

寒冷な厚さの薄い気流と、海上を渡ってきた相対的に温暖、湿潤な西寄りの気流との間には風の不連続線が形成される。同時にこれらの気流の間にはシアー層ができ、シアーフロント SF を形成する。中規模擾乱に伴い西風によって東進してきた降雪セルは、次々に SF 前面で強制上昇し、背の高い対流性の雪雲に成長する。こうして、石狩沖には下層の弱風層、その上にシアー層、更にその上に西からの強風層からなる三層構造ができる。シアー層の上面には不安定 K-H 波と思われる波動が発生し、陸側に向かって移動する。このとき上層の風と下層の風との間にシアー層を通じて運動量の交換が行われる。シアー層内には直径10 km 程度の循環がみられ、その上昇流域は強いエコー域に対応して現われている。

下層の相対的に乾燥・寒冷な大気は、シアー層内での上下混合によって、より湿潤・温暖な大気と混合一様化し、結果として SF は陸側に向かって後退する。これはいわば温暖前線型の過程である。

6. おわりに

近年、北大低温研屋上に設置された高速三次元ドップラーレーダーは、従来その観測が困難であった降雪雲の構造とその時間空間変化（動的構造）の研究を可能にした。そこで、本レーダーを用い、石狩湾から侵入して大雪をもたらす帯状収束雲の動的構造を観測した結果を例をもって示した。本報では観測結果とその解析についてのみ記したが、その物理的解釈や詳しい考察については

近く発表される藤吉他（1987）にゆずる。また、本報の例の他に、多くの観測・解析例があるが、それについては別の機会に発表する。

本報告を記すに当たり、多大の協力を惜しまなかった低温研降雪研究グループの方々には深く感謝する。また、多くの資料をいただいた札幌管区气象台の方々には深謝致します。

文 献

- 藤吉康志・遠藤辰雄・山田知充・若濱五郎, 1986: 降雪観測用高速三次元ドップラーレーダー. 低温科学, 物理篇, 45, 133-137.
- 藤吉康志・坪木和久・小西啓之・若濱五郎, 1987: 北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測 (I)—不連続線後退型—. 天気, 34, 投稿中.
- 長谷川徳太郎, 1949: 北海道西海岸に発生す副低気圧に就いて. 研究時報, 1, 207-212.
- 小林文明・菊地勝弘・元木敏博, 1987: 冬季北海道西岸に発生する帯状収束雲の研究 (I). 北大地球物理学研究報告, 49, 341-357.
- 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪. 札幌気象100年記念論文集, 31-49.
- 村松照男・小林尚治・小倉士郎・渡辺正雄, 1974: 大雪をもたらす帯状エコーの成因と構造. 大気, 9, 40-50.
- 岡林俊雄, 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, 74-106.
- 八木正允, 1972: 北海道西岸地方の小低気圧について. 大気, 7, 45-54.

1051 (小低気圧)

3. 北海道西岸における小低気圧*

木 部 俊 一 郎**

1. はじめに

冬期発達した低気圧の後面や冬型の気圧配置が緩んだ時、北海道の西海岸に小さな低気圧や袋状の低圧部が形成される。この低気圧や袋状の低圧部は、一般にはその南側から西側にかけて活発な対流雲列を伴い、これらの対流雲列が流入する陸上部に大雪をもたらすし、しばしば

暴風雪となって大きな災害を引き起こす。

西岸小低気圧（以後西岸小低気圧といえ袋列の低圧部を含むものとする）による大雪は幅10~50 kmの狭い地域に集中し、これによる降雪量が1 mにも達する場合がある。特にその降雪域が札幌周辺に集中することから、雪害対策上古くから関心が持たれてきた。

本研究では、西岸小低気圧の歴史を概観するとともに、最近著しく充実した静止気象衛星 (GMS) の画像に現れた収束帯に伴う帯状雲やうず状雲の形態の分類の試

* Small scale low in the vicinity of the west coast of Hokkaido Island

** Shun-ichiro Kibe, 札幌管区気象台予報課.

みと、これに対応する一般場の特徴について論じる。

この研究は、冬期日本海側での降雪予報の改善を目指す、札幌管区气象台と気象研究所との「地方共同研究」の一部をなすものである。

2. これまでの研究の概要

西岸小低気圧やこれに伴う降雪の研究は歴史が古く、昭和20年代に逆のぼることができる。これ以来の研究の足どりを、札幌管区气象台関係を主とする西岸小低気圧の研究を中心としたとすると、大まかに三期に分けることができる。

第一期は、小低気圧の存在を最初に指摘した長谷川(1949)から、気象衛星画像から带状雲の形態と成因を論じた岡林(1967)の直前までで、地上気象観測と高層観測データの解析に基づいている。

西岸小低気圧の成因を、明方に顕在化する内陸高気圧によるとした長谷川(1949)や石井・武石(1953)の研究は、地上気象観測データを中心とした解析であった。

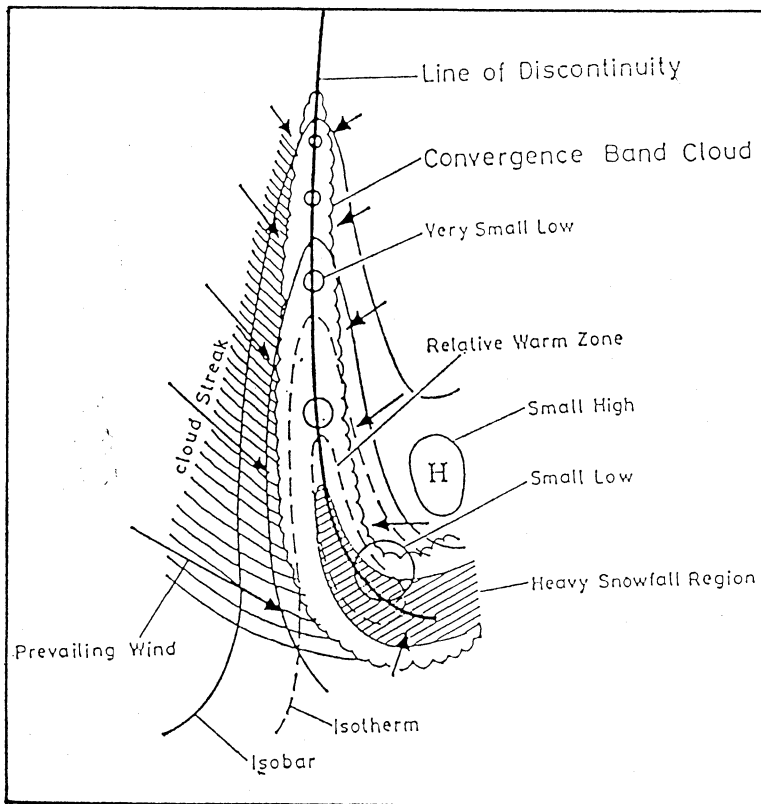
ここで得られた結論は、現在では南北带状雲型等の西岸小低気圧(後述)の成因の一つとして認識されている。

しかし、西岸小低気圧は内陸高気圧がはっきりしない時にも発生するし、日中に顕在化することもある。夜間顕在化する内陸高気圧だけでは説明できない。この疑問に対して、杉中(1952)は、熱的原因の外に、岬や山などの風下によくできる渦のように、力学的成因を考え数値計算を行った。その結果、西岸小低気圧は昼夜に関係なく発生・消滅しうることを証明した。

1957年になって高層ゾンデ観測が自動化され測風精度が著しく向上した。この頃から、高層天気図による解析が進み、立体的な解析が数多くなされた。代表的な研究として、杉中(1964)、小野寺(1965)、下田(1965)、中岡・山崎(1966)等をあげることができる。

1965年の北海道地方予報技術検討会で西岸小低気圧による大雪がとり上げられ、これらの解析結果がまとめられている(注参考文献)。

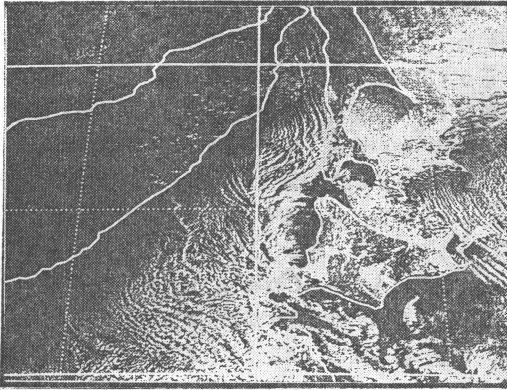
第二期は、地上・高層データに加えて、気象衛星デー



第1図 带状雲のモデル(岡林(1967)による)

第1表 大雪をもたらす雲の形態別分類と総観場の特徴（雲型から見た西岸小低気圧の分類）

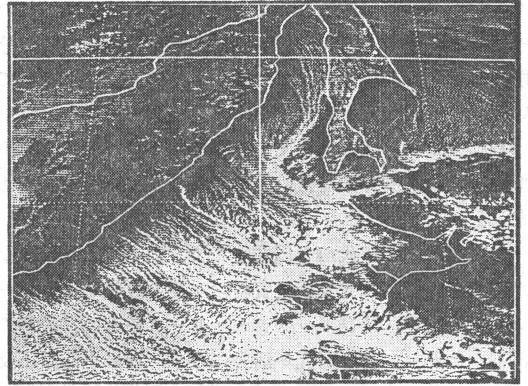
大分類	小分類	500mb の特徴	850mb の特徴	地上気圧配置等の特徴	雲型の特徴・その他の特徴	備考
南北帯状雲型	(A型) (一過性) (停滞型)	・東谷か谷場。 ・寒冷低はオホーツク海からカムチャッカ付近で停滞。 ・強風帯は本州。	・西海上相対的に暖域となる。 ・二寒気軸 ・弱風域内 (20Kt 以下)	・季節月末期・袋状低圧部。 ・主低気圧はカムチャッカ周辺（停滞性強い）。 ・北海道は明方内陸高気圧が顕在化することが多い。 ・気圧傾度は緩い。	・帯状雲は南北に立ち西側に弧状にふくらんでいる。 ・西側は筋状雲、東側は晴天。 ・下層の収束域が雲域に対応。 ・帯状雲は等圧線に沿う形。 ・寿命はさまざま（～2日）。	岡林モデル(1967) 村松・他(1975) 若原(1987)
	(B型) (一過性)	・東谷か谷場。 ・西日本東西流か西谷。 ・寒冷低は北方で不定。 ・強風帯は本州。	同上 (500mb の強風帯とは50kt以上)	・発達した低気圧の後面。 ・発達中の低気圧は本州南岸沿いに北東から東北東進。 ・主低気圧の強い循環がめけた頃袋状の低圧部が発生。 ・主低気圧の後方800～1,500km の所で大雪発生。	・主低気圧が本州南岸にある時北～北北東走向の帯状雲が1～3本できる。 ・主低気圧が東海上に去ってから帯状雲は1本にまとまって陸上部に流入する。 ・寿命は短い（～6h）。	・含村松エトロフ型 ・斎藤・他(1968)
	(C型) (一過性)	・谷場又は東西流の中をトラフが東進。 ・寒冷低は北方で不定。 ・強風帯がやや北上する	・寒気軸は1つで、日本海中部からやや北部 ・弱風域内	・発達中の低気圧は北海道の南岸近くを東～東北東進。 ・以下前項（南北・B型）に同じ。	・主低気圧の前面では西海上の雪雲は消散（対流雲）。 ・主低気圧が東海上に去ってから帯状雲が陸上に流入する。 ・寿命は短い（～6h）	含村松エトロフ型
曲折帯状雲型 (一過性) (停滞型)		・南北帯状雲型のA型に同じ。	・帯状雲の曲折点は風の南北シャーの極太域に対応。 ・シャーの増大につれ曲折する。 ・弱風域内	・明瞭な小低気圧。 ・西岸よりやや中央よりに発生していると思われる。 ・以下南北帯状雲型のA型に同じ	・南北の帯状雲がさらに西側にふくらみ「くの字」型に折れ曲がる。 ・曲折点から東南東に帯状雲が発達し陸上部に流入する。 ・曲折点から南側は西北西走向の筋状雲、北側は北北東走向の筋状雲、一番東側は帯状雲、それより東は晴域。 ・寿命はさまざま（～3日）	・新たに見いだされた現象 ・木村(1987) ・南北帯状雲型より移行する
うず状雲型	(A型) (一過性)	・谷場 ・トラフが深まりつつ東進し寒冷低が形成しつつ通過する。	・地上の主低気圧の前面の暖湿気流が西海上にとり残された形となる。 ・弱風域内	・小低気圧（暴風雪型） ・発達中の低気圧が北海道付近で閉塞過程に入る。 ・主低気圧が東海上に去り再閉塞する。 ・西海上残された弱い循環が再発達、あるいは新たに循環が発生発達する。 ・核は暖気、寒気の両方あり。	・うず状となり、中心に小さな(D=20～50km)眼がある。 ・中心より南西側に一番発達したスパイラル状の対流雲列と暴風雪域がある。 ・寿命（～10h位）	・メソサイクロン型 ・八木(1975) ・若原・大窪(1987) ・南北型C型と類似だが500寒冷低が異なる。
	(B型) (一過性)	・南北帯状雲型のB型と同じだが、うず度移流はより強い。 ・小さな寒冷低が通過する時もある。	・南北帯状雲型のB型と同じ	・小低気圧が袋状低圧部 ・発達中の低気圧が本州南岸沿いかやや南に離れて東北東～北東進する。 ・東海上に低気圧がぬけた時の位置が南北帯状雲型のB型と異ってやや離れている。	・主低気圧が本州南岸にある時、西海上に弱い雲うずが数個発生する。 ・主低気圧が東海上に去ってから、雲うずの中のひとつが発達する（上層うず度）。 ・雲うずが消散するか、筋状雲に変る時が多い。 ・寿命（～6h）	・杉中モデル(1964) ・南西型B型と類似だが地上低気圧の位置や上層のうず度移流が異なる
	(C型) (一過性)	・南北帯状雲型のA型と同じ ・うず度移流はより強い。 ・寒冷低が通過する時もある。	・南北帯状雲型のA型と同じだが、風の南北シャーが大きい	・明瞭な小低気圧 ・日本海北部のほぼ中央部に発生すると思われる。 ・規模は一番大きい。	・南北帯状雲が発達した所に下層のシャー不安定により曲折し、さらに対流を強め雲頂高度が高くなり、加えて700mbや500mbの正うず移流により巨大なうず状雲型に変る（～300km） ・寿命（～12h）	・新たに見いだされた雲型の推移 ・曲折帯状雲型から移行



第2図 静止気象衛星可視画像

1982. 2. 5. 00 GMT

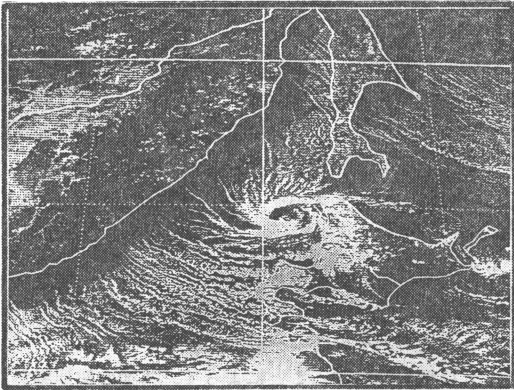
南北带状雲型のA型，带状雲が西海上に3日間小変動して停滞した。



第3図 静止気象衛星可視画像

1983. 12. 16. 03 GMT

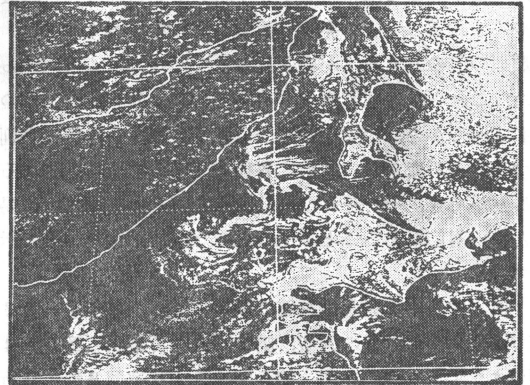
曲折带状雲型，翌日にはうず状雲型のC型に変わった。



第4図 静止気象衛星可視画像

1983. 12. 17. 03 GMT

うず状雲型のC型，前日の曲折带状雲型から変わった。



第5図 静止気象衛星可視画像

1987. 2. 18. 03 Z GMT

冬型の気圧配置がゆるんで筋状雲から変わったうず状雲，翌日には巨大なうず状雲型のB型となる。

タが使用可能となった岡林(1967)以降，1970年代後半までである。この時期には収束帯に伴う带状雲の解析や総観場との関連が次第に明らかにされた。また，レーダ観測により，西岸小低気圧がうず状エコーや弧状エコーとして捕らえられ，セルの動きや振舞いが解析された。

岡林(1967)は数多くの衛星写真を調べ，带状雲の発生機構とそのモデルを作った(第1図)。このモデルは後述する南北带状雲型のA型に当たっている。斉藤(1968)も南北带状雲型と思われるケースのエコーを解析し，その特徴を報告している。八木(1972)は西岸小

低気圧関係の研究を調べ，その歴史をまとめた。

1971年から1973年にかけて，啓風丸による北海道西海上における特別観測が行われ，直径50 kmのうずエコーの観測に成功した。西岸小低気圧が海岸の近くにだけに発生するとされていたこれまでの知見を書き変えた。

1973年と1974年には全国予報技術検討会において，石狩平野における局地的大雪調査がとり上げられ，小低気圧の総合的な調査が行われた。この結果，西岸小低気圧に関する予報則がまとめられた(注参考文献)。

八木(1975)は西岸小低気圧の事例解析で，メソサイ

クロン型の小低気圧について報告した。この例は岡林のモデルとは別のタイプであった。近年衛星画像の時間分解能が向上し、このタイプの検出が比較的容易となっている(若原・大窪(1987))。

村松(1976)はこれまでの研究を集大成して、西岸小低気圧の構造的分類を行い、分類毎の予測法をまとめた。

第三期は1980年代から現在までで、前半は研究が少なかったが、後半は気象衛星資料の充実と数値シミュレーションの進歩、及びドップラー・レーダーという最新の測器が加わり、再び研究が活発になり、西岸小低気圧及びこれに伴う大雪のメカニズムが抱括的に理解されるようになった。

3. 衛星画像からみた分類

西岸小低気圧が発生し、大雪現象を伴っている時には、衛星画像では带状雲やうず状雲が見られる。带状雲やうず状雲の生成・発達・消滅の過程を調べてみると、類似の雲のパターンが繰り返されていることがわかった。これらの带状雲やうず状雲の形態や分布状況とその形成過程から、西岸小低気圧に伴う雲型を3種類に大別することができた。さらに各種類は1~3種に細分することができ、それぞれの細分はそれぞれ異なった総観場と良い対応があることがわかった。結果を第1表に示す。

次に代表的な雲画像を第2図から第5図に示す。第2図は南北带状雲型のA型、第3図は曲折带状雲型、第4図はうず状雲型のC型、第5図はうず状雲型B型に移行する1日前の雲型である。なお曲折带状雲型の第3図はうず状雲型第4図の1日前のものに当たる。

带状雲型はA型~C型まではほぼ同じ雲型であるが、南北の带状雲を西に押し出している原因が、A型ではオホーツク海の大氷原や北海道の内陸高気圧より吹き出す冷たい乾燥した北東~東の気流であるのに対して、B型やC型では発達した主低気圧よりまわり込むやや強い東寄りの気流であることである。このためB、C型では带状雲が比較的大きく弧状を描くのに対して、A型では気圧傾度が緩いため不規則に蛇行したり、短い弧状雲が南北に2つ、あるいは3つ並んだりすることで異っている。

曲折带状雲は第1表で記した通り、気圧傾度が緩く、折れ曲がりを含めるのは下層(850 mb)のシャー不安定による効果大きい。多くの曲折点を調べてみると下層の風の南北シャーの極大点に対応が良いことがわかっ

た。またこの曲折状態からさらに発達して低気圧性循環を強め、うず状雲型に移行するためには、上層により強い正うず度移流が必要であることがわかった。逆に曲折現象を保つに必要な一般条件(例えば下層、特に850 mb付近の風の強い南北シャーや700 mbや500 mbの正うず度移流、地上の気圧傾度がゆるいこと等)がそろえば、これらの雲型が長期間(記録では4日間)海上で停滞することも可能であることがわかった。

うず状雲はA型からC型まで、ほぼ同じうず型をしているが、A型は小さなうずがだんだん顕在化していく型、B型は第5図に示すように比較的大きなうずが何個かあって、その中の1つのうずが(500 mb等の上層の正うず度移流の対応の良い位置)さらに大きくなり、まわりのうずをまき込んで、巨大なうず状雲型に変わっていく。C型は曲折带状雲のところで示したように、上層の強い正うず度移流に伴って変わっていく型である。

4. おわりに

今回の研究では、以前なされた研究ではみられなかった次の事項が明らかとなった。

- 1) 带状雲が「くの字」に折れ曲がり、さらに鋭角に折れ曲がっていくことの原因が、完全には解明できなかったが、ある程度の理解と予測が可能となった。
 - 2) 带状雲から曲折带状雲に変り、さらに、巨大なうず状雲(~300 km)に変わっていく過程を、連続的にとらえて、その時の一般場の理解が進んだ。
 - 3) 分類を細分することによって、共通の総観場が見いだされ、対応関係がはっきりし、予想される総観場やその推移から、発現する雲型の子想の可能性がつかめた。
 - 4) 降雪予報のための大きな手掛りをつかんだ。
- 等である。

西岸小低気圧は観測網の少ない海上の現象であり、正確な資料(例えば、小低気圧の中心、その示度、その他の気象状況等)の把握が難しい。衛星画像やその他の衛星資料による解析は、それだけに意義の深いものである。

本研究はまだ継続中であり、今後さらに研究を深め、内容を充実させて次の機会に報告したい。

本研究を進めるに当たり、いろいろと御助言をいただいた気象研究所吉住楨夫氏、札幌管気象台花房技術部長、ならびに巽予報課長に謝意を表します。

文 献

石井幸男, 武石良雄, 1953: 内陸の冷気塊と沿岸の小低気圧について, 研究時報, 5, 732-785.
 岡林俊雄, 1967: 気象衛星から見た小低気圧と雪雲について, 北部管区気象研究会誌, 昭和42年度, 48-51.
 ———, 1972: 気象衛星から見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: 74-106.
 小野寺晶夫, 1965: 冬の西岸小低気圧についての私考, 札幌管区気象台技術時報, 40, 24-34.
 木村隆昭, 1987: 衛星画像で見た冬期日本海北部に発現する中規模擾. 札幌管区技術時報, No. 109, 36-49.
 斎藤 実他, 1968: 北海道石狩湾付近の降雪のレーダー角析. 天気, 15, 42-50.
 下田正一, 1965: 北海道西海岸の小低気圧. 技術時報, 42, 8-12.
 杉中誠一, 1952: 北海道西岸地方に発生する低気圧について. 北部気象研究会誌, 4, 41-44.
 ———, 1964: 北海道西岸の小低気圧と局地豪雪. 天気, 11, 183-188.
 中岡裕之・山崎道夫, 1966: 北海道西岸の局地的大

雪に関する総観解析. 日本気象学会1966年度秋季大会予稿集, 10, 159-160.
 長谷川徳太郎, 1949: 北海道西岸に発生する副低気圧について. 研究時報, 1, 207-212.
 村松照男・他, 1975: 北海道西海岸小低気圧型の大雪. 天気, 22, 177-179.
 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪. 札幌気象100年記念論文集, 31-49.
 八木正允, 1972: 北海道西岸地方の小低気圧について(1), 大気, 7, 45-54.
 八木正允他, 1975: 北海道西岸地方の小低気圧について(2), 大気, 14, 25-30.
 若原勝二・大窪 浩, 1987: 北海道西岸に発生する暴風雪を伴う小低気圧の解析. 日本気象学会1987年秋季大会講演予稿集, 135.
 若原勝二, 1987: 札幌中心の大雪の解析. 日本気象学会1987年秋季大会講演予稿集, 139.
 札幌管区気象台, 1965: 北海道地方予報技術検討会資料, 1-50.
 札幌管区気象台, 1973: 全国予報技術検討会資料, 1-48.
 札幌管区気象台, 1974: 全国予報技術検討会資料, 1-27.

1051 (収束雲)

4. 日本海上の収束雲の数値実験*

永 田 雅 猪 川 元 興**

日本海西部の, いわゆる収束雲について, Nagata *et al.* (1986) は微格子モデルを使った数値実験によって, その形成には朝鮮半島と日本海の間熱的性質の対照が最も重要であり, その北方の山岳もこれを部分的に強めるように働いていることを示した. ここでは, 類似の現象とみられる北海道西岸沖の収束雲について, 基本的に同じ数値モデルと実験の方法によって調べる. まず北日本を中心とする冬型気圧配置の下で, 収束雲と見られる雲帯が現われたケースを選び, 気象庁客観解析値を初期値として, 42 km メッシュ13層の微格子モデルによって予報を行う. 収束雲に対応する, 降水を伴った下層の収束帯と低圧部が再現されたら, 次に下面境界の状態を変

第1表 標準実験Aと四つの比較実験B-Eの内容

要素	海面水温分布	山 岳 (H, S)	ラフネス (H, S, I)	海水 (I)	陸 地 (H, S)
実験					
A	実 測	○	大	○	○
B	緯度平均	○	大	○	○
C	緯度平均	×	小	○	○
D	緯度平均	×	小	×	○
E	緯度平均	×	小	×	×

注1 H:北海道, S:樺太, I:海氷域

注2: ○:有, ×:無

えて実験を行い, 結果を比較して要素ごとにその効果を調べるというものである.

これまでの観測的・解析的研究の結果を考慮して, 海

* Numerical experiments of the convergent cloud Band over the Japan Sea.

** Masashi Nagata and Motohki Ikawa, 気象研究所.