庄内平野の強風に関する中気候学的研究

——清川ダシと北西季節風——

青 山 高 義*

**Meso-Climatological Study of the Strong Winds in the Shonai
Plain, Northeastern Honshu, Japan :
on the Local Wind Kiyokawadashi and the NW Monsoon**

Takayoshi AOYAMA

Abstract

In the region along the Mogami River in the Shonai Plain, Northeastern Honshu, the strong easterlies which blow mainly from SE and ESE and the strong westerlies which blow mainly from NW and WNW prevail (Table 1). The strong easterlies are the local wind, called “Kiyokawa-dashi”, in the Shonai Plain. The most of this westerlies correspond to the winter monsoon winds over East Asia. Some properties of these winds can be demonstrated by the daily mean wind speed at the Karikawa AMeDAS station ($38^{\circ}48'N$, $139^{\circ}59'E$) and the Sakata Meteorological Station ($38^{\circ}54'N$, $139^{\circ}51'E$) (Fig. 3); Both stations are on the Shonai Plain, Karikawa is located at the eastern side, where the Mogami River comes out on the Plain, and Sakata at the western side, on the coast of the Sea of Japan. In this report, topographic effects were investigated on the basis of the statistical comparison of the meso-climatological properties of these winds.

The vertical structure of the wind aloft on the occasion of the easterlies and the westerlies at Karikawa are examined by the aerological data at Sendai ($38^{\circ}16'N$, $140^{\circ}54'E$). The easterlies develop under the condition of the wind direction of S in the layer below the summit level (about 800 mb) in the Tohoku District, Northern Honshu (Fig. 4(a)). Moreover, the wind speed at Karikawa relate to the wind speed below the summit level with positive correlation and that on the higher levels with negative correlation (Table 2). On the other hand, the velocity of the westerlies depend on the upper wind speed with the direction of W or NW (Fig. 4(b), Table 2).

The sea level pressure distribution shows also respective characteristic features in each case of the easterlies and the westerlies at Karikawa. On the occasion of the easterlies, the low on the Japan Sea side of the Japanese Islands and the high on the Pacific side appear clearly and the contours run almost in north-south direction on the pressure distribution pattern. This pattern of pressure distribution corresponds with the southerlies which develop in the lower layer below the summit level in the Tohoku District on the occasion of the easterlies as described above. In particular, the low pressure on the Japan Sea side

* 山形大学教養部 Faculty of General Education, Yamagata University

strengthen in the case of the strong easterlies; the east to west pressure gradient in the region of the Japan Sea side become large (Fig. 5, Fig. 6(a), (b)). This pressure pattern suggests the upwind meso-high and the Lee meso-low explained by ATKINSON (1981) and BARRY (1981); this also indicates that the southerlies in the lower layer are induced by the topographic effects of the Tohoku District. On the occasion of the westerlies, the topographic effects are also readily seen on the pressure distribution maps; the lee low and the upwind high develop and the pressure gradients are particularly large in the region of the Pacific side (Fig. 7, Fig. 8(a), (b)). The trend of the isobars are northwest-southeast direction, which almost equivalents to the general wind direction.

In order to evaluate the topographic effects in various dimensions, the relationships between the wind speed and the pressure gradient are examined. In regard to the pressure gradients, the space means of the Tohoku District and of the Japan Sea side region and the difference between Shinjo and Sakata are calculated. The wind speed at Karikawa and these pressure gradients are related to each other with strong linear correlation (Fig. 9, Table 3). In particular, the easterlies at Karikawa are related closely to the space mean of the pressure gradient in the Japan Sea side region and the westerlies are related relatively well to that in the Tohoku District. In addition, it is attracted special attention that the pressure gradient between Shinjo and Sakata strongly correlate with the easterlies than with the westerlies. These results demonstrate that the easterlies strongly correlate with the pressure gradient of relatively smaller area as shown by the pressure difference between Shinjo and Sakata and the westerlies correlate with the pressure gradient of relatively large area as shown by the space mean of Tohoku District.

Near the earth's surface, the frictional force is not negligible in the equation of quasi-horizontal motion; the principal terms in the equation are the pressure term, the Coriolis term and the frictional term. The relation between the wind speed at Karikawa and the various pressure gradients as described above can be considered to contain the effect of these terms. Namely, the gradients of the regression lines indicate the degree of the effects by the frictional force. In Figure 10, the angle of the intersection between the line of the geostrophic wind and each regression line represent the effects of the frictional force; the larger angle indicates more substantial effects of topography. From this figure, it is apparent that the topographic effects are more pronounced in the case of the easterlies than the westerlies. In particular, the regression line between the velocity of easterlies and pressure gradients in or in the vicinity of the Shonai Plain shows the most pronounced effects of topography. On the other hand, topographic effects on westerlies can be recognized more clearly in the pressure gradients of space mean in the Tohoku District. These results demonstrate that the easterlies are substantially affected through relatively small scale topography such as the mountains near the Shonai Plain and the westerlies are affected through large scale topography such as the Japanese Islands.

On the occasions of the strong easterlies in the Shonai Plain, the pressure gradients between Shinjo and Sakata become conspicuously large as shown in Figure 10. This tendency was also examined by the case study of the strong easterlies during 10-12 May 1981 (Figure 12). The maximum pressure gradient in this case reached 12 mb/100 km; the

geostrophic wind more than 100 m/s was calculated from this gradient. It can be thought that the extreme pressure gradients suggest the formation of the orographically induced mesoscale low as provided by Smith (1981) (Figure 11). From the foregoing it is assumed for the strong easterlies that the meso low is induced in the Shonai Plain, which locates on the lee side of Mt. Gassan and the Asahi Mountains, under the condition of the southerlies that develop in the lower layer over the Tohoku District.

I. はじめに

山形県庄内平野の最上川沿いの地域は、清川ダシと呼ばれる強い東風と、地吹雪を伴う強い北西季節風が吹送する強風地域である。特に、清川ダシは庄内平野の最上川沿いの地域に限られる局地強風であり、すでに仙台管区気象台、秋田営林局、山形県(1950)により調査・研究されている。現在、清川ダシに関する我々の知識の大部分は、この研究によるところが多いが、YOSHINO (1975) も指摘しているように十分に解明されてはいない。この研究以来、清川ダシは最上川の峡谷部から庄内平野に吹き出す強風と考えられてきた。しかし、そのような発生原因とは単純に結びつかない事実がこの論文の中にすでに示されている。それは、清川ダシ吹送中、上層風は南寄りの風であること、および最上川の峡谷部の風が弱いことである。

青山(1985)は、庄内平野にある AMeDAS 観測点の狩川の資料によってこの地域の強風の特徴について取りまとめ、地上の偏東風が強い時には上層風向が南寄りになることを示した。しかも、地上で強い偏東風が吹いていても、上層風は弱い事を確めた。一方、竹内(1984)¹⁾は、農業気象観測網の資料等を用いて、清川ダシが月山・朝日連峰のコーナー・イフェクト(CORNER EFFECT)によるものであることを示している。

本研究では、庄内平野の最上川沿いに発達する偏東風と偏西風が吹送している時の上層風や東北地方の気圧分布を比較しこれ等の風に関わる地形の効果について中気候学的観点から²⁾考察することを目的としている。

II. 狩川の風について

庄内平野は南北約50km、東西約20kmの日本海に開けた平野である(第1図)。平野は南を月山(1980m)やその南約35kmに位置する大朝日岳(1870m)を中心とする朝日山地によって、東を鳥海山(2230m)およびそこから南に走る低い山地によって囲まれている。最上川は鳥海山系と月山の間の峡谷部を通り、庄内平野北部を南東から北東に流下している。

清川ダシは竹花(1950)が示しているように、峡谷部西端付近から庄内平野の最上川沿いに発達する、局地的な強風である。現在この強風域と思われる位置に、狩川 AMeDAS 観測点(北緯38°48′, 東経139°59′, 海拔17m)が設置されており、さらにこの強風域の風下に酒田測候所(北緯38°54′, 東経139°51′, 海拔3.8m)がある。またこれ等2つの観測点は、冬期の北西季節風の発達状況も良く示す位置にある。このように、狩川と酒田の観測点は、庄内平野の最上川沿いの地域における強風を、ほぼ代表できる位置にある。

第1表に狩川の日最多風向³⁾(日本気象協会, 1977~81)による風向別出現頻度を示した。期間は1977~81年の5年間である。風向分布は地形の影響を強く示しており、SE, ESE を中心とした偏東風と NW, WNW を中心とした偏西風に限られる。そこで以下、狩川の風向が偏東風の場合と偏西風の場合に分けて解析する。5年間の偏東風の出現頻度は1047日、偏西風の出現頻度は775日である。

狩川の風が、偏東風の場合と偏西風の場合のそれぞれについて、狩川、酒田、新庄(北緯38°45′, 東経

第1図 調査地域

等高線：200m, 500m, 1000m, 1500m 梨地は500m 以上.

Fig. 1 Index map.

Contours: 200m, 500m, 1000m and 1500m.
Dotted pattern represents the altitude above 500m.

140°18', 海拔 95.4m) の平均風速を日平均風速 (日本気象協会, 1977~81) に基づいて求め, 第2図に示した。新庄は偏東風, 偏西風の場合, 庄内平野の風上, 風下にあたり, かつ平野外の最も近い測候所なので対照地点として用いた。それぞれの場合の年変化の違いは明瞭であるが, 特に狩川と酒田の風速差が偏東風の時に大きく, 偏東風の地域差が大きいことを示している。

狩川と酒田の間の風速差出現状況をより詳細に見るため, 第3図にこれ等2地点間の日平均風速の散布図を示した。偏東風の場合には (第3(a)図), 風速が小さい時には両地点間の風速差は認められないが, 風速が大きくなると狩川の風速の方が, 明らかに大きくなる。両地点の風速に差が出るのは, 狩川の風速が約3 m/s からで7 m/s まで風速の増大に伴なって風速差が大きくなる。さらに約7 m/s 以上では風速差はほぼ一定になる。

一方, 偏西風の場合には (第3(b)図), 全風速に関して風速差は小さく, ほぼ1対1の線上を中心に点が分布している。しかし, 狩川の風速が7~8 m/s 以上の場合, 狩川の方が風速が大きくなる傾向が認められる。

第1表 狩川における日最多風向の風向別出現頻度 (青山 1985)

Table 1 Frequency distribution and its seasonal change of the wind direction at Karikawa (AOYAMA 1985)

		Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
WIND DIRECTION	NE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	ENE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	E	3	1	3	0	2	1	3	3	1	4	3	3	27
	ESE	24	15	31	38	43	46	43	52	57	66	47	37	499
	SE	25	25	33	36	43	53	57	65	66	43	39	35	520
	SSE	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
	S	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SSW	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4
	SW	7	6	3	1	0	0	0	1	0	2	3	5	28
	WSW	3	1	2	5	1	0	0	2	1	1	2	1	19
	W	4	4	12	19	18	5	1	3	0	6	4	2	78
	WNW	22	30	36	28	20	13	16	9	12	11	12	20	229
	NW	60	50	32	18	20	15	27	16	10	15	34	39	336
	NNW	7	6	3	4	8	14	7	3	2	7	6	11	78
	N	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	3
	NNE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

III. 風の垂直構造について

清川ダシ吹送時の上層風は、竹花 (1950) によると南寄りであるとされている。また、青山 (1985) は狩川の風と仙台の 700mb 高度の風の間係を調べ、狩川の偏東風は上層風が弱い南風の時に強くなり、狩川の偏西風は上層の西風の風速と比例的関係を持っていることを示している。ここではさらに、仙台における 900mb, 850mb, 800mb, 700mb, 600mb の 5 高度の風 (JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY, 1977-81) の垂直分布を 9 時の観測値によって調べた (第 4 (a) (b) 図)。山形県、宮城県付近の山頂高度は、大体 850mb~800mb に位置している。風速は階級幅を 5 m/s とし、風向は 8 方位で出現頻度で求めた。またこの時、狩川の風速との関係も示すため、狩川の風速が 3.0m/s 未満, 3.0m/s~7.0m/s, 7.0m/s 以上の 3 つの場合に分けて頻度を求め百分率で表現した。分類に用いた基準値は、主に前述したような偏東風時の狩川と酒田の風速の関係によったが、比較のため偏西風の場合にも同じ基準値を用いた。風速については、各場合毎の平均風速も示してある。

1) 偏東風の時の上層風について

第 4 (a) 図は、狩川の風が偏東風の場合の上層風分布である。風速は 900mb から 600mb までの全層で弱く、しかも狩川の風速による明瞭な差は認められない。特に、山頂高度以下である 900mb, 850mb, 800mb では、風速差はほとんど無く、いずれの場合も平均風速は 10m/s 以下で、モードも 5~10m/s の階級にあって、ここに 40~50% が集中している。

風向は狩川の風速によって、大きく異なることが明らかである。弱風時 (3.0m/s 以下) には、900mb~600mb の全層でモードは W になっている。一方、7.0m/s 以上の強風時には、山頂高度以下の 900mb~800mb でモードは S になっている。竹花 (1950) はパイボール観測でダシ風の上層に南風があることを明らかにしたが、ここに示した結果はこの南風が庄内平野上空だけでなく、かなり大規模なものであることを示している。さらに山頂高度以上では SW, W と変化し暖気移流型の風向変化を示している。

2) 偏西風の時の上層風について

第 4 (b) 図は、狩川の風が偏西風の場合の上層風分布である。上層風速は狩川の風速に応じて異なることが明らかで、地上風が強い程上層風も強いことが、平均風速とモードの両方によって示されている。一方、風向は全層で W がモードになっており、狩川の地上風速による差は無い。しかし、800mb 高度以下では NW の頻度が 40% 程であるが、600mb では 20% 程度で山頂高度以上で寒気移流型の垂直的風向変化傾

第 2 図 狩川の風が偏東風の時 (a) と偏西風の時 (b) の平均風速

実線：狩川、破線：酒田、点線：新庄 (青山 1985)

Fig. 2 The seasonal changes of the mean wind speed at Karikawa (solid line), Sakata (dashed line) and Shinjo (dotted line) in the cases of the easterlies (a) and the westerlies (b) at Karikawa. (AOYAMA 1985)

(a) 狩川の風が偏東風の時

(b) 偏西風の時

第3図 狩川の風速と酒田の風速の散布図

Fig. 3 (a) The relationship between the wind speed at Sakata and of the easterlies at Karikawa.

(b) As in (a) except for the westerlies at Karikawa.

向を示している。

上層風速と狩川の風速との比例的関係は、偏西風の時に明瞭である。偏東風の場合には、これ等の関係が800mbを境に上層と下層で逆転する。すなわち狩川の風速は、800mbより低い層の風速とは比例的関係を示し、高い層の風速とは逆比例的関係を示す。第2表に狩川の風が偏東風の場合と偏西風の場合の、狩川の風速と各高度の風速の相関係数を示した。偏西風の時の相関係数は、全ての層で非常に高い正相関であることを示しており、前述の結果を統計的に裏付けている。偏東風の場合には、900mb、850mbで正相関、700mbと600mbで負相関で、山頂高度付近を境に関係が異なっている。このことは、狩川の偏東風は上層風が南寄りの風の時に強くなるが、特に山頂高度以上の風が弱い時に山頂高度以下の南風が強まり、狩川の偏東風も強くなるという傾向があることを示している。

IV. 気圧分布からみた地形の影響について

狩川の偏東風と偏西風は、それぞれ600mb以下の風と特徴ある関連を持っていることが、仙台の上層風観測によって示された。一方、地上風分布の特徴が日平均海面気圧分布によって良く表現できることが、NAKAMURA (1966) や AOYAMA (1984) によって示されている。そこで、狩川において偏東風および偏西風が吹送している時の東北地方の気圧分布を、日平均海面気圧（気象庁、1977～1981）に基づいて調べた。

1) 偏東風の時の東北地方の気圧分布

狩川の偏東風の風速と、東北地方を中心とした17地点の日平均海面気圧⁴⁾との相関を求め、相関係数の分布図を作製した（第5図）。等値線はほぼ南北に走り、山頂高度以下の上層風が南風であることと良い関係を示している。また相関は全域で負相関で、日本海側で高くなっている。清川ダシ発生時の気圧配置型は、竹花（1950）の分類によれば、オホーツク海高気圧による北高南低型、東高西低型、低気圧樋谷型⁵⁾である。同様の結果は中里（1983）によっても示されており、日平均風速6～7 m/s以上の強い偏東風の60%以上が気圧の谷型気圧配置のもとに発生していることを明らかにしている。さらに八木（1950）はダシ風をA型とB型に分類し、特に強いダシ風であるB型は日本海低気圧によって発生するとしている。以上

第4図 狩川の風が偏東風 (a) と偏西風 (b) の場合の仙台における

上層風速・風向出現頻度分布と上層風平均風速。

横軸は階級を示すが、平均風速に対しては風速を示し、平均風速は横軸上にプロットしてある。狩川の風速が 3 m/s 未満 (1), 3 m/s~7 m/s (2), 7 m/s 以上 (3) の時の仙台の上層風向・風速出現頻度。狩川の風速が 3 m/s 未満 (4), 3 m/s~7 m/s (5), 7 m/s 以上 (6) の時の仙台の上層風平均風速。

Fig. 4 Occurrence frequency distribution of wind speed and direction and mean wind speed on the various levels at Sendai in the cases of the easterlies (a) and westerlies (b) at Karikawa.

The mean wind speed is plotted on the abscissa. The occurrence frequency of wind speed and direction aloft at Sendai in the cases of the surface wind speed below 3 m/s (1), and 3 m/s~7 m/s (2) and above or equal 7 m/s (3) at Karikawa. The vertical distributions of mean wind speed at Sendai in the cases of the surface wind speed below 3 m/s (4), and 3 m/s~7 m/s (5) and above or equal 7 m/s (6) at Karikawa.

第2表 狩川の風速と仙台の上層風速の相関係数

Table 2 Correlation coefficients between the wind speed at Karikawa and on the various levels at Sendai.

Pressure level	EASTERLIES			WESTERLIES		
	R	t-value	Number of days	R	t-value	Number of days
600 mb	-0.14***	4.571	1031	0.51***	14.860	707
700 mb	-0.09**	2.852	1032	0.62***	19.314	719
800 mb	0.00		1028	0.59***	18.270	735
850 mb	0.13***	4.121	1030	0.55***	16.678	748
900 mb	0.24***	7.983	1033	0.56***	17.269	756

Significant level: *** $\geq 99.9\%$, ** $\geq 99.0\%$

第5図 狩川の偏東風の風速と東北地方の海面気圧との同時相関図

Fig. 5 Simultaneous correlation between the sea level pressure and the wind speed of easterlies at Karikawa.

のことは、強い清川ダシの場合東北地方はトラフ前面に位置することを示しており、風速と気圧の相関が負で、特に日本海側で相関が大きいこと、前述した風向の垂直分布が暖気移流型であることと整合的な関係を示している。

狩川の偏東風を発達させる、東北地方スケールの一定の気圧分布傾向があることが明らかになった。より詳細に気圧分布を見るため、狩川の偏東風が3 m/s 未満の場合(492例)と、3 m/s 以上の場合(551例)の平均海面気圧分布を第6図(a), (b)に示した。

偏東風が3 m/s 未満の時には、内陸部に高気圧が見られ、同時相関図とも、後で示す風速が3 m/s 以上の場合とも異なっている。すでに述べたように、風速が3 m/s 以下の時の600mb以下の風向のモードは、全層で西風である。このことから弱い偏東風は、ごく地上近くの現象で、強い偏東風とは異なる原因によるものであると思われる。

偏東風が3 m/s 以上の時の気圧分布については、上層風の時と同様に狩川の風速が3 m/s ~ 7 m/s と7 m/s 以上のそれぞれについて調べた。しかし、7 m/s 以上の場合に日本海側の気圧傾度が強まるだけで、気圧分布パターンは同じなので、ここでは狩川の風速が3 m/s 以上の全ての場合を平均した気圧分布図を

示した。気圧分布は同時相関図にも示されているように、太平洋側に高压部、日本海側に低压部があって、等圧線は南北に走っている。

気流に対する山岳の影響については、ATKINSON (1981) や BARRY (1981) が解説しているように、

第6図 狩川の偏東風の風速が3 m/s 未満の時(a)と3 m/s 以上の時(b)の平均海面気圧分布(+1000.0mb)

Fig. 6 The mean sea level pressure (+1000.0mb) in the cases of the velocity of the easterlies below 3 m/s (a) and above or equal 3 m/s (b) at Karikawa. Contour interval: 0.5mb

風上側で高気圧が強められ、風下側で低気圧が強められる。SMITH (1982) はニュージーランド、アイスランド、台湾等の山岳が気圧分布に与える影響の例を示し、これ等の高低気圧が理論的に得られる流線や気圧分布と定性的によく合うことを示している。

ここに示した気圧分布 (第6 (b) 図) は、このような山岳の影響を示している。日本列島の影響で総観スケールの気圧分布が変形し東北地方で等圧線がほぼ南北に走るようになる。このような気圧配置は、仙台の上層観測にみられた南風や竹花 (1950) が明らかにしたダシ風上層の南風が、日本列島の影響で東北地方に発達することを示しているものと思われる。

2) 偏西風の時の東北地方の気圧分布

偏東風の場合と同様、狩川の風が偏西風の時の風速と東北地方17地点の日平均海面気圧との相関係数を求め、分布図 (第7図) を作製した。太平洋側に相対的に高い負相関があり、等値線が北北西-南南東に走っている。このことは、狩川で偏西風が吹送している時の上層風向が、西と北西に集中していることと良い関係にある。冬型気圧配置が強まると、日本各地で風が強くなることは良く知られている。狩川の偏西風が強い場合には相関係数が示すように、日本海側の気圧が上がるのではなく太平洋側の気圧が下がって東北地方の気圧傾度が大きくなる。

気圧分布をさらに詳細に見るため、狩川の偏西風が 3 m/s 未満の267例と、3 m/s 以上の504例の平均気圧分布を第8図に示した。偏東風の時と異なり、弱風時も同時相関図に示される分布パターンとほぼ同じ

第7図 狩川の偏西風の風速と東北地方の海面気圧との同時相関図

Fig. 7 Simultaneous correlation between the sea level pressure and the wind speed of the westerlies at Karikawa.

第8図 狩川の偏西風の風速が 3 m/s 未満の時 (a) と 3 m/s 以上 (b) の時の平均海面気圧 (+1000.0mb) 分布

Fig. 8 The mean sea level pressure (+1000.0mb) in the cases of the velocity of the westerlies below 3m/s (a) and above or equal 3m/s (b) at Karikawa. Contour interval: 0.5mb

で、狩川の偏西風速が強い時に気圧傾向が強くなることが示されている。これ等の気圧分布も、先に述べた山岳の影響を良く示しており、風上側になる日本海側地域での高圧部と風下側になる太平洋側地域の低圧部が明瞭である。特に狩川の風が強い場合に太平洋側の低圧部の発達が顕著で、脊梁山脈の風下側の気圧傾度が大きくなっている。

以上のように、狩川で強い風が吹く場合には、東北地方の気圧分布は日本列島の地形の影響を強く受けていることが示された。狩川で強い偏東風が吹く時の気圧配置は、北高型や東高西低型の場合が多く、特に日本海を低気圧が通過する時に強くなる（竹花 1950, 中里 1983）。このような気圧配置の時、東北地方の日本海側に低圧部、太平洋側に高圧部が発達して気圧傾度が大きくなる。等圧線は南北に走り、東北地方下層に南風が卓越することを示している。MASS and ALBRIGHT (1985) によると、ワシントン州カスケード山脈西麓に強い東風が吹くときに、南北に走る山脈に沿って上述のような気圧配置が出現することを局地天気図によって示している。

狩川で強い東風が吹いている時に見られる南風は、仙台の上層風観測によると700mb~800mb 以下の下層に発達する。狩川の風速はこの南風と有意な正相関を持っているが、南風の風速は強い偏西風吹送時に比べて弱く、狩川で7 m/s 以上の偏東風が吹いている時にも南風の全層においてモードは5~10m/s にある。このように南風は風向、風速が高さによって変わらない様な流れと考えて良いと思われる。偏西風の時には地形の影響を受けるが、風向は一般風に近く、北西~西である。

第3表 狩川の風速と気圧傾度の間の相関係数と回帰係数

Table 3 The correlation coefficients and regression coefficients between the wind speed at Karikawa and the pressure gradients.

Y		Wind speed at Karikawa					
X		Pressure gradient					
		Shinjo-Sakata		Japan Sea side		NE Japan	
EASTERLIES	Correlation coefficient (t-value)	0.72 (28.99)		0.81 (35.81)		0.79 (34.12)	
	Regression coefficient of (1) Y on X	a	b	a	b	a	b
	(2) X on Y	0.919	2.090	1.466	2.061	1.641	2.732
	(3) Mean of (1) & (2) (f-value)	1.794	0.593	2.264	1.188	2.663	2.151
		1.357	1.342	1.865	1.625	2.152	2.442
		(1093.82)		(1906.99)		(1670.02)	
Number of days		1043		1041		1043	
WESTERLIES	Correlation coefficient (t-value)	0.33 (9.52)		0.48 (14.38)		0.58 (18.21)	
	Regression coefficient of (1) Y on X	a	b	a	b	a	b
	(2) X on Y	0.786	3.902	1.396	3.265	1.552	2.530
	(3) Mean of (1) & (2) (f-value)	7.200	-0.416	6.125	-0.324	4.673	-1.085
		3.993	1.743	3.761	1.471	3.113	0.723
		(94.28)		(226.50)		(382.74)	
Number of days		771		769		771

第9図 狩川の偏東風の風速と気圧傾度の関係

(a) 東北地方平均気圧傾度, (b) 日本海側地域平均気圧傾度, (c) 新庄—酒田間の気圧傾度

Fig. 9 (a) The relationships between the velocity of the easterlies at Karikawa and the mean pressure gradients in the Tohoku district. (b) As in (a) except for that in Japan Sea side region of the Tohoku district. (c) As in (a) except for that between Shinjo and Sakata.

V. 気圧傾度からみた地形の影響について

1) 地形効果の評価について

定常状態を仮定した大気境界層の運動方程式によると、気圧傾度と風速の関係を求めれば摩擦力による項が求まる。摩擦力の大小によって地表あるいは地形の効果を評価できると思われる。

東北地方の気圧分布には強く地形の影響が表われていることが明らかとなったので、これと狩川の風と

の関係を求めることによって地形の影響を評価してみたい。気圧傾度については、東北地方の平均気圧傾度⁶⁾、日本海側地域の平均気圧傾度⁷⁾および新庄—酒田間の気圧傾度を100kmあたりの気圧差(mb)で表わした。これ等の気圧傾度と狩川の偏東風の風速との関係を、第9図に示した。いずれも、両者の比例的關係が明瞭である。偏西風の時には、偏東風の場合に比較してばらつきが大きい、相関係数はいずれも危険率0.1%以下で有意な関係が認められる。狩川の風速と各気圧傾度の間に高い相関が認められるので、これ等の間の関係を示すため回帰係数を求めた(第3表)。回帰係数については、風速の気圧傾度への回帰、気圧傾度の風速への回帰および両者の平均⁸⁾を示した。

ここに示した相関係数は、狩川の偏東風、偏西風の強さが、どの空間スケールの気圧傾度と関連が強いことを示している。偏東風は東北地方の平均気圧傾度よりも日本海側地域の気圧傾度との相関の方が強く(危険率約20%)、偏西風は東北地方の平均気圧傾度との相関の方が強い(危険率1%以下)。また新庄—酒田間の気圧傾度との相関は、偏東風の方が明らかに大きい(危険率0.1%以下)。このように、偏東風は日本海側地域又はそれより小さな空間スケールの気圧傾度との関係が強く、偏西風は東北地方又はそれ以上のスケールの気圧傾度との関係が強くなっている。

地形の影響を摩擦力の大きさと考えると、風速と気圧傾度の関係を求めることによって、これを評価す

第10図 狩川の風速と各種気圧傾度の回帰直線
(1) 東北地方平均気圧傾度, (2) 日本海側地域平均気圧傾度, (3) 新庄—酒田間の気圧傾度
(G) は狩川における地衡風を表す。実線は偏東風、破線は偏西風の場合で、第3表に示した平均の回帰係数によった。

Fig. 10 The regression lines between the wind speed at Karikawa and the mean pressure gradients in the Tohoku district (1), in Japan Sea side region of the Tohoku district (2) and between Shinjo and Sakata (3).

(G) Shows the geostrophic wind at Karikawa. The regression lines are based on the mean coefficients shown in Table 3. Solid lines show for the easterlies and dashed lines for the westerlies.

ることができる。狩川の風速と各種気圧傾度の回帰直線を、第3表に示した平均回帰係数を用いて第10図に示した。回帰直線が示す関係は、摩擦力を含んだものであるが、これが直線で表現できることは運動方程式として GULDBERG-MOHN の式⁹⁾が適用できることを示している。このことから、第10図の回帰直線の傾きの大小は、摩擦力の大小を表わしており、摩擦力が大きい程傾きは小さくなる。また図中には、狩川の緯度(38°48'N)における地衡風を示す直線も記入した。地衡風は定常状態で摩擦が働かない場合の風速であるから、この直線と回帰直線の傾きの差は摩擦の効果になる。

偏東風の場合、新庄—酒田の回帰直線の傾きが最も小さく、最も大きな摩擦の効果を示しており、東北地方平均回帰直線は最も小さな摩擦の効果を示している。一方偏西風の場合は逆に東北地方平均回帰直線が最も大きな摩擦効果を示している。

第10図によると任意の狩川の偏東風速に対する気圧傾度は新庄—酒田間で最大になる。REED (1980) はワシントン州の Hood Canal Bridge が強風によって崩壊した時の気象状態を解析し、強風の原因の1つとしてオリンパス山の風下に現われた地形性低気圧を指摘した。SMITH (1981) はこの低気圧が線型静力学モデルから得られる結果とよく一致することを示している。第11図に山の高度 1750m, 風速 50m/s で高度に伴う変化が無い様な流れ等の条件のもとに得られた地上気圧分布を示した。OVERLAND and WALTER (1981), WALTER and OVERLAND (1982) は、このような風下低気圧の発達による気圧傾度の増大が、地上風速と密接な関係があることを示している。庄内平野では風下低気圧の存在を直接示すことができるような気圧の観測点が無い。しかし偏東風吹送時の新庄—酒田間の気圧傾度の増大は、東北地方の下層に南風が発達する時に、月山・朝日山系の風下である庄内平野に地形性低気圧が形成されることを示していると思われる。

2) 1981年5月10—12日の清川ダシについて

庄内平野およびその周辺の気圧分布を示す資料は無いので、強い偏東風が吹送した1981年5月10—12日の新庄—酒田間の気圧差、狩川と酒田の風向・風速の変化を示した(第12図)。11日の狩川の日最多風向は ESE。日平均風速11.4m/s であった。またこの日の気圧分布型は日本海低気圧型であった。低気圧の移動は次の通りである。10日21時朝鮮半島西岸にあった低気圧が東進し、11日9時には隠岐島の東にあった低気圧と合わさり998mb の低気圧になった。その後その低気圧は発達しながら日本海中部を北東進し12日9時には日本の太平洋岸に達している。また、この間オホーツク海と太平洋上 (30°N, 150°E) に高気圧があって、日本付近は東高西低の気圧分布であった。

狩川の偏東風は10日23—24時に急に強くなって6m/s になり、その後風速を増して最大風速15m/s を観測し、12日8時頃まで続いている。この間、毎時風速で見ると10m/s 以上の偏東風が21時間継続している。酒田の風速も強くなるが常に狩川より弱く、差は2~8m/s である。

新庄—酒田の気圧差は現地気圧によっており、5月の月平均気圧の平年値は新庄で1000.9mb, 酒田で1011.8mb で、平均気圧差は10.9mb¹⁰⁾ である。このため、気圧差が10.9mb より小さい時、相対的に酒田の気圧が低下し気圧傾度が大きくなることを意味している。気圧差の10.9mb からの偏差は、偏東風吹送中大きく、最大5.2mb に達する。これが新庄—酒田間の気圧差とすると、気圧傾度は12mb/100km となり地衝風は100m/s を越すことになる。このような大きな気圧傾度は単に日本海低気圧に伴ったものとは考えられず、第5図、第6図も考慮すると前述したような地形性低気圧を想定せざるを得ない。

VI. ま と め

山形県、庄内平野の最上川沿いの地域には、SE, ESE を中心とする偏東風と、NW, WNW を中心とする強い偏西風が発達する。強い偏東風は“清川ダシ”と呼ばれる局地強風であって、その空間スケールは庄内平野より小さい。一方強い偏西風の主なものは、冬の季節風で、その空間スケールははるかに大きい。この研究では、これ等2つの風について中気候学的な観点から考察し、さらにそれ等にかかわる地形の影響を明らかにすることを目的とした。

1. 狩川の偏東風は、東北地方の山頂高度付近 (800mb) よりも低層にシャアの小さな南風が吹送する

第11図 SMITH (1981) が示した山地による気圧分布の変形
円は340m 等高線を示す

Fig. 11 The influence of a mountain on surface pressure field shown by SMITH (1981).

The large circle represents the 340m topographic contour.

第12図 1981年5月10日—12日の新庄(海拔95.4m)—酒田(海拔3.8m)間の現地気圧差と狩川・酒田の風向・風速の変化
一点鎖線は新庄—酒田間の、5月月平均現地気圧差の平均値(10.9 mb)を示す

Fig. 12 Variation of the station pressure differences between Shinjo (95.4m a. s. l.) and Sakata (3.8m a. s. l.) and the wind speed and direction at Karikawa and Sakata during 10-12 May 1981. Chain line indicates difference of the normal station pressure (10.9mb) between Shinjo and Sakata.

時に強くなる。この南風は日本列島の地形の影響により太平洋側に高压部、日本海側に低压部が発達し等圧線が南北に走るようになって吹くものである。上層風速との関係は、東北地方の山頂高度を境に異なり、上層風速が弱い程下層の風が強く、狩川の風も強くなる傾向が認められる。

2. 狩川の偏西風の場合にも、日本列島の地形の影響が認められ、日本海側に高压部、太平洋側に低压部が発達し、等圧線はNW-SEに走る。この方向は、一般風の風向とほぼ一致するので、偏西風吹送時の上層風向は全層でNW, Wになる。狩川の風速は、上層風速と強い相関をもち、一般風の風速によって決まっている。

3. 狩川の偏東風は、東北地方よりも小さな空間スケールの気圧傾度との相関が強く、かつ同程度のスケールの強い地形効果を受けている。この地形効果は偏東風吹送時に新庄—酒田間の気圧傾度が最も大きくなることから、庄内平野に月山、朝日山系の風下低気圧が形成されることと推定された。一方偏西風の風速の変動は、東北地方又はそれ以上の空間スケールの気圧傾度と強く結びついており、また同程度のスケールの地形効果を受けている。

以上のように、狩川の偏東風と偏西風について、中気候学的にみた特徴と、それにかかわる地形の影響の、若干の点を明らかにすることができた。しかし、この研究では日最多風向や日平均値によっている。より短時間の資料を用い、発生条件等をそろえた研究が必要であろう。また気圧や上層風観測を含む現地での気象観測が必要である。

本研究を進めるにあたり、前山形地方気象台長竹内衛夫氏から貴重な御意見をいただいた。また東京都

立大学工学部宇井正和氏からは後流に関する実験結果や理論について御教示を得た。ここに深く感謝申し上げる。

資料の収集と整理に昭和 58・59・60 年度山形大学特定研究経費「東北地方における盆地の自然環境論的研究」(代表：山辺敬之)を使用した。

注

- 1) 1984 年 11 月 14 日開催の日本気象学会東北支部講演会で、山形地方気象台長、竹内衛夫博士は「山形県庄内平野中部の局地強風について」という発表を行なっている(天気, vol. 32, No. 1, p 36, 1985)。
- 2) 設楽(1969)によると、中気候にはマクロな気候が地形等によって変形したものと、マクロな気候条件のもとに局地的にまとまり、ある地域に発現をくり返すものがある。本論では、中気候を前者の意味で用いている。
- 3) 1 日 24 回の観測の中で最も多い風向。複数の同一頻度の風向がある場合には、その両側の風向頻度を加えて多い方とする。それでも同一頻度になる場合には、風速の大きい方を最多風向とする。
- 4) 大船渡、新庄、若松、深浦、青森、八戸、秋田、盛岡、宮古、酒田、山形、仙台、石巻、福島、白河、小名浜、新潟の 17 地点。
- 5) 吉野・福岡(1967)による気圧配置型の「気圧の谷型—低気圧が日本海から北東に進む(Ⅱb 型)」に相当する。
- 6) 深浦—八戸、秋田—宮古、酒田—仙台、新潟—小名浜の 4 組の気圧傾度の平均を東北地方の平均気圧傾度とした。
- 7) 深浦—青森、秋田—盛岡、酒田—新庄、新潟—若松の 4 組の気圧傾度の平均を日本海側地域の平均気圧傾度とした。
- 8) 本論では気圧傾度と風速の関係がどのように調節されて成立っているのか検討していないので、①風速の気圧傾度への回帰直線と②気圧傾度の風速への回帰直線を求め、以下のように平均回帰係数を求めた。

$$y = ax + b \text{ --- ①}$$

$$x = a'y + b' \text{ --- ②}$$

$$\text{②より } y = \frac{1}{a'}x - \frac{b'}{a'} \text{ --- ②'}$$

①②'より平均回帰係数は

$$\bar{a} = (a + \frac{1}{a'})/2 \quad \bar{b} = (b - \frac{b'}{a'})/2$$

- 9) 岡田(1944)によると、GULDBERG-MOHN は摩擦力(R)は風速(V)に比例すると仮定し

$$R = \beta V \quad \beta: \text{定数}$$

とした。R の方向は風向の反対方向とすると風速は、

$$v = \frac{1}{\sigma} \cdot \frac{G}{\sqrt{(2\omega \sin \varphi)^2 + \beta^2}}$$

G: 気圧傾度 σ : 密度

上式から風速と気圧傾度の関係は直線で示すことができ、かつその傾きは摩擦の大きさによって決まることが示される。

本論で用いている気圧傾度は G とは異なるが、前述してあるように等圧線がほぼ南北に走るので統計的な議論には問題が無いと思われる。

- 10) 5 月の月平均海面気圧の平年値は新庄、酒田とも 1012.3mb で気圧差は 0 mb である。

資 料

気象庁(1977~81): 気象庁月報

気象協会(1977~81): 山形県気象月報, 日本気象協会山形支部

Japan Meteorological Agency(1977~81): Aerological Data of Japan.

文 献

- AOYAMA, T. (1984) : Synoptic climatological study of precipitation distribution in the Kanto district, central Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, No. 19, 99-112.
- 青山高義 (1985) : 庄内平野の強風に関する二, 三の特徴について. 山形大紀要 (自然科学), **11**, 167-176.
- ATKINSON, B. W. (1981) : *Meso-scale atmospheric circulation*. Academic Press, London, 495p.
- BARRY, R. G. (1981) : *Mountain weather and climate*. Methuen, London, 313p.
- MASS, C. F. and ALBRIGHT, M. D. (1985) : A severe windstorm in the lee of the Cascade Mountains of Washington State. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1261-1281.
- NAKAMURA, K. (1966) : Prevailing southerly winds in winter in the Hokuriku district, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, No. 1, 149-162.
- 中里 育 (1983) : 清川ダシの地理学的研究. 山形大学教育学部卒業論文, 48p.
- 岡田武松 (1944) : 理論気象学 (下). 岩波書店, 257p.
- OVERLAND, J. E. and WALTER, B. A. (1981) : Gap winds in the Strait of Juan de Fuca. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2221-2233.
- REED, R. J. (1980) : Destructive winds caused by an orographically induced mesoscale cyclone. *Bull. American Met. Soc.*, **61**, 1346-1355.
- 仙台管区气象台・秋田営林局・山形県 (1950) : 「清川ダシ」風害調査報告. 59p.
- 設楽 寛 (1969) : メソ気候と局地気象. 関口 武編「現代気候学論説」, 東京堂出版, 139-153.
- SMITH, R. B. (1981) : An alternative explanation for the destruction of the Hood Canal Bridge. *Bull. American Met. Soc.*, **62**, 1319-1320.
- (1982) : Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 60-70.
- 竹花峰夫 (1950) : 「清川ダシ」観測結果の解析. 仙台管区气象台, 秋田営林局, 山形県 : 「清川ダシ」風害調査報告, 10-21.
- WALTER, B. A. and OVERLAND, J. E. (1982) : Response of Stratified flow in the lee of the Olympic Mountains. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1458-1473.
- 八木藤太 (1950) : 「清川ダシ」の研究. 仙台管区气象台, 秋田営林局, 山形県 : 「清川ダシ」風害調査報告, 31-34.
- YOSHINO, M. M. (1975) : *Climate in a small area—an introduction to local meteorology*. Univ. Tokyo Press, 549p.
- 吉野正敏・福岡義隆 (1967) : 半旬別の気圧配置ごよみ. 天気, **14**, 10-15.

(1986年4月9日受理)