

地形性絹雲*

小花 隆 司**

要 旨

特定地域上で上層雲が急激に発生し、上層風の方向に長く伸びた帯状の厚い雲に発達する現象が静止衛星画像上でしばしば見られる。現象が起きているときの大気の状態は、①大気成層は全層にわたってほぼ安定であるが、上層はやや安定度を減じる傾向にある。②風向は山頂付近より上層まではほぼ同一であり、また山脈の走向に直角な風向であることが多い。③風速は山頂付近の高度で 10 m/sec 以上である。この現象は山越え気流によるものと考えられる。

地形性絹雲は寒候期を中心とした季節に、緯度が高い地方に多く発生する。この地域差と季節変化は、大気成層状態の地域差と季節変化によって起きるものと考えられる。

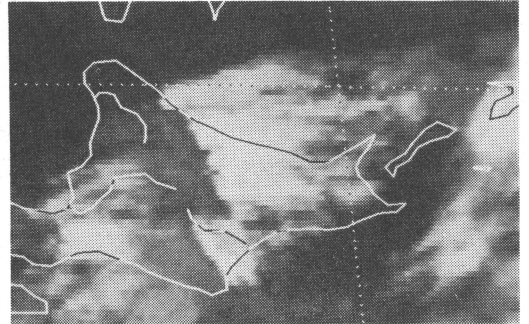
1. まえがき

ここでいう絹雲とは、われわれが地上から普通に見るような筋状、かぎ状の絹雲だけでなく、対流圏上層にできる氷晶からなる雲全体の総称である。したがってかなりの広がり、かなりの厚さに達するものも含まれる。

下層雲の発達消滅が地形の影響を受けることはよく知られているが、気象衛星画像を見ると、絹雲もしばしば地形の影響を受けていることを知ることができる。このような地形性絹雲は特定地域で発生したり、風上側から進んできた、ごく薄い絹雲が特定地域より風下側で発達するもので、いわば地形で強められた絹雲 (orographically enhanced cirrus) というべきものである。

地形性絹雲は一般に積乱雲と見誤る程に射出率が大きく、衛星の赤外画像上できわだった白色を呈し、また風速が大きいときには 1000 km にも及ぶ帯状雲となることもあり、衛星画像を見る人の目をひきつける。

地形性絹雲は山越え気流によって発生・発達するものと考えられる。山越え気流については過去に多くの観測例や理論研究があり、山越え気流の影響が対流圏下層だけでなく上層までに及び、対流圏中・上層に大きな振幅の気流の jump や下層の波状雲より長い波長の波動が現われることが明らかにされている (たとえば、M.A. Alaka, 1960; J.M. Nicholls, 1973; P.F. Lester, 1977;



第1図 北海道の大雪山系風下側に発生・発達した地形性絹雲。赤外画像。1978年10月23日21時。

J.B. Klemp and D.K. Lilly, 1978).

しかし、地形性絹雲についての観測例は地上からの F.H. Ludlam (1952, 1952 a) によるもの、衛星からの J.H. Conover (1964) によるものがあるが数は少ない。また、地形性絹雲は対流圏上層の現象であり、比較的に小規模な現象であるため、現有施設による観測資料だけでは発生機構の詳細の記述をしても想像の域を出ない。ここでは気象衛星「ひまわり」によって観測された地形性絹雲の顕著例を紹介するととどめる。

2. 現象の例

2.1. 1978年10月23日の例

2.1.1. 雲の状況

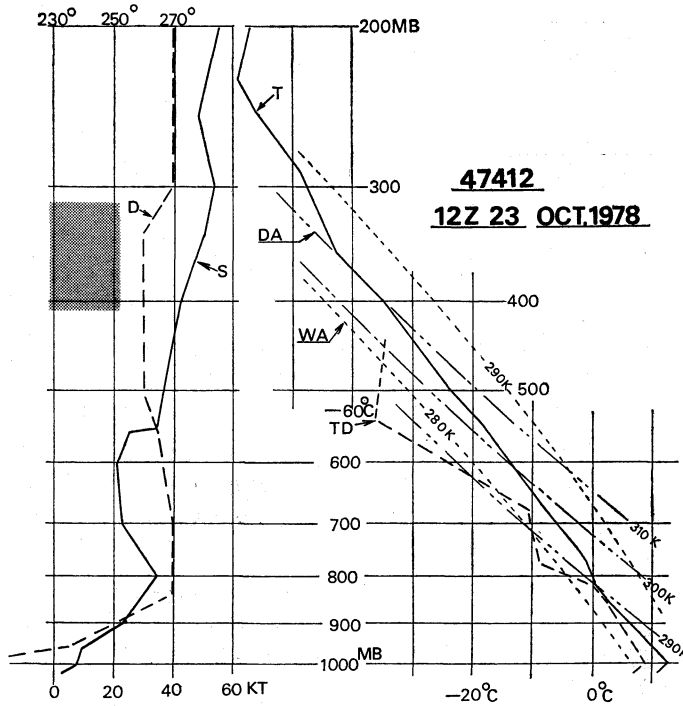
10月23日09時、樺太北部にある寒冷低気圧より南へ伸びる弱い気圧の谷に伴う上層雲を主体とした雲域が、北

* Orographically enhanced cirrus.

** Ryuji Obana, 気象衛星センター.

——1980年12月1日受領——

——1981年8月24日受理——



第2図 状態曲線と高層風鉛直分布. 1978年10月23日21時 札幌.

実線 (T) は気温, 破線 (TD) は露点温度, 実線 (S) は風速, 破線 (D) は風向, 鎖線は乾燥断熱線, 細い破線は湿潤断熱線を表わす. ステップル域は推定の雲層高度を示す. ステップル上面は雲頂黒体温度より射出率100%として計算した推定雲頂高度を示している.

海道付近を通過中であった. このとき, 北海道上空にはまだ地形性絹雲が現われていない. しかしこれら上層雲域がほとんど通過してしまった15時ころより北見山地, 日高山脈, 羊蹄山系の風下側に現われ, 24日午前中まで続いている. 第1図は23日21時の「ひまわり」の赤外画像である. この写真からわかるように, 上層雲(絹雲)は山の風上側にはほとんどなく, 風下側のみある. また, 雲の風上端は山脈に平行し山脈付近の位置にある. 明らかに山岳の影響によって発生・発達した雲である.

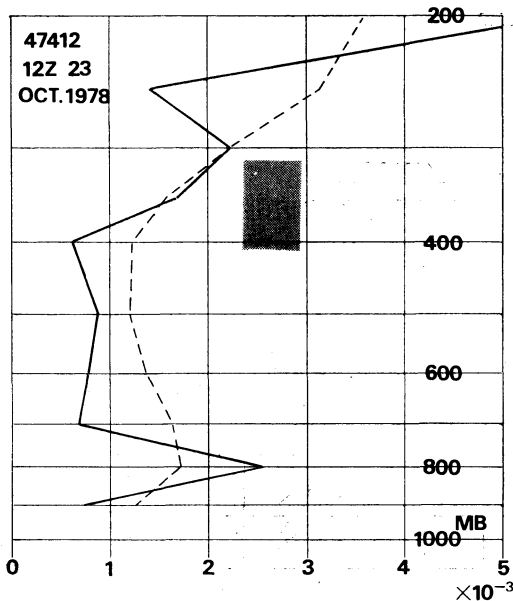
このときの雲頂高度を「ひまわり」の赤外資料より求めると, 大雪山(2290 m) 風下の北見市付近上空で 310 mb であった. しかし, この値は雲頂の黒体温度(-49°C)より, 雲の射出率を100%として根室の状態曲線を使って算出したものであるから, 雲の射出率が100%以下を考慮すると, 雲頂高度は当然これよりやや高いと考えられる. 同様にして恵庭岳(1320 m) 風下の千歳市付近の雲頂高度を出すと, 370 mb となるが, 前述の理由

によってこれよりもやや高いと考えられる.

2.1.2. 状態曲線と高層風分布

第2図は23日21時の札幌の状態曲線・高層風である. この図を見ると 850 mb 以下は条件付不安定であるが, それより上層はおおむね全層が安定であることがわかる. しかしさらに詳細に見ると山頂付近の 800 mb で非常に安定であるのに 780~350 mb では下層にくらべてやや安定度が小さくて湿潤断熱減率に近く, さらに 400~350 mb では条件付不安定~絶対不安定に近い状態にあることがわかる. これらのことは第3図で $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$ の鉛直分布にも表われている. 第3図の中で, 破線は1971~1975年の期間中における10月の21時の安定度の平均値である. 23日21時の実況は, 山頂付近は平均値より安定, 中層以上は 350 mb 付近まで平均値より安定度が小さい.

風向は, 地表付近を除き 1500 m 以上では変化なく, 西風(260~270°)であった. 風速は上層で特に強風と



第3図 安定度 $\left(\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}\right)$ の鉛直分布, 単位は $(100 \text{ m})^{-1}$. 1978年10月23日21時 札幌. 破線は1970~1975年の平均値. ステップルは推定の雲層高度.

いう程ではなく 300 mb で 25 m/sec 程度であったが, 山頂付近 (850~800 mb) では約 15 m/sec と下層としてはやや強い値となっていた. ちなみに, 1971~1975年の10月の札幌における21時の風速の平均値は 850 mb で 10.5 m/sec, 800 mb で 11.1 m/sec, 300 mb で 38.8 m/sec となっている (気象庁1976).

2.2. 1978年12月30~31日の例

2.2.1. 雲の状況

ソ連邦沿海州海岸に発生した例である. 30日18時ころより沿海州海岸線沿いに現われた. 赤外面像上できわだって白く見える絹雲は次第に風下側へ伸び, 31日09時には 400 km 以上の長さの帯状雲となっている. 伸張の速度はこの地形性絹雲の先端が宗谷海峡付近にあったとき (31日09時), 約 30 m/sec で, この速さは豊原(32150)の上空 300~400 mb の風速と一致する. 写真 (第4図 (a), (b), (c)) からわかるように, 風上端は海岸線と一致し, 明らかに山岳地形によって発生発達した雲であることがわかる. なお, このとき, この地形性絹雲発生地点より風上側のハバロフスク北西にも同時に地形性絹雲とみられるものが見られるが, 他には痕跡程度の上層雲が中国東北区北部に見られる程度である.

「ひまわり」の赤外資料によると, 31日03時の雲頂の黒体温度は -52°C であり, 射出率を100%としてハバロフスク (31735) の状態曲線を適用すると 360 mb ということになるが, 2.1. 節の10月23日の例で述べたと同じ理由によって, 360 mb より高いと考えられる.

2.2.2. 状態曲線と高層風分布

第5図はハバロフスク (31735) の状態曲線および高層風分布である. 図より成層は全層にわたって安定 (絶対安定) であるが, 特に 700 mb より下層は安定で等温層に近い. しかし中層以上では 450 mb 付近まで高度と共に安定度を減じていることがわかる. これらのことは $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$ の鉛直分布 (第6図) によってさらに明瞭にわかる. 第3図と同じように, 全層安定であるが, 下層はより安定, 中層~上層は下層より安定度を減じ, 地形性絹雲雲頂高度付近より再び, そして急激に安定度を増している.

風向は最下層を除いてほぼ一定の $295\sim 315$ 度であり, 山脈・海岸線の走向に直交していた. 風速は 950 mb 以上の全層で 15~30 m/sec の風が吹いていた. 鉛直シャーは小さく, 300 mb でも 29 m/sec (310度) であった.

2.3. 1979年1月3日の例

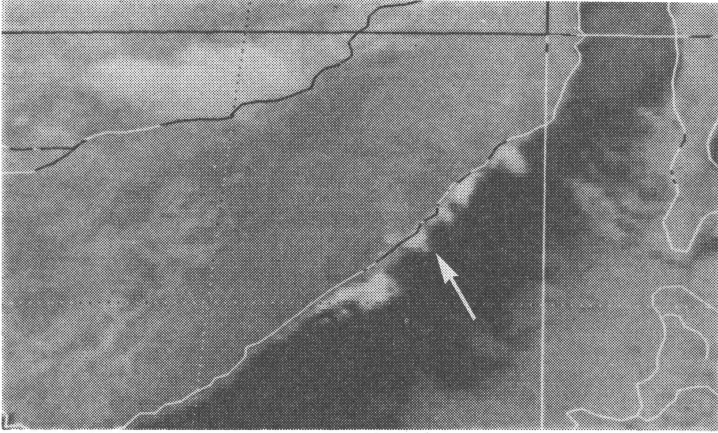
2.3.1. 雲の状況

1月3日03時ころ, 本州東北地方の奥羽山脈, 北上高地の風下側で地形性絹雲が発生しはじめた. 「ひまわり」の赤外面像 (第7図 (a), (b), (c)) を見ると, 山脈より風上側に痕跡程度の絹雲は認められるが, 存在しないと同様の状態にあった. 雲の風上端は山脈によって直線状に鋭く切り取られ, 明らかに地形性であることがわかる.

赤外面像で見ると, きわだった白色団塊状で, 一見, 積乱雲のように見える部分もあるが, 可視画像 (第7図 (C)) を見ると薄い雲であることがわかる. 低温で薄い雲, 上・中層雲である. このとき, この雲の下の盛岡・宮古・三沢ではほぼ全天に高積雲・絹雲を観測しているが, 下層雲は観測していない.

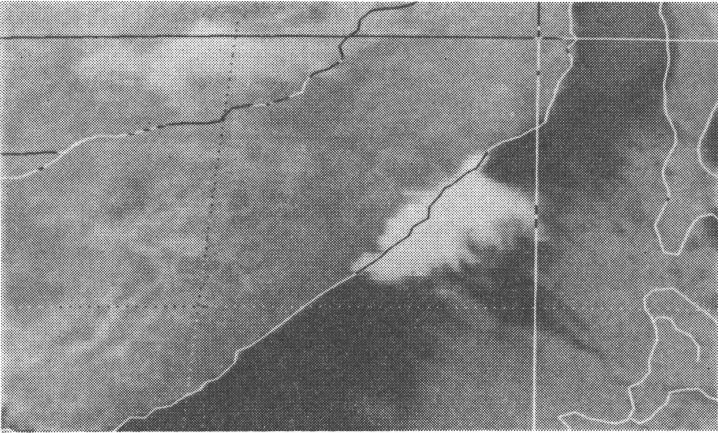
「ひまわり」はこの雲の雲頂黒体温度を $-51\sim -47^{\circ}\text{C}$ と測定している. この温度は三沢 (47580) の状態曲線によると 320~360 mb の高度に相当する. また, 三沢の高層観測によると, 490 mb の T-Td は 13°C であり (それより高高度での観測値はない), 500 mb 以下の層は乾燥していることを示している. 地形性絹雲は対流圏中層上部から上層で発達した層状雲である.

この例で注目されることは, 地形性絹雲発生域の近傍



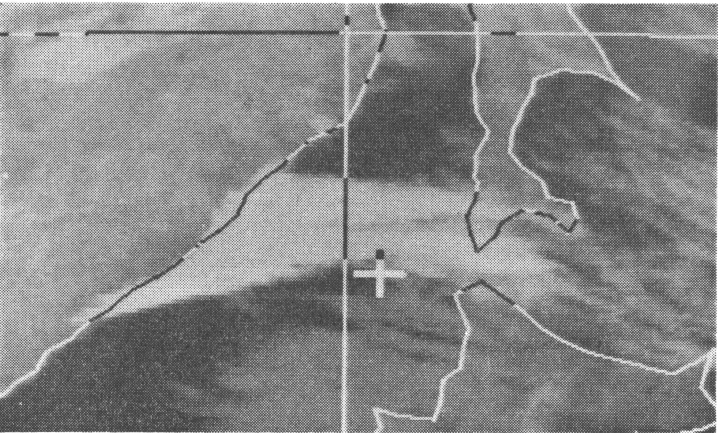
第4図(a) 沿海州沿岸に発生中の地形性絹雲(白矢印)の赤外画像, 1978年12月30日21時.

第4図(a)



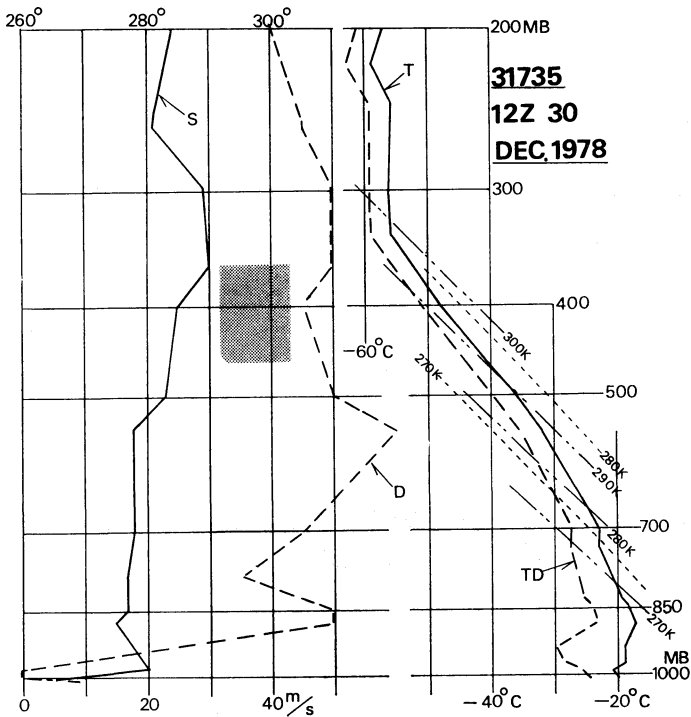
第4図(b) 第4図(a)より6時間後の赤外画像, 1978年12月31日03時.

第4図(b)

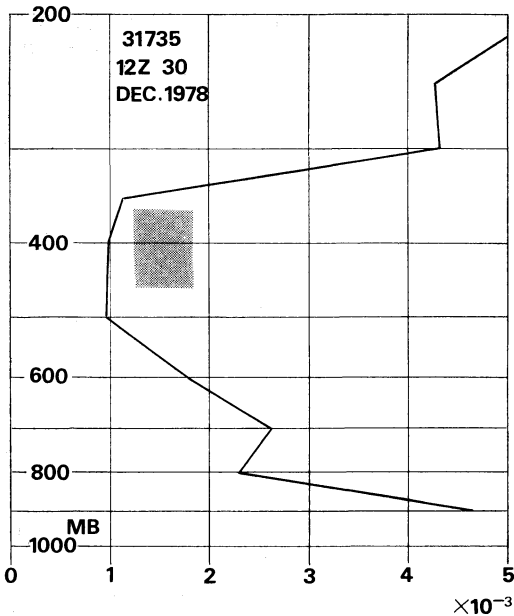


第4図(c) 第4図(b)より6時間後, 1978年12月31日09時.

第4図(c)



第5図 状態曲線と高層風鉛直分布。1978年12月30日21時。ハバロフスク (31735)。その他は第2図と同じ。

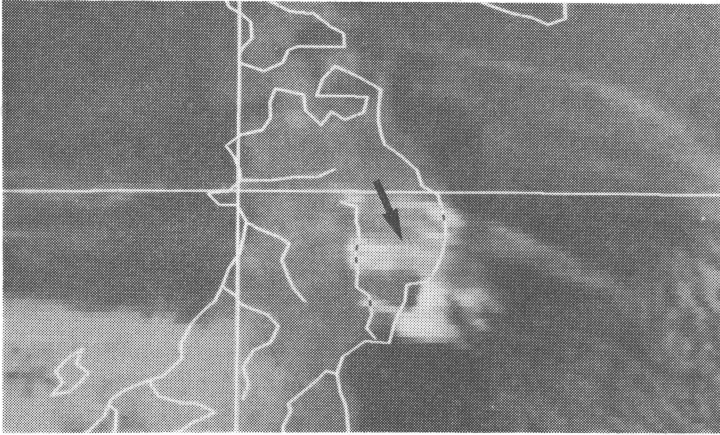


第6図 第3図と同じ。ただし、1978年12月30日21時のハバロフスク。

の下層に地形性の波状層積雲が発生していることであり、また地形性網雲の中に、雲の走向と直角方向の走向を持った波状模様が存在していたことである。この波状模様の波長は 13~17 km で、同時に見られた下層の波状雲の波長(約 7 km)にくらべると約 2 倍であった(第 7 図(C))。このような下層の波状雲との共存や地形性網雲内の波状模様の存在は他の例でも見られた。第 8 図は 1979 年 1 月 8 日 15 時に朝鮮半島東岸で見られた例である。

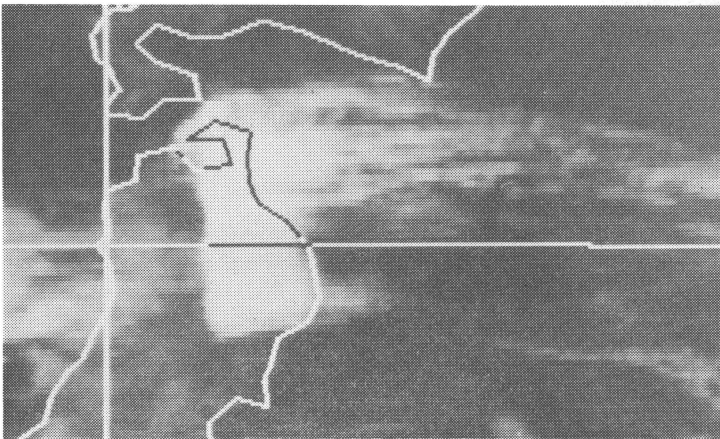
2.3.2. 状態曲線と高層風分布

3日09時の秋田の状態曲線(第9図)を見ると、820 mb 以下の最下層は条件付不安定であるが、820 mb 以上は絶対安定層であり、特に 740~650 mb 付近は等温層である。しかし、中層以上では 370 mb 付近までは高度と共に安定度が減じる傾向にある。400~370 mb 付近は湿潤断熱減率にはほぼ等しい。この状況は第10図によってさらにはっきりと知ることができる。第10図は第3図同様に安定度 $\left(\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}\right)$ の鉛直分布を表わしたもので、図中破線は1971~1975年における1月の09時の安定



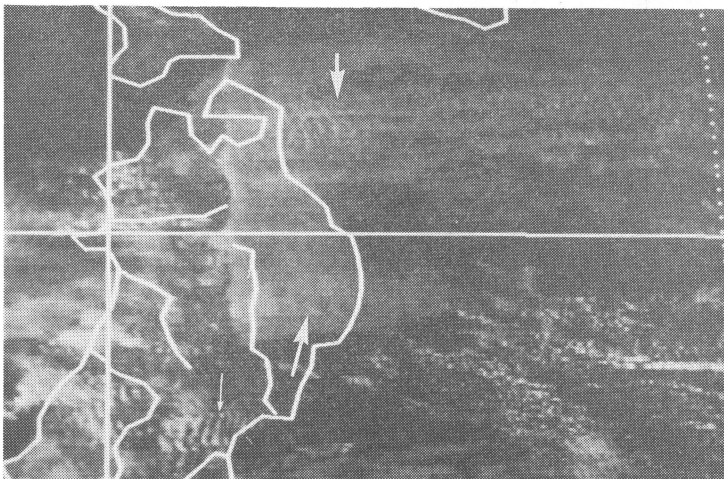
第7図(a)

第7図(a) 奥羽山脈，北上山地に発生中の地形性絹雲(矢印)の赤外画像. 1979年1月3日06時.



第7図(b)

第7図(b) (a)より9時間後の赤外画像. 1979年1月3日15時.



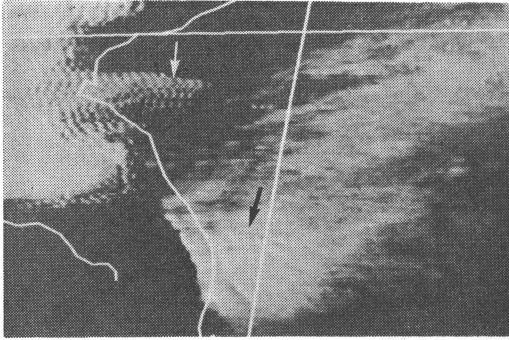
第7図(c)

第7図(c) (b)と同一時刻の可視画像. 下層が透けて見える. 中層雲もあるが, 大部分は上層雲. 秋田~新潟にかけての白い雲, 三陸沖の白い雲は寒気場の下層雲. 太白矢印は地形性絹雲中に現われた波状パターン(波長13~17 km)を示し, 組い白矢印は地形性波状層積雲(波長約7 km)を示す.

度の平均値である。全層安定であるが、山頂付近(800 mb 付近)に平均値より強い安定層が存在すること、上層に平均値よりやや安定度の小さい層があることは第3図とよく似ている。

風向は他の例と同じように全層にわたってほぼ一様

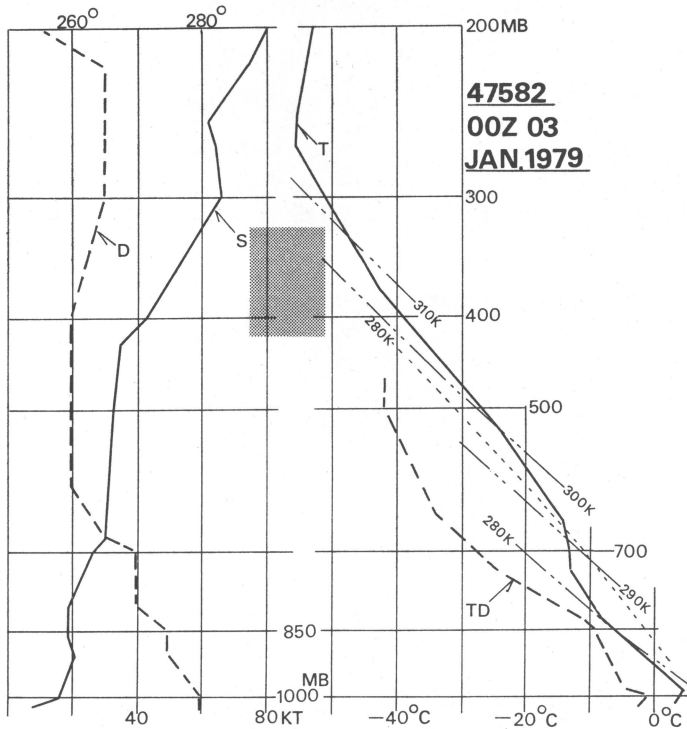
で、山脈の走向に直角の西風(260~280度)であった(第9図)。風速はこの季節としては平均的な値の300mbで34 m/sec, 山頂付近の850~800mbで10 m/secであった。ちなみに1971~1975年の1月の秋田における09時の風速の平均値は、300mbで38.1 m/sec, 800mbで12.3 m/sec, 850mbで11.2 m/secである。



第8図 地形性絹雲中に発生した波長17~20kmの波状パターン(黒矢印)と、その近傍の下層に発生した波長約9kmの波状層積雲(白矢印)。1979年1月8日15時 可視画像。

3. 季節変化と地域分布

地形性絹雲の発生・発達は低温の地方、低温の季節に多い。1978年3月から1979年2月までの期間中、120~160°E, 60°N~0°の地域内に現われ、地形性絹雲として確認されたものの数を「ひまわり」の3時間ごとの赤外画像から拾い出すと第1表のようになる。暖候期には非常に少ない。また、ほとんどが第11図の中のA~Iの地域に発生している、図からわかるように高緯度地方に多く本州以南ではほとんど見られないが、全く発生しないわけではなく、第1表中の「その他」とは九州・台湾などに発生したものの数である。また、地形が南北方向に近い走向を持っている場所に多いことも第11図からわかる。

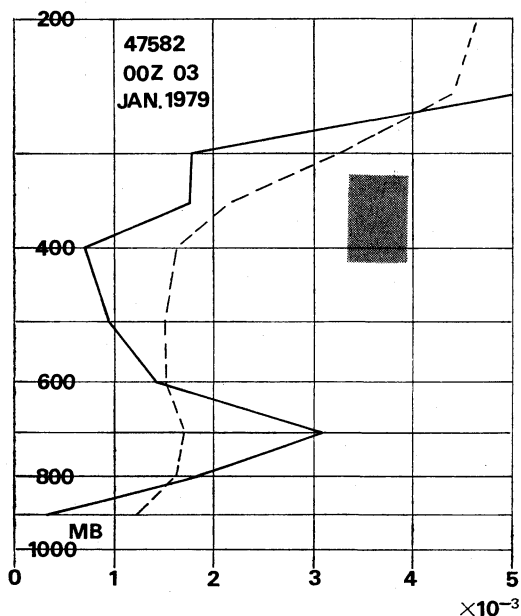


第9図 状態曲線と高層風鉛直分布。1979年1月3日09時 秋田。その他、第2図と同じ。

第1表 1978年3月～1979年2月の期間中、静止気象衛星「ひまわり」の3時間ごとの画像に現われた地形性絹雲の発生数。

地域	月												計
	1978/3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1979/1	2	
シベリア東部海岸	13	3	8	0	0	5	4	24	55	84	39	15	250
樺太	4	4	0	0	0	0	0	2	5	7	2	0	24
カムチャッカ半島	38	22	10	3	13	10	12	23	28	20	46	15	240
北海道	0	4	0	0	0	3	2	14	0	7	7	0	37
千島列島	51	6	0	11	0	0	0	0	0	2	6	0	76
朝鮮半島	16	25	11	0	0	0	3	6	6	26	34	32	159
東北地方*	15	8	12	5	0	7	0	0	9	7	18	2	83
大興安嶺付近	25	1	1	4	0	0	4	8	13	24	26	24	130
その他	4	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	0	9
計	166	73	42	23	13	25	25	77	116	179	181	88	1008

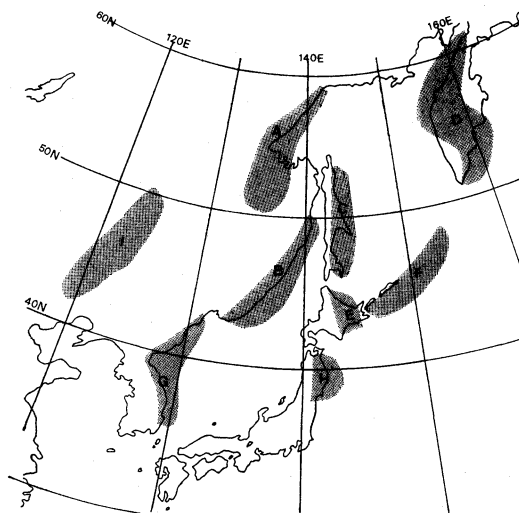
* 一部に関東北部を含む。



第10図 第3図と同じ。ただし、1979年1月3日09時 秋田。

なお、第11図中のA・Bの地域より西側の内陸部では、地形性絹雲か否かの判断が難しい場合があり、特に、主として発生する寒候期には50°N以北の高緯度地方は低温かつ暗くなるため、赤外画像に可視画像を併用しても雲の存在の判断が困難な場合さえある。このため、A・B域より西側の内陸部については見落としがあり、Iの付近の発生数も表の数より多いと考えられる。

1981年10月



第11図 1978年3月～1979年2月の期間中、静止気象衛星「ひまわり」の画像に現われた地形性絹雲の多発域。

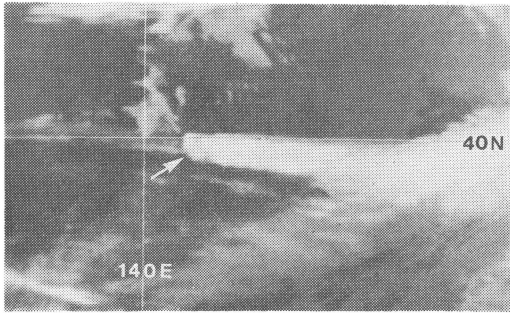
4. 若干の考察

4.1. 発生条件

第2章の例から地形性絹雲の発生時の大気の特徴の共通点を拾い出すと次のようになる。

①山頂を越える風が山脈中腹～山頂付近の対流圏下層から上層まで、ほぼ一様な風向を持ち、しかも山脈の走向にはほぼ直角な方向となっている。

第2章の3つの例はいずれもこの条件を満たしている。しかし、千島列島などからも発生しているので、山



第12図 岩手山(白矢印)付近から発生し、1000 km以上の長さになった地形性絹雲。1978年4月21日03時 赤外画像。

脈(障害物)の走向にほぼ直角という条件は必ずしも必要でないのかもしれない。

②山脈を越える風が山頂付近で 10 m/sec 程度以上あること。

山頂付近(850~800 mb)の風速は第2章で示した3つの例では15, 17, 10 m/sec であり、この報告には書かなかった他の例でも 10 m/sec 以上である。850~800 mb 面で 10 m/sec という風速は、第3表からわかるように地形性絹雲発生地域および発生の季節としては特に強い値でなく、平均的なものである。

一方、対流圏上層の風をみると、第2章の3つの例で 300 mb の風速が 25, 29, 34 m/sec となっている。この値は第2章で述べたようにこの季節のこれらの地域の 300 mb の風速としては、第4表からわかるように強い風速ではなく、平均値より弱い。しかし非常に強いときに発生している例もある。第12図は1978年4月21日03時に岩手山付近より発生している例で、秋田の 300 mb の風速は20日21時に 93 m/sec, 21日09時に 75 m/sec であった。強い上層風に流されて 1000 km 以上の細長い帯状雲となっている。上層風が比較的弱いときには第2章の例のようにあまり長くない。

③大気成層が安定であること。

第2章の3つの例およびここに示さなかった他の例でも、最下層を除き、山頂付近(850 mb 付近)から対流圏上層まで、ほぼ全層にわたって絶対安定であった。しかし上層にいくにしたがって次第に安定度を減じ、個々の例によって異なるが、400 mb 付近から 350~250 mb 付近(雲頂高度付近)では湿潤断熱減率に近くなっている。安定度の鉛直分布のこのような特徴が第3, 6, 10図に表われている。

④対流圏上層に水蒸気が存在していること。

第2表 850~400 mb の風向差の平均値(気象庁1976による)。

地名		月			
		1	4	8	10
札幌	幌	32度	7度	5度	0度
秋田	田	10	12	8	1
館野	野	7	25	37	14
鹿兒	島	29	2	24	27
那覇	覇	52	24	37	151

第3表 850 mb の高度に於ける平均風速(気象庁1976による)。

地名		月			
		1	4	8	10
札幌	幌	m/s 10.4	m/s 13.0	m/s 8.4	m/s 11.6
秋田	田	12.3	12.8	9.0	10.9
館野	野	10.7	9.7	6.3	8.0
鹿兒	島	11.4	9.6	8.6	7.0
那覇	覇	9.1	9.5	9.3	5.9

第4表 300 mb の高度に於ける平均風速(気象庁1976による)。

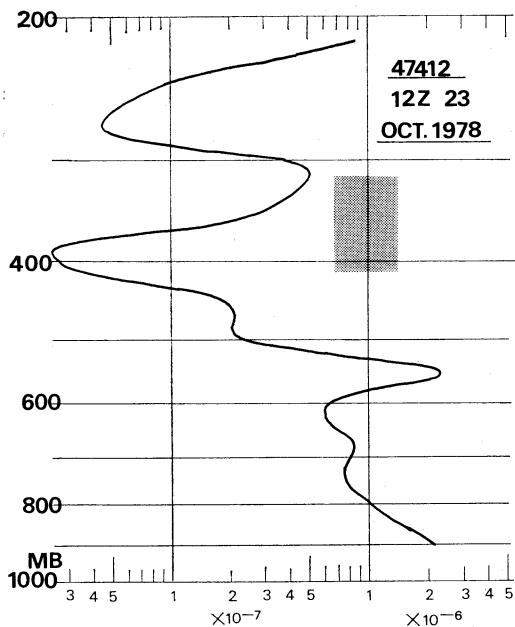
地名		月			
		1	4	8	10
札幌	幌	m/s 30.3	m/s 38.5	m/s 27.1	m/s 37.5
秋田	田	38.1	40.8	20.6	45.1
館野	野	49.8	40.3	12.9	42.9
鹿兒	島	57.9	34.2	9.7	32.0
那覇	覇	51.6	28.4	8.7	14.0

第5表 $\theta_e(500) - \theta_e(850)$ の平均値(原資料は気象庁1976による)。

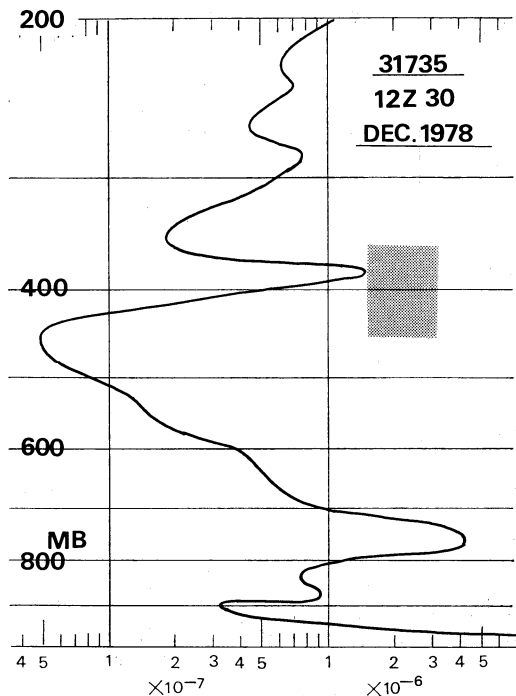
地名		月			
		1	4	8	10
札幌	幌	K 15.1	K 13.6	K 3.0	K 9.3
秋田	田	13.7	13.4	-2.3	9.7
館野	野	14.1	12.1	-4.3	9.9
鹿兒	島	16.1	11.9	-4.4	11.5
那覇	覇	13.9	4.0	-4.9	-0.2

雲が発生・発達するためには当然の条件である。発生・発達地域の風上側にごく薄い絹雲が存在していることも多い。

4.2. 季節変化と地域分布についての解釈



第13図 スコアラー数の鉛直分布. 1978年10月23日 21時 札幌. スティップル域は推定の雲層高度.



第14図 第13図と同じ. ただし, 1978年12月30日21時 ハバロフスク.

第1表, 第11図からわかるように, 地形性絹雲の発生は明瞭な季節変化をするうえに, 地域分布に特徴がある. すなわち, 高緯度地方, 寒候期に多い. このような特徴は, 気温または大気成層状態のいずれかに原因があるらしい.

高緯度地方, 寒候期に多いということから, 発生にはまず低温が必要であるように考えられる. 第2章に示した3つの例の雲頂黒体温度 (最低温度法による) は -49°C , $-50\sim-52^{\circ}\text{C}$, $-47\sim-51^{\circ}\text{C}$ であり, このほかの例でも -50°C 付近のことが多かった. 実際の雲頂温度はこれよりさらに低温であろう. 雲底温度については確たる資料はないが, 雲層の厚さを 100 mb として (各例における状態曲線から地形性絹雲の雲層の厚さは 100 mb 程度と推定される), 雲頂温度より 100 mb 下層の温度を湿潤断熱減率で推定すると, -32°C , -37°C , -35°C 程度となる. 他の例でも同程度となった. 地形性絹雲発生・発達温度条件は -35°C 以下ということになる. Ludlam (1952) も地形性絹雲発達の温度条件として -40°C をあげている.

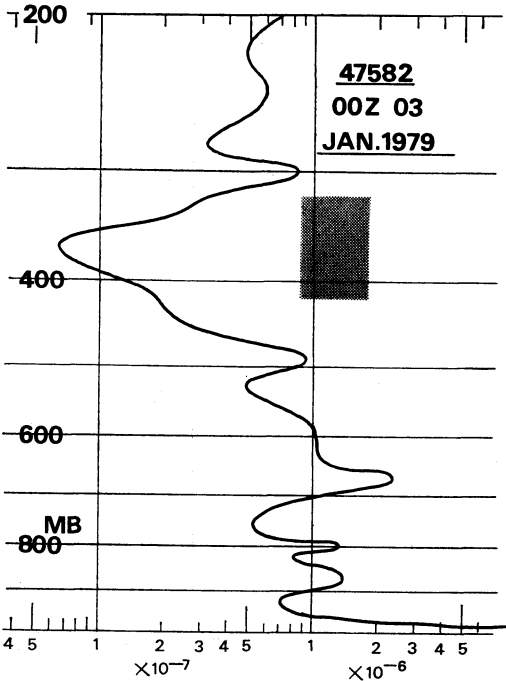
しかし, 以上のことをもって地形性絹雲発達の必要条件が低温だけであるとするには難点が多い. 当然, 考えられることであるが, 暖候期でも上層はかなりの低温で

ある. 秋田における 250 mb の平均気温を統計資料 (気象庁 1976) から拾い出すと, 1月が -50.0°C , 4月が -51.1°C , 8月が -41.1°C , 10月が -46.5°C である. 一方, 山越え気流による波動の観測例は, これらの波動が 150 mb 以上の高々度まで達していることを示している (Lilly, 1971; Klemp and Lilly, 1978, など). これらのことから, 地形性絹雲が高緯度など低温の地域, 低温の季節に多い原因を, 温度のみに求めることは難しい.

温度が主たる原因でないことは北海道・東北地方において, 8月でも数例発生している (第1表) からうなずける.

大気成層状態にその原因を求めてみる. 前述のように, 発生時の大気の状態は ①鉛直方向に風向変化がなく, 山脈にはほぼ直角の風向. ②山脈付近での風速が 10 m/sec 以上. ③山頂付近の対流圏下層から上層までほぼ絶対安定 (地形性絹雲が発達している最上層付近は湿潤断熱減率に近い). ④上層に水蒸気が存在することである.

①~③についての地域変化, 季節変化をみる. 第2表に札幌・秋田・館野・鹿児島・那覇における1月, 4月,



第15図 第13図と同じ。ただし、1979年1月3日09時 秋田。

8月、10月の850~400 mbの風向差を示す。1月の札幌を除き、一般的に緯度の高い地方では鉛直方向の風向シアーが小さい。

第3表は第2表と同じようにして850 mbの風速の地域変化、季節変化を示したものである。大きな差はないが、夏季を除いて北の地方は南より風速が大きい傾向にあり、平均風速も10 m/secをこえているが、本州中部以南では冬季(1月)を除き10 m/sec以下である。夏季は全般に風速が小さく10 m/sec以下である。

安定度の季節変化、地域変化を第5表に示す。第2節では安定度について静的安定度の面から検討したが、山脈などによる大規模な気塊の持ち上げによって起きる現象についてはポテンシャル不安定度について考えたほうが良いという見地より、第5表にはポテンシャル不安定度として、500 mbの相当温位と850 mbの相当温位の差($\theta_e(500) - \theta_e(850)$)を示してある。 $\theta_e(500) - \theta_e(850) < 0$ の場合は不安定で、収支や山塊・前線などにより気層全体の持ち上げが起きると、激しい対流が起き、積乱雲が発生・発達することがあることはよく知られている。地形性絹雲発生時にはポテンシャル不安定度も大きい。すなわち $\theta_e(500) - \theta_e(850) > 0$ で数値も大きい。たとえば、

第2章に示した1978年10月23日21時の例では2.3K(札幌での値)、1978年12月30日21時の例の場合は21.4K(ハバロフスクの値)、1979年1月3日09時の例の場合は15.3K(秋田の値)となっている。また、第2章において引用しなかったが、1978年4月19日に韓国浦項(47138)付近に発生した例では12.8K、1978年4月21日に岩手山付近に発生した例(第12図)では13.4Kとなっている。第5表を見ると、夏季はマイナスまたは零に近く、不安定であるが、冬季や春秋には、10月の沖縄地方を除いてプラスで数値が大きく安定であることがわかる。

第2表、第3表、第5表より850~400 mb間の風向変化が 15° 以下(第2章にあげた3つの例の場合はいずれも 15° 以下)、850 mbの風速が10 m/sec以上、 $\theta_e(500) - \theta_e(850)$ がプラスという条件を同時に満たす地域、季節を拾い出すと、札幌の4月・10月、秋田の1月・4月・10月、館野の1月となって、寒候期、北の地方に多いという地形性絹雲発生数の特徴によく一致する。地形性絹雲発生数が北の地方、寒候期に多いという特徴は、気層が持っている成層状態に起因すると推定される。言い換えると、気団が持っている性質の相異が現われたものといえることができる。

4.3. スコアラー数からみた発生条件

第13図、第14図、第15図に第2章の3つの例の場合のスコアラー数の鉛直分布を示す。スコアラー数はよく知られているように、

$$S = \frac{g}{u^2} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{u} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

で表わされる。第1項は気層の安定度に関係した項、第2項は鉛直シアーの変化率に関係した項である。第2図、第5図、第9図からわかるように、一般に鉛直シアーの変化率は小さく、そのため第2項は第1項にくらべて小さい。このため、スコアラー数はほとんど第1項のみで決まる。この場合も、第3図、第6図、第10図と第13図、第14図、第15図はよく似たプロファイルを持っている。

地形性絹雲は下層に発生する波状雲と同じようにスコアラー数が減少していく気層が存在しているときに発生しているが、下層の波状雲の場合と異なり、スコアラー数が減少していく気層の最上層付近より、やや高高度のスコアラー数が急激に増加している層の中で発生しているようである。

文献

Alaka, M.A., 1960: The airflow over mountains, (665頁に続く)

- osphere, *Jour. Met. Soc. Japan*, 37, 211-233.
- Isono, K., M. Komabayasi, T. Takeda, T. Tanaka, K. Iwai and M. Fujiwara, 1971: Concentration and nature of ice nuclei in the rim of the North Pacific Ocean, *Tellus*, 23, 40-59.
- Junge, C. and R. Jaenicke, 1971: New results in background aerosols studies from the Atlantic expedition of the R.V. Met. Spring 1969, *Aerosol Sci*, 2, 305-314.
- 角脇 怜, 1977: 大気浮遊粉じん中のケイ素およびアルミニウムの粒度分布と濃度比, *日本化学会誌*, 12, 1911-1916.
- 倉林三郎, 1972: 大山火山灰層の粘土鉱物学的特徴, *地質学雑誌*, 78, 1-11.
- Levin, Z., J. Joseph and Y. Mekler, 1980: Properties of Sharva (Khamsin) dust-composition of optical and direct sampling data, *Jour. Atmos. Sci.*, 37, 882-891.
- 生沼郁, 小林和夫, 1965: 堆積岩の粘土鉱物学的研究における二, 三の問題点, *粘土科学の進歩*, 5, 77-84.
- 岡田菊夫, 小林愛樹智, 原田奈遠美, 武田 喬男, 1980: 大気中のエアロゾルによる光散乱係数の変動(I), *日本気象学会秋季大会予稿集*, 189 p.
- 三宅泰雄, 杉浦吉雄, 葛城幸雄, 1956: 1955年4月旭川地方に降った放射性の落下塵, *Jour. Met. Soc. Japan*, 34, 226-231.
- Patterson, E.M. and D.A. Gillette, 1977: Commonalities in measured size distributions for aerosols having a soil derived composition, *Jour. Geophys. Res.*, 82, 2074-2082.
- Prospero, J.M. and E. Bonatti, 1969: Continental dust in the atmosphere of the eastern equatorial Pacific, *Jour. Geophys. Res.*, 74, 3362-3371.
- Schütz, L. and R. Jaenicke, 1974: Particle number and mass distributions above 10^{-4} cm radius in sand and aerosol of the Sahara desert, *Jour. Appl. Met.*, 13, 863-870.
- Sudo, T., K. Oinuma and K. Kobayashi, 1961: Mineralogical problems concerning rapid clay mineral analysis of sedimentary rocks, *Acta Universitatis Carolinae-Geologica Supplementum I*, 189-219.
- Walker, G.F., 1957: On the differentiation of vermiculites and smectites in clay, *Clay. Min. Bull.*, 3, 154-163.

(634頁より続く)

- Technical note, NO. 34.
- Conover J.H., 1964: The identification and significance of orographically induced clouds observed by TIROS satellites, *J. Appl. Met.* 3, 226-234.
- 気象庁, 1976: Aerological data of Japan (5-year period averages 1971-1975).
- Klemp, J.B. and D.K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, 35, 78-107.
- Lester, P.F., 1977: Waves and turbulence in the vicinity of Chinook arch cloud, *Mon. Wea. Rev.*, 105: 1447-1457.
- Lilly, D.K., 1971: Observations of mountain-induced turbulence, *J. Geo. Res.*, 27, 6585-6588.
- Ludlam, F.H., 1952: Orographic cirrus clouds, *Quart. J.R. Met. Soc.*, 78, 554-562.
- Ludlam, F.H., 1952 a: Hill-wave cirrus, *Weather*, 7, 300-306.
- Nicholls, J.M., 1973: The airflow over mountains, *W.M.O. Technical Note*, NO. 127.