冷気流と冷気湖に関する最近の研究

吉 野 正 敏

(東京教育大学理学部地理学教室)

Recent Researches on Cold Air Drainage and Cold Air Lakes

M. YOSHINO

(Dept. of Geography, Tokyo Kyoiku Univ.)

1. ま え が き

夜間、傾斜地を冷気が流れ、盆地状の地形のところに冷気がたまって冷気湖が形成されることは、諸外国においてはかなり古くから研究されていた。わが国においても、三沢勝衛のすぐれた野外観察によつて、冷気の流動と防霜林との関係、微地形との関係がすでに 1930 年代の初期に論じられていた²⁰⁾²¹⁾。ドイツでは実測の他に、模型実験などでもよく研究されている。最近の 10 年間これまで不明瞭であつた冷気流の構造が注目され始め、霜害対策の必要もあつて²⁴⁾、いくつかのすぐれた研究が発表された。特に、野外において垂直分布が詳細に実測されたことが、大きな進歩である。すなわち、地表から 200~300 m までの垂直構造がバルーンなどで測定され、その結果、冷気の循環構造もわかつてきた。

冷気の流出と霜道の形成(別稿)について、若干の研究を試みたいと思い、まず最近の諸研究を展望した。本稿はその第 1 段階の結論として草したものであるが、編集委員会の意向によつて、本欄にまわした。他の研究者に何らかの助けとなれば幸いである。

2. 最近の研究結果

最近の約 10 年間における冷気の構造の研究について展望し、その問題点をまず考えてみたい。便宜上、水平分布と垂直分布、冷気流出の特性、冷気湖の形成・冷気流の循環系にわけて考察する。

(1) 冷気の水平分布と垂直分布 第 2 次大戦後、最低気温・霜・霜害などの冷気に関する現象の水平分布を、最もよく調査したのはドイツである。その調査法や、分布図の表現法などについては、別に詳しくまとめた³²⁾。ここでは、一般性のある重要な結果をまとめておく。水平分布の調査は、方法の性格から、静的な把握である場合がほとんどである。(i) ボーデン湖地方で、湖の影響は湖岸から 200~300 m 内陸までである。谷間では高度差約 10 m で約 3°C の差があり、霜(冷気)の上限高度は谷底から、小さい谷で 2~3 m、やや大きい谷で 7~8 m であつた²⁾。(ii) オーデンヴァルトやその他

の谷の観測結果では、冷気は谷のせばまつたところで流下がさまたげられて、谷底にたまる。したがつて、流路に沿つていくつも冷気湖ができると、例え冷気湖の深さは同じでも、その上限高度は上流ほど高く、下流ほど低い²⁵⁾。あたかもダムが流路に沿つていくつもあつて、水がたまつている状況に似ている。(iii) 川の縦断面に沿う冷気層の高さは、次のような地形のところでは高くなる³⁾。すなわち、2つの谷から冷気が合流する地点、谷の中に山などがあつて冷気の流下がじやまされる地点、その他の障害物で冷気がよどむ地点、支谷の冷気が主谷の強い冷気流につきあたつて逆流停滞する地点など。(iv) 次のような地形では、冷気の上限高度は比較的低くなる³⁾。河流の近くとそれによつて生じる霧が発生する地点、冷気がせきとめられる障害物(小さい部落など)の下流の地点、2つの谷が合流する地点でその一方は冷気が流れてないような地点、川が大きく曲流している付近、通風のよい谷。(v) 谷が蛇行している場合、その攻撃斜面には流下する冷気がのしあがり、その対岸よりも冷気層は厚くなり、低温が観測される。また、強大な冷気流が吹きだすと、その谷口に対する斜面にのしあがることがある²⁴⁾。(vi) 冷気湖の上限度は、平らな緩斜面では、急な斜面におけるよりも高い。冷気湖の深さは、その他の多くの局地的条件によるが、0~80 m で、最大は 100 m、平均としては 30~60 m とみればよい³⁾。しかし冷気流の厚さは、Schultz, Deacon, Defant などの観測結果をまとめると、100~150 m と考えられている¹⁵⁾。(vii) 谷の上限の幅が 400~500 m の谷で、谷間の冷気湖の深さは 30~75 m である。ある 1つの谷では、そのときの気象条件によつて、その深さは ±5 m または ±10 m の差がある。また谷の傾斜面の傾斜によつて冷気湖の上限の幅(斜面上でいえば水平分布の範囲)は大きく違うことを重視しなければならない²⁶⁾。(viii) 水平距離約 60 m の斜面上における、春の最低気温の逆転率は平均で 1°F/30 ft、晴夜の 11 月の平均では 1°F/20 ft であつた¹⁶⁾。(ix) 福島盆地の笹木野周辺の観測結果では、夜

第1表 これまでに報告された冷気の流出時刻

観測地域	観 測			報告者(文献)	冷 気 の 流 出 時 刻													
	年	月	日		20時 まで	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	
					h m	h m						h m	h m		h m			
伊豆西浦	1951	3	4	吉野 (31)	1750	2020						h m	h m		h m			
伊豆西浦	1952	3	21~22	吉野 (31)		2000	2100	2230			150		320		510			
菅 平	1953	10	26~27	吉野 (33)			2100			2430	140			400				
猪 苗 代	1948	11	月平均	間野 (17)						2400						600		
		12	月平均	間野 (17)			2100				100		300				700	
猪 苗 代	1949	1	月平均	間野 (17)		2000				(2400)			300			600-700		
		2	月平均	間野 (17)					2300					400		600		
船 津	1949	12	月平均	間野 (17)					2300			200					700	
磐 梯 山 麓	1954	10	9~10	間野 (18)						2410	140		335		515			
磐 梯 山 麓	1954	10	10~11	間野 (18)					2315		105	255			520			

注 月平均値は毎時観測値による。間野による時刻は、発表された文献の図表から読み取った。アンダーラインは最低気温。

間の1時間ごとの気温下降、上昇域は直径2~3kmの閉曲線の地域でそれぞれしめされた⁸⁾。

(2) 冷気流出の特性 (i) 長い斜面の冷気流は日没前40~50分に始まり、日没時には全斜面を掩い、日出後20~30分で終る²⁸⁾。一般にデファントのモデル⁶⁾はあてはまるが、一致しない例²⁹⁾もあり、大きいアゾウ溪谷では日没後4~5時間も日中の循環系がたもたれていた。やや大きい谷では、大きいスケールの山風は18~20時に吹き始め、高度も風速も夜半前に極大がでる⁵⁾。(ii) 冷気流が最も強くなる時刻は、その谷または斜面を含む周囲のやや広い地域の地形によつて異なる。しかし上記の通り、夜半前に極大がでるのが一般で、また、最強になるのは日の出少し前である⁵⁾³⁰⁾。(iii) 冷気の流出時刻について、わが国の例については第1表にまとめた。20~21時、23~1時、3~4時に起きる場合が比較的多く、5~7時には最低気温として生じることが多い。(iv) 夜間の気温急昇がある前を、冷気の流出があつたときとすれば、猪苗代における1948年10月から1951年10月までの10回の晴夜の記録では、20~21時、23~24時、2~3時に多かつた¹⁷⁾。(v) K を冷気流の流速(風速)、 g を重力の加速度、 h を落下高、 T' 、 T を周囲の空気と冷気の絶対温度とすると、Reiherの式は、

$$K = \sqrt{\frac{2gh(T'-T)}{T'}} \quad \dots\dots\dots(1)$$

この式²²⁾は、一般によく用いた⁹⁾。斜面に沿つてはかる落下距離を l とし、斜面の角を θ とすると、

$$K = \sqrt{\frac{2gl \sin \theta (T'-T)}{T'}} \quad \dots\dots\dots(2)$$

となるが、 l がかなり大きくなつても K は上記の通り、それに比例して大きくはならず、ある限度がある。した

がつて、(2)式は斜面を降下する冷気流の発達期についてのみあてはまるであらう¹⁵⁾。(vi) 冷気流の風速の2地点における比率は、気塊を考えにいれるとよく表現される。すなわち

$$\frac{\bar{V}_1}{\bar{V}_2} = \frac{\{(HW)_2 X_1\}}{\{(HW)_1 X_2\}} \quad \dots\dots\dots(3)$$

ただし、 $\bar{V}$ は平均風速、 H は尾根の比高、 W は谷の上限の幅の半分、 X は谷頭からの距離である⁵⁾。(vii) イギリスでは斜面降下風は谷の上流部によく発生する。したがつて、その風速は輻射冷却の程度(斜面の角 θ の $\tan$ で表わす)と、海からの距離 x に関係している¹¹⁾。すなわち、

$$K = \sqrt{\frac{2x}{1.4 + 100 \tan \theta}} \quad \dots\dots\dots(4)$$

(viii) 冷気を圧縮性と仮定してその流速を理論的に求めると、

$$\bar{u} = -\frac{c_p C}{gh \tan \theta} \left\{ 1 - \frac{\sqrt{k^2 + 4w_0^2}}{2w_0} e^{-1/2kt} \times \cos(w_0 t - \beta) \right\} \quad \dots\dots\dots(5)$$

ただし $w_0 = (-1/4 k^2 + g^2 \tan \theta / c_p T)^{1/2}$

$$\beta = \tan^{-1} 1/2 k w_0^{-1}$$

である⁷⁾。したがつて風速は有効出輻射(C)に比例し、冷却層の厚さ(h)に反比例し、最初は周期的に変化して次第にある定数になり、また傾斜に反比例していることになる。(ix) 斜面を降下してくる冷気流は観測によると、厚さは100~200mであり、風速は2~4m/sである。斜面風の極大値は、地表面からある距離の高度に現われる。これについてのブランドルの理論は、よく実際と一致する⁶⁾。(x) 長い斜面において、地表から0.5~1.0mの層では、流下の平均速度は約1.5~1.8m/sで、0.3~

3.5m/s の幅である。流下の垂直速度は 8~15 cm/sec であった。最大は 35 cm/sec に達する²⁸⁾。(xi) 冷気に押されて、その上の層の空気は上昇する。その速度にしばしば 50~60 cm/sec に達するが、平均は 20~30 cm/sec である²⁸⁾。小さい谷では 1 cm/sec であった²⁾。

(3) 冷気流の循環系・逆転層・冷気湖の形成

(i) 大きな斜面では、日没後の冷却は山麓部・斜面下部から始まり、冷気の流出も同様に山麓部または斜面下部から始まる¹⁷⁾28)。 (ii) 冷気流の発生初期には、ごく狭い範囲内の斜面の影響が大きいが、その最盛期には、やや広い範囲内の山地→平野の傾向に支配された冷気流(斜面降下風・山風)が発達する⁵⁾14)。 (iii) 逆転層の高さは、12月の観測例では、瀬戸内海の島(大長村)の谷間すなわち地形の影響のあるところでは 50~80 m、港すなわち海面状態に近いところでは 100~200 m であった¹⁷⁾。長さ約 8 km、谷底の幅 1.5 km の大きい谷では、谷底から 200 m くらいまでと、400~500 m とに明らかな逆転層が観測された²⁹⁾。 (iv) 冷気湖の上の暖気層の高さは、1晩のうちの時間によつて変り、次第に下つてくる。上記の大長の 12月の例では、その中心高度は 20 時に 200 m、23 時 40 分に 90 m、5 時に 80 m であった¹⁷⁾。上層の逆転層がさがってくるのは晴夜の一般的な現象で地表の気象に深い関係をもつ¹⁰⁾。 (v) 筑波山麓では、逆転現象は 1年のうち 1, 2, 11, 12 月に明らかで海拔 100~400 m は山麓より高温で特に 200~300 m は月平均気温で約 1°C 高温であった¹²⁾。福島県内の詳細な調査では、盆地部は 6 地域にわかれてそれぞれ盆地底部より 100~200 m に高温を示す地域があつた²⁷⁾。 (vi) 阿蘇山においては逆転の回数は、春と秋に多く、逆転率(通増率)の年変化をみるとやはり春秋に大(約 0.4°C/100 m)、夏に小(約 0.1°C/m であった¹⁹⁾。 (vii) 輻射性の逆転が多い阿蘇山では、風力と逆転の発生頻度との関係は、

$$\phi = \frac{193.8}{F+4.8} - 14.8 \quad \dots\dots\dots (6)$$

で表わされる¹⁹⁾。ただし、 ϕ は階級別の $\partial\theta/\partial z < 0$ の頻度で%、 F はビューフォート風力階級である。(viii) リンデンベルクにおける地上 29 m の平均風速と地上の 1 m と 76 m の気温の平均減率との関係を見ると、5 m/s までは逆転がみられ、5 m/s 以上になると遞減する。強い逆転は 1~2 m/s のときおこる頻度が最も多かつた²⁸⁾。 (ix) 晴夜の盆地内の 1 例として、大長村の観測結果をまとめると第 1 図 A のような模式図がえがける¹⁷⁾。冷気湖内は、温度のちがう薄い層が幾重にも重なり、冷気湖内では独自の循環系がある。斜面には降下風が吹き、その流出し

第 1 図 観測結果をもとにした夜間の循環系の模式図

(A) 広島県大長村の 1 例破線以下が冷気湖。間野 1953 (17) による

(B) 磐梯山斜面の例。一点鎖線以下が冷気湖、間野 1956 (18) による

(C) ゆるい斜面の例。コクチェターフスカヤにおける 1956 年 7 月 10 日 22 時 30 分の模型、A が冷気湖の上限。ヴォロンツォフ 1958 (28) による

たあとには周囲から暖気が侵入する。盆地底部から 50~100 m には中間層があり、この層は谷底を流れる寒気の波の谷部または水平速度の発微場ができたとき、相対的に発達する。(x) 磐梯山麓における夜間の循環の模式図は第 1 図 B の通りで、逆転層の上には、猪苗代湖の上からくる上昇気流がある¹⁸⁾。その上に一般風が吹いている。(xi) コクチェターフスカヤの観測結果をまとめると第 1 図 C の模式図がえられる²⁸⁾。ここでいう冷気の薄膜 A は、冷気湖に相当し、その上空でやや大きい循環系が発達していることがわかつた。A の厚さは、ほぼ H の 0.2~0.25 倍であるという。(xii) ドイツのホーヘンフェンにおける研究では、盆地や谷間の冷気湖は、その内部における個有の循環系によつて形成され、それに接する高原で作られる寒気とは無関係である⁴⁾。(xiii) 第 1 図 A, B, C を比較すると、最下層に個有の循環系をもつ冷

気湖があり、その逆転層の上には下降気流と上昇気流があつて明らかな循環系が発達しており、そのさらに上層が一般風になつていて、それぞれの厚さも各地ではほぼ似ている。例えば、冷気湖の深さは背後の山の高さの $1/3 \sim 1/5$ のオーダーである。

3. 問題の展望

(1) 冷気の水平分布と垂直分布に関しては、長期間の定点観測の他に、移動観測や、指標気象現象(輻射霧や霜害の分布など)、指標植物分布などによつて、局地性をできるだけ詳細に把握する方向に研究が進んでいる。水平分布・垂直分布の調査だけでは冷気流出の機構を完全には知ることができない。しかし、冷気の運動は極めて局地的であるから、次の段階の研究における観測点をどこにえらぶかという問題にも関連し、とにかく、あらゆる手段によつてまず現象をつかむ努力が必要である。

(2) 冷気流出の時間的变化をみると、日没前から日出直後までの間ではあるが、その間つねに流れているのではなく、ある間隔をもつて周期的に流出するものである。これは実測でも理論でも知られている。しかし、現実の地形はさまざまなので、流出時刻・流出の強さなどが、地形によつてどう変るかが問題である。特に、微地形の影響がよくわかつていない。また、冷気の流速(風速)を求める式は求められてはいるが、実測値に合わない例外がでてくるので、その取扱いを調べなければならない。

(3) 冷気流の循環系・逆転層・冷気湖の形成についての研究が、今後の重要な課題である。観測地域の地形にもよるが、バルーンによつて垂直分布を 100m まで、理想的には 300m まで詳しく観測したい。特に、地上 50m までは観測点を密にする必要がある。また、冷気湖内では上空の循環系とは別の循環系があるというのが、この現象もよく検討されなければならない大きい問題である。

4. あとがき

冷気流と冷気湖について、最近の研究の展望を試みたが、冷気の源についてはすべて省いた。例えば、循環系が極めて局地的に形成されるとすれば、冷気源の考察は重要であるが、問題はまた別になると思う。ここでは、霜道の研究の第1段階として、冷気流出に関する現象のこれまでの諸研究結果を考察するにとどめた。

引用文献

- 1) Aichele, H. 1953; Kaltluftpulsationen. Met. Rdsch. 6. 53~54
- 2) Aichele, H. 1953; Lokalklimatische Frostu-

- dien am Westlichen Bodensee. Met. Rdsch. 6. 126~130
- 3) Baier, W. 1955; Frostbekämpfung in Weinbau. B. D. W. 15: 1~47
- 4) Berg, H. 1951; Kleinmeteorologische Messungen im Hohen Venn. Zeitsch. f. Met. 229~235
- 5) Davidson, B. and P. K. Rao 1958; Preliminary report on valley wind studies in Vermont, 1957. Final Report Under Contract No. AF 19 (604) 1971. 1~54
- 6) Defant, F. 1951; Local winds. Comp. of Met. 655~672
- 7) Fleagle, R. G. 1950; A theory of air drainage. J. Met. 7 227~232
- 8) 福島県農業気象対策本部 1956; 昭和 30 年度防霜試験成績書 1~104
- 9) Geiger, R. 1950; "Das Klima der Bodennahen Luftschicht." (Braunschweig)
- 10) Gifford, F. Jr. 1952; The breakdown of a low-level inversion studied by means of detailed soundings with a modified radiosonde. B. A. M. S. 33. 373~379
- 11) Heywood, G. S. P. 1933; Katabatic winds in a valley. Q. J. R. M. S. 59. 47~57
- 12) 茨城県 1955; 筑波山麓における果樹適応性調査, 昭和 29 年度科学技術研究報告 1: 1~31, および, 茨城県・水戸測候所 1957; 同上, 昭和 31 年度報告および総合報告 1~69
- 13) Küttner, J. 1949; Periodische Luftlawinen. Met. Rdsch. 2. 183~184
- 14) Lawrence, E. N. 1952; Frost investigation. Met. Mag. 81. 65~74
- 15) Lawrence, E. N. 1954; Nocturnal winds. Prof. Notes 111: 1~13
- 16) Lawrence, E. N. 1956; Minimum temperatures and topography in a Herefordshire valley. Met. Mag. 85. 79~83
- 17) 間野 浩 1953; 盆地地形における夜間気温の急昇について, 研究時報 5. 525~545
- 18) Mano, H. 1956; A study on the sudden nocturnal temperature rises in the valley and the basin. Geoph. Mag. 27. 169~204.
- 19) 正務 章 1949; 阿蘇山における気温の通減率および逆転の調査(第2報逆転現象について). 研究時報 1' 402~405
- 20) 三沢春郎 1950; 寒冷気流灌漑, 信濃 2. 757~763
- 21) 三沢勝衛 1941; "風土産業" 128~135.
- 22) Reiher, M. 1936; Nächlicher Kaltluftfluss an Hindernissen. Biokl. Beibl. 3. 152~163
- 23) Rink, J. 1953; Über das Verhalten des mittleren vertikalen Temperaturgradienten. Abh. Met. Hydrol. Dienstes d. D. D. R. 18: 1~43
- 24) 鈴木清太郎 1955; 小気候地域調査の必要性と凍

- 霜害, 農業及園芸 30. 511~515
- 25) Schnelle, F. 1950 ; Kleinklimatische Geländeanfnahme am Beispiel der Frostschäden im Obstbau. B.D.W. US-Zone 12 : 99~104
- 26) Schnelle, F. 1956 ; Ein Hilfsmittel zur Feststellung der Höhe von Forstlagen in Mittelgebirgstälern. Met. Rdsch. 9. 180~182
- 27) 梅田三郎 1958 ; 霜夜における細地の温度分布の特性について, 産気調報 22, 15~21
- 28) Vorontsov, P. A. 1958 ; 開拓地の緩斜面上における境界層大気のエアロロジーの研究. Trudy G. G. O. 73 : 61~86
- 29) Vorontsov, P. A. and M. S. Schelkovnikov; 1956 アゾウ溪谷における下層大気の気象学的研究 Trudy G. G. O. 63 : 138~167
- 30) Winter, F. 1956 ; Erfahrungen bei Messfahrten zur Beurteilung der Kaltluftgefahr. Met. Rdsch. 9, 219~221
- 31) 吉野正敏 1952, 1953 ; 伊豆西浦の気温に関する 2, 3 の報告 (1) (2). 農業気象 7. 91~94, 8. 37~40
- 32) 吉野正敏 1957 ; ドイツにおける霜害分布の小気候学的研究. 農業気象 12. 115~120
- 33) 吉野正敏 1957 ; 菅平高原の気候と小気候. 東京教育大学地理学研究報告 I : 159~188

抄 録

カーボン；防護林帯と微気象

J. M. Caborn ; Shelterbelts and microclimate.
Forestry Commission Bulletin No. 29, Edinburgh 1957,
135 p.

著者がエディンバラ大学の林学教室で、1953年から55年まで行つた防護林帯の研究の総合報告である。第1部は約40ページでこれまでの文献の展望をし、第2部は18ページで野外調査と実験室内の研究の方法と問題をまとめ、第3部で自分が行つた研究を述べている。イギリスでは数少ない研究なので、紹介したい。

まず、研究史では、ドイツ・ロシア・スイスが19世紀から、アメリカ・カナダ・デンマークなどが今世紀の初めから研究を開始し、日本・オランダ・イタリー・チェコスロバキアその他でもこの部門の研究が進んでいることを指摘している。この第1部の展望は、はなはだよく全世界の最近の研究結果を整理してまとめた。ただし、日本のは、飯塚氏・樫山氏らの成果しか参考にされてない。

第2部では次のことを述べている。イギリスで防護林帯が要求されるのは、①農業では、耕地の保護、台地の牧場の保護、牧場の家畜の保護、②林業では、風とその他の気象要素の影響に対する既存の森林の保護、造林計画地域の小気候の改良または対策、などである。このために、これまでとられてきた観測方法やその結果を、風・気温・湿度・蒸発・土壌水分の別にまとめている。

第3部では、著者の風洞実験の結果をまずまとめている。23種の形の模型を使つて測定し、結果を図と表で示し、その影響範囲を論じている。次に、ドレグホーン、ブレットウッド、ゴスフォードの7つの地域の防護林帯で、主として風の観測をし、その防風効果を調査した。防護林の高さに対する幅（厚さ）の比が、風下側の保護領域の範囲と性質を決定するのに明らかな影響を持つことがわかつた。密あまり厚（幅の広い）いものもよくないし最適の幅は樹種と密度とによつて決定される。また、これから防護林帯を造るときには、まず風の観測をしなければならないが、そのときは地上1.5mでは不十分で、もう少し高い層の局地風を測定する必要がある。

(吉野 正敏)