"清川ダシ"吹走時に観測された強風域および風の鉛直構造の特徴

佐々木 華 織*・菅 野 洋 光*・横 山 克 至**・松 島 大*** 森 山 真 久*・深 堀 協 子*・余 偉 明***

要 旨

山形県庄内地方に発生する清川ダシの集中気象観測を行い,峡谷出口に強風域が局限される事例(Obs-1)と,全 域で強風の事例(Obs-2,3)を観測した.峡谷出口でのパイバル2点観測の結果,東風成分の高度は事例によって 異なり,Obs-2では下層200~400 m に最強風帯が,その上空付近には1m/s以上の強い上昇流が発生していた.峡 谷出口の風速は,峡谷内の気圧傾度によって加速された,地峡風の風速と同様の傾向であったが,Obs-1ではばらつ きが大きかった.付近の高層データから,全ての事例で逆転層が認められた.Obs-1では上流である仙台の逆転層が 清川周辺の山脈と同程度と低く,フルード数は0.11であり,峡谷出口付近で Hydraulic jump が発生していた可能 性がある.一方,Obs-2,3では仙台の逆転層が高く,フルード数は最高0.58で,強風が平野全域に現れやすい状況 であったと考えられる.

1. はじめに

清川ダシは、山形県庄内地方で最上川沿いに吹く局 地的な偏東風である.最上川は北の鳥海山(標高2236 m)と南の月山(標高1984 m)から連なる標高400~800 mの山々に囲まれた峡谷部を通って庄内平野に至り、 平野を北西方向に横切って日本海に注ぐ(第1図).清 川ダシは、特に最上川が最上峡谷から庄内平野に抜け る立川町清川周辺で強く、この地域は昔から清川ダシ の常襲地帯として知られている.最近では、2000年8 月にフェーンを伴った東寄りの強風が発生し(山形県 立農業試験場庄内支場ほか、2001)、一晩にして庄内平 野の広い範囲に白穂被害をもたらした(第1図).白穂 とは、出穂直後の稲が強風によって蒸散過多となり、 根からの吸水が追いつかずに、穂のみが真っ白に枯死 する現象のことをいう.近年は、北日本の冷夏年と暑 夏年が5年周期で発生する傾向となっており

* 東北農業研究センター.

- ** 山形県農林水産部農業技術課.
- *** 東北大学大学院理学研究科.

-2003年9月5日受領--2004年10月18日受理-

© 2004 日本気象学会

(Kanno, 2004), 今後このような大規模な農作物被害 を引き起こす強風が頻発する可能性は否定できない. したがって, その特性解明ならびに発生予測は急務で ある.

ここで清川ダシの定義について述べると、地元では 東寄りの風を一般に「ダシ」と呼ぶ. これまでの報告 においては、風向が東南東から南東で、風速を10 m/s や15 m/s 以上の場合に分けたり(たとえば山岸・加 藤、1996など)、仙台管区気象台ほか(1950)は7 m/s 以上を清川ダシとして解析を行っている. また元来清 川ダシは低温低湿な風との認識が強いが、青山(1988) はその温度特性について、気圧配置によってはフェー ン型にもボラ型にもなることを指摘している. このよ うに、清川ダシの定義は一義的ではない. そこで本報 では、清川周辺における東寄りの強風を、一括して清 川ダシと呼ぶこととする.

清川ダシについては、地域気象観測システム (AMeDAS)の値を用いて統計的解析を行った報告が 多く発表されており(たとえば青山、1985;1986;竹 内、1986;山岸・加藤、1996),種々の気候特性が明ら かとなっている。しかし現地気象観測が行われたのは 仙台管区気象台ほか(1950)のみであり、その全容に



第1図 周辺地形と観測点の配置.●:清川観測 点(R1),廻舘観測点(R2),広野観測点 (R3),□:酒田測候所(Sk),秋田地方 気象台(A),新庄測候所(Sj),仙台管区 気象台(Sd),狩川 AMeDAS(K),鶴岡 AMeDAS(T),山形県農試庄内支場気象 観測所(F).等高線は30 m,100 m,200 mで,以降200 mごと.平野内の網掛け 部分は,2000年の白穂被害発生地域(山 形県立農業試験場庄内支場ほか,2001よ り転記).

ついては依然として不明な点が多い.特に強風域分布 については、仙台管区気象台ほか(1950)による気象 観測結果(のちに吉野,1986,図5.30)が唯一のもの であり、これを根拠にするならば、峡谷出口、および 平野部中央に特徴的な強風域が現れている.しかしな がらこの観測結果は冬季のものであり、典型的な清川 ダシ吹走時期である春~夏季(たとえば山岸・加藤, 1996;青山、1986)の観測で裏付ける必要があろう.

その発生機構については、山岳を越える際のおろし による効果(竹花,1950)や、風下側で低気圧性曲率 となることによる効果(竹内,1986)など、種々のも のが報告されている。清川ダシはその地形条件から、 峡谷を抜ける際の水平収束を考慮する必要があり(山 岸・加藤,1996),地峡風(Gap wind)の要素を十分 に含んでいる (荒川, 2000).

清川ダシに類似した現象は、世界各地において認め られている.各事例はそれぞれ理論的にもモデル的に も、地峡風、おろしの両側面から検証されている.た とえば、イラクのLut valleyにおいては、強風の発生 には峡谷と地形の傾斜による効果が(Liu et al., 2000)、また米国ワシントン州のStampede Gapにお いては峡谷と山岳波による効果が(Colle and Mass, 1998)、それぞれ融合して働いていることが明らかと なっている.これらと比較すると、日本のような小ス ケールの複雑地形下においては、時間スケールおよび 空間スケールが異なるため、地形による効果も異なる ことが予想される.しかしながら、以上のような、実 際の事例に基づいた発生機構の議論は、充分には行わ れていない.

発生機構解明の鍵として、風の鉛直構造は非常に重 要であるが、清川ダシについて上層風観測が行われた のは仙台管区気象台ほか(1950)のみである.これに よれば、パイバル1点観測の結果、清川ダシの高さは 約500~600 m であり、風速が最大となる高度は 200~300 m である.しかし、この結果について櫻庭 (1950)は、パイバル1点観測では気球の上昇速度を一 定と仮定するため、下降気流のある層では水平風速が 過大に評価されることを指摘しており、鉛直成分を含 めた観測が必要である.近年はウインドプロファイラ による観測網も整備され、ライダー観測等も可能と なったが、国内では他の局地風においても、現地気象 観測が行われた例は少ない.

以上のように、清川ダシの発生機構や強風域分布を 検証するための現地気象観測データ,および観測事例 は十分ではない.また強風の発生機構は単一ではなく, 大気の状態によって異なる可能性があることは以前か ら指摘されているが(たとえば竹花,1950),これにつ いても従来の研究においては明瞭に解析されてはいな い.

そこで、本研究では清川ダシの発生状況の把握およ び発生機構の解明を目的として、現地集中気象観測を 行い、主に風速に着目して解析を行ったので、その結 果について報告する。特に、峡谷出口付近において、 パイバル2点観測により、鉛直成分を含めた清川ダシ の鉛直構造を明らかにした。またこの結果を基に、各 事例の発生機構について考察を行った。なお、温度、 湿度を含めた清川ダシのフェーン的、ボラ的特性につ いては続報において報告する予定であり、本報では触

れない.

2. 観測方法

2.1 地上気象観測方法

観測の対象地域を第1図に示す。最上峡谷の出口か ら酒田方面に向かって清川(R1,標高20m),廻舘(R2, 標高10 m),広野(R3,標高5m)の計3地点に気象観 測装置を設置して、2002年4月から9月にかけて観測 を行った。R1は峡谷出口に近く,2000年8月の清川ダ シ発生時に白穂被害が甚大であった地域, R2は同じ時 に峡谷出口から離れて白穂被害が発生し、以前に吉野 (1986)において強風が吹くと示された地域, R3はこれ までに比較的被害が生じなかった地域である。観測点 間の距離は R1-R2, R2-R3とも約7km である。風向, 風速の測定にはプロペラ式風向風速計 (YOUNG. 05103)を用い,各地点の風速計の高さは,R1が4.2m, R2とR3が2.3mである。データ取得間隔は、R1は10 秒、R2とR3は1秒とし、いずれも10分ごとに平均値、 最大瞬間風速および起時をデータロガー (Campbell. CR10X)に記録した.気温,湿度等,他の気象要素に ついても観測を行ったが、ここでは解析を行わなかっ た.

また狩川 AMeDAS(K, 標高17 m, 風速計の高さ6.5 m), 酒田測候所(Sk, 標高3.1 m, 風速計の高さ27.5 m), 新庄測候所(Sj, 標高105 m)および仙台管区気象 台(Sd, 標高38.9 m)の観測値を用いた. 各データの 風速の高度補正は行わなかった. 清川ダシ吹走時の逆 転層高度や上層風等は, 仙台および秋田の高層気象観 測データから求めた.



2.2 上層風観測方法

清川ダシ吹走時には、パイバルによる上層風観測を 行った。R1付近において、主風向に対してほぼ直交す るように、最上川を挟んでセオドライト(経緯儀)を 2 台設置し、中間地点から気象観測用気球(TOTEX, Meteorological Balloon, 20 g)を放球した。



第3図 清川ダシ吹走時の地上天気図, a) Obs-1 (2002年5月30日9時), b) Obs-2 (2002年6月13日9時), c) Obs-3 (2002年9月1日9時).



第4図 各観測事例における気温(T),露点温度 (T_D),風向,風速の鉛直プロファイル.
a) Obs-1 (2002年5月30日9時)b) Obs-2 (2002年6月13日9時)c) Obs-3 (2002年9月1日9時).

パイバル観測においては、2台のセオドライトの設 置距離が長いほど風速の誤差が少なく、測定誤差0.1°、 測定間隔30秒、風速10 m/s、セオドライトの設置距離 が1000 m の場合、風速の誤差は放球から5分後に 14%、10分後に57%と見積もられることが示されてい る(Netterville and Djurfors, 1979)、本研究では、2 台のセオドライトの設置距離を1934 m とした.また、 より詳細な鉛直構造を得るため、測定間隔は10秒とし、 得られた2地点の方位角と仰角から、三角関数を用い て風向、風速等を求め、解析には30秒平均値を用いた. 本観測における風速の誤差は、Netterville and Djurfors (1979) と同様の条件で計算すると、放球から5分後に8%,10分後に30%程度と見積もられる。

気球の上昇速度は、気球の自重、浮力によってほぼ 決定され、多くの観測資料から実験公式が得られてい る.これに基づいて計算した値を計画上昇速度といい (気象庁, 1973)、本研究では、風速に応じて60~200 m/ min(1~3.33 m/s)の間に設定した.一方で、気球の 上昇速度は上空の成層状態によって変動することが知 られている(Rider and Armendariz, 1970).本研究 においては、現地の成層状態は不明であるが、気球の 自重、浮力によって決まる計画上昇速度は一定である とみなし、観測された気球の上昇速度は一定である とみなし、観測された気球の上昇速度と、計画上昇速 度との差を鉛直風速(w成分)とした.したがって、 鉛直風速が正の場合には上昇流、負の場合には下降流 を表す。

ここで、パイバル観測の値と、観測点から18 km 北 西にある酒田のウインドプロファイラの値(気象庁月 報 CD-ROM より引用)との比較を行った.第2 図は最 も強風であった2002年6月13日の結果の一部である. ウインドプロファイラは測定の最低高度が397 m と高 く、また測定間隔も約300 m と粗いため、東風成分は下 層の1~3点でしか観測されていなかった.u、v成分 については、パイバル観測値の方が大きく、峡谷出口 の方が下層の風速が強いことが原因と考えられた.w 成分については、ウインドプロファイラの測定精度は 不明であるが、両者の傾向は一致しなかった.下層は 局地的な現象による影響を強く受けていると考えられ るが、1000 m 以上では u、v 成分、特に v 成分の値が よく一致した.

2.3 気圧配置

竹花 (1950),竹内 (1986)は,清川ダシの発生する 気圧配置を事例に基づいて分類している.それによる と,気圧配置はおおまかに3類種に分類され,A)太平 洋側に高気圧がある場合,B)日本海側に低気圧がある 場合,C)日本の南岸に低気圧があって,気圧の谷が日 本海に伸びている場合であり,いずれも日本海側に低 気圧の吸引源が必要である.この中で発生頻度が高い のはA型であり,特に持続的で強いダシが吹くのは, 梅雨前線が日本列島南側にあり,オホーツク海高気圧 が顕著で,日本海に低気圧がある場合であることが指 摘されている.

この気圧配置の特徴をもとに,2002年は5月から9 月にかけて計5回の集中気象観測を行い,R1観測点の 風向および風速から,5月29~30日(Obs-1),6月

- Sd —

1016

— Si —

13~14日 (Obs-2), 9月1 ~2日(Obs-3)の計3事例に ついて清川ダシであると判断 し、解析を行った。これらの 観測期間における,2002年5 月30日, 6月13日, 9月1日 の9時の天気図を第3図に示 す(気象庁天気図 CD-ROM から引用) これら3事例はい ずれもやませ吹走日であり. 竹内(1986)の分類によれば B型に類似した気圧配置で あった.

3 観測結果

3.1 2002年 5 月29~30日 の観測結果 (Obs-1)

5月30日は、太平洋側に広 く高気圧が張り出して、低気 圧が大陸から南東に進み,等 圧線が北東一南西に走る東高 西低の気圧配置であった(第 3図a).5月30日9時の高層

データをみると(第4図a), 逆転層は仙台で950 hPa と低く, 秋田では1000 hPa とさらに低くなっている。 地表付近では、仙台で1m/sの南の風であるのに対し て,秋田では5m/sと強く,地表付近のみ南東の風で あった

第5図aに仙台,新庄,酒田の海面気圧および仙台 一酒田, 新庄一酒田間の海面気圧差の時間変化を示す。 仙台と酒田の気圧差は1~2hPa 程度と比較的小さ かった、一方、新庄の気圧をみると、酒田に比べて夜 間は高く(気圧差正)、日中は低かった(気圧差負) 総観規模の気圧傾度は比較的小さいものの、新庄一酒 田間における小規模の気圧差の日変化が明瞭であっ た.

第6図に5月29~30日にかけての各観測点における 風速および R1の風向の時間変化を表す。夜間を中心 に、東南東~南東の強風が発生し、特に明け方頃に風 速が強まる傾向であった。5月30日の朝方には、ダシ の吹き出し口に位置するR1では、最大風速が8m/s に達した. 一方,7 km 離れた R2およびさらに7 km 離 れた R3では約4m/s と半分に減じ、両地点の風速は 同程度で, 強風域が R1に局限されていた. 図には示さ



第5図 各観測事例における仙台(Sd),新庄(Si),酒田(Sk)の海面気圧およ び気圧差の時間変化。a) Obs-1(2002年5月29~30日)b) Obs-2(2002 年6月13~14日) c) Obs-3 (2002年9月1~2日).



— Sk ······ ΔP(Sd-Sk) ---- ΔP(Sj-Sk)

R1の風向と各地点の風速の時間変化。 R1:清川, R2:廻舘, R3:広野, K:狩 川AMeDAS, Sk:酒田測候所,

ないが, R1の最大瞬間風速は, 30日7時に11.1 m/s を 記録した。風速の日変化が明瞭で、日中10~18時頃に は西寄りの風向に変化していること、また新庄一酒田 間の気圧差の日変化(第5図a)から,日中は海風の影 響を受けていたものと考えられる。狩川 AMeDAS (K)は、位置的に R1に近いものの、風速は弱かった。 このときのパイバルによる上層風観測の結果を第7



24



 第7図 Obs-1 (2002年5月29~30日)における清川ダシの鉛直構造. 横軸は観測開始(放球)時刻,実線は負の u成分,破線は正の u成分. 太実線は w 成分 0 m/s で,その下層は上昇流. 網掛け部分は w 成分が0.5 m/s 以上の上昇流,縦線部分は w 成分が-1 m/s 以上の下降流.

図に示す.観測を始めた29日14時30分には東寄りの風 はまだ吹いておらず,地表付近は4m/s程度の北西の 風で,上空も西寄りであった.17時47分には,高度 400~600m付近に東風成分(負のu成分)が現れはじ め,18時20分になると地表付近も風向が東南東に変わ り,上空500mまで東風成分が認められた.翌日の30日 5時50分には地表付近は7m/sの東南東の風で,6時 47分には風速が9m/sに達した.下層は一様に東南東 ~南東の風向であり,東風成分の高度は400mで,この 高さが11時過ぎまで持続した.高度200m付近で風速 が最大となり,10m/sを越えた.東風成分の上空はそ れよりも弱い南南西の風であった.以後,この強風帯 を清川ダシジェットと呼ぶ.10時25分以降,地表風速 の弱まりとともに,清川ダシジェットも認められなく なった.



一方,鉛直風速を見ると,東風成分の領域は上昇成 分を持ち,風速の強い30日の早朝に100m付近,および



第9図 Obs-2 (2002年6月13~14日) における清川ダシの鉛直構造. 第7図に同じ. ただし網掛け部分は w 成分が1m/s 以上の上昇流.

東風成分のすぐ上の400 m 付近に,0.5 m/s 以上の上 昇流がみられた(第7図網掛け部分).なお、ダシの吹 走が始まる直前の29日17時頃には、東風成分の上空 800~1000 m 付近に鉛直風速1 m/s 程度の強い下降流 がみられたのが特徴的であった(第7図縦線部分).

3.2 2002年6月13~14日の観測結果 (Obs-2)

6月13日は,梅雨前線が日本の南に停滞し,オホー ツク海高気圧が張り出して日本海上の低気圧が東進す る,清川ダシ発生の典型的な気圧配置であった(第3 図 b).等圧線は日本列島の影響を受けて,いわゆる「Z 字型」になっていた.仙台では,オホーツク海高気圧 の影響で湿った低温のやませが下層に吹き込み,900 hPa付近に逆転層が形成されていた(第4図b).下層 は2m/sの弱い南東の風であった.秋田は仙台よりも 低い940 hPa付近に逆転層が形成され,それ以下では 弱い南東の風であった.



仙台ー酒田間の気圧差は約4hPa,新庄一酒田間の 気圧差は約2hPaで,清川ダシ吹走中はこの気圧差が 保たれていた(第5図b).この気圧差を気圧傾度に直

2004年12月

887



第11図 Obs-3 (2002年9月1~2日) における清川ダシの鉛直構造. 第7図に同じ. ただし網掛け部分はw成分が1m/s以上の上昇流.

すと,約3.4 hPa/100 km と4.5 hPa/100 km であり, 新庄一酒田間で特に気圧傾度が大きくなっていた.

地表風速は R1で最も強く, R2, R3の順に, 峡谷出 口からの距離に従って徐々に滅衰していたが, Obs-1 ほど強風域が R1に局限されていなかった(第8図). 日変化はほとんどみられなかったが, 風速は夜間に, 特に R1で強まる傾向であった.13日の22時に R1で最 大風速が10.2 m/s であるが, このとき R2は7.4 m/s, R3は6.7 m/s であった.最大瞬間風速は, R1で14日の 21時頃に15.8 m/s を記録した.13日19時前後には R2 と R3の風速が R1と同じになっているが, このときを 除くと,強風域分布はほぼ同じ傾向を示した.狩川 AMeDAS は, R2や R3よりもさらに約2 m/s 風速が 弱かった.14日11時から16時にかけては全域で風速が 弱まり,特に酒田では13時から14時にかけて西寄りの 風向に転じていた.このときは海風の影響を受けてい たと考えられる. パイバルによる上層風観測の結果, Obs-1同様, 下層 はほぼ一様に南東の風向であった(第9図).東風成分 は観測を始めた13日11時27分には1200~1400 m と高 いが, 2時間半後の14時58分には800 m まで下がり, そ の後この高度を保った.200~400 m 付近には風速10 m/s以上の清川ダシジェットが認められたが,14日10 時20分にはやや弱まった.下層の風速は Obs-1(第7 図)よりも強いにもかかわらず,東風成分の上空は風 向が南西で, Obs-1よりも風速が弱かった.上層風速が 弱いほど下層の風が強くなる傾向があることは,青山 (1986)も AMeDAS と付近の高層データの解析結果か ら,指摘している.

鉛直風速をみると、東風成分と上昇成分の高度はほ ぼ一致し、特に清川ダシジェットのすぐ上から東風成 分の上端にかけて、1m/s以上の強い上昇流が認めら れた.また13日の18:03には、下層の200m付近にも 強い上昇流が認められた.一方、13日の午後から夕方



第12図 風速比の関係.各点は、各観測事例においてu成分がマイナスであった以下の時間帯における毎時データの風速比を示す.縦軸はR3/R1,横軸はR2/R1である.Obs1(●):5月29日1時~11時,5月29日19時~5月30日10時,16時~24時,Obs2(△):6月13日1時~6月14日24時,Obs3(×):9月1日1時~9月2日11時.

にかけて,東風成分の上端と上空の南西の風の間, 800~1200 m の高さに,風速1 m/s 以下の弱風帯が認 められた。

3.3 2002年9月1~2日の観測結果 (Obs-3)

9月1日は台風から変わった温帯低気圧が朝鮮半島 付近にあった(第3図c).しかし,温帯低気圧の進路 が本州から離れていたため,気圧傾度は大きくなく, 風速もそれほど強くはなかった.高層データをみると (第4図c),仙台では下層の950 hPa および900 hPa, 秋田では900 hPa 付近に逆転層が形成されていた.秋 田は仙台よりも下層が乾燥しており,南南東風の高度 が逆転層よりも高くなっていた.

仙台―酒田間の気圧差は清川ダシの吹走中は3~4 hPa 程度であり,新庄―酒田間の気圧差は約2hPa と Obs-2より小さかった(第5図 c).2日の昼以降は, 各地点間の気圧差がほとんどなくなった.

地表風速分布は,強風域が Obs-1ほど R1に局限され ておらず, Obs-2に類似した傾向を示した(第10図). 9月1日の11時から17時にかけては,観測点間の風速 差が小さくなり,一方,夜間,特に明け方頃に R1で局 地的に強風が吹いており,清川の最大瞬間風速は1日 9時に11.3 m/s に達した.2日の昼以降,気圧差の減





少とともに強風の吹走は終了し,風向も西寄りへと変わった。

上層風観測の結果,下層の風向はほぼ一様に南東で あった(第11図).東風成分の高さは9月1日には1200 mであったが,2日の朝には400m程度と低くなり, その後地表付近の風速が弱まる11時頃には,上空でも 東風成分はみられなくなった.9月1日に200~600m の高度に10m/s以上の清川ダシジェットが断続的に 現れたが,翌日には認められなかった.東風高度と上 昇成分の高度はほぼ一致し,清川ダシジェットの上に 1m/s以上の上昇流が認められた.東風成分の上空は 南~南南西の風向であり,地表付近で風速が弱まる2 日の朝以降は南寄りの風は認められず,西風に変わっ ていた.これは,温帯低気圧が北へ移動して東西の気 圧傾度が弱まり,海風が進入してきたためと考えられ る.この様子は気圧差の変化を見ても明らかである(第 5図 c).

4.考察

4.1 強風の局地性と風速比

強風の局地性について調べるため,第12図に,R2/R1 とR3/R1の風速比の関係を示す。

山岸・加藤(1996)は,狩川AMeDASと鶴岡 AMeDASの風速比を用いて,0.6未満で狩川付近が局 地的に強風,0.6以上で鶴岡を含む広い範囲が強風の場 合に分けられると述べている。

第12図によれば、Obs-1では風速比が小さく、すなわち他の事例よりも R1で局地的に強風であったことが分かる. このとき、R2/R1は0.6以下、R3/R1は0.5以

下であり, R2の方が R3よりもやや大きい値であった. 一方, Obs-2と Obs-3では風速比が大きく, またばらつ きが小さい.特に強風であった Obs-2では, R2/R1, R3/R1ともに, 0.5以上であった.全体的に, R2の風速 は R3よりも1割程度強い傾向であった.

以上より, R2/R1の風速比0.6未満 (R3/R1は0.5) では強風が清川付近に局限された事例 (Obs-1), それ 以上では強風が比較的広範囲であった事例 (Obs-2, 3) であるとみなすものとする.この値は,山岸・加藤 (1996)が用いた狩川と鶴岡の風速比0.6とほぼ同じ値 である.

なお,R2観測点付近は,仙台管区気象台ほか(1950) や吉野(1986)の図によると,狩川よりも強風域とし て示されており,本観測事例においても同様の傾向で あった(第6,8,10図).一方で,R2/R1およびR3/ R1の値が1以上となることは少なく,清川ダシ吹走中 は,R1で最も風速が強いことが確認された。

4.2 風速と気圧差の関係

地峡風の発生および維持には、峡谷前後の気圧傾度 の増加が必要であり(たとえば Lackmann and Overland, 1989),清川ダシに関しても、東西の気圧差が不 可欠であることが知られている(たとえば竹花, 1950). ここで、本観測事例における、東西気圧差と風速との 関係をみることにする.

第13図に,清川ダシ吹走時における新庄一酒田間の 海面気圧差と R1の風速,および以下によって計算した 風速との関係を示す.

X 軸を峡谷に沿って東向きにとり,正の方向に気圧 が増加している(西向きに気圧傾度力が働いている) と仮定すると,峡谷外では気圧傾度力とコリオリ力が 釣り合っているが,峡谷内では,気圧傾度力のみが働 く.摩擦を無視し,風速を U,時間を t,空気密度を ρ, 気圧を P とすると, X 方向の運動方程式は以下に よって表される.

$$\frac{dU}{dt} = -\left(\frac{1}{\rho}\right)\frac{\partial P}{\partial X} \tag{1}$$

(1) 式を時間に関して0からtまで積分すると,

$$\frac{dX(t)}{dt} = U(X(t)) = U(X(0)) - t\left(\frac{1}{\rho}\right)\frac{\partial P}{\partial X}$$
$$= U(0) - t\left(\frac{1}{\rho}\right)\frac{\partial P}{\partial X} \quad (2)$$

第1表 各観測事例における仙台,秋田の逆転層 高度とフルード数.

| | Date, Time | Inversion layer height (m) | | Froude number | |
|-------|-------------|-------------------------------|-------|---------------|-------|
| | | Sendai | Akita | Sendai | Akita |
| Obs-1 | 29 May, 21h | 273 | 82 | 0.12 | 1.34 |
| | 30 May, 09h | 402 | 94 | 0.11 | 3.20 |
| Obs-2 | 13 Jun, 09h | 714 | 609 | 0.58 | 0.51 |
| | 21h | 1443 | 770 | 0.46 | 1.43 |
| | 14 Jun, 09h | 2426 | 1761 | 0.06 | 0.71 |
| | 21h | 1040 | 716 | 0.42 | 1.80 |
| Obs-3 | 1 Sep, 09h | 521 | 605 | 0.42 | 1.31 |
| | 21h | 346 | 582 | 0.23 | 1.57 |
| | 2 Sep, 09h | 844 | 290 | 0.08 | 0.79 |

ここで、U(0)は峡谷入口における風速である。空 気粒子が峡谷出口に達する時間をTとし、(2)式を 時間に関して0からTまで積分すると、

$$X(\mathbf{T}) - X(\mathbf{0}) = -L = U(\mathbf{0}) T$$
$$-\left(\frac{T^2}{2}\right) \left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{\partial P}{\partial X} \quad (3)$$

ここで、Lは峡谷の長さである.(3)式をTについて解き、(2)式に代入すると、峡谷出口(X(T))における風速は以下のように表される.

$$U(X(T)) = -\left[U(0)^{2} + 2L\left(\frac{1}{\rho}\right)\frac{\partial P}{\partial X}\right]^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

これは、峡谷内の気圧傾度力によって加速された風速、すなわち地峡風を表す.計算にあたっては、U(0)は0 (m/s)とし、L は峡谷の長さ(15 km)、 $\partial P/\partial X$ は $\delta P/\delta X$ として新庄一酒田間の海面気圧差と新庄 一酒田間の距離(44 km)を用い、 ρ は1(kg/m³)とした.

第13図をみると,観測された風速は,新庄一酒田間 の気圧差が大きくなるにしたがって強くなる傾向で あった.特にObs-2やObs-3では(4)式による風速 と傾向が一致し,R1における風は気圧傾度によって加 速されたもの,すなわち地峡風であると考えられる.

一方,Obs-1では(4)式の風速に対してばらつきが大 きい点が認められ,この時には気圧傾度以外の影響を 受けていた可能性がある.いずれの事例も(4)式で 求めた風速よりも風速が弱いが,これは摩擦による影 響と考えられる.

青山(1986)は、新庄一酒田間の気圧傾度と狩川 AMeDASの風速との関係を調べており、この結果と 第13図とを比較すると、R1の方が狩川 AMeDAS より も、気圧傾度に対して風速が大きい傾向であった。

図には示さないが, R2, R3の風速と, 新庄一酒田間 の気圧差との関係をみると, 同様の関係が認められた が,いずれも R1よりも風速が弱かった.また特に Obs-1については, 第13図の R1に比べて風速が弱く, ばら つきがさらに大きかった.

鈴木ほか(1988)は、清川ダシ発生時に移動観測に よる簡易気圧計測を行い、庄内平野内に局地低気圧が 形成される可能性があることを示している。峡谷内と 平野部の気圧差、およびより詳細な平野内における局 地低気圧の発生の可能性については、今後観測によっ て、明らかにしていく必要がある。

4.3 逆転層高度とフルード数

局地風の発生には上空の逆転層の存在が重要であ り、これは気塊に対して蓋のような役割を果たしてい る(たとえばArakawa, 1969).清川ダシについても、 対流圏下層の静的安定度が大きく、付近の高層観測で は多くの場合数100 m ないし1,000 m の高さに逆転層 が存在することが報告されている(仙台管区気象台ほ か,1950;Arakawa, 1969;竹内,1986)

Arakawa (1969), Saito (1992) は,浅水流理論に 基づき,山や谷間は同じように流れを変形させること を示している.それによれば,流れの特性は,内部フ ルード数と逆転層の高さで無次元化した山の高さまた は谷幅によって異なる.流れが定常流として存在する ためには山の高さに上限が,谷間の幅に下限があり, 定常状態では山頂でF < 1で流れが亜臨界,F > 1で 超臨界である.山や谷のスケールがこの限界を超えて, F = 1となるとき,流れは非定常となってエネルギー が散逸し,速度が不連続に変化する (Hydraulic jump).この傾向は安定層が低いほど,または谷幅が狭 いほど顕著である.山岸・加藤 (1996) は,清川ダシ について,仙台の対流圏下層のフルード数が大きくな ると気流が山を越えやすく,強風域が拡大すると述べ ている.

現地ではゾンデ観測が行われなかったため、上空の 成層状態は不明である.しかしながら、最近傍の風上 である仙台と、風下である秋田の高層気象観測データ を用いて、清川ダシ吹走時の現地における気流の特徴 を考察してみたい.

仙台と秋田の高層気象観測データから、清川ダシ吹

走時の逆転層下のフルード数(F)を次式により計算 し,逆転層高度とともに第1表に示す。

$$F = U \left[g \, \frac{\delta\theta}{\theta} \, H \right]^{-\frac{1}{2}} \tag{5}$$

ここで, θ は下層大気の温位, δθ は逆転層上下の温 位差, g は重力加速度, H は逆転層下の気層の厚さで ある. U は逆転層下の風速で,最上峡谷に沿った東南 東成分の最大値を用いた.

風上である仙台のフルード数に着目すると、強風域 が清川付近に局限される Obs-1で0.11~0.12とフルー ド数が最も小さくなっている(第1表). これは静的安 定度の効果が大きく、気流は最上峡谷を通りやすく、 強風が狭い地域に出現しやすい状況にあったと考えら れる. 仙台の逆転層高度は低く、特に5月30日9時に は清川周辺の山脈と同程度の高さである. 峡谷付近で はこれよりも逆転層高度が低くなっていたと考えられ るが、この時には峡谷出口付近においてF=1となり やすく、Hydraulic jumpが発生していた可能性があ る.

一方,比較的全域で強風であった Obs-2では,仙台 のフルード数が最高0.58と他の事例より大きく,また 逆転層高度が~2400 mと,周辺の山脈と比べて高い傾 向であった.このため Hydraulic jump は発生してお らず,強風が広い範囲に現れやすい状況であったと考 えられる.Obs-3は Obs-2とほぼ同様の傾向であった.

原(2001)は数値実験によって、安定層の有無によっ て清川ダシの強さが大きく変わることはなく、むしろ 上空の風速プロファイルが清川ダシの強化に影響を及 ぼしており、ある程度の高度でu=0となること、すな わち臨界層が、より清川ダシの風を強くすると述べて いる.このような安定層と臨界層の影響の違いについ ては、今後さらに現地気象観測および数値実験を通し て、明らかにしていく必要がある。

4.4 発生機構に関する考察

本観測事例においては、強風域分布が異なる場合, 峡谷出口付近における強風の鉛直構造も異なることが 明らかとなった.また,R1の風速は,峡谷に沿った気 圧傾度の影響によって加速された風,すなわち地峡風 とほぼ同様の傾向を示した.

青山(1986),竹内(1986)は,発生機構として月山, 朝日山系による風下低気圧の発生を示唆しているが, 一般に,低気圧にともなった収束による上昇流は,わ ずか数 cm/s であり, 観測によって確かめることは困 難である (Whiteman, 2000). 本観測によって得られ た鉛直流は, これよりも2オーダー程度強い上昇流で ある. また, 強風が, これまで報告されてきたおろし によるものであるとすれば, 下層には下降成分が現れ るはずであり, 本観測結果とは矛盾する.

Arakawa (1969) によれば,浅水流理論のくびれを 持つ水路の流れを適用すると,最上峡谷は谷幅が狭く 両斜面が急峻であるため,フルード数が小さくても比 較的 Hydraulic jump を起こしやすい地形であるとい える.本観測事例においては,仙台管区気象台ほか (1950) や吉野 (1986) で報告されているような,平野 中央部における Hydraulic jump とみられる,局地的 強風域は認められなかった.

しかし Obs-1では、峡谷出口付近で Hydraulic jump が生じていたと考えられ、その位置が、上流側か下流 側かによって、R1の風速がばらついたと考えられる。 強風は R1に限定されており、それ以西の R2, R3では 風速が急激に減少している(第6図).特に5月30日の 朝方には、峡谷出口における東風成分は400 m 以下と 低く,強い上昇流が大気下層から存在していることも、 Hydraulic jump の発生を示唆していると考えられる (第7図).

一方, Obs-2や Obs-3では Hydraulic jump は起こっていなかったと考えられる. R2と R3の風速は Obs-1のように急激に減少しておらず, R1の風速は(4)式とほぼ一致し,比較的全域で強風である.

峡谷を抜ける流れの形態については,航空機観測や レーダー観測,模型実験,数値実験等によって,さま ざまな知見が得られている.Lackmann and Overland (1989)は,地峡風を減少させる要因として,地表面摩 擦とともに,境界層上端における上空からのエントレ インメントの影響が最も大きいことを指摘している. Colle and Mass (2000)は,峡谷の入口で加速された

Gone and Mass (2000) は、峡谷の人口で加速された 風は、峡谷出口付近で風速が最大となるが、峡谷を抜 けると直ちに下降して風速が弱まり、このとき Hydraulic jump は生じず、超臨界流から亜臨界流へと 速やかに遷移が行われていることを指摘している。 Overland (1984) は、峡谷出口付近において流れが一 般流へと遷移する速さは、峡谷の幅によって決まり、 その幅によっては、峡谷出口付近ではジェットの水平 方向の広がりではなく、むしろ速やかな一般流への遷 移がみられることを、数値実験により明らかにしてい る。 以上は,いずれも清川より地形スケールの大きい, 数100 km~1000 km の峡谷における Hydraulic jump が生じない流れの遷移の例である.地表面摩擦の小さ い海峡の結果も含まれているが,今後,強風域分布を 決める要因として,これらについても考慮する必要が あると考えられる.

5. まとめ

清川ダシについて,詳細な現地集中気象観測を行い, 典型的な3事例について解析を行った.その結果は以 下のようにまとめられる.

 (1)強風が清川付近に局限される場合(Obs-1, R2/ R1の風速比0.6未満)と、比較的平野全域で強風の場合
 (Obs-2, Obs-3, R2/R1の風速比0.6以上)がある。平
 野中央に独立して形成される局地的強風域は認められなかった。

(2)峡谷出口付近における清川ダシの鉛直構造をみ ると、下層は一様に風向が東南東〜南東であるが、東 風成分の高度は異なる.Obs-1では東風成分は約400 m の高さであり、200 m 付近に最強風帯(清川ダシジェッ ト)が現れる.地表風速の強い30日の早朝に100 m 付 近、および東風成分のすぐ上の400 m 付近に、0.5 m/ s以上の強い上昇流がみられる.一方、Obs-2では東風 成分は約800 m の高さを維持し、200~400 m に清川ダ シジェットが現れる.地表付近で南東風が強いとき、 東風成分の上空では、弱い南寄りの風である.東風成 分の領域は上昇気流となっており、特に清川ダシ ジェットのすぐ上には、1 m/s以上の強い上昇流が現 れる.Obs-3は Obs-2とほぼ同様の傾向である.

(3)峡谷出口に最も近い R1の風速は,新庄一酒田 間の気圧差を用いて(4)式によって求めた地峡風の 風速と傾向が一致する.しかし,Obs-1においては, (4)式から外れる点が多数みられ,この場合には気圧 傾度以外の効果が加わっていたと考えられる.

(4) 仙台のフルード数を用いて,現地周辺における 気流の特徴の推定を試みた.清川に強風域が局限され た事例 (Obs-1) では,仙台の逆転層高度が周辺の山脈 と同程度もしくはそれ以下と低く,フルード数も小さ い.この場合,Hydraulic jump が発生している可能性 が高く,このため強風域は峡谷出口付近に局限され, その風下では風速が急激に減衰していたと考えられ る.一方,全域が強風の事例 (Obs-2および Obs-3) に おいては,逆転層高度が周辺の山脈に比べて高く,風 上の仙台でフルード数が0.58と比較的大きいため,

Hydraulic jump は発生しておらず, 強風が平野全域に 現れやすかったと考えられる.

本報は3事例の解析にすぎず,全ての要因を完全に 満たす議論はできない.しかしながら,観測結果から, 気象条件によって,強風の発生機構が異なる可能性が 示唆された.今後さらに事例を増やし,峡谷内から峡 谷出口にかけての強風の立体構造を明らかにし,数値 実験とあわせて,発生機構を解明していく必要がある.

6. 謝辞

東北大学大学院理学研究科の岩崎俊樹教授,肥塚清 光氏(現(株)北陸セキスイハイム)には観測にご協 力いただき,有意義なご意見をいただいた.また,福 島大学教育学部の渡邊 明教授にはデータの解析,本 報の執筆にあたって,適切なご意見をいただいた.ま た編集委員,査読各氏には,懇切丁寧なご指導,アド バイスをいただいた.なお,本観測は,東北農業研究 センター企画調整部業務第1科の吉田昭男氏,佐藤卓 見氏の献身的な協力なしには成し得なかった.この場 をお借りして厚く御礼申し上げます.

参考文献

- 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,山形大学紀要,11(2),167-176.
- 青山高義,1986: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,地学雑誌,95,397-412.
- 青山高義,1988:清川ダシの気温と湿度について,山形 大学紀要,12(1),105-114.
- Arakawa, S., 1969: Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido, Japan Geophys. Mag., **34**, 359-425.
- 荒川正一, 2000:局地風のいろいろ,成山堂書店, 149pp.
- Colle, B. A. and C. F. Mass, 1998 : Windstorms along the western side of the Washington Cascade Mountains. Part II : Characteristics of past events and three-dimensional idealized simulations, Mon. Wea. Rev., 126, 53-71.
- Colle, B. A. and C. F. Mass, 2000 : High-resolution observations and numerical simulations of easterly gap flow through the Strait of Juan de Fuca on 9– 10 December 1995, Mon. Wea. Rev., **128**, 2398–2422.
- 原 朋憲,2001:数値実験を用いた清川ダシの発生機構 に関する研究,東北大学修士論文,98pp.

Kanno, H., 2004: Five-year cycle of north-south pressure difference as an index of summer weather in Northern Japan from 1982 onwards, J. Meteor. Soc. Japan, 82, 711-724.

気象庁, 1973:高層気象観測指針, 324pp.

- Lackmann, G. M. and J. E. Overland, 1989 : Atmospheric structure and momentum balance during a gap-wind event in Shelikof Strait, Alaska, Mon. Wea. Rev., **117**, 1817-1833.
- Liu, M., D. L. Westphal, T. R. Holt and Q. Xu, 2000 : Numerical simulation of a low-level jet over complex terrain in Southern Iran, Mon. Wea. Rev., **128**, 1309–1327.
- Netterville, D. D. J. and S. G. Djurfors, 1979 : Controlling inherent uncertainties in double theodolite measurements, J. Appl. Meteor., 18, 1371–1375.
- Overland, J. E., 1984 : Scale analysis of marine winds in straits and along mountainous coasts, Mon. Wea. Rev., **112**, 2530–2534.
- Rider, L. J. and M. Armendariz, 1970 : Vertical wind component estimates up to 1.2 km above ground, J. Appl. Meteor., 9, 64–71.
- Saito, K., 1992 : Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width, J. Meteor. Soc. Japan, **70**, 775-782.
- 櫻庭信一,1950:「清川ダシ」に対する私見二,三,「清 川ダシ」風害調査報告,35-39.
- 仙台管区気象台,秋田営林局,山形県,1950:「清川ダ シ」風害調査報告,59pp.
- 鈴木啓助,青山高義,前島郁雄,1988: "清川ダシ" 吹 走時に形成される局地低気圧の移動観測,地理評,61 (Ser. A),560-568.
- 竹花峰夫,1950:「清川ダシ」観測結果の解析,「清川ダ シ」風害調査報告,10-21.
- 竹内衛夫,1986:山形県庄内平野中部の局地強風につい て,天気,**33**,219-231.
- 山形県立農業試験場庄内支場,鶴岡田川農業改良普及セ ンター,酒田農業改良普及センター,2001:平成12年 8月12~13日のフェーン(偏東風)に伴う被害解析報 告,15pp.
- 山岸米二郎,加藤廣,1996:山形県北部の局地強風の発 現機構の考察,研究時報,48,3-14.
- 吉野正敏, 1986:新版小気候, 地人書館, 240pp.
- Whiteman, C. D., 2000 : Mountain Meteorology, Oxford Univ. Press, 355pp.

Observational Evidence of the Spatial Distribution of Wind Speed and the Vertical Structure of the Local Easterly Strong Wind "Kiyokawa-dashi" on the Shonai Plain, Yamagata

Kaori SASAKI*, Hiromitsu KANNO*, Katsushi YOKOYAMA**, Dai MATSUSHIMA***, Masahisa MORIYAMA*, Kyoko FUKABORI* and SHA Wei-ming***

* (Corresponding author) National Agricultural Research Center for Tohoku Region, 4, Akahira, Simo-kuriyagawa, Morioka, Iwate, 020-0198, Japan. E-mail: kaoris@affrc.go.jp

** Yamagata Prefectural office.

*** Tohoku University.

(Received 5 September 2003; Accepted 18 October 2004)

Abstract

Intensive observations including double theodolite pilot balloon observations have been carried out for investigating the characteristics of the local strong easterly wind, Kiyokawa-dashi, which blows at the exit of the narrow valley in the Shonai region. Two types of Kiyokawa-dashi have been observed : blowing locally (Obs-1) and widely (Obs-2 and 3). Double theodolite pilot balloon observations have been conducted at the exit of the valley. Vertical cross sections reveal that the height of the easterly wind was different in each case, and the low level jet (Kiyokawa-dashi jet) appeared 200-400 m above the ground. A strong vertical wind speed of more than 1 m/s appeared above the Kiyokawa-dashi jet. A simple gap wind equation based on the pressure difference along the axis of the valley is quite capable of creating the observed magnitudes of wind speed at the exit of the valley, except for Obs-1. A remarkable inversion layer was observed in all the cases by analyzing the aerological observation data obtained at Sendai and Akita. Especially in Obs-1, the inversion layer of Sendai, which lies in the upstream region of the valley, was lowest near the crest around Kiyokawa, and the Froude number was small being approximately 0.11. In this case, hydraulic jump is favored near the exit of the valley. Therefore, the strong wind field would be limited at the exit of the valley. On the other hand, in Obs-2 and 3, the inversion layer of Sendai was higher than the crest, and the Froude number was relatively higher being approximately 0.58. Therefore, the strong wind would blow widely downstream of the valley in these cases. The mechanisms of the strong wind will differ in each synoptic situation.