

冬季西高東低気圧配置時の中部地方内陸部の気象の特徴

—長野県大町市付近の天気を手掛かりとして—

三 村 珪 一*

要 旨

冬季の西高東低気圧配置のとき、一般に日本海沿岸地方では降水または曇天で、太平洋側地方は晴天となる。ところが、日本海に近い内陸の長野県大町市付近では、日本海沿岸地方と同様に降水または曇天である場合と、太平洋側地方と同様に晴天となる場合とがある。前者をA群、後者をB群とすると、A群では、悪天域(日照時間が少なくなかつ日降水量の多い地域)は、日本海沿岸地方とともに、木曾山脈から松本盆地を経て、越後山脈を結ぶ線より北側の内陸地域に広がるが、B群では、日本海沿岸地方のみに限定され、A、B各群における気象の地域的区分が明瞭となる。A群はB群よりも日本付近でのみ気圧傾度が大きく、上空の寒気中心はB群より西にあって日本列島に南下し、風速はより大きいなどの特徴が見られる。B群の状態はA群から時間的に連続して起こることもあるが、それぞれ独立に起こることが多い。A群・B群の類型と、山雪型・里雪型の類型とは独立の事象であり、むしろ山雪型はA群の部分集合である。

1. はじめに

長野県大町市(以下、市は略す)は、中部地方の日本海に近い北信の南端にある。大町の北15 kmにある佐野が日本海側への分水界で、西に飛驒山脈後立山連峰の標高2500 m以上の大障壁が南北に連なり、東には標高1000 m前後の山々が広がる。そして、南は高瀬川に沿って約30 kmの細長い盆地が中信の松本盆地へとつながる内陸地帯である(第1図, 第3図参照)。

日本海に近いことから、冬季の西高東低気圧配置のときには、日本海沿岸地方と同じく、連日季節風と降雪に見舞われると思われがちであるが、必ずしもそうではない。日本海沿岸地方が風雪であっても、むしろ太平洋側地方と似た晴天に恵まれることもある。山雪型の気象条件では、長野県北部の信越県境の豪雪地帯は日本海沿岸地方と同じ気象である(荒井, 1988)といわれるが、一方、冬季の松本の日照時間は東京に近く、太平洋側地方なみであるという(松本測候所百年

誌編集委員会, 1998)。大町はこれら2地域の間位置し、俚諺に「1里1尺」(北へ1里行くごとに積雪が1尺増える)とあるように、日本海沿岸地方とも松本とも似ていない日照時間や降水量を示すようである。

冬季西高東低気圧配置時の大町の日照時間や降水量の特徴が大町付近のみ特有なのか、広く中部地方内陸部にも同じような特徴がみられるのか、そしてそれはいかなる気象条件の下で起こるのかを明らかにしようとするのが本研究の目的である。

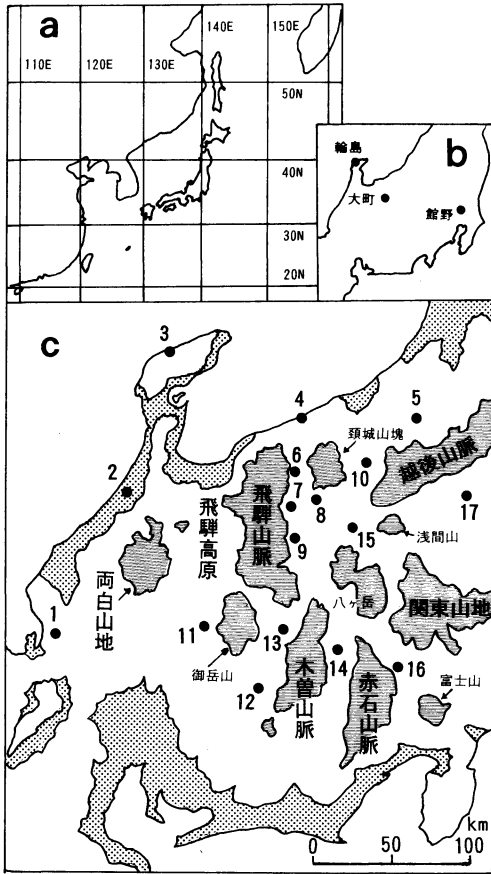
2. データの出所と解析法

1996年11月から1999年2月までの3年間の寒候期の資料を用いた。資料は、大町での地上観測のほか、第1気象無線模写通報(JMH)を受信して得たアジア地上天気図(ASAS: Analysis Surface Asia)、アジア500 hPa天気図(AUAS50: Analysis Upper-air Asia)、アジア700 hPa天気図(AUAS70: Analysis Upper-air Asia)、アジア850 hPa天気図(AUAS85: Analysis Upper-air Asia)、極東700 hPa鉛直気流、850 hPa気温、風分布(AXFE78: Miscellaneous Analysis Far East)、極東500 hPa高度・温度分布(AUFE50: Analysis Upper-air Far East)、及び受信

* 長野県大町市平7965-3.

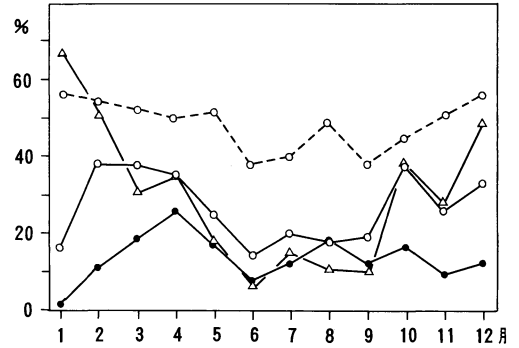
—1999年12月7日受領—

—2000年9月19日受理—



第1図 解析範囲と使用資料の観測点。(a) 総観規模解析範囲、(b) 大町と高層観測地点である輪島と館野の位置、(c) 解析に用いた AMeDAS 観測点。1：今庄，2：金沢，3：輪島，4：糸魚川，5：十日町，6：白馬，7：大町，8：信州新町，9：穂高，10：飯山，11：萩原，12：南木曾，13：木曾福島，14：伊那，15：上田，16：韭崎，17：沼田。打点領域は標高100 m 以下，陰影領域は標高2000 m 以上を示す。

資料以外として地域気象観測網 (Automated Meteorological Data Acquisition System; 以下 AMeDAS と略記) の資料と高層気象資料 (ともに気象庁提供) から得た。必要に応じこれらのデータから所要の数値を算出した。なお、大町の観測地点は、第3図に×印で示してあるが、標高784 m で、大町の AMeDAS 観測点 (第3図、●印) の150 m 北にある。大町の観測はすべて本論文著者自身が行い、雲量と山の見え方は目視観測によって、9時から18時まで毎定時に記録してい



第2図 大町(実線の○)、輪島(●)及び館野(△)の月別平均好天率。破線の○は松本市の日照率を示す。

る(山の見え方の観測の詳細は第5章で詳述)。周囲は主として田圃で開けており、雲や山の望見には好条件の観測地点である。

解析に用いた資料は、特に記述したものを除き、すべて00Zのものである。高層気象資料は大町に近い日本海沿岸地方として輪島を、太平洋側地方として館野のものを用いている(第1図b)。第1図aは総観場の解析に用いた範囲を示す。

AMeDAS 資料のうち、中部地方から関東地方西部にかけての内陸部の気象要素(日照時間と日降水量)を比較するため、以下に示す17観測点を選んだ(第1図c)。これらの観測点は、日本海沿岸地方、大町近傍、及び内陸のそれぞれの地域を代表する地点として選んだものである。すなわち、日本海沿岸地方は西方から今庄(図中の数字1、以下同じ)、金沢(2)、輪島(3)、糸魚川(4)、及び十日町(5)の5観測点、大町周辺は、白馬(6)、大町(7)、信州新町(8)、及び穂高(9)の4観測点、それに日本海沿岸地方から山岳地帯に入った飯山(10)、その他の内陸観測点は飛騨山脈の南東の萩原(11)、木曾谷の南木曾(12)と木曾福島(13)、伊那谷の伊那(14)、甲信越の山に囲まれた地域の上田(15)、甲府盆地の韭崎(16)、そして越後山脈と関東山地に包まれた地域の沼田(17)である。なお、第1図cの打点部は標高100 m 以下を、陰影部は2000 m 以上の範囲を示している。

3. 冬季の大町の天気の特徴

3.1 天気の分類

本研究の出発点として、まず冬季における大町の天気が太平洋側地方とも日本海沿岸地方とも似ていない

第1表 A群, B群における輪島, 館野, 大町の天気(%). 天気は気象庁の分類による.

天気		快晴	晴	曇	霧	雨	雪	あられ	みぞれ
輪島	A群	0	3.2	31.0	0	19.0	34.1	6.3	6.3
	B群	0	15.4	38.5	0	25.0	9.6	5.8	5.8
館野	A群	33.3	52.9	11.8	2.0	0	0	0	0
	B群	73.3	20.0	6.7	0	0	0	0	0
大町	A群	0	17.8	11.0	1.4	1.4	68.5	0	0
	B群	46.9	53.1	0	0	0	0	0	0

ことを示す.

雲量3以下を好天として, 年間を通しての3年間の天気を大町・輪島・館野について調べ, 全日数に対する好天日数の割合を好天率とした3地点の月別好天率を第2図に示す. 大町は実線の○, 輪島は●, 館野は△である. 比較のために, 松本市の日照率(1961-1990)(松本測候所百年誌編集委員会, 1998)を描き入れてある(破線の○).

第2図から, ①暖候期では, 3地点とも好天率に大差はなく, ②寒候期には, 太平洋側である館野は好天が多く, 日本海側である輪島は悪天が多いという冬季の特徴が見られる. ところが③寒候期の大大町では, 好天率はそれら太平洋側と日本海側との中間にある. 因みに松本の日照率の傾向は太平洋側にも似ているが, 1月を除き, 大町とも平行しているように見える. これらのことから, 大町の冬季の天気は, 日本海沿岸地方とも, 太平洋側地方とも似ておらず, それらの中間つまり好天もあれば, 悪天もあることがおおまかに示唆される.

そこで, 冬季の西高東低気圧配置のときに, 大町付近が日本海側の輪島と同じく悪天となると, 太平洋側の館野と同じく好天になるときを資料から抽出し, 雲量7以上を悪天, 雲量3以下を好天と定め, 次のように分類する.

すなわち, A群: 輪島と大町が悪天, 館野が好天

B群: 輪島が悪天, 大町と館野が好天.

集計の結果, A群の例数は71, B群の例数は30である. 事例数からみると, B群の状況となる頻度は, A群の半分以下である.

3.2 A群とB群における3地点の地上天気の特徴

第1表から, 第1に, A群のときの大町の悪天の内容は70%近くが降雪であり, 輪島の悪天の降雪34.1%, 雨19.0%と比べると, 降雪が多いこと, 第2に, 大町のB群の好天は半分近くが快晴で, 輪島の快晴0%と対照的であること, 及び第3に, 輪島ではA群, B群

第2表 A群, B群の日の各AMeDAS観測点における24時間日照時間の平均値. 表中の数値の単位は時間. 括弧内は第1図cに示した観測点番号. 二重線の区切りは日照時間のほぼ半分以上と以下を目安にして分割したことを示す.

日照時間	A群	B群
2時間未満	糸魚川 (4) 0.9	なし
	今庄 (1) 1.0	
	輪島 (3) 1.2	
	金沢 (2) 1.3	
	飯山 (10) 1.3	
	白馬 (6) 1.4	
2時間以上 4時間未満	大町 (7) 2.4	輪島 (3) 2.4
	信州新町(8) 2.5	十日町 (5) 2.7
	萩原 (11) 2.7	今庄 (1) 3.6
	南木曾 (12) 3.4	糸魚川 (4) 3.8
	穂高 (9) 3.6	金沢 (2) 3.8
4時間以上 6時間未満	木曾福島(13) 4.4	飯山 (10) 4.1
	伊那 (14) 5.4	萩原 (11) 5.2
		白馬 (6) 5.5
		南木曾 (12) 5.6
6時間以上 8時間未満	上田 (15) 6.0	信州新町(8) 6.2
	沼田 (17) 6.0	木曾福島(13) 6.5
	葦崎 (16) 7.3	大町 (7) 7.1
		穂高 (9) 7.3
8時間以上	なし	伊那 (14) 7.6
		葦崎 (16) 8.1
		沼田 (17) 8.1
		上田 (15) 8.4

ともに晴れはきわめて少ないが, B群のほうがやや多く, 降水はB群では雨が増え, 一方, 館野ではA群, B群ともに快晴または晴が圧倒的に多いが, B群のほうが快晴が増え, 曇が少なくなっていることが分かる.

4. A, B両群における内陸各地の日照時間と日降水量

大町でみられたA群, B群の天気の特徴が中部地方の大町近傍を含む内陸部にも当てはまるかどうかを調べる.

A群, B群のそれぞれに対応する日における各AMeDAS観測点の日照時間の平均を第2表に示す. 表中の数字は日照時間の1日合計の平均値で, 括弧内は第1図cの観測点番号を示す. 一般的にA群よりB群の日照時間が多いが, 両群に共通する性質として,

第3表 A群, B群の日の各 AMeDAS 観測点における24時間日降水量の平均値. 表中の数値の単位は mm, 括弧内は第1図cに示した観測点番号. 二重線はほとんど降水のない1mm未満を他から区分したことを示す.

日降水量	A群	B群
10mm以上	十日町 (5) 23.0 糸魚川 (4) 17.5 今庄 (1) 16.1 金沢 (2) 10.8	なし
6mm以上 10mm未満	飯山 (10) 9.3 輪島 (3) 7.5 白馬 (6) 6.0	糸魚川 (4) 6.3 十日町 (5) 6.0
2mm以上 6mm未満	大町 (7) 2.9 南木曾 (12) 2.4	金沢 (2) 3.4 今庄 (1) 3.2 輪島 (3) 3.1
1mm以上 2mm未満	信州新町(8) 1.8 沼田 (17) 1.3 萩原 (11) 1.2	萩原 (11) 1.8 飯山 (10) 1.6
1mm未満	穂高 (9) 0.5 木曾福島(13) 0.5 上田 (15) 0.5 伊那 (14) 0.2 葦崎 (16) 0.1	白馬 (6) 0.8 木曾福島(13) 0.7 大町 (7) 0.6 葦崎 (16) 0.6 信州新町(8) 0.5 穂高 (9) 0.5 南木曾 (12) 0.5 伊那 (14) 0.5 沼田 (17) 0.4 上田 (15) 0.3

日本海沿岸地方の日照時間は少なく, 大町近傍, 木曾谷がそれに次ぎ, 伊那谷や東方の地域は日照時間が多くてほとんど晴天である.

いま, AMeDAS 観測点付近各地の冬季の日出入表(国立天文台, 1994)から可照時間を求め, その平均可照時間(10.1時間)のほぼ半分の日照時間を目安にして, 表を区切ると(表の二重線), 大町が日本海沿岸地方と同じく悪天であるA群の場合と, 太平洋側地方と同じく好天であるB群の場合とに対応させうる. この区分を地理的に見ると(第1図c参照), 日照時間の長い好天領域と日照時間の短い悪天領域との境界は, A群では木曾山脈から穂高(第1図cの9)の南の松本盆地を通り, 八ヶ岳を東に見て, 上田(第1図cの15)の北を越後山脈に至る. また, B群では, 完全に日本海沿岸領域のみが悪天となる.

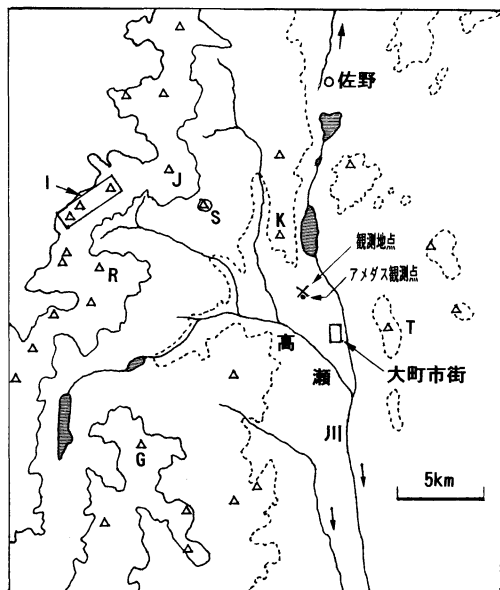
第3表に, A群・B群それぞれの日降水量の平均を示す. 表中の数字は日降水量の平均値(mm)で, 括弧内は第1図cの観測点番号である. やや入れ替わりはあるが, 日照時間の短さを降水量の多さに置き換えるならば, 日照時間の表とほぼ同じ傾向が見られる. すなわち, 全体的にA群よりB群は, 日降水量は減少するが, 日本海沿岸地方の降水量が多く, 大町近傍と木曾谷がそれに次ぎ, 伊那谷や東方の地域は降水量はきわめて少ないという傾向はA・B両群にほぼ共通している. そこで, ほとんど降水のない日降水量1mm未満と, それ以上の降水量とを区切ると(第3表の二重線), 若干の違いはあるものの日照時間の場合とほぼ同じように, 降水量から見たA群とB群の地理的境界線を引くことができる.

Suzuki (1962) は, 1955年冬のデータから, 西高東低気圧配置時の日降水量0.5mmの等値線を重ね描きしているが, その中部地方の等値線には, その他の地方には見られないかなりのぼらつきがある. Suzuki (1962)はこれについて何も言及していないが, 重ね描きされた等値線の重複が多いところに注目すると, 日本海沿岸地方を内陸部と区分するように通る線と, 日本海沿岸地方と中部山岳地帯を包んで通る線との2本の等値線群を明瞭に見分けることができる. しかもそれらの2つの等値線群は, ぼらついて重ね描きされたすべての等値線群の北限と南限となっていることに気づく. 前者すなわち日本海沿岸地方のみを区分する線は飛騨高原から飛騨山脈北部を経て越後山脈に至り, 後者すなわち日本海沿岸地方に中部山岳地帯を加えて他と区分する線は木曾山脈から松本盆地を降水域に含めて越後山脈にのびている. これらはまさにそれぞれB群とA群との日照時間と日降水量で見た境界線に対応する.

5. A, B両群の飛騨山脈における天気

大町の観測地は西に飛騨山脈の一部を望見できる. それらの山岳の見え方から, A, B両群のときの飛騨山脈の天気を調べてみる.

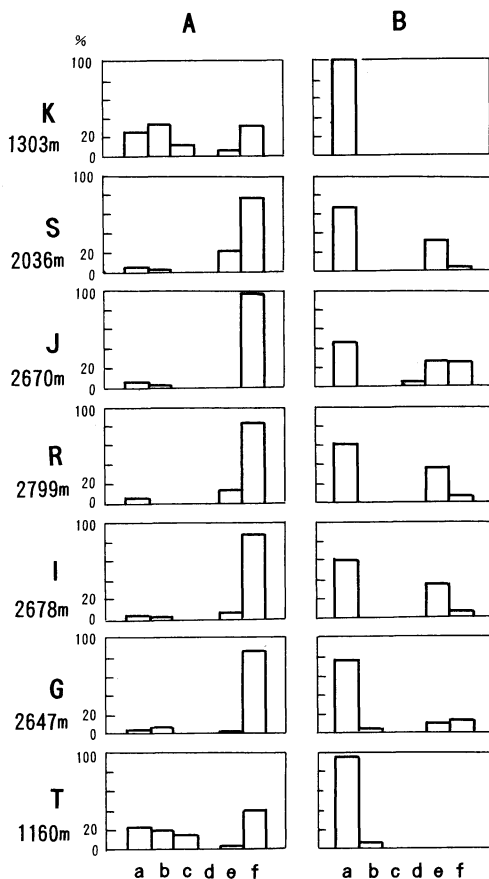
第3図に示すように, 大町の市街地中心は, 仁科三湖(図では佐野の南の影をつけた部分)から南へ流れる川と, 飛騨山脈から流れてくる高瀬川との合流点の北にある. 大町の東側は標高1000m前後のなだらかな山々が広がり, 西側は3000m近くの急峻な山脈が連なっている(第3図の実線の等高線は2000m, 破線の等高線は1000m). 約15km北が分水界の佐野である.



第3図 大町付近の地勢と観測地点。×：観測地点、・：AMeDAS大町観測点、実線：標高2000mの等高線、破線：標高1000mの等高線、川岸の矢印：川の流れの方向、K：小熊山（標高1303m；以下括弧内は標高）、S：白沢天狗山（2036m）、J：爺ヶ岳（2670m）、I：北から岩小屋沢岳（2630m）・鳴沢岳（2641m）・赤沢岳（2678m）、R：蓮華岳（2799m）、G：餓鬼岳（2647m）、T：鷹狩山（1160m）。

観測地点は図の×印（標高784m）で、そこから望見できる観測対象の山々は、東側の鷹狩山（第3図T、1160m）、北側の小熊山（同K、1303m）、西側は支脈の白沢天狗山（同S、2036m）、主脈の爺ヶ岳（同J、2670m）、そこから南へ岩小屋沢岳（2630m）、鳴沢岳（2641m）、赤沢岳（2678m）（これら3座は第3図ではIとしてまとめてある）が並び、それらの手前（東）の蓮華岳（R、2799m）、そして高瀬川をはさんで南の餓鬼岳（G、2647m）の計9座である。周囲の山々と大町の天気を比較するため、A、B両群の解析資料と同日、同時刻のこれらの山々の見え方を第4図にまとめてある。図中の大文字のアルファベットは第3図と同じである。

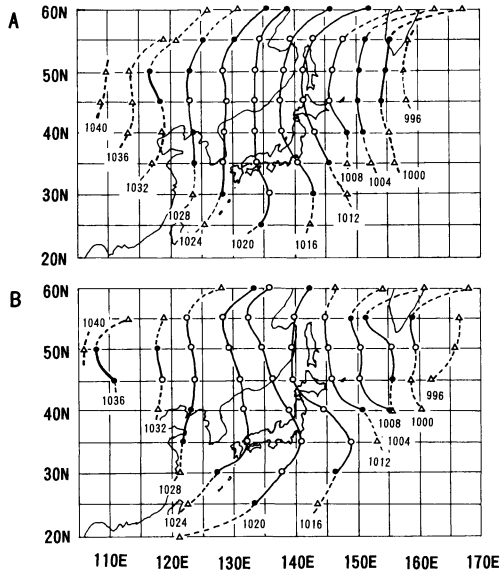
山の見え方は次のように分類する（第4図のa～fに対応）。a：晴れて山容や細部がはっきり見える場合（快晴または晴れの場合）；b：山容ははっきりしているが細部がややぼやけた場合；c：山容は見えるが細部がまったく不分明で陰影状の場合；d：山頂付近は



第4図 A群(A)とB群(B)における大町観測地点からの山の見え方。a：山容がはっきり望見できる場合、b：山容は見えるがやや細部がぼやけた場合、c：山容は見えるが陰影としてのみ見えて細部がまったく不明な場合、d：山頂は見えるが山腹から麓に雲がかかっている場合、e：山頂から中腹まで雲に覆われた場合、f：山はまったく見えない場合、K：小熊山、S：白沢天狗山、J：爺ヶ岳、R：蓮華岳、I：岩小屋沢岳・鳴沢岳・赤沢岳、G：餓鬼岳、T：鷹狩山。山岳記号の下の数値は標高を示す。Iにあつては3座のうち最も高い赤沢岳の標高を記してある。

見えるが山腹に雲があつて山裾の見えない場合（下層の雲がある場合）；e：山裾と中腹は見えるが山頂から山腹にかけて雲が覆っている場合（雲底が低い場合）；f：まったく雲に隠れて見えない場合の6分類である。

第4図から分かることは、西高東低気圧配置で大町が悪天のとき（A群：第4図A）は、当然ながら高い山はほとんどが雲に覆われて見えない（eまたはf）ので悪天と推測される。しかし観測地の周囲のみか、あ



第5図 A群(A)とB群(B)の平均地上等圧線分布。○：全事例の95%以上のデータが集計できた点，●：同じく80%以上95%未満の事例の平均，△(破線)：同じく70%以上80%未満の事例の平均。100%集計できていないのは解析範囲内に当該等圧線がない場合があったためである。等圧線の数字はhPa。

るいは対象の山の手前に雲があつて眺望を遮っている場合も考慮して、参考資料として扱う。これに対して、大町付近が好天の場合(B群)にあつては、観測地点から望見できる限りにおいて飛驒山脈も約80%は好天である(第4図Bのa)。しかも、B群では、もし雲があつても、雲底は高い。なぜならば、白沢天狗山(S)以上の標高の山々は頂上付近が雲に覆われていても(第4図Bのe)、また山容がまったく見えないように雲に覆われていても(第4図Bのf)、それらより標高の低い小熊山(K)と鷹狩山(T)には雲がかかっていない(eとfに対応するものがない)からである。

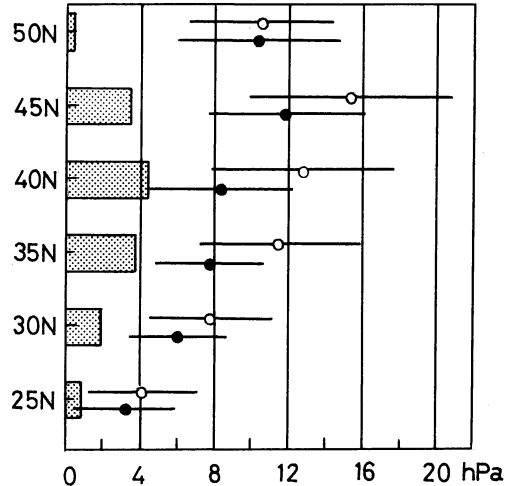
これらの結果によって、西高東低気圧配置にもかかわらず、大町が晴れているB群のときは近くの飛驒山脈もほとんどの場合晴れていることが確認できる。

6. 総観場から見たA、B両群の特徴

西高東低気圧配置時のA、B両群の天気の特徴を総観規模で解析した結果は以下のとおりである。

6.1 地上の気圧配置

第5図にA群(図のA)とB群(図のB)の平均等

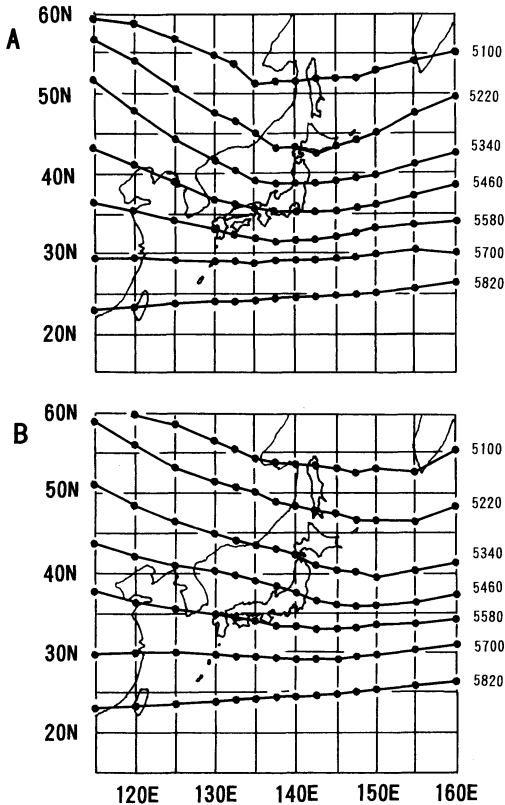


第6図 130°Eと140°Eの間における25°Nから50°Nまでの緯度5°ごとの地上気圧差。○：A群；●：B群；各点を貫く直線は標準偏差。ヒストグラムは各緯度における気圧差のA群とB群との差を示す。

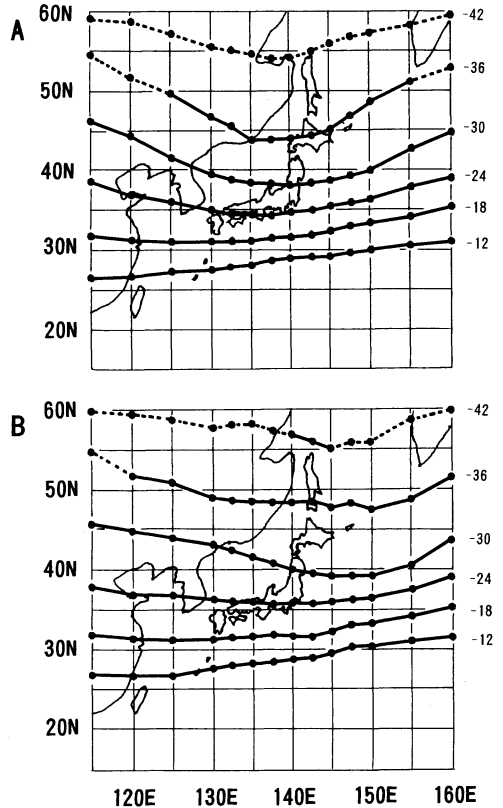
圧線分布を示す。この図は、すべての地上天気図の各等圧線を緯度5度ごとにその経度を読み取って求めた平均等圧線分布である。○は全例のうち95%以上読み取れた点、●は80%以上95%未満で読み取れた点、△と破線は70%以上80%未満の読み取りができた点である。これは天気図によっては、等圧線が解析範囲外にあつて読み取れない場合があるためである。図中の数字はhPaを示す。

A、B両群とも西高東低気圧配置であるが、A群はB群より日本付近の気圧傾度が大きく、等圧線は日本付近でA群では南北に立って並ぶJ字あるいはI字形をしている。一方、B群では屈曲してS字形である。

日本付近の25°N~50°Nかつ130°E~140°Eの区域で、東西方向の平均気圧差を緯度5°ごとに求めて、その値をプロットしたのが第6図である。図には緯度5°ごとの気圧差のA群とB群の差(図の白丸と黒丸との差に相当)もヒストグラムで示してある。日本列島付近の35°Nから45°Nでその差が大きく、統計的に40°Nと35°Nでは十分に有意差があり(ともに $P < 0.001$; 特記しない限り以下 P は両母集団の平均値の差が0であるという仮説を棄却する危険を犯す確率を示す)、30°Nと45°Nでもやや有意差がある(ともに $0.01 < P < 0.02$)。しかし、50°Nと25°Nでは有意差はない(それぞれ $0.7 < P < 0.8$ と $0.2 < P < 0.3$)。すなわ



第7図 500 hPa面における平均等圧面高度分布。A：A群；B：B群。等高度線の単位はm。



第8図 500 hPa面の平均気温分布。A：A群，B：B群，等圧線の数字の単位は°C。破線：当該温度が天気図の範囲内になかったため事例数が少なかった点（最低は当該温度値を全事例で集計できた場合の40%）。

ち、日本列島付近の特に本州中央部でのみ、A群の東西方向の気圧傾度はB群より大きいといえる。

第5図では平均化によってアリューシャン低気圧の位置が消されてしまっているが、それらの中心位置を比較すると、A群では $46.6 \pm 3.0^\circ\text{N}$ かつ $140.1 \pm 6.0^\circ\text{E}$ に分布し、B群では $46.8 \pm 4.5^\circ\text{N}$ かつ $146.7 \pm 8.2^\circ\text{E}$ に分布している。低気圧の中心位置は緯度方向では有意差はまったくない ($P > 0.9$) が、経度方向ではある程度の有意差があり ($0.01 < P < 0.02$)、B群の低気圧の中心位置はA群の場合よりも東方にあるといえる。また、標準偏差値からみて、B群のほうが経度方向も緯度方向もA群よりも中心位置はやや分散する傾向がある。

6.2 等圧面高度

500 hPa面の高層天気図の等高度線の経、緯度値を読み取り、平均したものが第7図である。読み取り方は地上気圧分布と異なるが、これは高層天気図では等

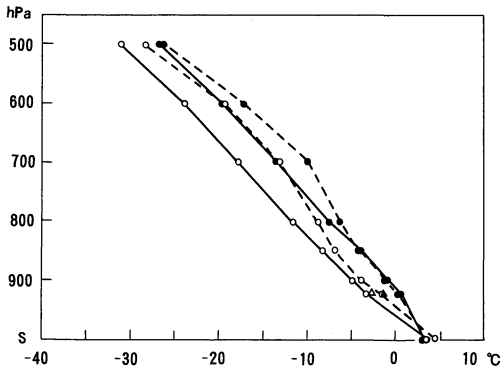
高度線がほぼ東西方向に並ぶので、読み取りの誤差を少なくするためである。各等高度線の右端の数字は高度(m)を示す。平均化のために高、低気圧は切離状には表現されていない。A群(第7図A)では 140°E の近傍にトラフがあるが、B群(第7図B)では、トラフはA群のそれよりも東方の 150°E 付近にある。A群のほうがB群よりトラフは深い。

6.3 等圧面の気温分布

高層天気図から読み取った500 hPa面の平均気温分布を第8図に示す。破線は読み取るべき等温線が天気図内になかったため事例数が少なかった(最低40%)場合を示す。等温線の気温値(°C)を右端に示す。A群(第8図A)ではほぼ 137°E に沿って明瞭に温度トラフがあって、寒気が日本列島に南下しているが、B群(第8図B)では温度トラフは、日本列島より東へ広がっ

第4表 平均等圧面高度 (m) の比較.

		850hPa	700hPa	500hPa
大町	A群	1431.3±45.4	2923.6±56.7	5413.1±93.2
	B群	1474.0±37.8	2988.1±55.8	5495.0±91.9
輪島	A群	1422.3±49.6	2902.7±67.2	5371.1±95.2
	B群	1469.7±40.7	2975.6±56.6	5476.9±95.9
館野	A群	1414.2±51.3	2917.2±63.1	5411.6±100.2
	B群	1466.3±39.4	2981.3±52.9	5495.6±88.4



第9図 平均鉛直気温分布。○：輪島，●：館野，実線：A群，破線：B群，S：地上，△：A群のときの大町の地上の気温，▲：B群のときの大町の地上の気温。大町の気温は海面更正をせず、標高に相当する高さにプロットしてある。

たかたちになっている。したがって日本列島の寒気はA群のほうが厳しい。なお、850 hPa面の気温分布でも、500 hPa面と同様な傾向が見られている。

7. 輪島と館野（一部は大町を含む）上空におけるA、B両群の大気の状態の比較

7.1 輪島・館野・大町の上空の高度勾配

高層天気図から読み取った3地点上空の850 hPa、700 hPa及び500 hPaの各面の平均高度を第4表に示す。3地点いずれも各面のA群とB群との高度差は統計的に有意で（いずれも $P < 0.001$ ）、A群の各面の高度はB群より低い。

7.2 鉛直気温分布

輪島と館野の上空の平均鉛直気温分布を第9図に示す。○は輪島，●は館野，実線はA群，破線はB群のものであり、大町は地上資料のみを他の2地点との標高を考慮してプロットしてある（△はA群，▲はB群の場合）。輪島上空では全般的にA群よりもB群の気

温は高い傾向にあるが、高い所でその差は顕著である。すなわち、800 hPa面から600 hPa面までの両群の気温差は十分に有意で（ $P < 0.001$ ）、500 hPa面でも有意差があると考えられるが、（ $0.01 < P < 0.02$ ）、925 hPa面から850 hPa面では、差の有意性はやや低く（ $0.05 < P < 0.1$ ）、地上（第9図S）では有意差はない（ $0.1 < P < 0.2$ ）。一方、館野では両群の十分な差があるのは700 hPa面のみで、（ $0.001 < P < 0.01$ ）、600 hPa面では、一応の差は認められるが（ $0.02 < P < 0.05$ ）、地上を含め、その他の等圧面では有意差は認められない（ $P > 0.2 \sim 0.9$ ）。

このため、輪島と館野との気温を比べると、A群では、地上を除き、大気中のすべての高度の気温は輪島のほうが館野より低い（各高度で $P < 0.001$ ）。B群では、その差は縮まり、ある程度の差を考慮できるのは、925 hPa面から700 hPa面までであり（925 hPaと900 hPaで $0.02 < P < 0.05$ ；800 hPaで $P < 0.001$ ；850 hPaと700 hPaで $0.01 < P < 0.02$ ）、600 hPa面と500 hPa面では有意差はなくなる（ともに $0.1 < P < 0.2$ ）。

なお大町地上では両群の間に有意な気温差はない（ $0.6 < P < 0.7$ ）。

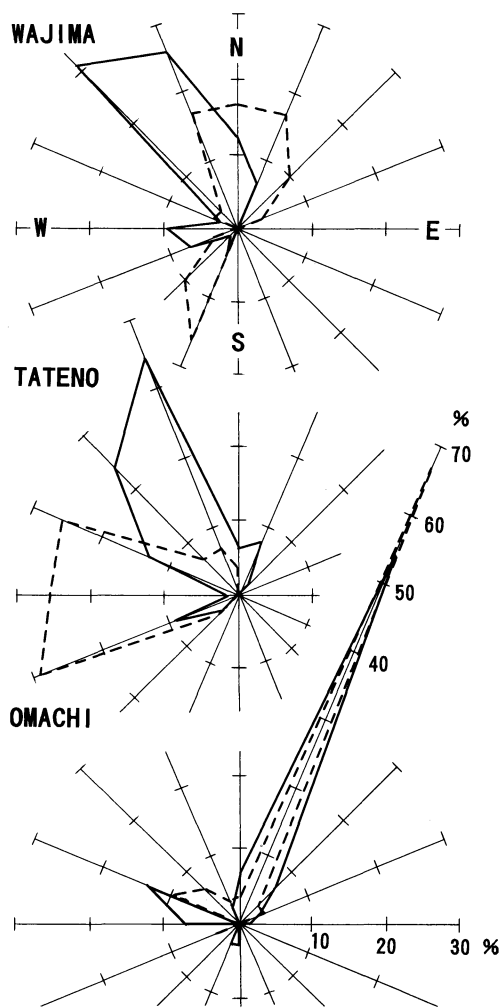
7.3 湿度の鉛直分布

地上から上空に向かって相対湿度がほぼ一定の層は輪島、館野ともA群はB群より厚い。すなわち、A群では800 hPa面、B群では850 hPa面までである。その上の安定層は、A群では800 hPa面から600 hPa面、B群では850 hPa面から700 hPa面と推定され、その上は、相対湿度はほぼ一定となって、気団変質がない層となる。両地点とも、相対湿度が一定である高度にA、B両群間でずれがあるため、安定層内の800 hPa面と700 hPa面との間では両群の相対湿度差が著しく大きくなり、A群のほうがB群より湿潤となっている。

7.4 風

(1) 地上の風向

地上での平均風配図を第10図に示す。実線はA群、破線はB群のものである。輪島と館野では、A群とB群で風向に明瞭な差がある。すなわち、A群では輪島も館野も北西風～北北西風が主であるが、B群では輪島では北風、館野では西風が中心である。これは、主に地上の等圧線の走行がA群ではJまたはI字形、B群ではS字形であることに起因すると考えられる。大町ではA群、B群ともに圧倒的に北北東風であるが、これは日本海から細長く南に伸びた谷間状の地形のためであろう。輪島で北風の多いB群のときのほうが、

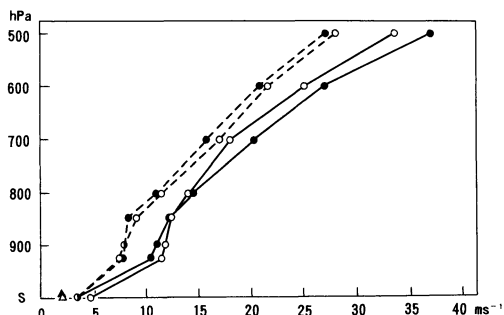


第10図 輪島、館野、大町における平均地上風配図。実線：A群、破線：B群。

この大町の北北東風が増えており、かつ風向のばらつきも少ない(後述)のは、地形が原因であることを示唆するものである。ただし、後述するように(第11図)大町の風速は小さい。

(2) 風向のばらつき

風向の集計に伴って得られた標準偏差から風向のばらつきを推測すると、館野の地上を除き、A、B両群とも一般にA群のほうがB群より風向のばらつきが少ない。また、A群では輪島、館野ともに850 hPa面より高い所では、風向のばらつきが少なく、風向の定常性が保たれるが、B群では、風向のばらつきの少ないのは輪島・館野ともに700 hPa面より高い所となる。こ



第11図 輪島と館野の上空の風速の鉛直分布。
○：輪島、●：館野、実線：A群、破線：B群、△：A群の大町の地上値、▲：B群の大町の地上値。

の差はA群のほうが西高東低気圧配置の気圧傾度が大きいため、季節風が強いことによると推測される。なお、B群では輪島より館野のほうが定常性大きい。

(3) 風速の平均鉛直変化

風向と関係なく各高度別に集計した平均風速(スカラー平均)と、主要風向のみを集計した平均風速とは大差がなかった。このため、風向と関係なしに集計した各高度の平均風速を第11図に示す。○が輪島、●が館野、Sは地上、実線はA群、破線はB群のものを示す。△と▲はそれぞれA群とB群の大町地上の風速である。館野の地上($P > 0.9$)と輪島の700 hPa面の値($0.3 < P < 0.4$)を除き、A群のほうがB群より風速は大きい(輪島の地上、925 hPa、900 hPa、館野の850 hPa、700 hPa、600 hPa、500 hPaでは $P < 0.001$ ；輪島の850 hPa、館野の900 hPa、800 hPaでは $0.001 < P < 0.01$ ；輪島の600 hPa、500 hPa、館野の925 hPaでは $0.01 < P < 0.02$ ；輪島の800 hPaでは $0.02 < P < 0.05$)。

A群、B群それぞれの中で、輪島と館野の風速を比較すると、A群の700 hPa面とA群の500 hPa面とにやや差がある(ともに $0.02 < P < 0.05$)ことを除き、どの高度面でも風速の有意差は認められない($P > 0.2 \sim 0.9$)。

大気下層に対流混合層に対応すると考えられる風速がほぼ一定の層が見られるが、A群とB群との間、及び輪島・館野の間で、その層厚に差は認められない。

8. 山雪型・里雪型とA群・B群との関係

冬季の西高東低気圧配置時における日本海沿岸地方の降水を指標にして、山雪型と里雪型(北陸地方につ

いては藤田, 1966; Miyazawa, 1968; 北海道日本海側については Tachibana, 1995) の分類がなされており, この分類に対応させて, 山地型と平野型 (新潟県地方についての Akiyama, 1981a, b) 及び内陸型と沿岸型 (京都府についての水越と里村, 1999) がある. 山雪型・里雪型あるいはそれらと対応した分類を, 降水でなく雲量を指標にした A 群, B 群の分類と比較する. なお, 以下山地型・内陸型及び平野型・沿岸型を, それぞれ山雪型及び里雪型に含めて記述する.

A 群と山雪型, 及び B 群と里雪型が対応するとしたときの類似点は: (i) 日本付近の地上等圧線が A 群と山雪型では南北方向に伸びており, B 群と里雪型では S 字形に蛇行する (いわゆる袋状) こと; (ii) 地上気圧傾度は, A 群も山雪型も大きく, B 群も里雪型も小さいこと; (iii) 山雪型も A 群も 500 hPa 面のトラフの後面に日本海があること; (iv) 風速は, A 群も山雪型も B 群や里雪型より大きいこと; (v) 風向の定常性が A 群も山雪型も, B 群と里雪型よりも大きいこと (以上の山雪型・里雪型の特徴は藤田, 1966 による); (vi) A 群と山雪型に比べて, B 群と里雪型は出現頻度があるかに少ないこと (山雪型・里雪型については Miyazawa, 1968) の 6 点である.

次に, 両分類が対応しないか, あるいは逆の対応のある諸点として, (i) トラフの位置, (ii) 500 hPa 面の寒気中心の位置, (iii) 対流混合層の厚さ, (iv) 風向, (v) 大気上・中層の気温, (vi) 上空の湿度の状態の 6 点が挙げられる.

これらの項目番号に対応させて詳述すると, (i) トラフの位置: 山雪型では日本の東海上にあるが, 里雪型では日本の真上あるいは 140°E 以西にある (水越と里村, 1999; Miyazawa, 1968). これらは A 群・B 群とは逆の対応になる. なお, これと関連して, (i') 東西指数は山雪型が高指数循環, 里雪型が低指数循環であること (Miyazawa, 1968) は逆の対応である.

(ii) 500 hPa 面の寒気中心の位置: 山雪型では沿海州にあり, 里雪型では日本海西部にある (藤田, 1966) か, または山雪型では日本の東海上か高緯度地方にあり, 里雪型では日本海に位置する (Miyazawa, 1968). このことについては, A 群は山雪型に近いけれども, B 群のときの寒気中心は日本の東海上にあるので一致しない. (iii) 対流混合層: 山雪型では薄く, 里雪型では厚い (藤田, 1966; Akiyama, 1981b; 水越と里村, 1999) が, A, B 両群とも厚さは同じと推定される. (iv) 風向: 山雪型では北寄りの風で, 里雪型では西寄りの

第 5 表 山雪型・里雪型と A 群・B 群の分類の関係. 数値は例数. 括弧内数値は A 群または B 群の全事例数に対する山雪型, 里雪型及びその他の事例数の割合 (%). カギ括弧内数値は山雪型または里雪型の全事例数に対する A 群, B 群及びその他の事例数の割合 (%).

	山雪	里雪	その他	計
A 群	24(33.8) [68.6]	3(4.2) [33.3]	44(62.0)	71(100)
B 群	4(13.3) [11.4]	4(13.3) [44.4]	22(73.3)	30(100)
その他	7 [20.0]	2 [22.2]		
計	35 [100]	9 [100]		

風である (水越と里村, 1999) が, これは A 群, B 群とは逆の対応である. (v) 大気上・中層の気温: 里雪型より山雪型が高い (藤田, 1966; Akiyama, 1981b) が, これも逆の対応である. (vi) 上空の湿度: 里雪型のときは高い所まで湿っている (藤田, 1966) が, B 群は A 群より低い所までである.

このように両分類には多くの対応点, 非対応点及び逆の対応点があるため, 本研究の対象期間の日々の資料を用いて, 山雪型・里雪型の分類と A 群・B 群の分類の対応関係を調べた. 山雪型の選出基準を, ① 地上気圧配置で, 等圧線が南北に並ぶ; ② 500 hPa のトラフが日本海の東にある; ③ 500 hPa の寒気中心が沿海州または日本の東海上にあるの 3 点とし, 里雪型の選出基準を, ① 低気圧が日本海にあることを含め, 地上気圧配置が日本海で袋状になる; ② 500 hPa のトラフが日本海西部にある; ③ 500 hPa で, 寒気が日本海に南下しているの 3 点とする (小倉, 1998; 藤田, 1996).

第 5 表に A 群・B 群との対応を示す. 表の括弧内の数値は A 群または B 群の事例数の中での山雪型, 里雪型及びどちらにも属さないその他の事例のそれぞれのパーセントを, そしてカギ括弧内の数値は, 山雪型, 里雪型の事例数の中での A 群, B 群及びそれらのどちらにも属さないその他の事例のそれぞれのパーセントを示している. この表から, 第 1 に, 山雪型と A 群との重複は, 山雪型 35 例のうち, A 群はその 68.6% の 24 例を占めているが, 逆に A 群 71 例のうち, 山雪型は

第6表 山雪型、里雪型のときの大町、日本海側及び太平洋側の天気。新潟と東京の天気資料は坂井一樹(1996~1999)による。

		快晴	晴	曇	雷	雨	おれ	おれ	雪
大町	里雪	2	3	0	0	0	0	0	4
	山雪	1	9	1	0	0	0	0	21
日本海側 (新潟)	里雪	0	1	1	0	1	1	0	5
	山雪	0	4	7	0	7	1	1	15
日本海側 (輪島)	里雪	0	0	2	3	1	1	0	2
	山雪	0	2	14	1	5	1	2	10
太平洋側 (東京)	里雪	7	1	1	0	0	0	0	0
	山雪	26	7	2	0	0	0	0	0
太平洋側 (銚子)	里雪	4	4	1	0	0	0	0	0
	山雪	23	8	4	0	0	0	0	0

33.8%の24例しかない。一方、山雪型35例のうち、B群に属する事例は4例で、逆にB群30例中、山雪型も4例でともに少ない。第2に、里雪型9例のうち、B群に属する事例は4例、逆にB群30例のうち、里雪型も4例あり、かつ里雪型9例中、A群に属するものが3例もある。

少数例の統計法(佐藤, 1949)を適用すると、A群・B群という事象と山雪型・里雪型という事象とが独立であるという仮説を棄却する危険を犯す確率は、 $P=3.34\%$ と高くなり、A群・B群と山雪型・里雪型とは関係のない事象となる。

さらに、山雪型と里雪型のとき日本海側、太平洋側及び内陸の大町の天気を比較してみる(第6表)。表中の数値は事例数を示す。里雪型のとき日本海側では、晴れが1例あるが、その他はすべて悪天である。一方、太平洋側は当然ながら好天であることがみられる。これに対し、里雪型のとき大町では、好天と悪天が相半ばしている。他方、山雪型では、大町の天気は降雪が多いが、3割近くは晴か快晴である。

以上のことから、山雪型でA群に入る事例は多いけれども、逆にA群で山雪型に入る事例は少なくほぼ3分の1しかない。したがって、A群と山雪型は似てはいるが、同一ではなく、むしろ山雪型の大部分はA群に包括されること、及びB群と里雪型は無関係であることが結論できる。A群と山雪型の気象に類似点が多いのは、A群の範疇に山雪型が包括されることのためであると考えてよいであろう。

9. A, B 両群の時間的連続性

A, B 両群で見た大気の状態を比較すると、A群の気圧傾度が小となり、寒気中心が東へ移動してB群の状

態に時間的に連続して移行するのではないかもみられる。しかし、両群が発現した事象の時間的関係を調べると、A群単独で発生した事例数は58、B群単独が17、B群からA群へ移行する事例数が5に対して、A群から引き続きB群に移行する事例数は8のみとなっている。A群の発生頻度が多いので、A群単独が最多である点を考慮しても、A群からB群へ移行する事例数はB群の全事例数30のほぼ4分の1であり、また、B群単独の事例数のほぼ半数で、逆にB群からA群へ移行する事例さえある。このことは、A群からB群へ移行する場合もあるが、多くはA群、B群それぞれ独立に起こる現象と言えるであろう。

10. A, B 両群の月別発現数

月別のA, B両群の発現数を調べると、11月から3月までの5か月の発現数は、A群では11月から順に1, 15, 37, 15, 3となり、B群では1, 9, 5, 13, 2となる。両群とも、11月と3月はきわめて少ない。A群では、1月に最も多く、その前後の12月と2月がそれに次ぐ。B群では、1月にやや少なくて、12月と2月に多いが、A群ほどの差はなく、各月ほぼ同じ頻度で発現すると言える。

11. まとめ

(1) 日本海に近い内陸の大町付近は、冬季西高東低気圧配置時に、日本海沿岸地方と同様に雲量7以上の悪天(約70%は降雪)になる場合と、日本海沿岸地方が悪天でも太平洋側地方と同様に雲量3以下の好天(約半数は快晴)になる場合とがある。これらの事例につき、前者をA群、後者をB群として分類し、それらの気象状況を解析した。

(2) 西高東低気圧配置時の大町の悪天か好天かは、広く中部地方内陸部全般に敷衍することができる。すなわち、A群の場合、悪天は木曾山脈から松本盆地を経て越後山脈に至る内陸を含んで、その北側に広がる。これに対して、B群の場合は日本海沿岸地方のみが悪天となり、内陸はすべて好天となる。

(3) A群とB群の気象条件は以下のとおりである。

(i) 地上の気圧配置は、A群では等圧線が日本付近で南北に立って並ぶJまたはI字形を示し、B群は屈曲したS字形を示す。気圧傾度は日本付近でのみ、A群のほうがB群より大きい。アリューシャン低気圧の中心位置は、B群はA群より東に偏る。

(ii) 500 hPa面のトラフは、A群では140°E近傍に

あり、トラフも深い、B群ではより東に偏り150°E付近にあり、トラフも浅い。日本海沿岸地方の輪島、内陸の大町及び太平洋側地方の館野の850 hPa、700 hPa及び500 hPa各面の高度は、館野の500 hPa面を除き、いずれもA群のほうがB群より低い。

(iii) 850 hPa面、500 hPa面ともに、A群では寒気中心が日本列島とほぼ同経度にあるが、B群では日本列島より東に広がっている。気温は輪島上空の高い所ではA群のほうがB群より低いが、館野では700 hPa面を除き、A、B両群の上空の気温に差はない。

(iv) 地上の風向は、A群では輪島・館野とも北西～北北西であるが、B群では輪島が北風、館野が西風である。大町ではA、B両群とも北北東である。

(4) A、B両群と山雪、里雪両型とは独立の事象と考えられるが、山雪型の大部分はA群の部分集合となるようである。

(5) A群からB群へと時間的に連続して変化する場合もあるが、両群の生起には時間的な連続性がない場合が多い。

本論文は、西高東低気圧配置のパターンの差による中部地方内陸の天気にも瞭然とした地域的区分があることを明らかにし、それらの総観場を中心とした解析結果を示している。しかし、将来の問題として、内陸、特に中部地方内陸部のような高い山岳を含む複雑な地形の場合には、天気の地域的区分を生ずる原因の解明のために、さらにメソスケールを含む詳細な解析が必要であろう。

謝 辞

AMeDAS及び高層気象資料は気象庁提供による。また、担当編集委員及び査読者の方からの有益なご指摘により内容の充実をはかることができた。記して謝意を申し上げる所である。

参 考 文 献

- Akiyama, T., 1981a: Time and spatial variation of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part I, Principal time and space variations of precipitation described by EOF, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 578-590.
- Akiyama, T., 1981b: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part II, Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 591-601.
- 荒井伊左夫, 1988: 信州の空模様, *信濃毎日新聞社*, 201-202.
- 藤田敏夫, 1966: 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴, *天気*, **13**, 359-366.
- 国立天文台, 1994: 理科年表, 丸善, 43-45.
- 松本測候所百年誌編集委員会, 1998: 松本の気象百年, *日本気象協会長野センター*, 35-68.
- Miyazawa, S., 1968: Mesoclimatological study on heavy snowfall, *Pap. Meteor. Geophys.*, **19**, 487-550.
- 水越祐一, 里村雄彦, 1999: 京都府の冬型降水分布に関する統計的解析, *天気*, **46**, 205-218.
- 日本気象学会(編), 1998: 気象科学事典, 東京書籍, 637 pp.
- 坂井一樹, 1996~1999: 天気図日記, *地球ウォッチャーズ*, 日本気象協会, 68~96.
- 佐藤良一郎, 1949: 少数例適用無相関検定法, *中文館書店*, 40-59.
- Suzuki, H., 1962: Klassifikation der Klimate von Japan in der Gegenwart und der letzten Eiszeit, *Jap. J., Geol. Geogr.*, **33**, 221-234.
- Tachibana, Y., 1995: A statistical study of the snowfall distribution on the Japan Sea side of Hokkaido and its relation to synoptic-scale and meso-scale environments, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 697-715.

The Weather over the Inland Chubu District of Japan under Typical Cold Season Pressure Distribution Conditions

Keiichi Mimura

7965-3, Taira, Omachi City, Nagano Prefecture

(Received 7 December 1999 ; Accepted 19 September 2000)

Abstract

Under typical cold season pressure distribution conditions, when the Japan Islands lie between the Siberian high and the Aleutian low, the weather distribution is characterized by a contrast between precipitation over the Japan Sea coast region and clear skies over the Pacific Ocean coast region. However, even under such pressure distribution, the weather in the Omachi area, which is located inland close to the Japan Sea side, is either cloudy with precipitation (type A) or clear and fine (type B).

A statistical analysis of cloud amount distribution revealed that the weather conditions at Omachi were common to a broader area of the inland Chubu district. As for synoptic conditions, the surface pressure isobars in the type A were parallel and ran in J-or I-shape from north to south, while the isobars in the type B also ran parallel to each other, but were curved and formed a S-shape. The pressure gradient was significantly stronger within the area of 30°N to 40°N and 130°E to 140°E in the type A than in the type B. The trough and center of the cold air mass on the 500hPa isobaric surface of the type A were located along the same longitude as the Japan Islands whereas those of the type B were located farther east over the Pacific Ocean. The trough was deeper and the temperature lower in the type A.

Transition between the two types was infrequent, although the type A sometimes changed into the type B. They did not correspond to the conventional "mountain-snow" and "plain-snow" types, although the majority of mountain-snow cases belonged to the type A.
