積もりを行うにあたり、1996 年 7 月～10 月までの、合計 36 試料を基に考えた。大気中 SF<sub>6</sub> 濃度は、一般的に二次関数的に、上昇していることが知られている(Maissら1996)。しかしながら、ここでは観測期間が短いので、直線近似で現在の、大気中 SF<sub>6</sub> 濃度を見積もった。時間経過と大気中 SF<sub>6</sub> 濃度の関係は、

$$C = (0.0028 \pm 0.0015)t + (2.7 \pm 0.3)$$

C: 大気中 SF<sub>6</sub> 濃度 (pptv)

t: 観測開始からの時間(day) ( $1 < t < 95$ )

となった。よって、現時点 1996 年 10 月 27 日 ( $t=95$ ) での、大気中 SF<sub>6</sub> 濃度は  $3.0 \pm 0.4 \text{ pptv}$  と見積もられた。この値は、他の報告例(Maissら1996、Lawら1994)に一致するものであり、この測定方法の有効性を裏付けるものでもある。

次に、上式より現在の大気中 SF<sub>6</sub> 濃度上昇率を求めた。

$$\begin{aligned} dC/dt_{(1996)} &= (0.0028 \pm 0.0015) \times 365 \\ &= 1.0 \pm 0.5 (\text{pptv } y^{-1}) \end{aligned}$$

この値は、Maissら(1996)により報告された1994年時の濃度上昇率  $0.23 \text{ pptv } y^{-1}$  に比べはるかに高い。この見積もりのずれは、観測期間の短さ、及び、測定精度によるものと考えられる。このように、大気中濃度に対して、極めて小さな濃度変化を見積もるには、継続した長期間の観測が重要になってくる。

【まとめ】

現時点での、大気中 SF<sub>6</sub> 濃度は  $3.0 \pm 0.4 \text{ pptv}$  と見積もられた。しかしながら、大気中 SF<sub>6</sub> の動態を解明するには、今回の観測期間では不十分である。今後の継続観測が不可欠である。

【参考文献】

Ko M. K. W., Sze N. D., Wang W. C., Shia G., Goldman A., Murcray F. J., Murcray D. G. and Rinsland G. P. (1993) *J. geophys. Res.* 98, 10499-10507.  
 Law G. S., Watson A. J. and Liddcoat M. I. (1994) *Marine Chemistry* 48(1), 57-69.  
 Maiss M., Steele L. P., Francey R. J., Fraser P. J., Langenfelds R. L., Trivett B. A. and Levin I. (1996) *Atmos. Environ.* 30, 1621-1629.

## 10. 都市大気中の COS, CS<sub>2</sub> の測定

○荒波一史・田中教幸・角皆静男(北大院・地球環境)

### 1.はじめに

硫化カルボニル(COS)は、自然発生する揮発性硫黄化合物の中で、OH ラジカルと比較的ゆっくり反応するという点でユニークな存在であり、そのため対流圏での寿命が長く(1年以上)、平均濃度も高い(約 500ppt)。そしてこの長い寿命のために、大量の COS が成層圏へ輸送される。さらに成層圏には硫酸塩エアロゾル層が恒常的に存在しており、地球の放射収支に影響を与える。COS はその供給源として重要である。

COS の供給源は、対流圏での二硫化炭素(CS<sub>2</sub>)の酸化(30%)、海洋(28%)、土壌(24%)、バイオマスの燃焼(12%)であり、COS の除去源は、植物への取り込み(71%)、OH ラジカルとの反応(22%)であるが、COS の収支は除去源よりも供給源の方が約2倍大きい。一方 CS<sub>2</sub> の供給源は、化学工業(58%)、海洋(34%)であり、CS<sub>2</sub> の除去源は、OH ラジカルとの反応(100%)である(Chin and Davis, 1993)。

大気中 COS の長期観測(May 1977~Mar.1991)からは、夏に最大、冬に最小という季節変動が示されたが、経年変化はみられなかった(Rinsland et al., 1992)。また最近 Bartell et al.(1995)により、下部対流圏における COS の連続測定(Feb.1992~Sept.1994)が行われた(Fig.1)が、これによると、春に最大、秋に最小という CO<sub>2</sub> と似たような季節変動が得られた。しかし COS のデータは不足しており、まだはっきりとしたことが分からないというのが現状である。

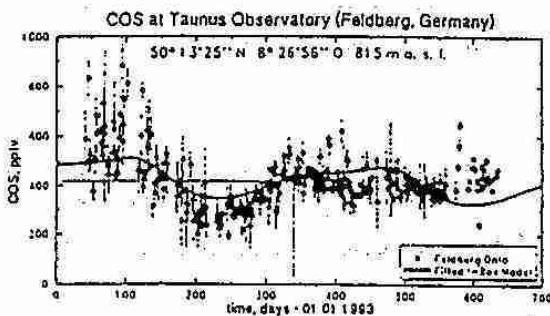


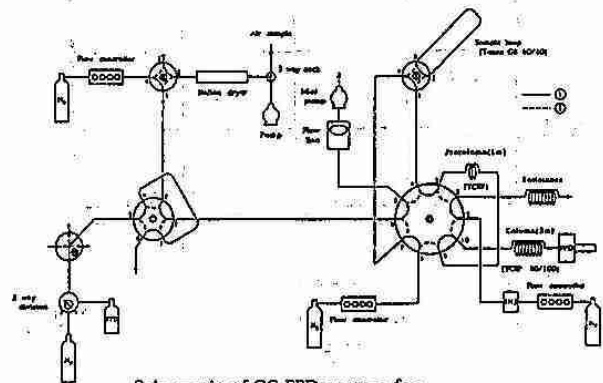
Fig.1

本研究では COS の長期変動の観測を目的に掲げており、今回の発表では札幌市大気中の COS, CS<sub>2</sub> 観測(Aug.1996~Oct.1996)から、都市大気中における COS, CS<sub>2</sub> の挙動について考察する。

### 2.測定

大気中 COS, CS<sub>2</sub> の分析は Fig.2 に示した装置により行われた。大気試料は、北海道大学地球環境科学研究科屋上の大気を

ナフィオンドライヤーを通し脱水しながら、ポンプで約 30 分間(約 5l)引き、TenaxGR(60/80)にゴールドトラップ(-70°C)した後、温水(90°C)で脱着して GC-FPD(島津 GC-14B)で分離定量した。分離カラムには、内径 3mm 全長 4(=1(pre)+3(main))m のステンレスカラムに TCEP(80/100)を充填したものをを用い、キャリアーガスには N<sub>2</sub> を用いた。



Schematic of GC-FPD system for determination of COS and CS<sub>2</sub> concentration

Fig.2

検査線は各測定期間の前後で引き、値はその2つの値の平均値をとった。この期間におけるこの装置の測定精度は、COS, CS<sub>2</sub> 共に約5%だった。

### 3.結果と考察

Fig.3,4 はそれぞれ地球環境科学研究科屋上で、1996年8/18から10/9まで5期間にわたり観測された COS, CS<sub>2</sub> の大気濃度である。

1期目は8/18(5:30-6:00)に測定し、8/18(13:30-14:00)から12時間毎に8/23(1:30-2:00)まで合計12試料を測定した。2期目は9/3(13:30-14:00)から12時間毎に9/6(13:30-14:00)まで合計7試料を測定した。3期目は9/17(12:30-13:00)から2時間毎に9/18(14:30-15:00)まで合計14試料を測定した。4期目は9/30(9:00-9:30)から2時間毎に9/20(21:00-21:30)まで合計7試料を測定した。5期目は10/8(11:00-11:30)から3時間毎に10/9(20:00-20:30)まで合計11試料を測定した。

Fig.5,6 はそれぞれ1期目の COS, CS<sub>2</sub> の大気濃度である。この期間の気象条件は、8/18-21 晴れ、8/20 頃から風が強くなり始め、8/22 曇り、8/23 雨であった。これらの図において、昼に高濃度(平均値 COS 550ppt, CS<sub>2</sub> 60.2ppt)夜に低濃度(平均値 COS 450ppt, CS<sub>2</sub> 51.6ppt)という COS, CS<sub>2</sub> の日変動が得られた。またその変動幅は CS<sub>2</sub> よりも COS の方が気象条件の影響を受

けやすいことが分かった。

Fig.7.8 はそれぞれ3期目の COS,CS<sub>2</sub> の大気濃度であり、Fig.5.6 よりも詳細に日変動を捉えたものである(平均値 COS 449ppt,CS<sub>2</sub> 33.0ppt),(最大値 COS 497ppt,CS<sub>2</sub> 45.2ppt),(最小値 COS 415ppt,CS<sub>2</sub> 27.2ppt)。この期間の気象条件は、ずっと曇りで風向風速もほぼ一定(南東 3m/s)だった。

Fig.5-8 から推測できることは、COS,CS<sub>2</sub> の日変動が主に人間活動や大気鉛直混合に対する安定度(温度逆転層の高さ)に依存しているということである。

Fig.3.4 では夏から秋にかけて COS の大気濃度が減少していることが分かる(-189ppt=311ppt-500ppt)。CS<sub>2</sub> も減少しているが、測定値のパラツキのようにも見える。

Fig.3.4 から推測できることは、COS の季節変動が主に生物(植物)活動に依存しているということである(CS<sub>2</sub> の季節変動についてはよく分からない)。

4. まとめ

札幌市(地球環境科学研究科屋上)大気中の COS, CS<sub>2</sub> の観測を行った(Aug.1996~Oct.1996)。

この観測から COS, CS<sub>2</sub> の日変動と COS の季節変動を得た。これから推測できることは、COS,CS<sub>2</sub> の日変動が主に人間活動や大気鉛直混合に対する安定度(温度逆転層の高さ)に依存しており、COS の季節変動が主に生物(植物)活動に依存しているということである。

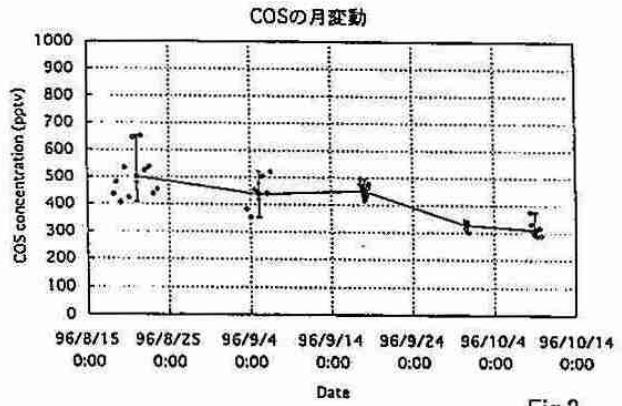


Fig.3

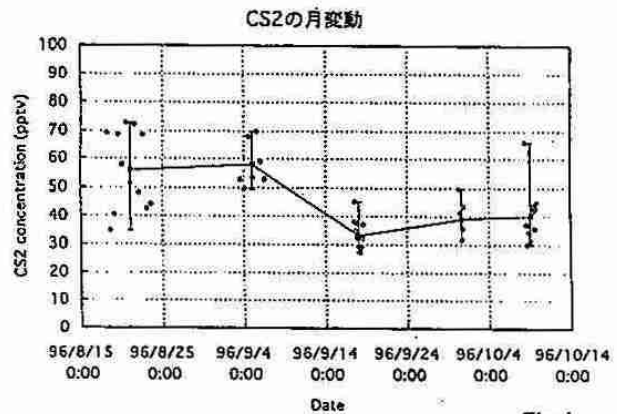


Fig.4

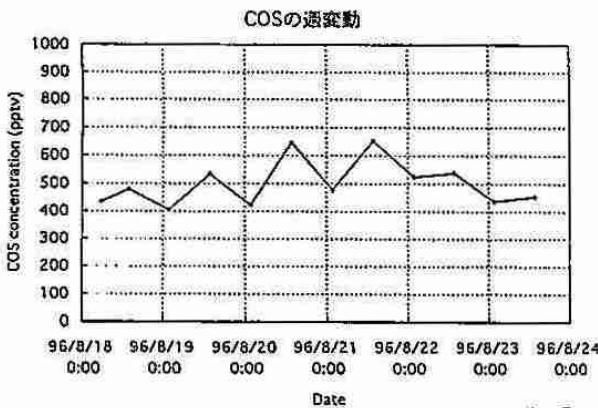


Fig.5

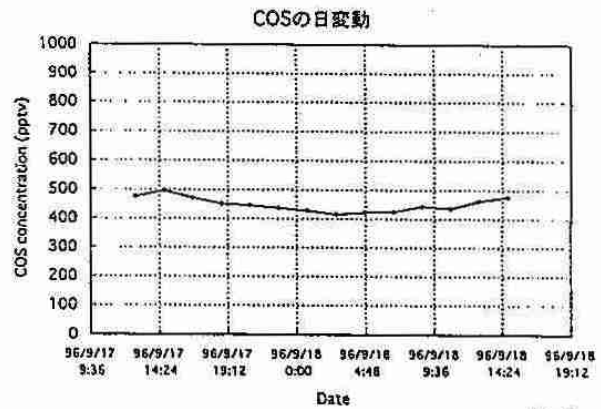


Fig.7

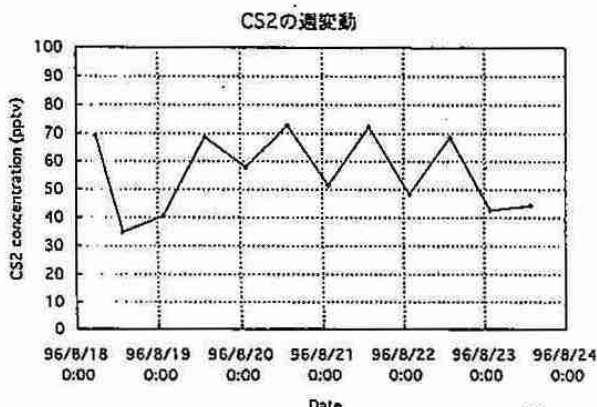


Fig.6

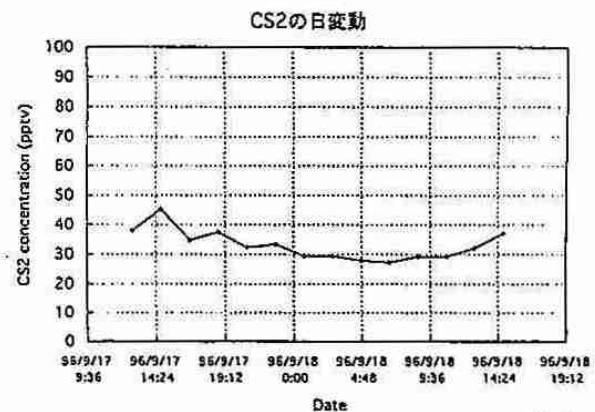


Fig.8