

大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の ‘帯状収束雲’ と ‘Cu-Cb ライン’*

八木正允** 村松照男*** 内山徳栄**** 黒川信彦*****

要 旨

GMS とゾンデ観測の資料を使って帯状収束雲と Cu-Cb ラインについて事例解析 (1978. 2. 2 と 1980. 2. 6 の 2 例) を行い、以下の結果を得た。

① 上部を安定層で押えられた下層の強い寒気が、朝鮮北部の山岳帯を北と南に迂回する。迂回した流れが、それぞれ海上で Cu ラインを作る。特に北側を回る流れは山岳帯の後面で大きく向きを変えて南下し、山岳帯を越えた流れとの間で強い Cu-Cb ラインを作る。その後 Cb ラインは南側を迂回した流れと合流して更に発達を続ける。

② Cu-Cb ラインに接して北側には、季節風の平均的な吹き出し方向におおよそ直交する向きにロール軸をもつ雲 (以下 T モードの雲) 域がある。この領域では、i) その北と南の領域と比べて約 700 mb 以下の下層に相対的な弱風域がある。ii) 風向は下層に行くにつれ時計回りに大きく変わる (強い寒気移流型)。iii) T モードの雲のロール軸の方向はシャー・ベクトルの方向に一致する (八木, 1985)。

③ Cu-Cb ラインの位置は水平シャーの極大域 (正渦度の極大域) および収束域に一致する。

④ 日本沿岸では、Cu-Cb ラインに対応して約 750 mb を境に下層収束・上層発散となっており、下層で Cu-Cb ラインの南北両側から流入した空気は上層の安定層下面で北側に流出する。

Cu-Cb ラインの成因として、朝鮮半島と日本海との加熱差のほか、大陸沿岸の山岳帯が寒気を阻止し迂回させることによって、山岳帯の風下に低圧部と風の収束・合流域が形成される機構が考えられる。

1. はじめに

強い季節風の吹き出し時に、日本海上で、いわゆる‘帯状収束雲’がみられる。岡林 (1969) は北陸豪雪時の軌道衛星写真から、「朝鮮北部沿岸近くから北陸に伸びる 1 本の収束雲が存在し、これが北陸沿岸部にぶつかって大雪をもたらす」ことを指摘した。帯状収束雲に対応して地上天気図上で、岡林 (1972)、植村 (1980) 等は、気圧の谷線と風の不連続線を、深津 (1977) は風の不連

続線を解析している。植村 (1980)、八木 (1985) は、収束雲の付近では安定層の下に下層収束・上層発散の対流循環があることを示している。また、Yagi・Uchiyama (1980)、八木 (1981, 1985) は、雲の存在するレベルでも、帯状収束雲の南側端の Cb ラインのところで風速の水平シャーが最大となっていること、Cb ラインのすぐ南側で相対的な強風帯があり、一方、北側では 900~700 mb にかけて相対的な弱風域があり、風の hodograph は下層に行くにつれ時計回りになることを指摘している。

一方、内田 (1978) は、日本海上で下流に向かって V 字型に広がる雲パターン (V 字の内部は T モードの雲、Cb ラインは V 字型の南端にあたる) が現れたときに、注・警報級の大雪が降ることを示した。

収束雲の原因については、岡林 (1972) は「朝鮮半島が寒冷域の役割をすることが重要で、朝鮮半島からの寒気の吹き出しとシベリヤからの寒気の吹き出しによってできる風の不連続線が収束雲に関係している」と述べて

* ‘Convergent band cloud’ and ‘Cu-Cb line’ over Japan Sea affected by topographic features in the coast of the Asian continent.

** Sho-in Yagi, 気象研究所.

*** Teruo Muramatsu, 気象研究所 (現気象庁予報部).

**** Tokuei Uchiyama, 気象衛星センター.

***** Nobuhiko Kurokawa, 気象庁観測部.

—1984年11月26日受領—

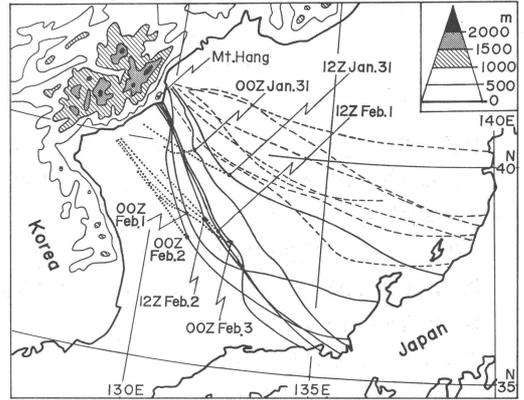
—1986年8月5日受理—

いる。孫野 (1971) は、「収束雲は、海で温められたシベリヤからの寒気と朝鮮半島からの、より冷い寒気によって形成される前線である」と推測している。

この論文では、主に GMS と高層観測の資料を使って、带状収束雲、特にその南側端の Cu-Cb ライン (第 3, 4 図参照) についての解析結果とその成因についての考察結果を示す。解析の期間は、主に 1978 年 2 月 2 日と 1980 年 2 月 6 日である。特に後者は GMS マルチセグメント観測のデータが得られており、詳細な解析が可能である。

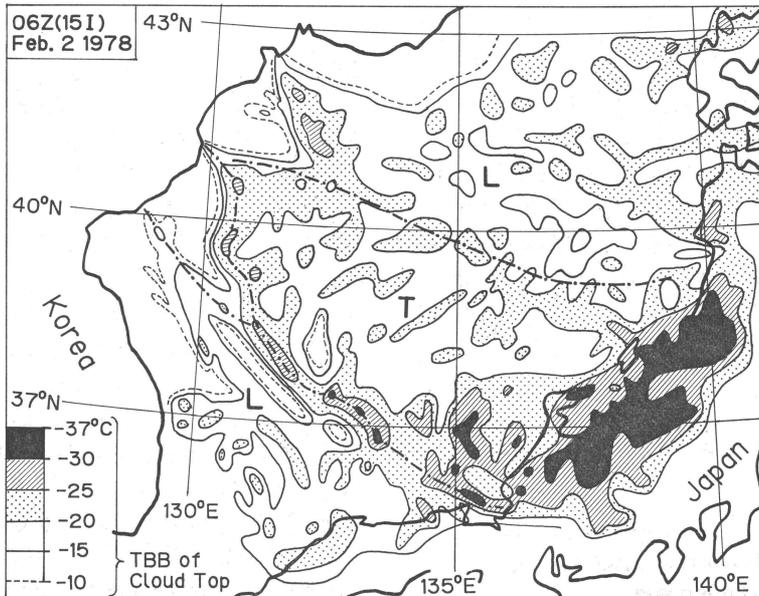
なお、しばしば Cb ラインに接して北側には季節風の平均的な吹き出し方向にほぼ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲 (T モードの雲) がみられる。T モードの雪雲については、八木 (1985, 以後 [Y85]) として引用) がこの論文で扱った同じ日時に現れたものを中心に、解析と理論的な検討を行った。八木の得た主な結論は、次の 3 つである。① T モードの雲も雲底・雲頂間のシャー・ベクトルの方向に対しては longitudinal mode (以下 L モード) の雪雲である。従って従来の対流理論で説明できる。([Y85] の第 6, 7, 8, 13 図) ② T, L を含む二重モードの雲についても、ロール軸の方向は、それぞれ雲底と雲中間および雲底と雲頂間のシャー・ベクトルの方向に対応している。([Y85] の第 7 図) ③ T モードの雪雲は Cb ラインの北側にできやすく南側にな

い。その原因の 1 つは、Cb ラインの北側に寒気移流の中心があって、そこでは風の hodograph が下層に行くほど時計回りに回るためであり、いま 1 つは Cb ライン付近の非地衡風循環によって北側ではこの時計回りの風の变化が強化され南側では弱められるためである。なお、



第 1 図 Cb ラインと T モード雲域の出現場所 (1978 年 1 月 31 日 00Z から 2 月 3 日 00Z までの一連の期間)

実線は Cu-Cb ラインを示す。ただし、山岳帯の南北両側からそれぞれ Cu-Cb ラインが出ている場合は、明らかに弱い方 (Cu ライン) を点線で表す。破線は T モードの雲の北端を示す。



第 2 図 雲頂温度分布 (1978 年 2 月 2 日 06Z)

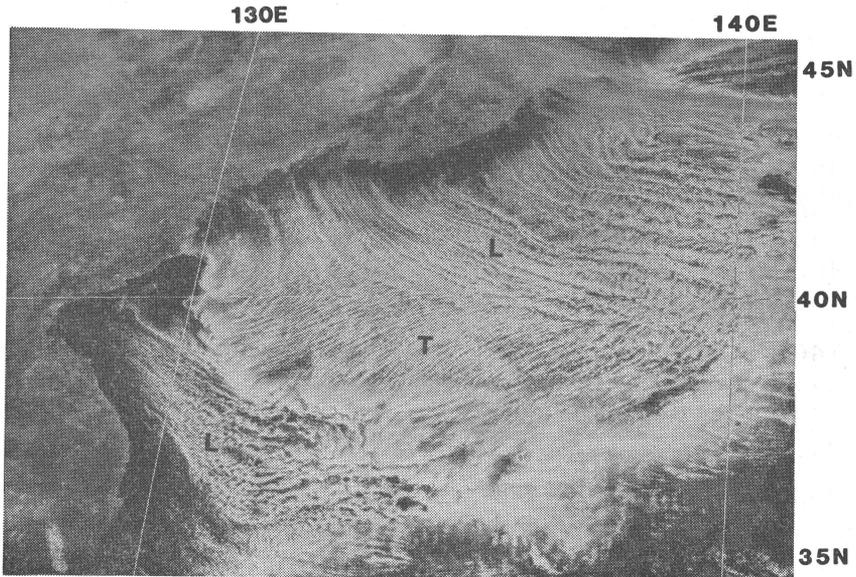


写真1 GMS 可視画像 (1978年2月2日03Z)

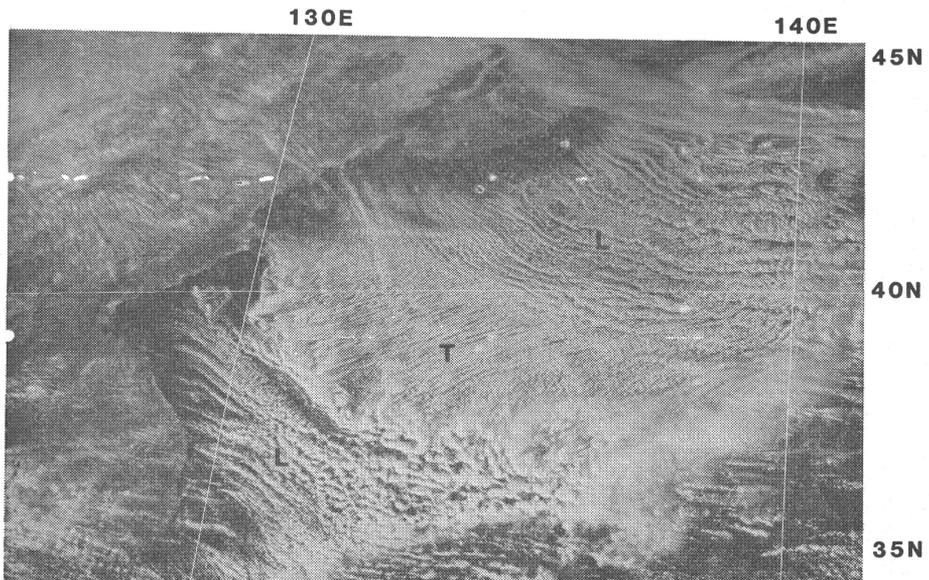


写真2 GMS 可視画像 (1978年2月2日06Z)

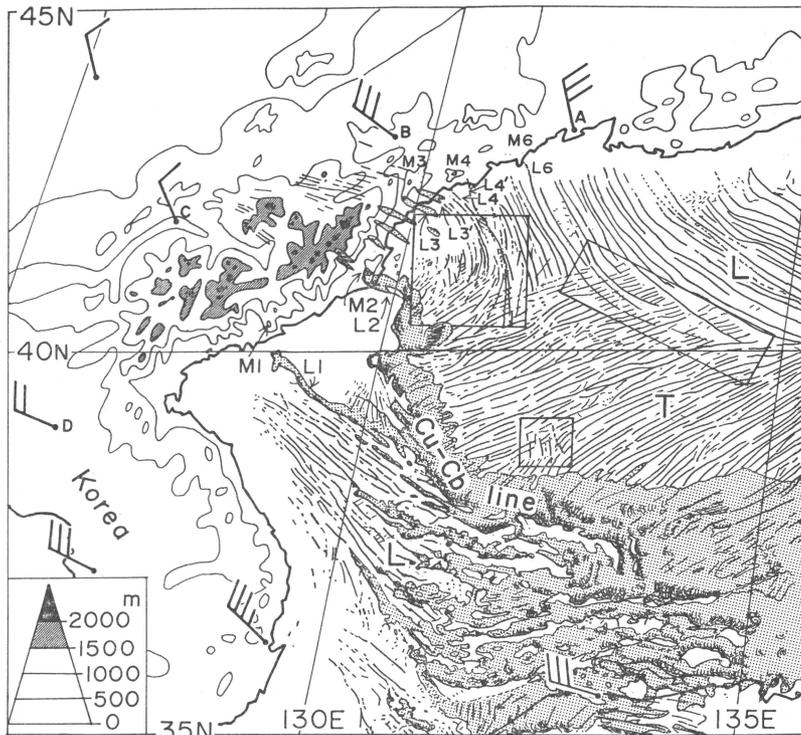
この論文では、Tモードの雪雲そのものについては詳しくはふれない。

2. 1978年2月2日を中心とした解析例

2.1 GMS 資料による解析結果

日本海西部に発生する带状収束雲，とくにその南側端
1986年9月

の Cu-Cb ラインは、北陸豪雪と密接に関係する。1978年1月31日から2月3日まで続いた北陸豪雪時の00Zと12Zに現れたCbラインとTモードの雪雲の北限の位置を、第1図に示す。いずれも大陸沿岸にある山岳の風下であり、その走向はほぼ850mbの等高線に沿って日本沿岸に達している(第5図, [Y85]の第4図等を参照)。



第3図 GMS 雲スケッチ図 (1978年2月2日03Z). 矢羽は00Zの850mbの高層風.

注目すべき点は、この期間の Cb ラインの発生点が、いずれの場合もハーン峰 (41.0° N, 129.7° E) 付近にあり、いずれも南側で発生した Cu ラインと合流していることである。

写真1と2は、1978年2月2日03Zと06ZのGMSの可視画像である。典型的な Cu-Cb ラインが日本海西部にみられる。それは、ハーン峰付近から始まって、山岳のすぐ後は時計回りに、その後は低気圧性の曲率をもちながら、能登半島付近まで達している。06Zの雲頂温度分布は第2図に示す通りである。写真1,2と第2図にみられる特徴は次の通りである。

① 日本海中部から北東部にかけて、対流圏下層の一般流に沿って対流セルが並ぶ longitudinal mode (Lモード) の筋状の Cu ラインが広範囲に分布している。間隔は 20~30 km、雲頂温度の多くは -20°~-25° Cで、高度に変換して約 1.5~3 km である。

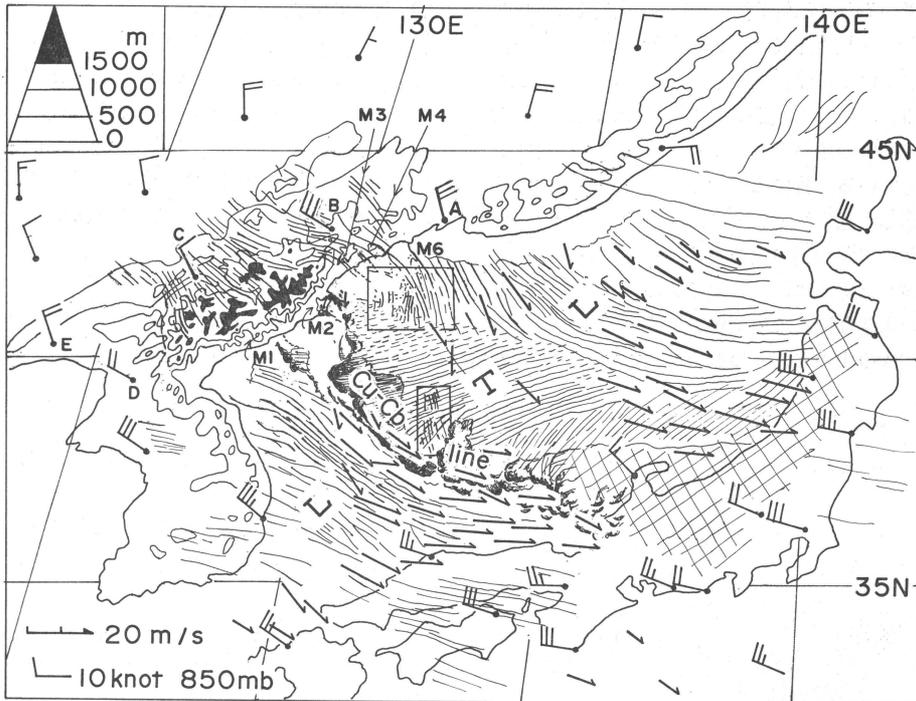
② 日本海西部の Cu-Cb ラインを境に、その西の朝鮮半島との間の領域で、①と同様な Lモードの雲が卓越している。

③ これら①, ②のLモードの領域に挟まれた帯状の

領域の西南西の縁に Cu-Cb ラインが位置する。また Cu-Cb ラインの北東側には、対流圏下層の平均的な風向にほぼ直角な走向をもつ波長 7~13 km の雲列群(T)がある。

④ Cu-Cb ラインは、もっとも風上側の大陸沿岸では、ハーン峰付近から始まって南に伸び、これとは別に 40° N, 128° E 付近から南東に伸びる背のいくらか低い Cu ライン群と合流している。これらの2つの雲のラインに挟まれた所に、全く雲のない三角領域が存在する。この特徴的なパターンと位置は他の例(第1図の他の日時の例や3節で述べる例など)でも共通しており、地形との関連を強く示唆している。Cu-Cb ラインは、合流のあと、風下側に行くに従って急激に発達している。すなわち、雲頂温度は -30° C を越し、雲頂高度は 4~4.5 km となり、北陸沿岸では 5 km を越す。その長さは、700 km を越す長大なものであるが、写真1,2や第2図で見られる様に、強弱のコントラストを持っている。

⑤ この例で見られる特徴として、Cu-Cb ラインの風上側の大陸上に Sc または Cu のラインが広範囲に観測された。地形を見ると、この付近には、長白山脈、威



第4図 GMS 雲スケッチ図 (1978年2月2日06Z)。图中的雲速度ベクトル (矢印) と高層風 (850 mb, 矢羽) は同日00Zのもの。

鏡山脈が東北東から西南西に走り、第3, 4図で見られるように、海拔1,000 mより高い地域が幅約100 km, 長さ約500 kmにもわたって広がっている。

同日の00Zおよび12Z ([Y 85]の写真2)の観測では見られないことから、日変化によって山岳上に生じたScまたはCuラインとみられ、それらは山岳帯周辺の流れを示唆している。

第3図と第4図はそれぞれ03Zと06Zの可視画像をもとに大陸の山岳帯上および日本海上にある対流性の雲列を抜き出して地形図に重ね、さらに同日00Zの高層ゾンデ観測の850 mb面の風を矢羽で入れて合成したものである。第4図にはさらに00Z観測の下層雲の移動ベクトル(1日23:30Zと2日00Z観測の2枚の画像から相互相関法で求めたもの)を矢印で入れてある。一般に小さなCuセルは900~850 mb付近の流れを代表していると考えられる。事実、この場合850 mb付近の風とよく一致している。

前述の特徴に付加して、合成図に見られる特徴を以下にあげる。

⑥ 長白、威鏡山脈の山塊周辺をみると、850 mb面

の高層風に見られるように、山岳帯の風上側では、よどみ領域を示す弱風域があり、山岳帯の北東および南西域では、迂回する流れによって、風速が増大しており、特に山岳帯の北側の風速の増大が目立つ。山岳上に発生したCuまたはScラインは、山を迂回する流れおよび山を越す流れを示し、850 mb面の流れの場とともに、山岳帯周辺の流れの場を示している。特徴点の④で述べた“山かげの晴天の三角領域”は、この山越え気流に伴う下降流の影響による雲のない領域を示し、山岳帯を迂回した流れとの収束で三角形になっている。

⑦ 特に目立つ点は、山岳帯の北西側後面で流れが大きく山かげ側に向かって時計回りに向きを変えて南下し(第3, 4図の矩形で囲んだ領域)、ハーン峰付近で山を越えた流れと収束し、Cbラインが発生していることである。

⑧ 山岳帯の後面から沿岸付近までの間に発生している個々の雲筋の多くはさらに細い地形の分布に影響されている。第3図中に雲のラインをL1, L2...で、それに対応する山をM1, M2...で表す。それらの雲筋は明らかに山の側縁に対応している(ただしL1については谷

筋に対応しているともみれる)。これらの様子は、個々の山の後面に2次循環(たとえば Hawthorne *et al.*, 1955)ができていた可能性を示唆する。第3図と第4図を見比較すると、M1の南西の縁に対応していたL1は北東の縁に、M6の東の縁に対応していたL6は西の縁に位置を変えている。特にCbラインL2はハーン峰の南の縁に対応して発生しているが、3時間後には南側面の雲は弱くなって北側面に雲の主流が移っている。このことは⑦で述べたように、Cbラインの発生場所は山岳帯の後面の大きな流れの場で決まるけれども、引き金作用として個々の山のまわりの2次循環が影響していると思われる。

⑨ Cbラインより南側のLモード雲域の雲の走向は、03Z(第3図, 写真1)ではほとんど朝鮮半島沿岸に平

行になっており、06Z(第4図, 写真2)では半島の沿岸部付近でやや吹き出しの様子をみせている。

⑩ Tモード域には明らかにT, L二重構造になっている領域(第3図と第4図の□と□内)がある。特にCu-Cbラインに近いほうの□内では、Tモードの雲も粗く(その領域の雲頂高度も低い, 第2図参照), 重なってみえるLモードの雲は下層の流れ(北北西風としてCbラインに流入)をあらわしている。Cbラインの南側の雲の流れと対比してみると、下層の流れは北側ではCbラインに対して鋭い角度で流入し、南側では北側よりは角度をもたずに流入している(第10図参照)。

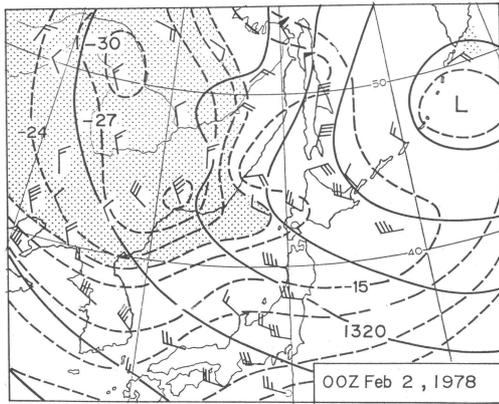
2.2 天気図と高層断面図等の特徴

写真1, 2に時間的に一番近い2日00Zと12Zの850mbの天気図(第5図と[Y85]の第4図)の特徴は次の通りである。

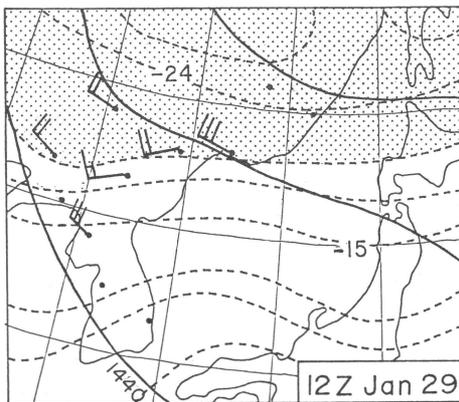
① カムチャッカ半島南端付近に中心をもつ強い低気圧があって、大陸沿岸から北陸沿岸は、その低気圧部の南西象限にあたっている。

② 大陸沿岸では、北西風が朝鮮北部の山岳系の走向におおよそ直角に吹いている。山の風上に弱風域があり、山岳系を北および南に迂回する風の成分がみられる。特に、山岳系の北東側は風速が増している。700mb面や500mb面では、山岳系を迂回する風の成分はみられない(図省略)。

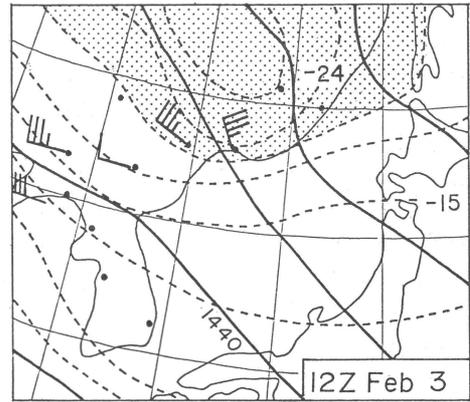
③ 大陸沿岸では強い寒気(-24°C以下)があり、その温度傾度の一番大きい部分(約-21°C)は朝鮮北部の山岳系を越えて日本海側に存在する。日本海上は強い寒気移流場になっており、寒気移流の中心はCbライ



第5図 850mb 天気図 (1978年2月2日00Z)

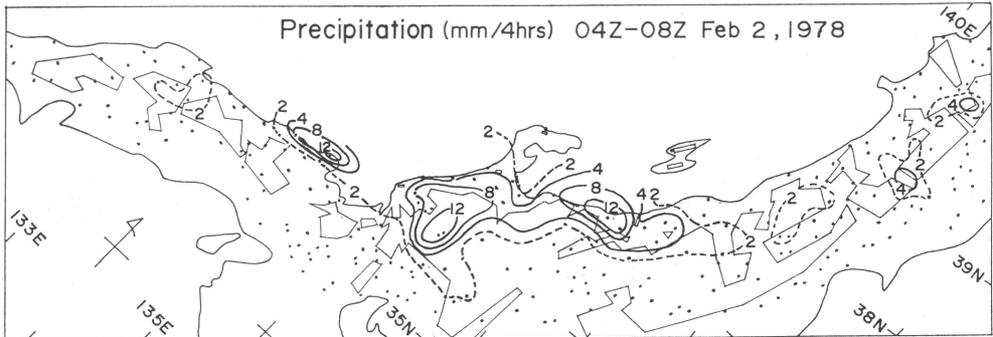


(a)



(b)

第6図 850mb 天気図 (a) 带状収束雲出現前 (1978年1月29日12Z). (b) 带状収束雲消滅直後 (1978年2月3日12Z)



第9図 降水量分布図. 1978年2月2日04Z~08Zまで, 単位 mm/4 hours. 点印は観測点.

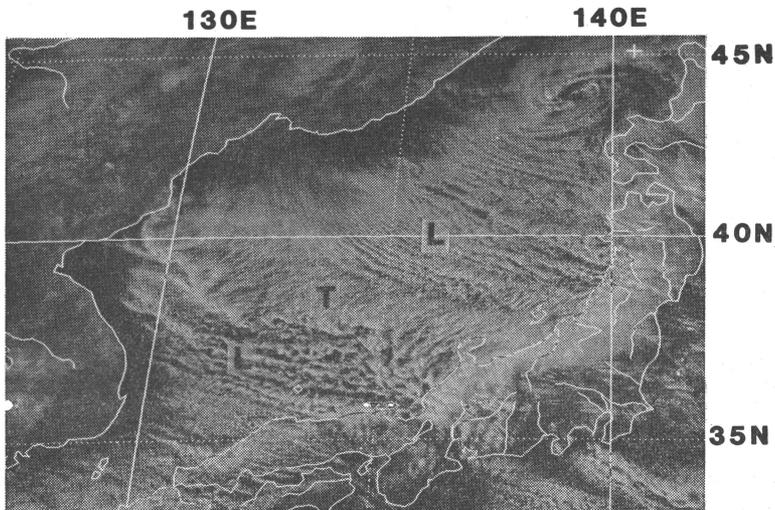


写真3 GMS 可視画像 (1980年2月6日04:44Z)

逆転層または強い安定層がある.

2.3 降水分布

第9図は, 1978年2月2日04Z から08Z まで4時間の降水量分布図である. 図では, おもに3つ多降水域がみられる. 福井県北部海岸から内陸地方にかけてと丹後半島付近, および, 上越地方の3域である. 写真1や雲頂温度分布第2図に対応させてみると, はじめの2者はCu-Cbラインに対応している.

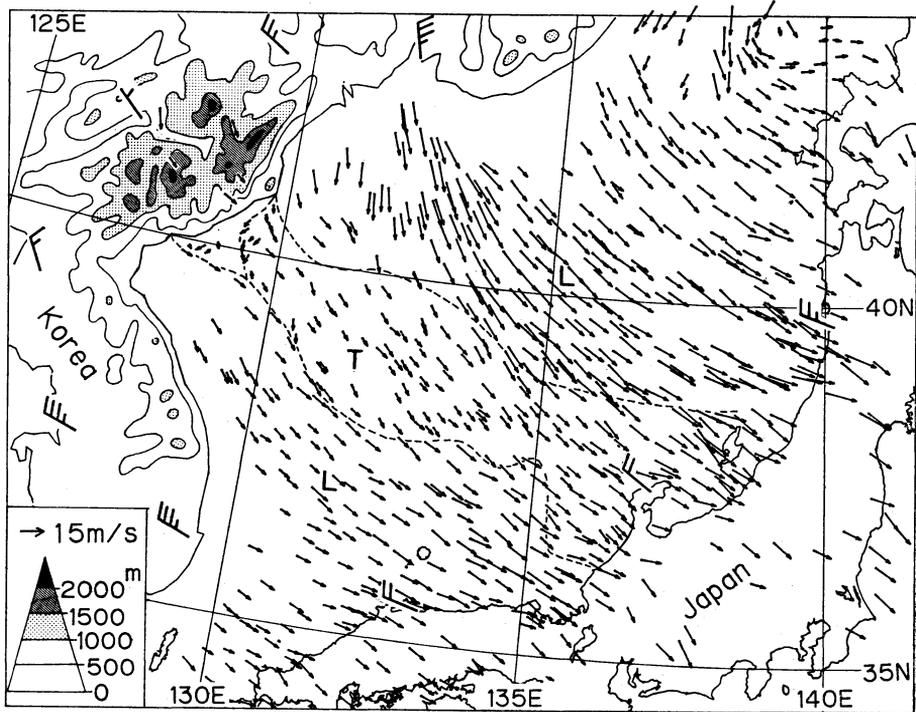
3. 1980年2月6日の例

3.1 GMS 資料の解析

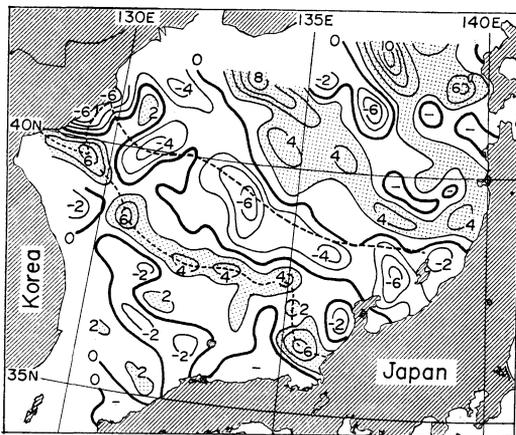
写真3は, 1980年2月6日に行われたGMSのマルチセグメント特別観測(7分毎6回くり返し観測)で得られた可視画像の1つ(時刻04:44Z)である. この時の

雲頂高度(気圧高度)分布は[Y85]の第3図に示されている. 下層雲の移動ベクトル分布(ループ画像法による)に当時00Zの850mbの風の矢羽を付加したものを第10図に示す. 第10図をもとに, 修正法によって格子間隔30km毎に風の客観解析値を作り, 渦度と発散を求めたものを第11図(a), (b)に示す. 写真3およびGMS資料の解析結果図(第10, 11図, [Y85]の第3図)の特徴は次の通りである. それらは1978年2月2日の例と矛盾しない.

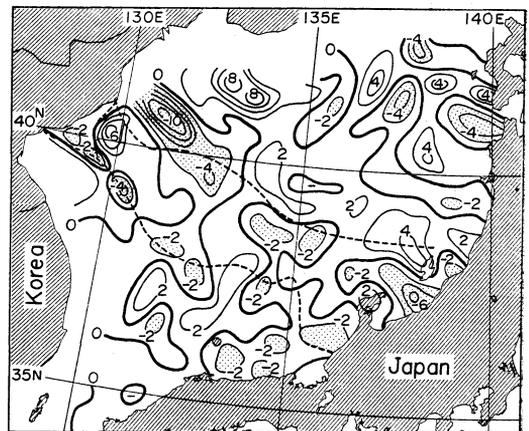
① 日本海の北部および南部では季節風の流れに沿う方向にLモードのいわゆる筋雲がある. 一方, 日本海の中西部には(朝鮮北部の山岳系の後面付近から日本海沿岸にかけて), Tモードの雪雲がみられる. Tモードの雪雲の南西端には, 他に比べて対流活動のより活発なL



第10図 GMS からみた雲の速度ベクトル。1980年2月6日04:23Zから04:44Zまでの平均速度ベクトル。破線内は主にTモードの雲の領域。矢羽は同日00Zの850mbの風。

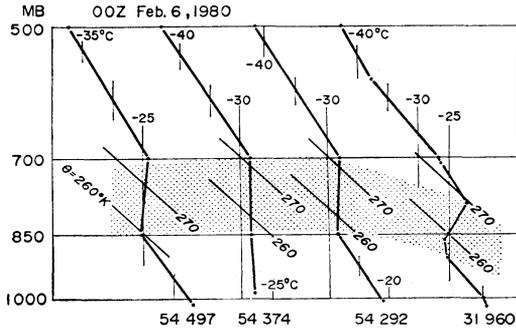


(a)



(b)

第11図 (a) 渦度分布図。第10図より求めたもの、単位は 10^{-5} sec^{-1} 。
(b) 発散分布図。第10図より求めたもの、単位は 10^{-5} sec^{-1} 。



第12図 大陸沿岸地方のエマグラム (1980年2月6日00Z). 地点番号 31960, 54292, 54374, 54492, の位置は第4図中にA, B, C, Eで示す.

モードの Cu-Cb ラインがある.

② Cu-Cb ラインの発生の状況は, 次の通りである. 山岳帯を北と南に迂回する流れが, それぞれ海上で Cu ラインを作りはじめる. 特に北側を回る流れは南下して, 山を越えた流れとの間で, 早くも雲頂高度が 800 mb を越える雲となり, 南側を迂回した流れによってできた雲頂高度が 900 mb よりやや低い Cu ラインと合流して, 更に発達を続ける.

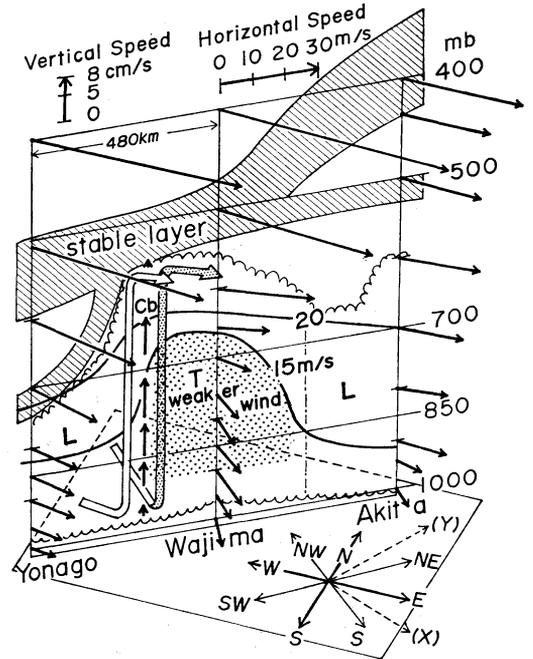
③ 雲頂高度は Cu-Cb ラインのところでも最も高く, 海上でも多くは 800~700 mb, とところどころで 700~600 mb に達している. Cu-Cb ラインのところを除けば, 全般的にみて L モードの筋雲より T モードの雲の高度が高く, 特に日本海中央部から日本沿岸部にかけては 800~700 mb に達している.

④ Cu-Cb ラインのさらに南側にある, いわゆる‘筋雲’は, T モードの雲の北側の筋雲に比べて雲頂高度が高く, 海上でもところどころで 800~700 mb に達している. それらの大部分は, 朝鮮半島からの寒気の吹き出しのもとで発生している.

⑤ L モードの筋雲と Cu-Cb ライン, および T モードの雲のいずれの速度ベクトルも, 季節風の吹き出しの方向にほぼ一致している. 地上, 850 mb ([Y 85] の第 5 図), 700 mb の天気図のうちでは 850 mb 面の風または等高線の方にほぼ一致する.

⑥ T モードの雲の速度ベクトルは L モードの雲のそれよりも小さい (第13図中の弱風域にも対応).

⑦ 特に Cu-Cb ラインは水平シャーの極大域 (正渦度の極大域) と一致し, また収束線とも一致している. ひるがえって, 第4図 (1978年2月2日の例) をみて



第13図 日本沿岸の高層風断面図 (1980年2月6日00Z). 記号は第7図に同じ.

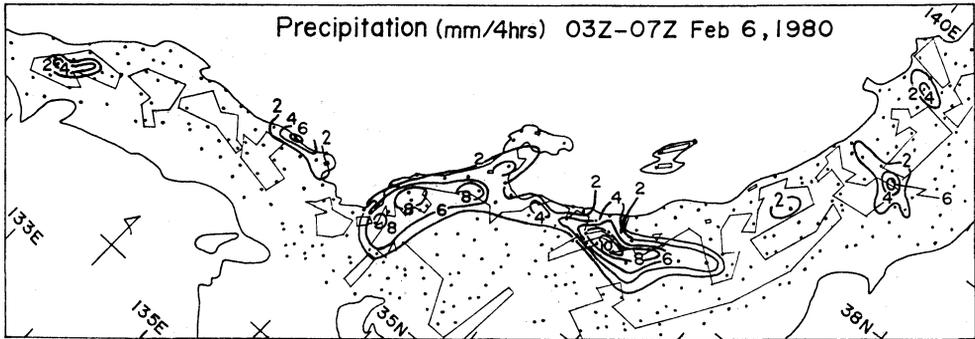
も, これらの傾向がみられる. なお, 実際の下層の収束線は, 次の2つの事実から, もっと明瞭で収束量も大きいと推定される. i) 2.1 節の GMS 資料解析の特徴④で述べたように, T モード雲の粗い域にたまたま見える下層の流れは Cb ラインに対して鋭い角度で流入している. ii) 2.2 節の断面図等の特徴②や次節の第13図に示されるように T モード域では風向は下層に行くにつれ時計回りに向きを変える.

3.2 850 mb 天気図と高層断面図等の特徴

1980年2月6日00Zの850 mbの天気図 ([Y 85] の第5図)の特徴は, 2.2 節で述べた850 mbの天気図の特徴①~③とほぼ同じである.

同時刻の大陸側の観測点のエマグラムを第12図に示す. 下層 (850 mb 以下) に強い寒気が入り, 850~700 mb 付近に逆転層がある.

第13図には, 気流系を中心にした日本沿岸の高層断面図を示す (気温, 発熱量は [Y 85] の第10図にある). 西北西方向に延びる Cb ラインに対して, 下層では西および北西から流入して, 上昇後安定層下面で東に流出する. Cb ラインの北側の T モード域では, 西側の L モード域に比べて 656 mb 以下の下層が弱風域になってお



第14図 降水量分布図. 1980年2月6日 04Z~08Z まで, 単位 mm/4 hours. 点印は観測点.

り, 風向は下層に行くにつれ, ほぼ時計回りに向きを変えている(寒気移流型).

3.3 降水分布図の特徴

第14図は, 1980年2月6日 03Z から 07Z までの4時間の降水量分布図である. 図では主に3つの多降水域がみられる. 福井, 石川両県の海岸から内陸にかけてと兵庫県北部の海岸地方および, 上越地方である. 写真3や雲頂高度分布 [Y85] の第3図と対応させてみると, はじめのものは Cu-Cb ラインに対応し, 兵庫県北部海岸地方のものは, 朝鮮半島から吹き出して発達してきた Cu ラインに対応する. 上越地方のものは, 第10図にみられるように佐渡島と能登半島を迂回し合流する雪雲の流れがあり, これは更にコの字形に山岳にとりかこまれた上越地方に収束し, 高い雲をつくっている(八木・内山, 1983).

4. 考察

4.1 大陸の個々の山岳の側面で発生した個々の雲筋について (2.1 ⑧参照)

雲筋は安定層のもとで山の側面から風下にできる2次循環(たとえば, Hawthone *et al.*, 1955)によって引き起こされた可能性が高い. その理由として①雲筋が個々の山の側面にほとんど接して発生していること(第3, 4図). ②大陸の下層に強い安定層または逆転層があること(第7図)があげられる.

4.2 Cb ラインのまわりの循環について

これについては次のように説明できる.

① Cb ラインの北側に強い寒気移流の中心があるので, 風向は下層(上層)に行くにつれ時計(反時計)回りに向きを変える. さらに Cb ライン自身による活発な対流循環で下層で収束, 上層で発散が起きているため,

Cb ラインの北側では時計回りの変化が強められ, 南側では逆に弱められる.

また Cb ライン付近の非地衡風循環に働くコリオリ力のために, Cb ラインに沿う下層の流れは, Cb ラインの北側で遅くなり, 逆に南側で早くなる ($-\frac{du}{dt} \propto fv_{ag}$, u は Cb ラインに沿う方向の速度成分, v_{ag} はそれに直角な方向の非地衡風成分).

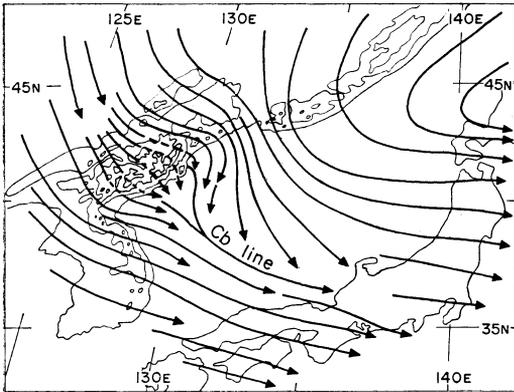
② 一方, Cb ライン付近の非地衡風循環は, 気圧場とも関連している. 岡林(1972), 植村(1980)等に見えるように, 带状収束雲のところで地上気圧の谷線が解析される. 800 mb 以下の下層の気圧傾度力は, 粗い近似で Cb ラインの向きに左直角方向に向いているが(850 mb 天気図参照), Cb ライン付近の低圧部によって, 一般場の気圧傾度力は Cb ラインの北側では弱められ, 南側では強められる. したがって, 風は Cb ラインの北側では減速させられ, かつ, 向きを南寄りに変え, Cb ラインの南側ではあまり向きを変えずに加速する.

Cb ラインと下層の風の収束と気圧の谷線は相互に作用し合っていると思われる. この機構は, CISK 機構を思い出させるが, もっと別の機構(エクマン層の摩擦収束を考えなくとも気流の収束域があり, そこでできる活発な対流雲が発達しながら下流に伝わって行くというような)が重要であるのかもしれない.

この低圧部の形成には, 1つは朝鮮半島と海との differential heating が寄与していると考えられる. これとは別に, 次節で述べるように朝鮮半島北部の山岳帯もまた低圧部および Cu-Cb ラインの形成に影響している.

4.3 Cb ラインの成因について

① ここでの解析例では, いずれも Cb ラインの北側では強い寒気移流場になっており, 等温面に沿って下降した空気は下層で発散し, 初めにもっていた正の相対



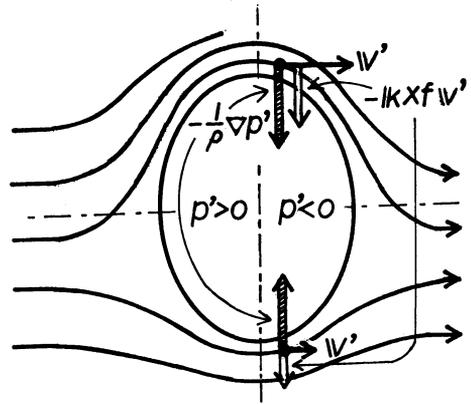
第15図 山岳のまわりの気流系と Cb ラインの発生モデル。(第4図より)

渦度が大きくなければやがて南下する。この寒気の南下をくい止めて収束を起こす原因として朝鮮半島と日本海の differential heating によって変形された流れの場がある。

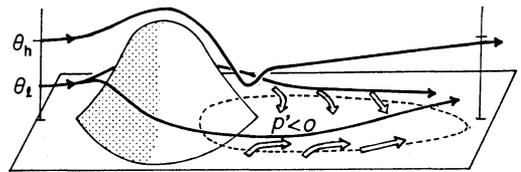
② 一方、これとは別に、朝鮮北部の山岳系は安定成層(第8図)をした寒気を迂回させ、特に北回りの流れを山の後面で急激に南下させ、山を越えた流れとの間で収束場を作っている。ここで示した解析例では、少なくとも Cb ラインの発生段階では山岳が重要な役目をしており、Cb ライン形成の一因になっている。第15図は、第4図をもとに山岳系の回りの気流と Cb ラインの関係をモデル的に示したものである。

③ 話を簡単にするため、山岳系の効果のみを考えてみる。空気塊が山を越えるかどうかは、初速度と安定度と山の高さによる。簡単のために、Sheppard (1956) によるパーセル法の式を使って、初速を 10 m/s とし、気温減率が乾燥断熱減率の 1/3 にとると(第8図や第12図の地上~850 mb までの平均)約 650 m の高さまでしか上昇し得ない。このことから、第3, 4, 10図に見られるように山岳帯を回る成分が卓越していたと考えられる。

④ 次に、モデル化した山(第16図)で、山岳帯の風下の流れの南下機構を考える。線形論では気圧分布は図に示したようになる(摂動量に'を付してある)。図のような流れの向きの場合、山の両側のできる強風はコリオリ力の作用で北側が南側に比べより強い(いわゆる肩効果)。山の両端を通り過ぎた直後の摂動量によるコリオリ力と気圧傾度力は図に示す通りであり、両者の不平衡度合によって北側を回った流れは大きく南下し、逆に



第16図 山岳の後面流の南下の説明図。



第17図 山岳の後面の低圧部と収束域の発生モデル。矢印は下層の流れを示す。

南側を回った流れはあまり北上しないと解釈できよう。

⑤ GMS 写真1~3や第2図でいずれも山のすぐ風下に“晴天の三角域”があることを考えれば、実際には第17図のように模式化したモデルが考えられる。すなわち、山で寒気がブロックされて迂回する。山の後面の流れの非対称性のために、迂回した流れはやがて山の後面の中心線より南側で合流する。山の後面には、上流では上空にあった乾燥した温位の高い空気が降りてきて、安定な成層をした低圧部を作る。山の南北スケールが大きい場合、低圧部はかなり風下まで作られるものと思われる。山の両端を回った流れに働く力はバランスしていない。そのため、特に北側の流れは南に大きくまげられる。山の背後にできた低圧部の中心より北側では一般場の気圧傾度を弱めるので弱風域となり、逆に南側では気圧傾度を強めて強風域となる。このように山岳帯の風下に低圧部と風の収束域が形成され、これが対流との相互作用で発達してゆく機構が考えられる。

5. まとめ

事例解析と考察の結果は次のようにまとめられる。

① 顕著な帯状収束雲は、安定な成層をした対流圏下層の強い寒気が朝鮮北部の山岳帯を通過するときに現

れ、寒気の通過後あるいは北上とともに消える。

② 大陸沿岸に接して発生している雲筋の多くは、個々の山の側面で発生している。

③ 山岳帯を北と南に迂回する流れが、それぞれ海上で Cu ラインを作りはじめる。特に北側を回る流れは山岳帯の後面で大きく向きをかえて南下し、山岳帯を越えた流れとの間で強い Cu-Cb ラインを作る。その後 Cb ラインは南側を迂回した流れと合流して更に発達を続ける。Cb ラインの走向は 850 mb 面の等高線の走向とほぼ一致する。

④ 雲頂高度は Cu-Cb ラインのところが高くなる。これを除けば、一般的に L モードの筋雲より T モードの雲の方が高い。

⑤ T モードの雲域では雲の動きは遅い。この領域では、その北と南の領域に比べて 900~700 mb にかけて相対的な弱風域がある。また、風向の変化は大きく、下層に行くほど向きを時計回りに変えている。このことは Cb ラインの北側に寒気移流の中心があること、また、Cb ライン付近の強い非地衡風循環があることとも対応している。T モードの雲もシャー・ベクトルの方向に対しては longitudinal mode である。[Y 85]

⑥ Cu-Cb ラインの位置は水平シャーの極大域（正渦度の極大域）および収束域に一致する。

⑦ 日本沿岸では Cu-Cb ラインに対応して約 750 mb を境に下層収束・上層発散となっており、下層で Cu-Cb ラインの南北両側から流入した空気は上層の安定層下面で北側に流出する。

⑧ Cb ラインに対応して昇温域がみられることがある。

⑨ 顕著な帯状収束雲が出現している時の降水分布図には、主に 2 つの極大域がある。Cu-Cb ラインに対応する地域と T モード内にあたる上越地方とその山岳部である。

⑩ Cu-Cb ラインの成因として、従来言われてきた朝鮮半島と日本海との加熱差に加えて、朝鮮北部の山岳帯が寒気を阻止し迂回させることによって風下に低圧部と風の収束・合流域が形成され、ここに来た強い対流が場との相互作用で発達して行く機構が考えられる。

6. 謝辞

気象衛星資料収集にあたって、気象衛星センター（現、

WMO）阿部勝宏氏に、また、気象衛星資料解析装置の使用にあたって、気象研究所中沢哲夫氏にお世話になりました。気象庁の内田英治氏、上智大学齋藤直輔教授、気象研究所の相原正彦氏、武田重夫氏、新野宏氏には有益なご指摘を頂きました。特に考察にあたっては、気象研究所の木村富士夫氏に討論して頂きました。また、気象研究所の丸山健人氏と気象庁予報部の加藤政勝氏には、原稿の通読をお願いし、御意見を頂きました。これらの方々に感謝いたします。

文 献

- 深津 林, 1977: 東尋坊レーダで観測される冬の線状エコーと帯状雲について, 天気, 24, 183-189.
- Hawthorne, W.R. and M.E. Martin, 1955: The effect of density gradient and shear on the flow over a hemisphere, Proc. Roy. Soc. A., 232, 184-195.
- Magono, C., 1971: On the localization phenomena of snowfall, J.M.S.J., 49, 828-835.
- 岡林俊雄, 1969: 昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真, 天気, 16, 35-36.
- , 1972: 気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用, 気象研究ノート, 113号, 74-106.
- Sheppard, P.A., 1956: Airflow over mountains, Quart. J.R. Met. Soc., 82, 528.
- 内田英治, 1979: V字型の雪パタンと日本海沿岸の大雪, 天気, 26, 25-36.
- 植村八郎, 1980: 冬期季節風下の日本沿岸に大雪をもたらすじょう乱の構造と形成について, 天気, 27, 33-44.
- Yagi, S., and T. Uchiyama, 1980: Analysis of largescale cloud pattern with transverse mode and consideration on mechanism of it formation. Extended Abstract, Tech. Conf. C.A.W. P.A. Guangzhou 15-20, Dec. 1980, 57-60.
- 八木正允, 1981: 季節風の吹き出し時の雪雲の解析, 日本気象学会春季大会予稿集, 12.
- , 内山良子, 1983: 能登半島と佐渡島を迂回し合流する雪雲の流れ—上越地方の大雪に関連して, 天気, 30, 291-294.
- , 1985: 冬期の季節風の吹き出し方向に対して、おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲—対流雲の走向についての解析と理論的な検討—, 天気, 32, 165-187.