夜間の緩斜面上の冷気流と気温分布について

中 村 圭 三*

I まえがき

冷気流は、凍霜害との関連において、これまでに数多く研究されてきた。冷気流の規模は、谷を吹き降りる谷風のように、比較的大規模に発達したものから、小さな斜面を下降する小規模なものまでであるが、ここでは、盆地底に続く山麓の水平距離数 km の緩斜面上における、比較的小規模なものを対象とした。

冷気流は、高気圧に覆われた静穏な晴夜に斜面を流下し (Lawrence, 1954), その流出後に夜間気温の急上昇をとめない、流れは間欠的 (間野, 1953; 福島測候所, 1956; その他) である。流出時刻について、わが国でこれまでに報告されたものを整理した結果 (吉野, 1960) によると、20~21 時, 23~1 時, 3~4 時の場合が比較的多い。また、菅平における 1938 年 1 年分の自記記録を整理した結果 (立石, 1961) では、24 時前と後にそれぞれ 1~2 回の極大があり、総回数では夏に少なく冬に多かった。冷気流の厚さは、伯方島でのリフトバルーンによる観測の結果、谷状地形・小丘状地形における冷気流の厚さは、上部から下部へと、徐々に厚さを増していることが明らかになった (今岡, 1964 a, 1965)。冷気流は、流出中に地表面および上空の大気との摩擦を受けるが、冷気流 (今岡は斜面下降風といっているが、筆者のいう冷気流と同じものである。) と一般風との関係を観測した結果 (今岡, 1964 b) によると、冷気流に対し、いかなる風向から一般風が吹いても冷気流は弱められ、冷気流の風速と一般風の風速との関係は、負の勾配を持つ一次関数で表わされた。

逆転層は、日没前後に山麓・盆地底に、その後斜面上に形成され、冷気流は、そのなかの一部の現象であると考えられる。逆転層の厚さは、夜半には海岸で約 200 m, 盆地内で 50~80 m (間野, 1953), 緩斜面上では日出前に約 200 m (Vorontsov, 1958)

という観測例が報告されている。その逆転層内における観測結果をもとにした夜間の循環系のモデルは、盆地内 (間野, 1953), 斜面上 (Mano, 1956; Vorontsov, 1958), 小島 (Kimura, 1961) について考えられている。また、熱収支に関しては、谷を狭む東・西両側の斜面における、冷気流の特性の差異を調査した結果 (京都大学理学部気象学特別研究所, 1959) によると、気温および地表温度は、東向斜面の方が $0.4 \sim 1.6^{\circ}\text{C}$ 低かった。夜間放熱量および地中からの伝導熱量は、東向斜面でおのおの約 $300 \text{ cal/cm}^2 \cdot 12 \text{ hrs}$ であるのに対し、西側斜面ではおのおの約 $200 \text{ cal/cm}^2 \cdot 12 \text{ hrs}$ であり、早く日の当たらなくなる東向斜面の方が、夜間の冷却が大きかった。

このようにして、冷気流の出現・構造・熱収支等の研究が、これまで進められてきた。しかしながら冷気流に対する定義は、未だ明確ではなく、冷気流の定量的表現はほとんど行なわれていなかった。また、冷気流の観測は、冷気の流出が夜間の現象であることと、寒冷であることのため、日没後・夜半・日出前、あるいは 1~2 時間毎に行なわれたものがほとんどだった。そのため、冷気流の流出状態を連続的に把握することができなかった。そこで、今回の研究では、冷気流の定量的表現、および夜間の緩斜面上の冷気流の流出状態を、連続的に把握することを目的とした。

II 観 測

1. 観測期間および観測地域

長野県小県郡真田町菅平の根子岳 (2,213 m) の西南南向緩斜面の標高 1,300 m 付近 (第 1 図) において、1973 年 8・12 月, 1974 年 3・5・8 月の 5 回の観測を行なった。ここで報告するのは、主として 1973 年 8 月 19~20 日, 1974 年 5 月 29~30 日に観測した結果である。

観測地域 (第 2 図) は、平均傾斜約 4° のきわめてなだらかな斜面であり、畑として利用されている。5 月下旬には、農作業が始まったばかりで、耕した

* 法政大学大学院

第1図 観測地域

第2図 観測地点(等高線の間隔は5 m)

状態であるが、夏にはレタス・キャベツ・コンフリー・ニンジンなどが栽培され、冬には積雪で覆われる。St. 6~St. 8のある部分(約1 ha)だけが久しく休耕地となっており、夏には草丈1~1.5 mの月見草が一面に覆う。St. 8より斜面上部では谷は浅く、比高は1~3 mであるが、St. 9より下部では深くなり、比高は最高8~9 mである。この小谷は、その下方で唐沢に流入している。

2. 観測方法

1973年8月11~20日の観測では、St. 6とSt. 8に5 mのポールを立て、おのおの地上1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 5.0 mの各高度に牧野応用測器製の光電式自記風速計(測定感度0.2 m/s以上)を取り付け、毎分の風速を観測した。その他に、St. 8では地上0.5, 1.0, 1.5 mでアスマン通風乾湿計により、毎分の気温を観測した。さらに、両地点の地上1.0 mに大田計器製の野外用自記温度計を設置した。風向の観測は、中浅式風向風速計および線香の煙によった。

1974年5月28~30日の観測では、St. 1~St. 13ま

での13地点において、中浅式風向風速計(測定感度1.0 m/s以上)および、この風速計の三脚に取り付けたアスマン通風乾湿計により、地上1.2 mの風向・風速および地上0.5 mの気温の1分読みの定点観測を行なった。その他風向観測には、三脚に結び付けたビニール製の細じモの示す風向も参考にした。St. 6とSt. 11には5 mのポールを立て、地上0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0 mの各高度に自記風速計を取り付け、さらに地上1.0 mに野外用自記温度計も設置した。St. 6では、ファンを取り付けたサーミスタ温度計により、地上0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0 mの各高度の気温の垂直分布も1分毎に観測した。その他、St. 1, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 11, 12, 13の10地点では、フース型またはルサフォード型最低温度計による地上1.0 mの最低気温の観測も合わせて行なった。

III 天気

1973年8月14日まで、本州は小笠原高気圧下にあり、菅平では、晴天で静穏な天気が続いた。14日夕刻から18日夕刻までは、台風10号のため、菅平では荒れ模様だった。18日20時ごろには、急に快晴・静穏となり、冷気の流出が観測できた。19, 20日は、小笠原高気圧に覆われ、晴天で穏やかだった。

1974年5月28日は、梅雨前線が日本のはるか南方海上まで退去したため、真夏のような好天だった。29日には、梅雨前線がやや東に移動し、それとともに高気圧の中心も東進した。5月30日には、高気圧が東へ遠のくに従い、九州以南では雨が降り始めた。菅平では曇りとなった。

IV 冷気流の定量的表現

1. 気温と風速との関係

第3図は、1973年8月19~20日の夜間のSt. 6における地上1.0 mの気温と、2.0 mの風速の変化曲線を示したものである。気温と風速との関係は、気温が下がった時に風速が強まり、気温が上がった時に風速が弱まり、逆の関係になっている。そこで、気温と風速との関係を見るために、第3図中の気温の谷を取り出し、気温の低下量と風速との関係を求めた。第4図は、23時15分~00時40分の間の両者の関係を示したものであり、相関係数は-0.90、危険率0.5%以下である。このようにして、冷気流による気温の低下量と風速は、非常に高い負の相関を示

AIR TEMPERATURE

WIND VELOCITY

第3図 冷気流の気温と風速の変化
気温は地上1.0m 風速は2.0mの観測値
(1973年8月19日17時～20日7時, St. 6)

第4図 気温の低下量(ΔT)と風速(U)との関係
(1973年8月19日23時15分～20日0時40分, St. 6)

すことがわかった。なお、晴夜の気温は、日出直前まで低下の傾向にあるため、気温の低下量は、気温の山と山を結んだ直線からの偏差として求めた。

そこで、気温と風速を5項ずつ移動平均し、それぞれの前値に対する増加を正、減少を負とし、その積が負となる場合の気流を、気温と風速の関係から求めた冷気流と定義した。積が0になる場合も出現するが、同符号に挟まれた0は、それを狭む符号と同一とみなし、異符号に挟まれた0は、符号の境目を意味するものとし、正として扱った。気温、風速ともに負となる場合も出現するが、これは単なる放射冷却による気温の低下で、冷気流ではないものとした。

この方法を用い、1973年8月11～12、12～13、13～14、18～19、19～20日、12月25～26、26～27日、1974年5月28～29、29～30日の静穏な晴夜に行なった冷気流観測の結果から、冷気流の出現時刻を求めた。これをもとに、17時00分～9時00分の時間を30分ごとに区切り、30分ごとの出現頻度を8月と、観測を実施した全例(8、12、5月)について求めたのが第5図である。8月の場合、主な極大は21時30分～23時00分、24時00分～1時30分、4時00分～6時30分の3つある。全例では、先の3つの他に19時30分～21時00分を加えた4つある。その極大は時間の経過とともに増大し、最後の極大は8月、全例とも約70%に達している。

第5図 静穏な晴夜における冷気流の出現頻度
上は1973年8月、下は1973年8月、12月、1974年5月の観測結果による。(St. 6)

第6図 緩斜面上における冷気流の風向頻度図
(1974年5月29日21時01分～24時00分, ENE
が斜面の上方の方向)

2. 冷気流の風向

冷気流は、密度流となって斜面を流下していくので、もし、他の作用が働かなければ、最大傾斜の方向へ流下して行くはずである。しかしながら、実際には上空の風、あるいは地表面の状態等に影響されるので、冷気流の風向はある範囲の幅で変動する。第6図は、1974年5月29日21時01分～24時00分に、St. 1～St. 13で行なった観測結果をもとにして描いた風向頻度図である。この時は、ほぼ全時間中、冷気が流出していたので、冷気流の風向を調査するには最適であった。St. 7, St. 11は、それぞれSt. 6, St. 10に隣接しているために、この図では省略した。各地点において、風向が最多風向を中心とする3方位(16方位)内に入る割合を求めると平均90.3%になり、さらに5方位について求めると平均97.3%に達する。しかも5万位の場合、半数以上の7地点では100%に達し、冷気流の風向は、最多風向を中心とした左右45°ずつ、すなわち90°の範囲内にほぼ入る。

観測地域全体の平均的な最大傾斜の方向は、WSWである。そこで、最大傾斜の上方の方向であるENEを中心とし、その±45°の範囲内に入る冷気流の風向の割合を求めると、全地点の平均で96.8%であり、最多風向を中心として求めた平均値とほぼ一致する。

それゆえ、菅平の狭い地域内では、平均的な最大傾斜の上方の方向を中心として左右へ45°の範囲内を、冷気流の風向とすることができるようである。

V 冷気流の水平的流出状態

1. 気温の水平分布型によるタイプ分け

1974年5月29～30日の冷気流は、静穏な日であっ

たため、日没後間もなく流出を開始した。21時01分～24時00分の、St. 1～St. 13における毎分の気温・風向・風速の定点観測の結果より、各要素の毎分の水平分布図を作成してみると、気温の分布は斜面に沿っての様な変化をしておらず、局地的温暖域が出現していることがわかった。そこで、温暖域の出現する位置により、次の8タイプに分類した。

A型：温暖域の中心が、St. 2付近にある場合。

B型：温暖域の中心が、St. 4付近にある場合。

C型：温暖域の中心が、St. 13付近にある場合。

AB型：温暖域の中心が、St. 2・4付近にある場合。

AC型：温暖域の中心が、St. 2・13付近にある場合。

AD型：温暖域の中心が、St. 1～2にある場合。

BC型：温暖域の中心が、St. 4・13付近にある場合。

CD型：温暖域の中心が、St. 1・13付近にある場合。

これらの各タイプについて、主風向に沿っての温暖域のX-Y断面図を作成した。ここでは最も典型的なB型の例を第7図に示す。X-Y断面図上に示したように、温暖域の所では周囲よりも気温が高く、逆に風速が弱くなっていることがわかる。

2. 上空の風と各タイプ出現との関係

観測地域の約400m南に、生物実験所の3階建の研究棟があり、その屋上(St. 15, 地上約10m)にエエロベン(測定精度、風向5%以内、風速10m/sで3%以下)が取り付けられている。ここで観測される風は、

第7図 局地的温暖域の出現(B型)

矢羽は風向・風速を示し、短い矢羽は0.1m/s、長い矢羽は0.5m/sを示す。下の断面図はX-Y断面上の気温・風向・風速を示したもので、実線は気温(T)、破線は風速(U)を示す。(1974年5月29日22時57分)

第1表 地上約10mの風速(St. 15)が, 0.0m/s, 0.1~0.5m/s, 0.6~1.0m/s, 1.1~m/s の場合の風向別の各タイプの出現頻度

0.0m/s

	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	total
A									17(33)
B									11(21)
C									8(15)
AB									2(4)
AC									1(2)
AD									2(4)
BC									11(21)
CD									
total									52(100)

0.1~0.5m/s

	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	total
A	1		3	7	15	3	2	1	32 (50)
B				1		5	2		8 (13)
C							3		3 (5)
AB				3	3	1			7 (11)
AC									
AD				2	1		6		9 (15)
BC							1		1 (1)
CD					1	2			3 (5)
total	1(1)		3(5)	13(21)	20(32)	11(18)	14(22)	1(1)	63(100)

0.6~1.0m/s

	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	total
A				1	3	8	1		13 (24)
B					11	2	3		16 (29)
C							2		2 (4)
AB				1	8	2			11 (20)
AC							2		2 (4)
AD					1	1	6		8 (14)
BC									
CD						2	1		3 (5)
total				2(4)	23(42)	15(27)	15(27)		55(100)

1.1~m/s

	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	total
A									
B				5	3				8 (80)
C							1		1 (10)
AB									
AC									
AD							1		1 (10)
BC									
CD									
total				5(50)	3(30)		2(20)		10(100)

数字は出現数. ()内はパーセントを示す. (1974年5月29日21時01~24時00分)

冷気流の厚さが薄いうちは, 冷気流の層よりも上空の風とみなすことができるので, この風を上空の風とみなし, 上述の各タイプの出現との間にどのような関係があるかを検討した. 上空の風を0.0m/s, 0.1~0.5 m/s, 0.6~1.0 m/s, 1.1~m/s の4階級に分け, 各タイプの風向ごとの出現頻度を示したのが第1表である.

0.5 m/s 以下では, A型の出現頻度が最も高く, 0.0 m/s, 0.1~0.5 m/s の時にそれぞれ33%, 50%を占めている. それに対し0.6m/s 以上では, 1.1~m/s のときに標本数が少ないが, B型の出現頻度が最も高く, 0.6~1.0 m/s, 1.1~m/s の時にそれぞれ29%, 80%を占めている. C型は0.0 m/sの時に15%を占めるが, その他で5%, 4%, 10%と少なくなっている.

各階級ごとに, 各タイプ別の最多風向を見ると, A型は0.1~0.5 m/s, 0.6~1.0 m/s の各階級において, それぞれSE, SSEとなっている. それに対し, B型は0.1~0.5 m/s, 0.6~1.0 m/s, 1.1~m/s において, それぞれSSE, SE, ESEとなっている. これらのことから, 各タイプ別の最多風向は, 風速の階級が増すに従い, A型は右回りに, B型は左回りに, 1方位づつ変

化していることがわかる。C型の最多風向は、すべての場合においてSである。

3. 温暖域出現の時間的変化

これらの各タイプの21時01分～24時00分までの出現傾向の時間的変化を連続的に示したのが第8図である。この図でA～Cは、温暖域の位置が斜面の方向に上部から下部へと並べてあり、その距離は約900 mである。各タイプの時間的変化を見ると、CからAの方向へ、すなわち斜面の下部から上部へと移動しており、温暖域が斜面の下部から上部へと移動していることがわかる。1サイクルに要する時間は約20～60分で、温暖域の斜面上部への移動速度は、約0.3～0.8 m/sである。第8図の右側に示してあるのは St. 15 における地上約10 mの風速であり、0.0 m/s が約1/3の55分間あるが、その時にも各タイプは出現している。温暖域の移動範囲は、上空の風速がやや増した後半には、下部には及ばなくなっ

第8図 緩斜面上に出現した各温暖域のタイプの時間的変化。

AからCまでは斜面の方向に上部から下部へと並べてあり、その距離は約900 mである。右側の風速は地上約10 m (St. 15) の風速である。(1974年5月29日21時01分～24時00分)

た。

4. 温暖域出現の原因

これらの温暖域出現の原因として、次の3原因が考えられる。(1)一般風による暖気の流入。(2)冷気の流れなかったところ。(3)冷気流の補償流としての、上空からの暖気の流入。

そこで、もし(1)が原因であるとすれば、一般風の風速の垂直分布は、地上から上空に向かって、高度とともに増大するので、地上1.2 mの風速よりも地上約10 mの上空の風速の方が強いはずである。しかしながら、前述のように、上空の風速は3時間中の55分間が0.0 m/sであり、その時にも温暖域は明瞭に出現していた。そのため、(1)を温暖域出現の原因として考えるのは不適當であると考えられる。

また、(2)が原因であると考ええるならば、温暖域は緩斜面上の微高地に出現するはずである。しかしながら、最も明瞭な温暖域を形成するB型の中心である St. 4 は浅い谷の底にあり、これまたこの原因として不適當のようである。

そこで最後に考えられるのは、冷気流の補償流としての上空からの暖気の流入である。温暖域の所では、前述のように気温が高く、風速が弱くなっている。風速が弱くなっているのは、上空からの垂直的な流れが主となっているためと思われる。

このようにして、(3)を温暖域出現の原因と考えるのが、最も適當のようである。

VI む す び

気温および風速の変化が負の相関を示す場合を、冷気流と定義した。その結果、夜間の緩斜面上の冷気流について、次のような知見が得られた。

(1) 静穏な晴夜における、冷気流の出現頻度の主な極大は、8月の場合には、21時30分～23時00分、24時00分～1時30分、4時00分～6時30分の3つあり、全例では、さらに19時30分～21時00分を加えた4つある。いずれの場合にも、最後の極大が最大で、出現頻度は約70%に達する。

(2) 冷気流の風向は、斜面の最大傾斜の上方の方向を中心とした左右へ45°の範囲内に含まれる。

(3) 静穏な晴夜の緩斜面上における冷気流出中の気温分布は、斜面に沿って一様に変化せず、局地的温暖域が出現する場合がある。

(4) その温暖域は、毎秒0.3～0.8 m/sの速さで斜

面下部から上部へと移動する。

本論文を作成するにあたり、終始、懇切丁寧なる御指導を賜わった、筑波大学の吉野正敏教授に、厚く御礼申し上げます。また、法政大学の三井嘉都夫教授・牧野応用測器の牧野勤俊氏からも、貴重な御教示をいただき、深く感謝いたします。水温調査会の立石由己氏には、現地指導などになみなみならぬ御指導・御便宜をいただき、心から感謝いたします。

現地観測に際しては、大和田中学の佐々木敏雄教諭、八千代中学の北川重男教諭、法政大学大学院地理学専攻院生・文学部地理学科学生、愛知大学文学部史学科地理学専攻学生に、御援助いただいた。ここに記して厚く感謝する次第である。

本研究は、1974年度法政大学大学院人文科学研究科における修士論文の一部で、1975年5月1日の日本地理学会春季学術大会にて発表したものに、その後、加筆、修正したものである。

(投稿 1976年1月24日)

(受理 1976年2月21日)

文 献

- 福島測候所(1956)：果樹園地帯の夜間温度の測定について(その2)。産業気象調査報告, 19, 91~99.
- 今岡円七(1964a)：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.
- 今岡円七(1964b)：斜面下降風と一般風との関係について。農業気象, 20, 41~45.
- 今岡円七(1965)：晴夜における小丘状地形上の冷気層と降霜分布。農業気象, 20, 113~118.
- 京都大学理学部気象学特別研究所(1959)：凍霜害防止対策試験報告書。第4報。
- 間野 浩(1953)：盆地形における夜間気温の急昇について。研究時報, 5, 525~545.
- 立石由己(1961)：菅平における冷気の流出。天気, 8, 10~15.
- 吉野正敏(1960)：冷気流と冷気湖に関する最近の研究。農業気象, 5, 39~43.
- Kimura, H. (1961) : A micrometeorological study on small islands, Micrometeorological surveys at Hakatajima and Ōshima. *Met. Notes, Met. Res. Inst., Kyoto Univ., Ser. 2*, (22), 1~60, 1~140.
- Lawrence, E. N. (1954) : Nocturnal winds. *Prof. Notes, Met. Off., London*, 7, (111), 1~13.
- Mano, H. (1956) : A study on the sudden nocturnal temperature rise in the valley and the basin. *Geoph. Mag.*, 27, 169~204.
- Vorontsov, P. A. (1958) : Aerologicheskie issledovaniia pogrannichnogo sloia atmosfery nad melkosopochnim repiefom zelinnik. *Trudy GGO*, (73), 61~86.

THE NOCTURNAL COLD AIR DRAINAGE AND DISTRIBUTION OF AIR TEMPERATURE ON THE GENTLE SLOPE

Keizo NAKAMURA*

In order to make clear the characteristics of cold air drainage, observations were carried out on the gentle slope of Mt. Neko in Nagano Prefecture, Japan. Period of the cold air drainage is defined as a period when the air temperature shows minus (plus) anomaly and the wind velocity plus (minus) anomaly from the moving mean of five terms. The results of the observations can be summarized as follows : (1) Three main maxima in the occurrence frequency (Fig. 5) of cold air drainage are generally seen in the night time in August. They are, (i) between 21h30m and 23h00m, (ii) 24h00m and 1h30m, and (iii) 4h00m and 6h30m. However, four maxima are found for all observations including May and December, and this additional peak is observed between 19h30m and 21h00m. In all cases, the last maximum which occurs between 4h00m and 6h30m is the strongest and its occurrence in frequency is about 70%. (2) The directions of the cold air drainage converge within $\pm 45^\circ$ of the mean direction, which coincides with the direction of maximum inclination of the slope. (3) During the cold air drainage, it is found, that the warm cores appear locally and they move from the lower part to the upper part of the slope with velocities of 0.3–0.8 m/s. The occurrence of the warm core has not significant relation with the intensification of general wind of the upper layer. It is thought, therefore, that the warm core is caused by sinking of warm air from the upper layer as the compensation flow of the cold air drainage.