

盆状地形における気温分布と斜面下降風との対応

佐藤, 典人 / SATO, Norihito / 木村, 成彦 / 亀井, 尊 /
KAMEI, Mikoto / KIMURA, Naruhiko

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

法政地理 / JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY

(巻 / Volume)

25

(開始ページ / Start Page)

13

(終了ページ / End Page)

32

(発行年 / Year)

1997-03-21

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00025887>

盆状地形における気温分布と斜面下降風との対応

佐藤典人・木村成彦・亀井 尊

- I はじめに
- II 調査地域の概要と観測方法
 - 1 調査地域の概要
 - 2 観測方法
- III 結果と考察
 - 1 気温の水平分布
 - 2 気温と風の時間・距離断面
 - 3 斜面における気温と風速の変化
 - 4 気温と風の垂直分布
 - 5 斜面下降風の態様
- IV おわりに

I はじめに

一般に風の弱い晴れた夜間には放射収支が負になるにつれて、放射冷却が促進される。その結果地表面近くの大気がより冷えて接地逆転層（安定層）を形成しやすいことは、周知の事実である。当然のことながら、この地面に接する大気の冷却の度合いは、地被状態、地表面形態、あるいは地形規模などによって左右される。

通常、平坦地での接地気層の冷却は時間の経過とともに進行し、その厚さも徐々に増すだろう。もし地面が傾斜しているならば、低温となって重くなった地表近くの気塊は、やがて摩擦を克服し重力的に低所へ落下すると考えるに難くない。この傾斜地を流れ下る気塊の吹送に対し「冷気流」ないし「斜面下降風」と名付けているが、前者には大気の始動前よりも気温低下が深化するという認識が付随している。この前提に立脚し、この気塊の通過域では一層冷え込むため、霜さえ降りかねない¹⁾、いわゆる「霜道」という説明が旧来から支配的であった（例えば、羽生ほか：1978 など）。しかし、これには根強い反論がある。斜面を下る気塊の温度とその流下域に生育する植物の葉面温度を同時に測定すれば、むしろ前者の方が高温で、それゆえ植物にとっては逆に霜害を軽減する方向に作用するはずであるというのがその根拠である（例えば、三原：1979 など）。この点に関する

論議において未だ統一的な見解を得るには至っていない。

また、斜面下方に盆状地形、あるいは凹地が続いて位置することも現実には多い。このような場所でも静穏晴夜には同様の放射冷却が進展する。しかも、平坦地の冷却と対照すれば、その冷却度合いや接地逆転層の厚さが大きいとさえ報じられている（工藤ほか：1982）。実際、円形の火口をモデル的に見立てた終夜観測によれば、急激にこの安定気層の厚さが増している（熊沢・佐藤：1987 など）。この類の現象には、盆状地形を取り囲む周辺斜面から移動する大気が大きく関与し、夜間の接地気層の冷却に重要な役割を果たしていると森ほか（1983）が指摘している。かような盆状構造をなす地域に低温な大気の蓄積・滞留する姿は、あたかも湖の湖水の貯留に酷似しているため、今日「冷気湖」と呼称されている（M. M. Yoshino：1975 ほか）。この形成要因としては主に2つ挙げられ、今述べた周辺斜面からの大気の移流効果がその一つである。もう一方は地形的に乱流などの渦交換に起因する機械的作用が底部の安定層まで及びにくいことである（近藤ほか：1983）。

したがって、斜面を流下する気塊の発生と冷気湖の形成とは、現実の地形条件さえ兼ね備わるならば、同一天気条件のもとで相互に連動して発現する可能性の極めて高い現象と言える。しかし、目的にかなう適当な地形地域の存在、観測の利便性や手段なども手伝い、上記の相互作用に関して

充分な解明がなされてきたとは言えない。むしろこれまでは双方を個別に扱ってきたきらいがある(例えば、立石：1961, 今岡：1964, 三浦：1971, 中村：1976 ほか)。もっとも最近になって両方の現象を考慮した報告が提示され始めている(例えば、鳥谷：1985, M. Mori & T. Kobayashi：1996 など)。

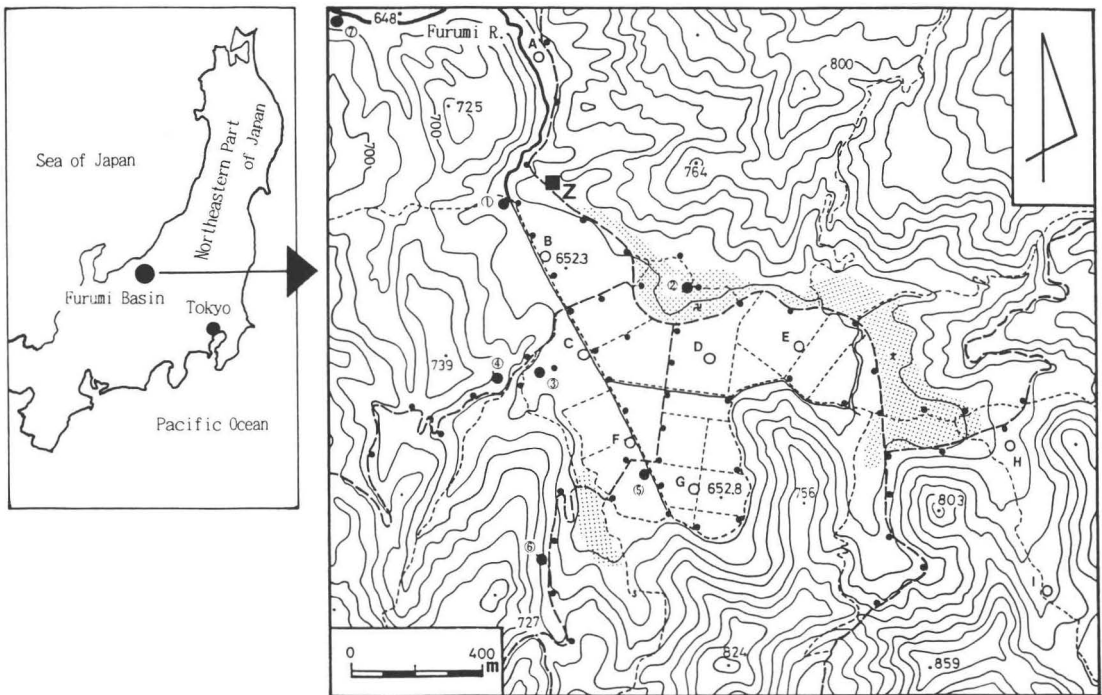
そこで、筆者らは傾斜地とそれに連続する盆状地形を想定し、斜面を流下する気塊とその下手側の凹地の安定層(冷氣層)形成との相互の絡みに照射して、本研究を遂行した。なお、本稿では、斜面を流れ下る気塊が相対的に冷氣か否かも確信していないので、敢えて「斜面下降風」という表現を用いることとした。

II 調査地域の概要と観測方法

1 調査地域の概要

主として盆状地形の規模、ならびに局地気象観測実施上の現場の可能性を重視しつつ本研究の狙いに鑑み、それに適合する地域として筆者らは長野県上水内郡信濃町古海地区を選定した。

この古海地区は、ナウマン象の発掘でつとに知られている野尻湖の北々東、約2~3km 弱の距離にあり、斑尾山(標高1382m)の西北西斜面の裾野に位置している。第1図からも読み取れるように、この小盆地の直径はおおよそ1.0~1.5km ほどで、文字通りかつては湖沼であった²⁾と推定される。その証として、盆地底の最高地点(盆地東縁：657m)と盆地の排水河川である古海川(川幅は



第1図 観測地域の概略と観測地点分布図

①~⑦：自記温度計。 A~I：有人の定点観測点。 ●：車による移動観測点。 Z：気球観測を試みた地点。(図中のドットを施した範囲は集落の立地している区域を示す)

Fig. 1. Location of Furumi Basin in the northern part of Nagano Prefecture, and topographical map of the observation area and location of the observation station.

①~⑦：thermograph point. A~I：observer point. ●：observed point of traverse.

2m 程)の流出口に相当する北西端(652m)との標高差の小ささが指摘できる。しかも盆地南の最奥部(標高 653m)には、未だ葦の生育する低湿地が、狭小ながらも唯一、水田化不能の地として残存し、さらに盆地底の地表下からは、時折、埋没樹木の根が出土する状況にある。このような背景も加わってか、この地区の集落は盆地周辺の緩やかな傾斜地(東部に約 40 戸、北部に同じく 40 戸、南部に 10 戸程度)に立地している³⁾。よってこの小盆地は斑尾山の懷に抱かれる傾斜地にあり(第 12 図参照)、斜面から気塊がこの盆地へ流入すると同時に、盆地からそれが流出する可能性をも念頭に入れる必要がある。ちょうど水文学で河川への流出を検討するために考案された「タンクモデル」のような思考が後々求められるかも知れない。

概ね水平なこの盆地底を縁取る周囲の山地は、斑尾山に連なる東南東の畑地に利用されている緩斜面を除いて、ほとんど急傾斜地で占有され、杉と落葉広葉樹の卓越する樹木に被われている。また周辺山地の稜線と盆地底との比高は、ほぼ 150~200m 程⁴⁾に達し、野尻湖とを隔てる山稜も 800

m 前後の標高を保持している。それにこの古海地区の盆地底と周りの山地斜面との境界は、野尻湖に似ていささか出入りのある形状を呈している(第 1 図参照)。

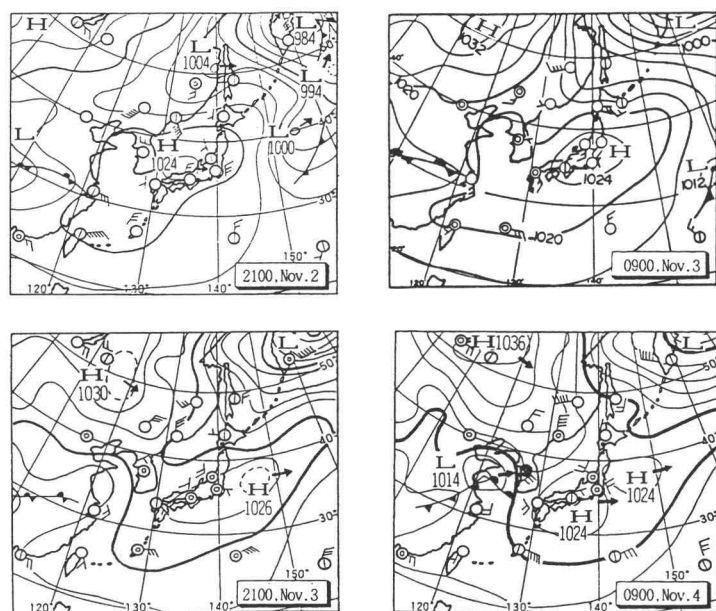
上述の古海川は盆地の北西端からこれを塞ぐ小丘(比高 30m 程)を侵食するように流出し、谷合いを西へ 3~4km ほど流下した後、新潟県妙高高原町で北流する関川に合流(標高 500m)する。この関川が高田平野を貫流して注ぐ日本海から、観測対象地とした古海地区までの直線距離は 40km 近くあり、ここから南方の長野盆地まではさらに同じく 20km ほど離れている。けれども、北の高田平野と南の長野盆地を画する分水嶺は、標高の高い山脈の稜線によって明瞭に境されており、日々の気象条件次第で、対象地域付近への海陸風の吹送は、十分に想定しうる循環系となる。

2 観測方法

筆者らは本研究で設定した目的を解明するための局地気象観測を、1987 年 10 月の予備観測を皮きりに、これまでおもに秋季を中心に計 8 回⁵⁾ほど実施してきた。当然のことながら、常に解析対象とした現象の発現が期待しう

る天気恵まれたわけではない。本稿では概ね晴天静穏の天気となった 1989 年 11 月 3 日~4 日の観測結果を中心に報じ、それを補足する意味で 1987 年、および 1988 年の 10 月の結果をも参考にした⁶⁾。

第 2 図は 1989 年 11 月の観測時の天気図である。2 日の日中はやや冬型に似た気圧配置で風が多少強かったものの、中国大陆から高気圧が東進するにつれて晴夜となり、2 日の夜半過ぎから 3 日早朝にかけては静穏な好条件となった。この晴天は 3 日の日没過ぎまで持続した後、21 時前から雲量が増加して曇天となった。そのため 4 日早朝は高曇りの状



第 2 図 観測期間中の地上天気図(1989 年 11 月 2 日~4 日)

Fig. 2. Weather map at sea-level from November 2 to 4, 1989.

態に転じた。因みに、1987年10月2日～3日の際も非常に似通った天気推移を示し、2日夜半過ぎから朝方にかけて晴天に変わった。これに対し1988年10月11日～12日の際は、逆に日没時に晴れていたけれども、それも夜半前後までに留まった。

よって、静穏晴夜と言える1989年11月2日夜半から3日早朝までと同3日の日没前後から21時過ぎまでが主として本稿で報ずる観測期間である。

つぎに気象観測の内容について述べる。まず11月2日から3日早朝にかけて、第1図の①と⑦の地点に自記温度計（地上1.2mの高度に簡易の百葉箱を設置してその中に保管、太田計器製）を据えて気温の連続観測を実施した。加えて、この両地点において、マイクロアネモ（牧野応用測器製）を用い風を連続的に測定した。さらに地点AとHの2地点において、有人による気温（アスマン通風乾湿計）と風（中浅式風向風速計）の観測を2分ピッチで実施した上で、地点B、E、Gにおいて簡

易気球（トゥテックス製）を用いた気温と風の垂直分布（測器の関係上、高度100m前後まで）の掌握に努めた。

その一方で、盆地内の気温分布を把握するために、車を使用した移動観測を実行した。それは車の左前方（佐橋：1983）で高さ1.5mの位置に放射除けを装着したサーミスタ温度計を取りつけて測定した。測点数は60点余り（第1図参照）で、内20地点において重複測定をしている。なお、1回の移動観測（観測車の速度20～25km/h）に要する時間はおよそ45分程度である。

また、3日の日没以降の観測は、2日早朝の観測内容に加え、第1図の地点②～⑥で自記温度計を用いた測定を、かつ地点A～Iすべてにおいて有人の気温と風の定点観測をそれぞれ行ない、さらに地点A、B、E、Hの4点で気球を使った垂直観測も並行して実施した。ただし、E地点では係留ゾンデ（AIR社製、TS-2A型）を浮揚したので、高度200～300mまでの測定が可能となった（第1表参照）。

第1表 観測地点の位置と観測内容

Table 1. Locations of observation stations and lists of recorded elements.

Station	Altitude (m)	Land-use	Observation lists					
			Morning Nov. 3, 1989			Evening Nov. 3, 1989		
			Temp.	Wind	Ballon	Temp.	Wind	Ballon
①	652	paddy field	○	○	×	○	○	×
②	667	residential land	×	×	×	○	×	×
③	654	paddy field	×	×	×	○	×	×
④	695	woodland	×	×	×	○	×	×
⑤	653	paddy field	×	×	×	○	×	×
⑥	710	woodland	×	×	×	○	×	×
⑦	635	paddy field	○	○	○	○	○	×
A	649	waste land	○	○	×	○	○	○
B	652	paddy field	×	×	○	○	○	○
C	653	paddy field	×	×	×	○	○	×
D	654	paddy field	×	×	×	○	○	×
E	656	paddy field	×	×	○	○	○	○
F	653	paddy field	×	×	×	○	○	×
G	653	paddy field	×	×	○	○	○	×
H	710	field	○	○	×	○	○	○
I	755	field	×	×	×	○	○	×

以上に述べてきた観測地点の配置で、とくに念頭に入れておくべきことは、古海の小盆地を中心にみて、地点HとIは上流側の緩斜面上に、地点Aや⑦は下手側の古海川の谷底にそれぞれ位置していることである。

Ⅲ 結果と考察

1 気温の水平分布

車を利用した移動観測は、天気状況、とりわけ雲量の変化をにらみつつ、同時に気球観測に歩調を合わせながら行なった。結果的に3日早朝は4回、3日～4日にかけては8回と計12回の観測が実施できた。これを通して得た測定値をもとに以下の手順で水平気温偏差分布図を描画した。

①：まず測定値に器差補正を加減した。

②：日記温度計の、ならびに有人定点の気温の時間変化をもとに、時刻補正を施した。その際の基準点と移動点との対応では、まず測点が盆地底の平坦地か斜面上かに着目し、次に距離的な遠近さを判断の根拠とし、最終的に9ブロックに分割して処理した。また、1回の移動観測の所要時間(約45分間)のうち、前・中・後半と補正する基準時刻を適宜変えて検討を試みた結果、いずれの時間帯でも気温の分布傾向に明確な差異が現出し

なかったので、原則的にほぼ中間の時刻を補正時刻と定めた。

③：移動観測点は盆地周辺の斜面上にも設定されている(第1図)ので、盆地底面の標高に調整するべく高度補正をした。その対象は、盆地南東方の緩斜面に、そして南部と西側の急斜面に位置する測点であり、計20点がこれに該当した。

④：各移動観測ごとの補正時刻に相当する全地点(定点も含む)の気温値から、相加平均値を算出し、その平均値に対する個々の地点の偏差を求めて気温偏差分布図を作成した。

第2表はその12回の移動観測日時と雲量、平均気温、ならびにその標準偏差の一覧である。この表によれば、冬型に近似した気圧配置が崩れ、西方から高気圧が張り出して、寒気の吹きだしの弱まった11月3日未明に、平均気温は3℃台に上がったものの、その標準偏差はむしろ大きくなった。すなわち、それは静穏晴夜になるにつれて測点間の気温差の拡大が生じ始めたことを物語っている。ところが、3日夕方から4日にかけての場合には、雲量の増大に呼応して平均気温が上昇する一方、その標準偏差は徐々に小さくなっている。だがしかし3日夜半の雲量9の際に、平均気温が8.7℃ともっとも高くなり、かつその標準偏差が1.35と前後のそれに比較して際立って大きな値を記録している。この異常さに一つの関心が集まるけれども、今の段階でこの原因は判然としない。

ところで得られた気温偏差分布図12枚を概観すると、ある明瞭なタイプ分けが容易になった。これに1987年と1988年の10月の観測結

第2表 移動観測実施時間と雲量、ならびに全測点の相加平均値とその標準偏差
Table 2. Observation time & date of traverse, cloud amount and air temperature.

Observation Time & Date	Cloud amount	Mean value of Temp.	S. D. of Temp.
01:00～01:49 JST Nov. 3.	0/10	1.6℃	0.51
02:30～03:20 JST Nov. 3.	0/10	3.1	1.21
04:20～05:06 JST Nov. 3.	0/10	3.5	1.14
05:45～06:29 JST Nov. 3.	0/10	3.4	1.28
18:00～19:00 JST Nov. 3.	2/10	4.9	0.64
19:45～20:34 JST Nov. 3.	8/10	5.0	0.90
21:25～22:12 JST Nov. 3.	8/10	5.5	0.71
23:12～00:00 JST Nov. 3.	9/10	8.7	1.35
01:00～01:49 JST Nov. 3.	9/10	8.2	0.54
02:46～03:33 JST Nov. 3.	9/10	8.2	0.31
04:10～04:59 JST Nov. 3.	9/10	7.2	0.40
06:00～06:41 JST Nov. 3.	10/10	7.2	0.36

果から作図された同類の分布図を数枚⁷⁾加味したところ、一層この類型化の傾向が裏づけられた。その類型化が可能となった気温偏差分布図をタイプ別に注目してみたい。

まず第3図aに掲げたタイプ(NE型)がある。つまり、図の等値線の走りからも分かるように、南東部の唯一の長い畑地緩斜面上から低温な気塊が舌状に盆地内に流入し、盆地の北半部をそのまま北西へ抜け、古海川の谷に沿って流下する結果、相対的に暖かい領域が盆地の南西方の半分を占有する形で棲み分けている型である。この時、最高温域は盆地の南部に形成されている。

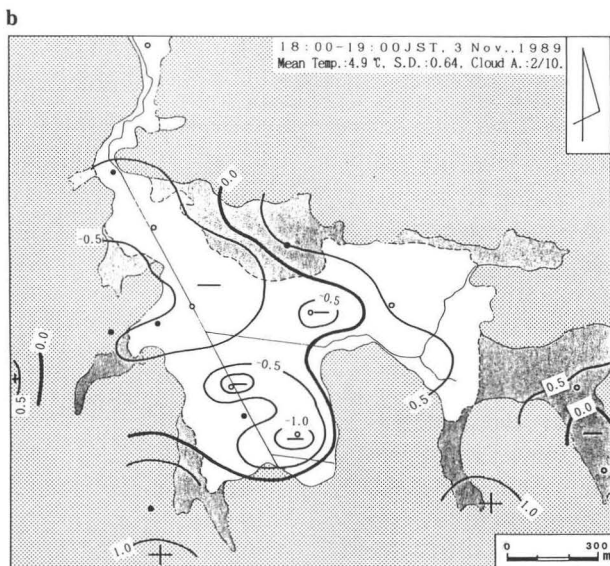
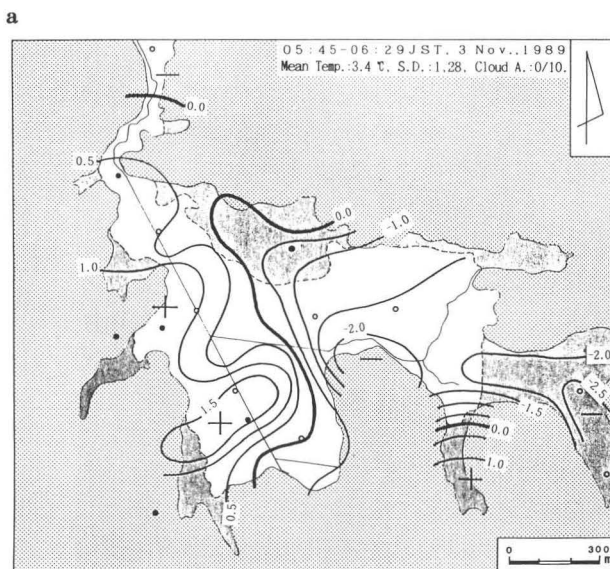
2つ目のタイプ(SW型)は第3図bに提示されている。今度は逆に、盆地の出口から南部にかけてが低温な地域に相当し、湿地の残存している南の盆地奥部を核に最低温域が現れている。しかるにこれと相対する偏差0以上の区域は、集落の立地する盆地北部から東部にかけて広がっている。しかも盆地底と周囲の斜面上(南東の緩斜面は除く)とで気温の逆転している様子さえ伺われる。上記の2つのタイプはいずれも雲量の少ない天気のもとで発現している。

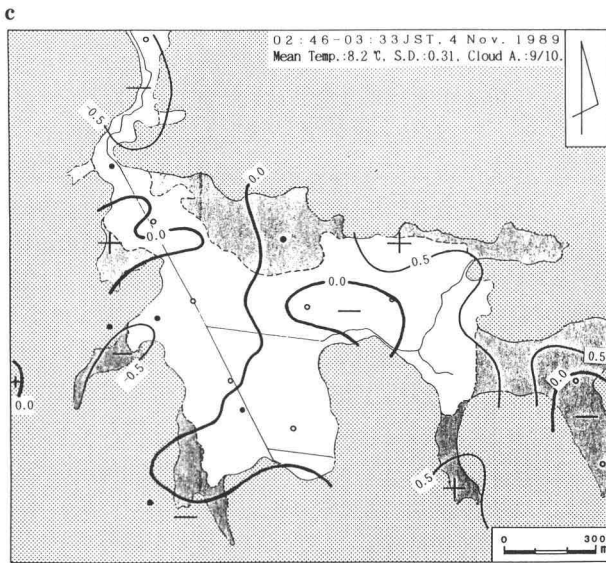
つぎに第3図cが3つ目のタイプ(X型)として指摘できる。この図から、低温域・高温域の明確な棲み分けの識別は困難であろう。換言すれば、これは不規則な気温分布を示すタイプであり、雲量の多い場合に現れやすい事実が判明した。

上述の気温偏差分布図におけるNE, SW, Xの3つのタイプを念頭に入れて、先の12枚の分布図を時系列的に眺めてみる。11月3日早朝の際には、冬型の気圧配置が緩むにつれて、風が収まり、気温偏差分布図はX型であったけれども、未明に向けて静穏に呼応するかの如くNE型に変じた。しかしながら、低温域は盆地の出口付近や古海川の谷間に位置する地点A近辺にいち早く現れ、その後南東の緩斜面上に

もそれが出現してくる。第3図aは時刻的にもそれら双方の低温域の併合した姿を提示しているのだろう。

これに対して3日夕方から4日朝にかけては、当初SW型で始まっているものの、雲量の増加に反応して徐々にSW型が弱化するように推移し、最終的にX型となって、それが4日朝方まで続いた。この日没時のSW型では、盆地出口の地点Bや南部の地点F, Gを中心に低温域が現れる一





第3図 古海盆地における代表的な気温偏差分布図
(0.5℃間隔で等値線は記入している)

a : 1989年11月3日05時45分～06時29分.

b : 1989年11月3日18時00分～19時00分.

c : 1989年11月4日02時46分～03時33分.

(図中のドットを施した範囲は山地を、網目のそれは緩斜面を、黒丸は自記温度計設置地点、白丸は有人観測地点をそれぞれ示す)

Fig. 3. Typical patterns of the air temperature distribution (°C).

(Contours show the deviation from mean value of air temperature)

a : 0545～0629 JST Nov., 3. 1989.

b : 1800～1900 JST Nov., 3. 1989.

c : 0246～0333 JST Nov., 4. 1989.

方、南東部の緩斜面上は、小集落に原因する熱的影響のせい、あるいはまた斜面温暖帯の現れか、プラスの偏差域に符合している。また、盆地底面と周辺の山地斜面（南東の緩斜面は除く）との気温の逆転現象は、その逆転度こそ縮小する方向をとりながらも、終夜、認識されている。この日の夜間のような雲量の急増は、気温分布の地域差を解消し、かつ気温の逆転現象をも消失させるものと予想された。しかし、前者はまだしも後者までその影響が及んでいない。この食い違いの原因の一つに、この日の夜の曇天が、低層雲でなく高層雲による覆いであった事実を指摘できよう。

この気温偏差分布への着眼を通して、静穏晴夜という条件さえ整えば、対象地域でNE型かSW型かの発現の期待される点が理解できた。とりわけNE型では、唯一の緩斜面（畑地）である南東方向から低温な気塊が盆地内に供給されて、そのまま北西方向へ進出し、古海川の谷沿いに流下する反面、盆地の南西域はそれと裏腹に正偏差域となりがちなため、全測点の気温の標準偏差が大きくなっている事実は承知できる（第2表）。同時に曇天のもとで現れるX型でその値が小さくなる点も理解できる。しかし、既述したように3日23時から0時にかけての移動観測によって得られた平均気温（8.7℃）の著しい上昇とその標準偏差の大きさ（1.35）は、いささか理解に苦しむ。

そこで筆者らは、第1図の①～⑦に設置した自記温度計のこの日の夜間の連続記録を整理した。第4図が3日15時から4日9時までの気温変化図である。この図から、地点③と⑤における3日23時頃の気温の急昇（5℃程度）が明白である。この昇温に続く高温は、地点③で約1時間、地点⑤で2時間それぞれ継続している。この両地点に近接する背後の急斜面上の地点④や⑥でも、ほぼ同時刻を中心に昇温は確認されるものの、地点③、⑤に相違し、その上昇過程の曲線は緩慢で、かつ気温降下を示す

変化曲線もやや不鮮明である。盆地出口に相当する地点①では、この昇温時刻が遅れ、その上昇幅も2～3℃と小さい。加えて上昇や降下の曲線が不明瞭である。地点⑦ではかような夜半前後の気温上昇は明確でない。したがってこのような夜半の昇温の影響を被った場所とそれをあまり受けなかった所との地域差が現出し、この時間帯の移動観測で、全体的な平均気温の上昇はもとより、標準偏差も大きくなったと理解できる。

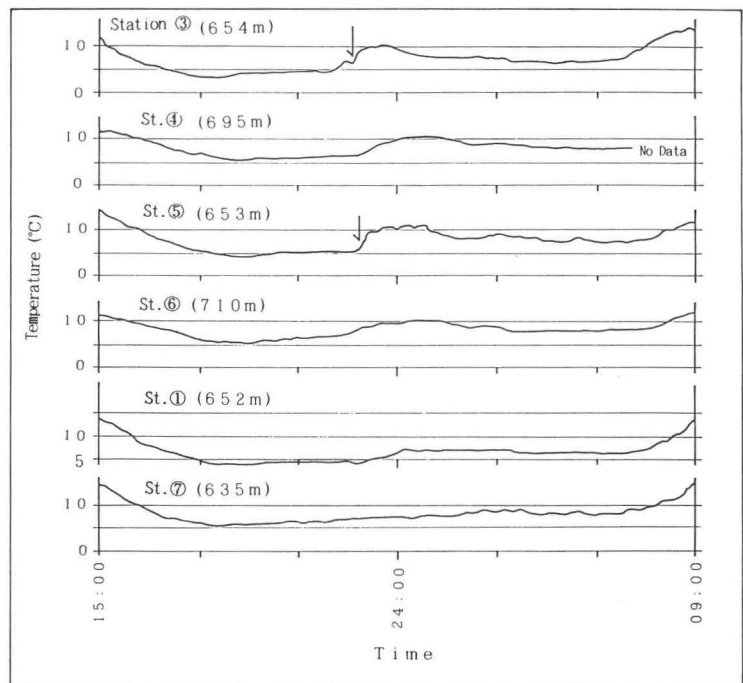
ところで、この夜半の気温の急上昇はその原因をどこに求められようか。地点③と⑤にもっとも近い定点C、Fの観測値を照合したところ、これ

らの昇温に連鎖して23時過ぎから、2m/sを超えるS~SSW系の風が急に吹送し始めている。この南寄りの風は、F地点で3日23時から4日1時直前まで、C地点では同じく23時30分から0時20分過ぎまで持続した。その後、F地点では風向の一定しない風が、C地点ではNNWの風が、各々1時30分ほどまで吹いた後、弱まっている。地点①に近い定点Bではこの時間帯に風は吹かず、4日1時前後にWSW~NWの風がわずかに発現したに留まっている。かくして、南寄りの風の吹送が夜間昇温と一致するゆえ、この風が気温の上昇をもたらしたと断定できる。このS~SSWの風の風上にはまさに野尻湖が位置している。よって、その湖水が熱源として作用し、湖上の暖気がこの地に拡散してきた姿なのか、あるいは単にその湖面上を通過した南からの気塊が湖から熱を供給された後、この小盆地に移流してきたのか、はてはより大きなスケールでの循環場が形成され、内陸の長野盆地側から相

対的に暖かい大気が北に向けて吹送した一断面を捉えたものなのか、この段階では特定できない。いずれにしても、この南寄りの風が、古海盆地と野尻湖を隔てている山地をオーバーハング的に越え、その風向に対して盆地底の径のより長い領域に位置する地点C、F⁸⁾などに昇温をもたらした。この南寄りの風のいわば山陰に相当する急傾斜の地点③、⑤では、山越えの反転流によって温度が上昇し、すなわち時刻的にC、F地点に遅れ気味で反応し、しかもその昇温がやや緩慢となった。また、盆地出口の地点①や古海川の谷間の地点⑦では、空間的な天空の開放度合いの小ささが南からの気塊の影響を阻害し、その結果、気温の上昇幅が小さいか、昇温過程がより鈍化したものと

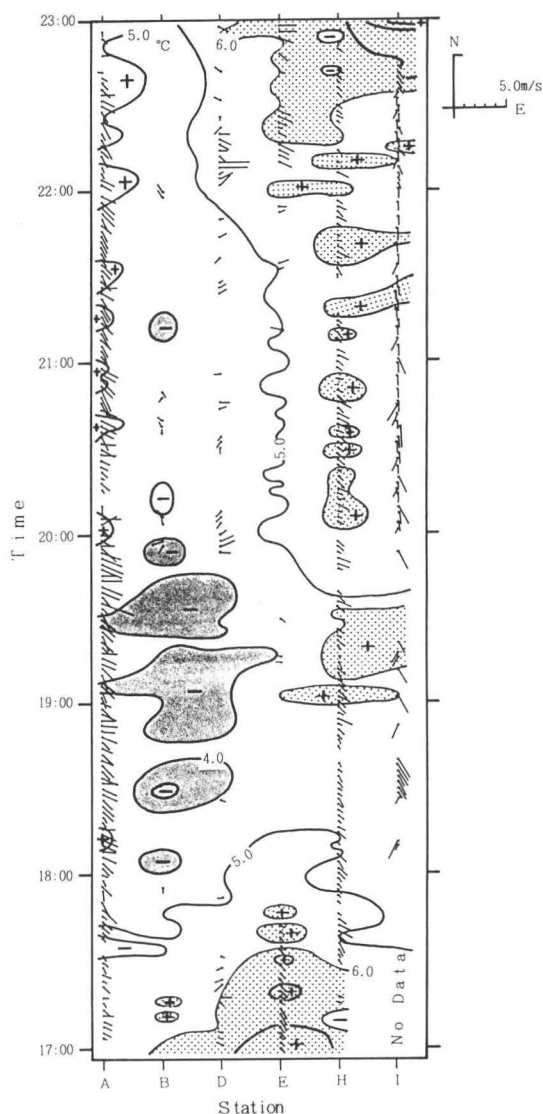
受け取れる。このような解釈は、これまで述べてきた内容ときわめて整合的である。

第4図で日没前後の気温の下降に焦点を当てた。地点③を除いていずれも3日16時前後に10℃をきっている。いち早く10℃を下回った地点③は日没後にもっとも冷えた場所でもある。気温の下降する⁹⁾変化曲線の勾配は、地点①、③、⑤、⑦で大きくて類似している傍ら、地点④、⑥が緩やかで良く似通っている。前者が刈り取りの終わった田地で、いわば裸地に、後者は斜面の林地内で雑草に被われた土地に各々相当しているからであろう。地点③が他地点よりも素早く降温する背景には、第1図から容認できるように西側の地形起伏の影響で、落日の日差しがより早い時刻に遮られる実態がある。このような事実を適用すれば、盆地西側の地点①や⑤も同類で、東側の地点に比較し時刻的に早く地形の陰に入って、それだけ放射冷却が促進される。ただし、斜面で林地の地点



第4図 古海盆地とその周辺における気温の時間変化
(1989年11月3日15時~4日09時、図中の矢印は急激な昇温時を示す)

Fig. 4. Time series of air temperature on the Furumi Basin and its surrounding.



第5図 古海盆地とその周辺における気温、風向、ならびに風速の時間・距離断面図
 (1989年11月3日17時～23時。図中の網目は相対的な低温を、ドットは同じく高温を示す。等温線は1.0°C間隔で、風はベクトルで各々記入している)

Fig. 5. Isopleth of air temperature, wind direction and wind velocity at the bottom of Furumi Basin and on the north-western slope of Mt. Madarao. (From 1700 to 2300 JST Nov., 3. 1989)

④、⑥では、地被の状況が先述のように裸地でないゆえに、その冷却は緩やかと予測できる。よって、日没後、地点③⇒①⇒⑤の順で時刻的に早く5°Cを割って気温が低下し推移した姿は、日陰に入る時刻的な遅速を反映したものと推測できる。だからして、日没時の気温偏差分布で第3図bのようなSW型を最初に呈する事実は、ここでの説明内容ときわめて調和的と言える。

なお、地点⑦は谷底の田地にありながら、西方に谷が開けているゆえ、時刻的に遅くまで西日を浴びる可能性が高い事実を付加しておきたい。

これまでの結果を踏まえると、個々の地点の気温の低下には、日没時の日射に対して地形起伏の陰に入る時刻的な遅速、および地被状態が大きく寄与していることが伺われる。それは取りも直さず、放射収支の正負が気温変化に大きな比重を占めている¹⁰⁾ことを意味している。しかし、これ以上の言及の試みは、現段階では難しい。

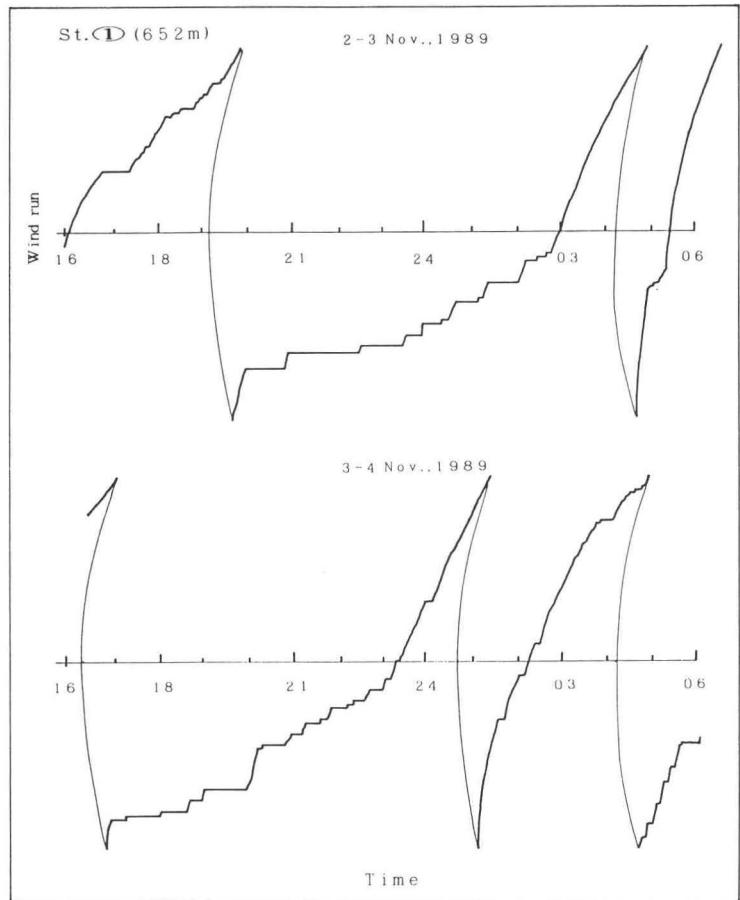
2 気温と風の時間・距離断面

前項で示した第3図aのようなNE型の発現は何の現れであろうか。A～Iで定点観測を実施した3日夕方からの値をもとに気温と風の時間・距離断面を検討した(第5図)。気温低下の始動が時刻的に早いのは地点A、Bであり、18時過ぎから4°C以下に冷えている範囲も地点Bを中心とするA～Dの区域で生じており、前項までの説明内容に適合している。緩斜面上の地点Iも気温低下が早く始まっている。これとて、やはり地点Iの西側に地形的な尾根部が存在し、早目に西日の陰に入る地点ゆえと思われる、その面で地点A、B、C、Fなどと同様に位置付けられる。これとは反対に、地点EやHは相対的に温度の高い状態を時刻的に長く持続している。これらの地域は日没の西方からの日射に対し陰になりにくく、時刻的により遅くまで日射に照らされている所と合致している。雲量が少なくて放射冷却が進んだと思われる20時頃までの間で、とくに19時以降、盆地底の地点BやDと東方の緩斜面上に位置する高度の高い地点HやIとで温度的に逆転が生じている。しかしながら、雲量の増加とともにこの現象は衰弱し、

それと同時に地点間の気温の較差も薄れている。

これに風の状態を加味してみよう。天気条件に比較的恵まれた日没時の時間帯に、地点Aにおいて終始SE寄りの風が吹いている。とりわけ18時から20時までの、文字通り上述の気温の逆転が発生している間、風の恒存度はきわめて高い状況にある。地点Aのこの風向きは、古海川の谷の伸長方向にも一致しているし、斑尾山からの斜面降下の方角とも矛盾するものではない。これに加えて、地点Hで斜面上方からの微風が定常的に吹送している様子や地点Iでの18時30分を挟んだ斜面を下る風の発現が把握できる。しかもその風速は下方の地点H（盆地底との比高58m）が地点I（同じく103m）のそれより総じて弱い。けれども、盆地底に位置する地点B、D、Eでは、この時間帯にほとんど風がない。次第に高曇りに転じた20時以降、地点AやHでは気温の上下動が周期性をもって認められるようになり、また、盆地のほぼ中央の地点DやEでも単発的ながら風が吹くように変化した。それでも低温域の中核であった地点Bはほぼ無風に近い。

そこで盆地出口の地点①に設置したマイクロアネモの風程記録を引き合いに出した（第6図）。図より3日17時から23時頃までの間の、風程の階段状の変化が識別できる。すなわち、風の吹送が間欠的であり、

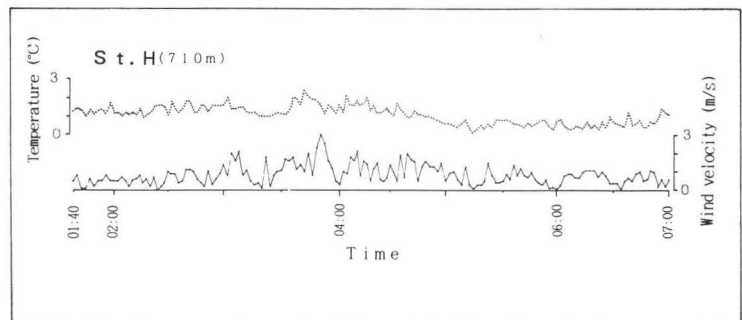


第6図 地点①でのマイクロアネモによる風程の時間変化

（上：1989年11月2日16時～3日06時）

（下：1989年11月3日16時～4日06時）

Fig. 6. Time series of wind run of micro-anemometer at the station ①.
(Upper=from 1600 JST Nov., 2 to 0600 JST Nov., 3, 1989)
(Lower=from 1600 JST Nov., 3 to 0600 JST Nov., 4, 1989)



第7図 地点Hにおける気温と風速の時間変化（2分間隔）

（上：気温. 下：風速. 1989年11月3日01時40分～07時）

Fig. 7. Time series of air temperature and wind velocity at the station H.
(Upper=Air temperature. Lower=Wind velocity. Interval=2 minutes)
(From 0140 to 0700 JST Nov., 3, 1989)

しかも雲量の少なかった 20 時頃までの間、無風時間の間隔がより長い傾向にある。興味あることに前日の夜間にも、この地点では同様の風の吹き方を示し、なかんずく 2 日 20 時から 3 日 3 時の間は間欠的で、かつその時間間隔が徐々に短く推移している。しかし、既に言及した地点 A はもとより、さらに下流の谷間の地点⑦の風の記録をみても、いささか風速の弱化こそあれ、このような風の間欠的な吹き方は見られず、古海川の上流方

向から下手に下る風の吹送が不断なく生起している。

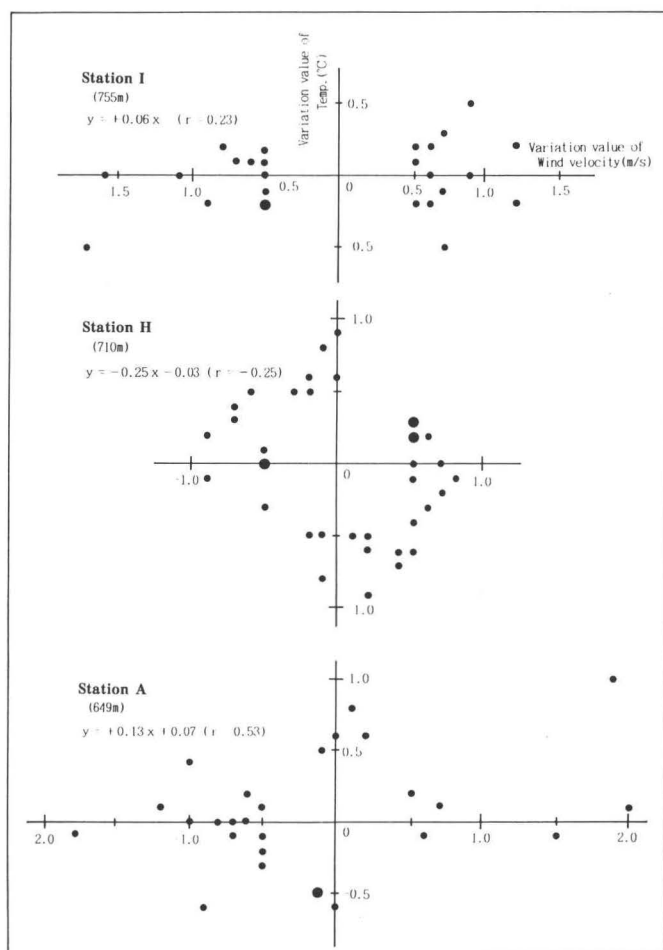
よって、静穏晴夜という条件のもとにおいて、古海盆地の H、I の上流地点のみならず下流の地点 A や⑦でも地表付近を斜面や谷間に沿って吹き下る気塊の動きが現れている。でもその一方で、盆状地形の底部には、低温域が形成され、そのような動きの発現はほとんど見られない。

3 斜面における気温と風速の変化

前項において、古海盆地に連なる唯一の緩斜面（東南東方向）上の地点と盆地からの流出河川に沿う下流側の谷底の地点とでのみ、静穏な夜間に大気の動きが生じていた。これらの地点における風向はいずれも ESE～SE 系に収まり、斑尾山の山容に支配された風向きと一致するものである。

そこで 3 日早朝の静穏時の気温と風速の時系列的な変化を先の緩斜面上の H 地点について図化した（第 7 図）。夜半過ぎ一旦、風速が 1m/s 以下になって穏やかになる気配を示したものの、3 時頃から 5 時前後までは 2m/s 前後の風が周期的な風速の変動を繰り返しながら吹き¹¹⁾、その後は 1m/s ほどにダウンしている。その際の気温の上下動を時間軸を合わせて対比すると、風速の変化と気温の動きが符合しているかにさえ見える。なかでも、4 時を挟んだ双方の変動は、それ以外の時間帯の動きに比較して大きい。このような斜面上方からの気塊の流下を示唆する風速の増加は、その地点に気温の低下を招来するの、あるいは逆にその上昇をもたらすのかは、先人の研究においても間々意見の対立するところで、既述のとおりである。

先の項でも指摘した古海盆地を挟む上、下流の複数地点（I, H, A）で、観測を実施した 3 日日没時を対象に、風



第 8 図 地点 I, H, A における気温変化量と風速変化量との関係（1989 年 11 月 3 日 17 時～21 時 30 分。図中の大きい黒丸は 2 度の出現を表す）

Fig. 8. Relation between variation value of air temperature(°C) and that of wind velocity (m/s) at several stations. (From 1700 to 2130 JST Nov., 3. 1989)

速と気温の変化量の対応に注視した。第8図がその結果である。この図は細かな双方の動態にとられないために、ある一定値を超える¹²⁾変化量のみを抽出し、関係の判然化を狙った。図に依拠するならば、盆地の上手の地点Hと下手の地点Aとの間で、いささか両者の相関における傾向が逆である。詳述するならば、前者では風速の増大が気温の低下を説明し、冷氣塊の流下と感知されるものの、後者ではそれが昇温を招いて、相対的な温風の吹送と捉えられる。この内容は各々の回帰直線の傾きとも矛盾していない。これと同様の傾向は3日未明の際にも把握され、地点Aでは風速がアップすると気温が上昇している半面、地点Hでは風速が増すと気温が下降している¹³⁾。このような結果に依存するならば、地点Hにとってこの斜面下降風は冷氣と認識され、この風の吹送は、いわゆる冷氣流と特定される。しかし、その一方、盆地の下流側に位置する地点Aでは、流下する大気に温度の上昇が付随しているの、暖気の移流と同一視できる。この点はきわめて注目に値する事実である。

だがしかし、地点Hのさらに上方に位置する地点Iでは、第8図から両者の間に明瞭な関係が判別できず、回帰直線の傾きもほとんどX軸に近いと言える。第5図を再考すると、地点Iでは20時以降それまでのSE系の風向が南寄りのそれに転じている。しかもこの変化に呼応して、気温は5℃以下から5℃以上に上昇している。時刻的に20時以後はこの日の日没後の雲量の増大に対応するゆえ、これが風向の変化に何らかの影響を及ぼしたのかもしれない。あるいはまた、雲量増加に起因して斜面上の気塊の放射冷却が抑止され、その結果、冷氣塊が形成されず、接地層より上部の、より広域の循環系に伴う大気がこの斜面上にも吹送し始めた姿かも知れない。この南寄りの風の影響が徐々に盆地の下方の安定層にも波及し、その最終形が第4図の斜面上の地点で記録された23時頃の気温の急昇に連動していると推察するのは甚だ早計だろうか。こうして20時前後を境に、より標高の高い地点Iでは、吹送大気の様相が一変したために、第8図において20時以前の

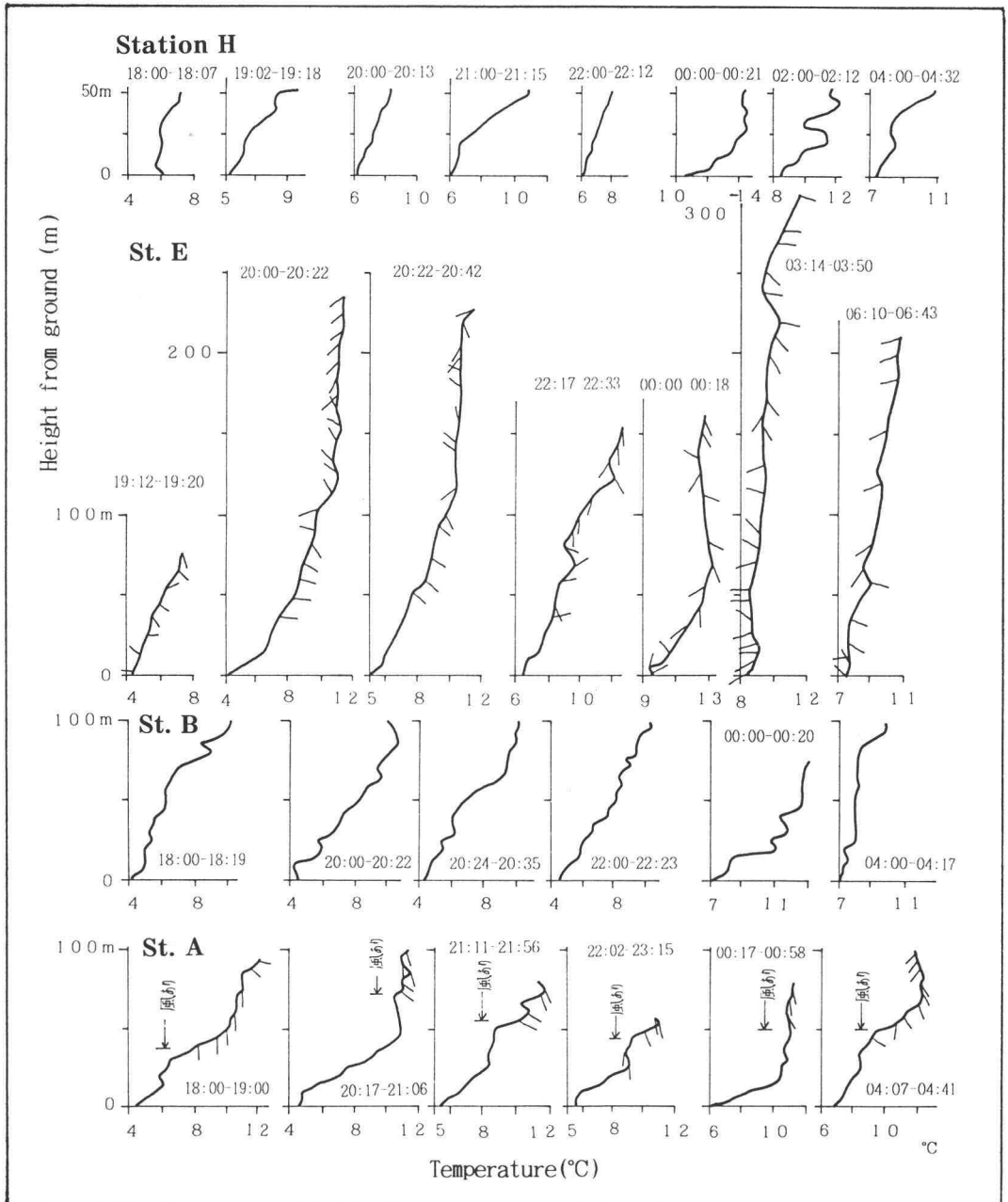
状況と混在する形で描かれ、気温と風速の変化量の対応が不鮮明になったものと推測される¹⁴⁾。

いずれにせよ、古海盆地を介する地点Hと地点Aとの間で、気温と風速の変化量の対応関係における性格の相違が瞥見され、その解釈への関心が集まる。

4 気温と風の垂直分布

11月3日から4日にかけて観測した気温と風の垂直分布を、地点別に時間を追って図示したのが第9図である。測器の制約上、地点E以外では、バルーンのなびく方位をもとに風向を算定し、短い切片で図化している。よって、その切片が描かれていない高度では、バルーンがほぼ鉛直に浮上して、風の吹送がきわめて弱くほぼ無風状態か、1.0m/s弱の風速と想定される¹⁵⁾。

既に言及したように、この日は日没後20時前後まで雲量が少なかった。日没後、地点A、B、Eともに地表付近の気温は4℃程度で、先の第3図bや第4図とも適合し、かつ無風に近い。けれども気温や風の垂直方向の変化に着目すれば、地点によってかなり様子が異なる。何よりもまず盆地の下流の谷底に位置する地点Aの状況が目を見張る。ここでは気温の接地逆転が顕著で、その強度は地上と高度50mとの間で6℃余りにも達している。しかもこの逆転層の上層にSE～S系の風が吹送しており、かなりの強風¹⁶⁾であった。この風が存在が逆転層の上限を決定しているのか、それとも日没とともに西接する地形起伏に起因していち早く山陰域に入るこの地点Aで形成される接地逆転層の発達に風の流入高度を規定しているのか定かではない。状況から察してその相互の連関の帰結かと予想できる。いずれにしても、逆転層の上限高度とSE寄りの風の吹送下限との対応はきわめて良く、その境界面は地上50m程度と低い。この高さより下層では風は弱まるけれども定常的に流れている(第5図)。この地点のさらに下流に位する地点⑦では、確かに谷底の幅が多少、広がるとは申せ、常に地上で上流側からの大気の流れが記録されており、このような大気の動きの出現は地点Aの地表の流れを支持してもいる。



第9図 古海盆地, ならびにその周辺における気温と風向の垂直分布
(1989年11月3日夕~4日朝, 短い切片は風向を示す)

Fig. 9. Time sequences of vertical wind direction and air temperature profiles at several stations of Furumi Basin and its surrounding.

(From the evening Nov., 3 to the morning Nov., 4, 1989)

ところが盆地出口近くの地点Bでは、高度100m付近まで大気の動きはほとんど認められず、接地逆転層の上限は70~90m程度と地点Aに比べて少しその厚みが拡大している。この地点における気温の垂直断面は22時頃まで大差なく推移しているけれども、夜半に著しく逆転層の上端が低くなっている。これはまさにこの時、第4図で述べた南寄りの風の卓越に絡む昇温によって、安定層の破壊が進行した有り様だろう。しかもすっかり高曇りに転じた未明には、90m位まで等温層に変じている。

これに対して、盆地東寄りの地点Eにおいては他地点に比べて、多少、高高度まで観測可能であったために、100mよりも上空の大気の動向が判明した。日中の谷風方向の循環を物語る風は、日没とともにごく地面近くの接地層に残存するにすぎない。この層も20時過ぎには無風に転じて、放射冷却の進展を反映した逆転層の形成が顕著になった。山風の吹送を暗示する風は弱いながらも高度40~80mの層に出現しており、これは19時直後の状況と同一である。がしかし、100m以上の高さには西寄りの1.0~2.0m/sほどの大気の流れが認められ、かつ気層の飽和混合比の値は下がっている。この上部境界層に相当する高さでの西寄りの風は、20時後半には次第に弱化した。この時間帯までの吹送やその風向、高度を考慮すれば、この風の存在はさらに広域的な海陸風循環の一端を垣間見たとも言える。

雲量の増えた21時以降から夜半にかけては、次第に接地層の逆転強度は弱まり、それに加担するかの如くSE系の風が強まった。即ち、2.0m/sを超える風が22時後半には80mより上空に留まっていたけれど、0時過ぎにはそれが30mの高さまで拡大し、100mより上では風速が4~5m/sにまで達した。これは再三触れてきたこの日の夜間の急激な温度上昇時に合致するものである。このような風速や吹送高度の範囲から考えて、この風が斜面下降風というような局地的循環とは考え及びにくく、もっと広域な循環場での大気の動きとも見受けられる。これ以後、早朝にかけて気温や飽和混合比の垂直断面に大きな差異は表出しな

かった。

東方緩斜面上の地点Hでは、測器の都合上50m高度までの観測に終始した。これまでの他の地点同様に、日没後の接地逆転層の発達が認識され、4°C/50mもの逆転強度を呈している。当初、この低層には斜面上部からの気塊の流れが見られたものの、夜半以後に南寄りの風が強まって、その影響のためか気温の垂直分布は複雑化した。このような時間的な変化も他の測点と同一視できる。

観測時刻の不揃いを許容した上で、天気条件に恵まれた3日早朝の気温の垂直分布を注目してみよう(第10図)。地点B、E、G間で対照すれば、地表付近では盆地南奥部の地点Gで気温が高く、地点BやEはさらに低温を示している。このような相違は第3図aに掲げた気温の平面分布を補完こそすれ矛盾しない内容である。しかも地点Gの垂直断面から気温の接地逆転が読み取れない。これに反し、地点Eの接地逆転は歴然としており、その強度は4.8°C/60mにも及んでいる。因みに、1時以後の地点Eにおけるこの逆転強度の推移を列挙すると、2.2°C/35m(1時)⇒2.8°C/45m(2時)⇒4.1°C/55m(3時)⇒4.8°C/60m(5時前)⇒5.0°C/45m(6時前)と日の出に向かって次第に強まっている。加えて、この逆転層の上端あたりから(総じてほぼ50mより上に相当)上層にSE系の風の進入が生じて上空ほど強まっている。

この3日早朝のみならず先の3日日没時の地点E上空の逆転層の上限を並列的に見れば、この高度は50m前後と確定しうる。この値を盆地底からの比高に置換すると、東方の地点Hの標高に一致する。つまり地点H付近は盆地底に発達する逆転層の上端部に相当するため、いわば斜面温暖帯のような部分に該当し、より上方(I地点)からの気塊の移流が相対的に冷氣と識別されることは当然と言えるかもしれない。この流下する気塊がどの程度の温度を保持するかで、この盆状地形に堆積する安定層のいずれの高さに入り込むかが決定される。

かくして逆転を示している接地層では無風に近い半面、70m前後の高度にはバルーンを仰角80~70度位にまで傾斜させる流れが発現している。こ

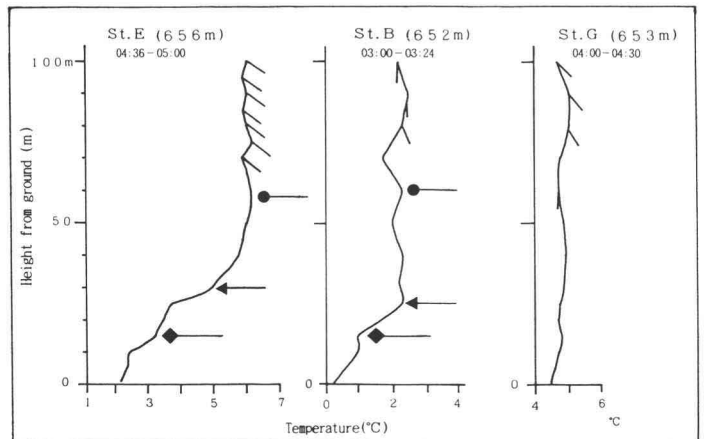
の時、東方の風上に相当する緩斜面上の地点Hの地表では、終始1℃前後の低温が測定されている。このような低温な気塊ならば、盆地の低層にまで侵入する可能性がかなり高い。気温低下は斜面の冷却が一層助長される早朝に近いほど有り得るので、第3図aの時間帯やその等値線の様相(NE型)とは無理なく調和する。

これとは正反対方向に位置する盆地下流の地点Aの地上においては、やや静穏になった3時~5時の間に最も低温となり1℃を下回っている。しかしこの時間帯を除けば風速1.0~2.0m/sで、谷の発達方位に支配されたSSEの風が間断なく吹き、従って気温の低下は2.0℃程度で抑制されている。5時過ぎからはやや風速も上がり、気温も3.0℃を上回るほどに昇温した。このように地点Aでは上流側からの大気の流れが気温の上昇を持たしており、この移流の弱化は逆に谷底の放射冷却を反映して気温低下を促している。この事実は第8図で指摘した事柄をより強固にし、盆地上流の緩斜面上の地点Hとで移流の持つ温度的意味合いの違いを一層判然とするものである。

後になったが、盆地出口に近い地点Bの状況を第10図をもとに確認したい。接地逆転層の形成は明瞭でその上限は30m付近と理解される。けれどもこの上端から60m位まではほぼ等温であり、しかもこの一つ前の2時の観測結果では、70~80m付近が最高温層であり、気温も同一レベルで1.3℃ほど高かった。この80m付近より上で風が発現していることを併慮すると、3時~5時のほぼ静穏に転じた時間帯に地点Bの気層全体で、とくに30~70mの層で気温低下が進行したと類推できる。この地域が盆地末端近くで、しかも出口を小丘で塞がれているゆえ(第1図)、地表からの冷却のみならず、盆地奥部から微風ながらの低温な気塊の供給とその滞留が、

この温度低下を助長しているとも想定しうる。日没時の地点AやEの上方にSE寄りの風が招来する昇温、さらには地点Aの地表におけるSSE系の移流に伴う温度上昇、いずれもそこには明瞭な大気の動きが付随している。だが地点Bの近傍では少なくともこのような気塊の流入が、地表はもちろん、比較的低層にさえ見られない。これは地点B~Gに至る盆地のとりわけ西半部に共通する事項である。この盆地西半部は日没時以後、より早く地形起伏の日陰に入りやすい。ゆえに他地点に先駆けて放射冷却が始動し、結果として第3図bのような気温分布を示すに至るものと、視座を変えるならば、接地逆転の形成が早目に促進され、それだけ安定気層が厚みを増す可能性の高い区域にこの地域は置換しうる。よってその分だけ大気が益々静態になる。

第1図中のZ地点は盆地底面より25mほど標高が高く、バルーン観測の遂行を試みた測点である。しかしながら、30mほど浮揚した段階でSE系の風と地表近くの凹凸に原因する乱流に煽ら

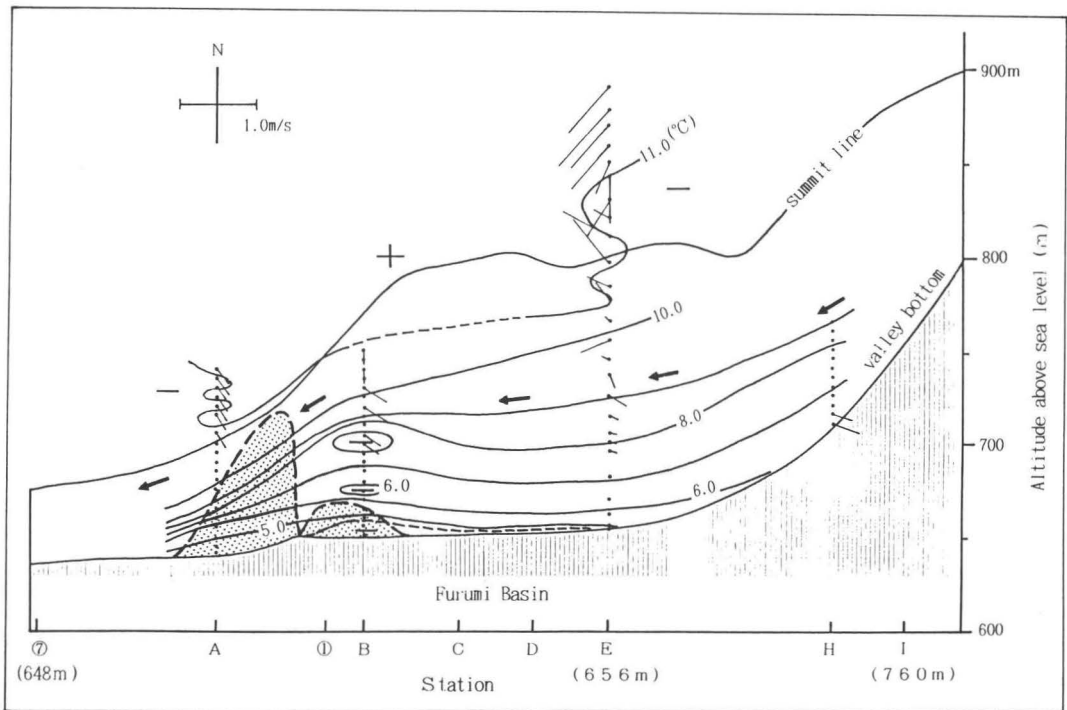


第10図 古海盆地とその周辺における気温の垂直分布
(1989年11月3日早朝。短い切片は風向を示す)
(◆:第1逆転層の上限 ▲:第2逆転層の上限 ●:第3逆転層の上限)
Fig. 10. Vertical profiles of air temperature at several stations of Furumi Basin
(In the morning Nov., 3, 1989)
(◆=The upper limit of first inversion layer)
(▲=The upper limit of second inversion layer)
(●=The upper limit of third inversion layer)

れ、周囲の障害物（電線など）との関連から観測不能に陥った。考えてみれば、この高さは盆地底から50～60mほどに相当している。このZ地点の下流に当る地点Aでは、地表でも不断なく風の吹送が生じている先の事実や盆地内に生成する接地逆転層の上面での大気の流れの発生などを想起すれば、斑尾山方向からのSE寄りの風（斜面下降風と推測）は、古海盆地に形成される安定層の上面を滑降し、古海川の谷沿いに流下していく様子を伺うことに難くない。この大気の下下、滑走する方角は、これまでの説明を総合して、盆地東方の緩斜面上の地点I、H（この先は斑尾山に連なる）から地点E、②、Z、A、⑦へと伸びる方向と推断できる。つまり上述した盆地西半部の大気はこの流れから残置されてしまうため、日没後の放射冷却の度合いがそのままある程度まで維持されて安定層の形成に連動する。第10図の地点Bのよ

うに全体的に気層の温度が低いのはその姿の一端かと思われる。逆に地点Eの上空は斜面下降風とも言える大気の通り道に位置する関係上、相対的にその高度では温度上昇を惹起させ、逆転強度は見かけ上より強化された形となったのであろう（第10図）。

ところで、第10図の気温の垂直プロファイルに再び注目しよう。地点B、Eともに60m位の高度までに階段状の変化（図中にマークを施している）がいくつか判別できる。既に説明したように地点Bの30～60m層は一つ前の観測に比べて気温が下降したことを踏まえてみると、盆状地形をなす対象地域の上空にはこれらの図で提示されるような大気の階層構造の生成が伺える。敢えて付言するならば、それは地点B、Eとも地表から15mほどまでのより低温な低位層、その上に30m位までの中位層、さらに60m付近までの上位層とな



第11図 古海盆地の地形断面図における気温、風向、ならびに風速の垂直分布

(1989年11月3日20時～21時。等温線は1.0°C間隔で、風はベクトルで示している)

Fig. 11. Cross section of air temperature, wind direction and wind velocity from station I to station

⑦ on the Furumi Basin.

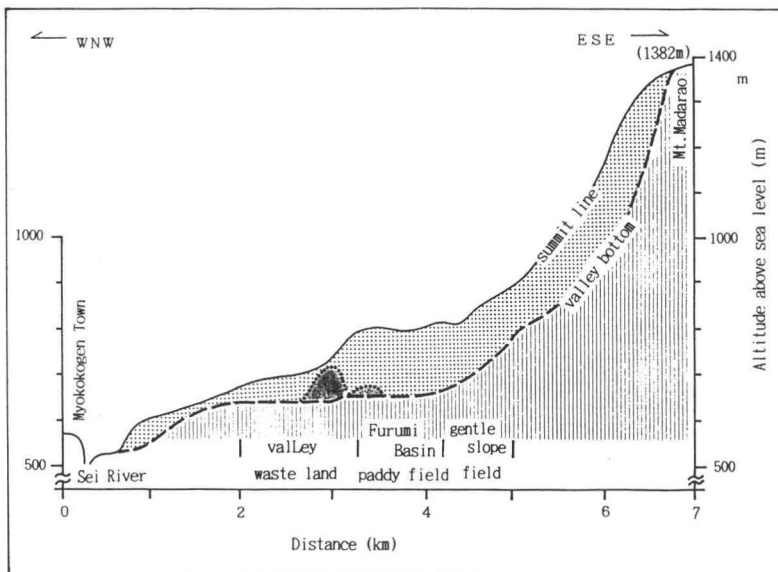
(From 200 to 2100 JST Nov., 3, 1989)

る。これは取りも直さず E.Schenell (1950) がドイツのある地方の谷で横断的に実測した結果を基に模式化した第1から第3逆転層までの形成状況に近似している。ただし、当然のことながら各々の気層の厚さは地形規模が異なるので、ここでの場合とは相違している¹⁷⁾。古海盆地でのこのような安定層を「冷気湖」と呼称するならば、この厚さは最大 60m ほどと見積られる。この盆地底と周囲の山稜との比高は既に述べたようにおよそ 150~200m であることから、冷気層の厚さは比高の約 1/3~1/4 程度と算定できる¹⁸⁾。この値は吉野 (1982) の結果に対比し多少大きい。

さて、盆状地形をなす対象地域において安定気層が重層構造を呈することから、東方の緩斜面上を流下する気塊は温度的に均衡のとれる気層に流入するものと想定できる。3日早朝の日の出前 (5時台)、緩斜面上の地点Hでは 1.0℃を割る低温を記録している。この時の同一地点の風速は 1.0 m/s前後を上下動しており、先に第8図で説明したように風速増大時に気温の低下が認められる。このようにして斜面を降下し気温低下を招く気塊

(=冷気流に該当) が盆地底へ向かって落下していく過程で、高度差に応じて断熱的に昇温すると仮定すれば、およそ 2.0℃前後の値に変じて盆地底部に進出するだろう。その落下途中に盆地東方の人為的な熱源となりうる小集落上を気塊が通過することも加味すれば、若干その値より高くなると想定できる。かような予測値はこれよりも時刻的に少し前 (地点Hの気温は 1.5℃ゆえ、盆地底では 2.5℃位になる) に当る第10図の地点Eの地表近くの気温、ならびに第3図aの地点E付近の偏差から算出される気温値と対比すると概ね良く一致している。この斜面を降下する大気の流下は、既述したように方向的に地点Zを経て地点Aへ向かう。このことから第3図aの等値線のパターン (NE型と称した) の発現の妥当性は裏付けられる。この5時台に地点Aでは風速がアップし、それ以前の静穏時よりも気温の上昇したことは前述のとおりである。

よって、ここに静穏晴夜のもとで出現した先の気温偏差分布図におけるNE型、SW型の2つのパターンの合理的な解釈が可能となる。



第12図 観測地域における地形断面と土地利用分布の概略
(斑尾山頂と妙高高原町とを結ぶ断面である)

Fig. 12. Cross section of topographical relief and land use on the Furumi Basin and its surrounding.

5 斜面下降風の態様

これまで説明を試みた内容をベースに気温と風の垂直分布をも加味して、当該地域の斜面下降風の様子を図示したのが第11図である。第1図からわかるように、盆地出口の①地点とZ地点の間に小高い丘が盆地を閉塞するように存在している。さらに古海川の谷底の地点Aと①地点との間の西側に標高 725m の山地がある。ともに盆地末端の大気の流動を考察する上で、不可欠な地形起伏と判断し、第11図にこれらを図化している。若干、広域で斑尾山から関川までの断面

図を第12図に合わせて掲げた。とくに第11図を根拠に熟考すれば、盆地出口の小高い丘の存在は、盆地末端のB地点周辺での大気の貯留を、さらには下降風のジャンプと地点Aへの滑降を、それぞれ誘発していると受け止められる。だから地点Z上方では風速が大きいき、この丘を跳ねた形で気塊が落下する下流側の地点A周辺の風速は相乗的に大きくなっていると予想できる。

このような地点AでのZ地点を吹き越えた絶え間のない大気の流下が、地点Aから①地点間の谷間の低所に放射冷却で堆積する安定層をも吸引、減圧し、それらの作用の上流側への伝播が、ついには盆地出口の①地点にまで波及して、そこの風速計を間欠的に作動させた(第6図)ものと筆者らは解釈した。それでもこの観測中で斜面下降風の最盛期と考えられる2~3時以降の早朝には、この①地点でさえ、吹送の間欠性を消失するほど大気の下流側への流動が顕著に生じたわけである。

IV おわりに

斜面を流下する気塊とその下流側の盆状地形への安定層の形成との相互関係に焦点を当て、その狙いにできるだけ適合する小地域の対象地を選出して観測を実施した結果、以下の知見が把握された。

1) 盆地内外の気温の偏差分布から、3つの分布型(NE型、SW型、X型)が識別できる。とくにSW型は日没時に、NE型は早朝時にそれぞれ対応して発現する傾向にある。これには、日没の日射に対して地形的な山陰に一早く入りやすいか否か、さらには東方の緩斜面からのより低温な気塊の侵入とその進出経路などが反映されている。

2) 盆地内の数地点で発生した夜間の昇温は、南方からの大気の流入に呼応しており、より広域的な循環系の想定が示唆される。

3) 盆地を介する上、下流側の地点間で吹送大気の温度的なもつ意味合いが異なり、相対的に上手には冷氣として、下手では暖気に各々感知される。よって、風速の上下動と気温の変動との対応

は両方で正反対となる。

4) 盆地内には、温度的に安定な接地逆転層が形成され、かつ3層からなる重層構造を示す傾向にある。したがって、斑尾山の山容に支配された方向への下降風は、温度的に均衡する層へ流入すると理解でき、早朝ほど低位に入る可能性が高い。

5) 盆地内の安定層の上部を滑降する大気の風速は2.0m/sを超え、その流れは盆地の北東部の上空を通過して古海川の谷に沿って下る。その経路近傍では終始大気の流下が生じており、地点Aでの定常流がひいては盆地出口の①地点の間欠的な大気の動きに波及している。その点で、盆地出口を閉塞する形の小丘の存在には大きな意味がある。

今後、本稿の結果に対してさらなる確証を付与するため、目的とする大気現象の発現する確率の高い天気条件のもとで観測を続行し、つぎのような点を明確にする必要がある。

即ち、①：盆地を挟む上、下流での温度と風の対応の違いを精査して一層の客観性を付加すること。②：斜面温暖帯の地点Hより上方の地域(例えば地点I)での低温気塊の発生域を押さえること。③：地点Z上で安定層上部を降下・滑走する大気の実態を把握すること。④：夜半前後の盆地内に発現する昇温の可能性とその原因を、より広域的な循環場との係わりを念頭に入れて吟味することなどの点である。

謝 辞

本稿の一部は、1990年度日本地理学会秋季学術大会(上越教育大学)において発表したものである。発表の席上で有益なご助言を賜った方々にこの場を借りて御礼申し上げる次第である。また、観測調査の実施にあたり種々の便宜をはかって頂いた妙高高原町池の平温泉の中津積盛氏、信濃町J A古海支所の藤本利久氏をはじめ、1989年秋季の野外実習に参加された法政大学の学生諸君に対し、心から謝意を表したい。なお、本研究の一部には、公開されている本学の野外実習観測資料を使用した。さらに小気候観測の実施に際し、法政大学特別研究機器助成で購入した測器を活用した。

注 記

- 1) 三沢 勝衛 (1947):『風土産業』. 蓼科書房, 385p. によると, p162 前後にこの霜害に関する記述があり, 木曾地方の山麓では斜面を下る気流は低温で「霜害気流」と命名されていたという.
- 2) 地質学の分野でもこの小盆地は注目されているらしく, 某国立大学の地質学専攻の学生がかつての湖沼ということで, 現地調査に来ている際に会ったこともある.
- 3) 1986 年秋, 最初にこの地へ足を踏み入れた時, この古海地区の古老に聞き取り調査をした. その話によれば, かなり近年までこの小盆地は湖沼の名残を留め, 低湿地であったためこの集落の人々は, 地形的に一段高い面に位置する 2 キロ弱 ENE 方向に離れた凹地に居住し, 生活を営んでいたという. その後, この盆地が排水可能となり水田化を試み, 集落移転をしたという. かつてのその居住跡地は, 数年前に東急タングラムというリゾート地に大変貌をとげた. 古い地図と見比べるとその変遷が良く理解できる.
- 4) この古海盆地を囲む周辺山地の分水嶺に沿って稜線を押さえ, 各峰々のピークの標高を算定し, それらから平均高度を算出した.
- 5) 1987. 10. 2~4, 1988. 10. 11~13, 1989. 7. 29~31, 1989. 11. 2~4, 1990. 11. 1~3, 1992. 10. 26~28, 1994. 10. 13~15, 1996. 10. 31~11. 2, の計 8 回であるが, 全て好条件であったわけではなく, かつこれまでの観測結果をすべて集約していないので, 本稿では, 1987~1989 年までを取り扱っている. いずれ今後, 残りの資料を解析して報告する予定でいる.
- 6) 1987 年 10 月は予備観測であったが, 10 月 2 日夜半過ぎから 3 日早朝にかけて晴天となった. また, 1988 年 10 月は野外実習を兼ねて観測したものの, 11 日日没時は晴れていたが 12 日未明には曇天に変わった.
- 7) 熊沢・小羽・佐藤 (1988) の報文に提示されている 1987 年 10 月 3 日 05 時 05 分の分布図は盆地の南奥部がもっとも冷却したタイプであった. つまり SW 型に該当する. さらに 1988 年の結果では 4 枚の分布図が作図可能であった. 盆地出口付近がもっとも低温になっている 1 例を除けば, すべて SW 型に相当している.
- 8) 南寄りの風の風向に対してより盆地の直径が長い方向で, かつ野尻湖とを境する山地の高度が比較的低い地域を流れてくる暖気を想定すると, ほぼ中央の C, F, D あたりに昇温が生じると予想できる.
- 9) 因みに 3 日日中の各地点の最高気温を記すと, 第 4

- 図の上の地点から順に, ③=17.0°C, ④=14.2°C, ⑤=15.0°C, ⑥=14.0°C, ①=17.5°C, ⑦=16.0°C となっている. 夜間にもっとも低温となっている St.③や St.①の最高気温が地点間の比較ではもっとも高い. 即ちこの 2 地点は日較差の大きい地点と言える.
- 10) スペースの関係上, 図は割愛したが, 地点 A~I の定点において観測した簡易放射計の収支をもとにしたアイソプレスをを見ると, 3 日日没時において一早くこの収支が負を示す地点は A, B, E などであり, 雲量が少なかった 20 時頃まではかなり冷却が進行している地点になっている. また東方の緩斜面上方の地点 I も冷却の進行が明瞭で, 21 時過ぎまで冷却が続いている. これに対して地点 D はそのような冷却がもっとも遅れている地点となっている.
 - 11) 風速 2~3m/s の風と 1m/s 未満の風とがおおよそ 10 分間隔くらいで周期的に吹いている.
 - 12) 風速, 気温ともに 2 分間の変化量が ± 0.5 以上の場合のみを抽出して図化している.
 - 13) 地点 A では, 01 時から 03 時までの間で風速の大きい値は, 1.8m/s, 2.5m/s, 2.2m/s, 2.4m/s, 2.3m/s などであり, 05 時過ぎには, 2.1m/s, 1.7m/s, 2.5m/s, 2.0m/s, 1.9m/s などである. この時に, 気温は常に 1~2°C ほど上昇している. 一方, 地点 H では, 1~2m/s ほどの風速がこの大きい値に相当し (ただし, 03 時 50 分のみ 3.0m/s が出現している), その際に 0.5~1.0°C 未満程度の気温低下が生じている.
 - 14) つまり, St. I では日没後しばらくの間, 斜面の上方から流下する風が発現し, 風速の増大は低温な気塊をもたらしていたが, とくに 20 時以降南寄りの風が卓越し, これは温度上昇を招いていた結果, 第 8 図のようにはっきりとした傾向が識別できなくなった.
 - 15) バルーンは球体ゆえ浮力が大きいとそれほど風に流されない. なお, バルーンが傾いた場合には, 係留ロープの傾斜角をクリノメーターで測定し, 後で三角関数により高度を求めた.
 - 16) 地点 A の地上より 50m ほどの高さから上では, バルーンがかなり風下側の NNW に流され, 係留ロープの仰角が 70~60 度くらいにまで傾いた.
 - 17) 地形規模が異なるので単純に比較できないかもしれないが, 比高 100m ほどの谷間において, 谷底から上に 30m までが第 1 逆転層, その上に厚さ 40m の第 2 逆転層, 更ににそれから 30m ほどの厚さをもつ第 3 逆転層という結果を彼は図示している.
 - 18) 吉野正敏 (1982) によれば, 冷気湖の厚さは背後の山地との高度差の 1/4~1/5 程度であると指摘している.

参 考 文 献

- 今岡 円七 (1964): 斜面下降風の構造に関する観測とその考察. 農業気象, **20**, 17~24.
- 工藤 泰子ほか (1982): 菅平における冷氣湖の形成過程. 地理評, **55**, 849~856.
- 熊沢秀晃・佐藤典人 (1987): モデル地形における冷氣湖の形成過程. 日本地理学会予稿集, **32**, 84~85.
- 熊沢秀晃・小羽謙一・佐藤典人 (1988): 小規模かつ典型的な盆地における夜間の気温冷却現象について. 法政地理, **16**, 65~67.
- 近藤 純正ほか (1983): 盆地内に形成される夜間の安定気層 (冷氣湖). 天気, **30**, 327~334.
- 佐橋 謙 (1983): 自動車による気温の移動観測における観測誤差. 天気, **30**, 509~514.
- 立石 由己 (1961): 菅平における冷氣の流出. 天気, **8**, 366~371.
- 鳥谷 均 (1985): 長野県菅平盆地における冷氣湖の形成と冷氣流. 地理評, **58**, 67~79.
- 中村 圭三 (1976): 夜間の緩斜面上の冷氣流と気温分布について. 地理評, **49**, 380~387.
- 羽生 寿郎ほか (1978): 『農業気象学』. 文永堂, 244p.
- 三浦 恭 (1971): 冷氣湖形成の一例. 東北地理, **23**, 37~40.
- 三沢 勝衛 (1947): 『風土産業』. 蓼科書房, 385p.
- 三原 義秋 (1979): いわゆる冷氣流の温風効果について. 昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨, 87~91.
- 森 洋介ほか (1983): 山地の夜間冷却と熱収支. 天気, **30**, 259~267.
- 吉野 正敏 (1982): 中部地方および北海道における盆地冷却. 文部省科研費報告書『冷氣の流れによる農林植物災害とその対策の研究』(代表者: 吉村不二男), 76~85.
- 昭和54年度全国大会シンポジウム要旨 (1979): 霜害と夜間の気流. 農業気象, **35**, 103~111.
- Mori, M. & T.Kobayashi, (1996): Dynamic Interaction Between Observed Nocturnal Drainage Winds and a Cold Air Lake. J. Meteor.Soc. Japan, **74**, 247~258.
- Reiter, R. et al. (1983): Aerologische Untersuchungen der tagesperiodischen Gebirgswinde unter besonderer Berücksichtigung des Windfeldes im Talquerschnitt. Meteorol. Rdsch., **36**, 225~242.
- Schnelle, E. (1950): Kleinklimatische Geländeaufnahme am Beispiel der Frostschäden im Obstbau. B. D. W., US-Zone, **12**, 99~104.
- ⇒ただし, この文献を直接, 拝見することが不能であったため, 吉野正敏 (1976)『新版・小気候学』によって間接的に参考とした.
- Yoshino, M. M. (1975): "Climate in a small area". Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 599p.