

斜面下降風吹走時における 斜面上の風と気温の時間変化について*

鳥 谷 均**

要 旨

一般風の弱い晴れた夜間における、斜面上およびその上空の風と気温の観測結果から、斜面下降風の時間変化にみられる特徴と、一般風および斜面上で形成された安定層との関係を考察した。その結果、(1) 一般風の風向によって、斜面上で形成された安定層の厚さが決まること、(2) 安定層が薄い時は、斜面下降風の風速の時間変化に関する乱れは弱く、スペクトルは20分以下の短周期側にピークをもつこと、(3) 安定層が厚い時は、乱れは強く、スペクトルは20分以上の長周期側にピークをもつこと、(4) 斜面下降風の風速の時間変化に関するスペクトルは、ブラント・バイサラ振動数にピークをもつこと、が明らかになった。

1. はじめに

一般風の弱い晴れた夜間には、盆地内では局地的な循環が形成される。斜面上では斜面下降風(冷気流・斜面滑降流)が発生し、盆地底上空に移流し、堆積する(中村, 1976, 1978, 1982; 近藤, 1982; 鳥谷, 1985)。これにともなって、盆地底では強い安定層(冷気湖)が形成されるが(Geiger, 1951; 吉野, 1961, 1982; Yoshino, 1975, 1984; Yoshino et al., 1981; 工藤ほか, 1982; 近藤ほか, 1983; 森ほか, 1983; 鳥谷, 1985)、この安定層は、盆地において夜間冷却量が非常に大きくなる原因の1つとなっている(近藤・山沢, 1983; 森ほか, 1984)。

さて、この斜面下降風の時間変化にみられる特徴として、周期性・間欠性がある。これについては、20世紀初めからいくつかの報告があり(Geiger, 1951)、最近ではFleagle (1950)、Petkovšek・Hočevar (1971)、Sahashi (1974) がパーセルモデルによって、あるいは小林・石川 (1982) が重力波モデルによって理論的に明らかにした。一方、間野 (1953)、立石 (1961)、中村 (1976)、青山 (1984)、鳥谷 (1985) は、斜面上の風と気温の時間

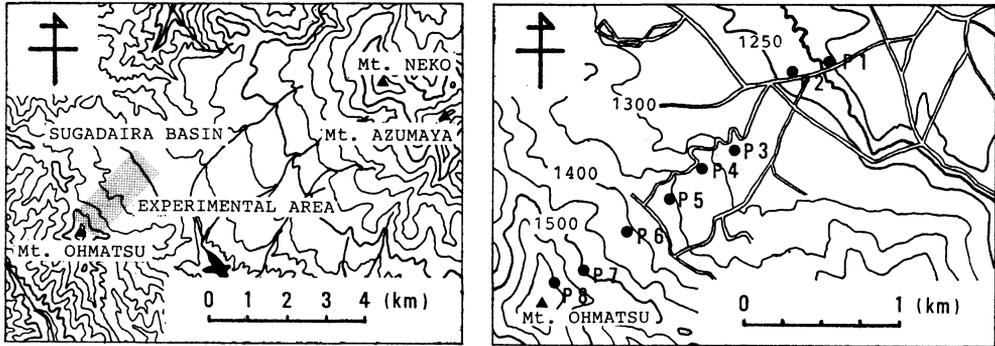
変化の観測結果から、斜面下降風がもつ周期性・間欠性を明らかにした。また Tyson (1968)、Doran・Horst (1981) は、斜面下降風の風速と気温の時間変化についてスペクトル解析を行い、その卓越周期がFleagleの理論から求めたものとよく一致することを示した。今岡 (1964) は、斜面下降風と一般風の時間変化を対比させ、斜面下降風のもつ周期性・間欠性が現れる大きな原因の1つとして、一般風の介入があることを明らかにした。

しかし、今岡 (1964) を除いて、斜面下降風の時間変化に現れる周期性・間欠性の原因を、観測から明らかにしたものはない。また、今岡 (1964) は斜面下降風の時間変化に現れる周期性・間欠性と一般風との関係を述べているが、一般風の風向、すなわち、斜面下降風の吹走する斜面が、一般風に対して正面となるか、それとも尾根の陰になるかによって、その周期性・間欠性がどのように変化するかについては明らかにしていない。さらに周期性・間欠性をはじめとする斜面下降風の時間変化にみられる特徴と、斜面上で形成された安定層との関係についても明らかにされていない。

そこで今回の報告では、一般風の弱い晴れた夜間について、斜面上およびその上空の風と気温の観測結果から、周期性・間欠性を含めた斜面下降風の時間変化にみられる特徴と、一般風、斜面上で形成される安定層との関係を明らかにすることにする。

* Time changes in wind and temperature during the cold air drainage on a mountain slope.

** Hitoshi Toritani, 筑波大学大学院地球科学研究科。
—1984年12月25日受領—
—1985年4月8日受理—



第1図 観測地域と観測点の位置。薄く影を付した部分は観測地域、黒丸は観測点を示す。

2. 観測

観測地域は、長野県長野市の南東約20kmに位置する菅平盆地である。この盆地は、北西から南東にのびる長軸(約4km)と、北東から南西にのびる短軸(約1.5km)をもつた円形状の盆地である。盆地の東側に四阿山(標高2,332m)、根子岳(標高2,195m)がある。また盆地周囲の尾根の高さは平均すると標高約1,450mであり、盆地底との比高は約200mである。

観測点の配置を第1図に示す。この盆地の中央部にある菅平高原自然館前(標高1,250m)と大松山山頂(標高1,648m)の間に、観測の基線を設定した。この基線に沿って、自然館前から大松山斜面上部の標高1,600mの地点までの間に、観測点P1からP8の8地点を設置した。

観測点P1(標高1,250m)は盆地の底部にあり、砂利を敷いた自然館前の駐車場、P2(標高1,250m)は自然遊歩道近くのラグビーグラウンドである。観測点P3(標高1,280m)は大松山斜面下部の小さな谷間にあり、冬季にはスキー場の駐車場として利用される空地である。観測点P4(標高1,315m)、P5(標高1,345m)、P6(標高1,410m)は大松山の斜面中央部にあり、夏季には高原野菜の栽培、冬季にはスキー場のゲレンデとして利用されている。この付近の傾斜角は約9°である。観測点P7(標高1,500m)、P8(標高1,600m)は大松山の斜面上部で、冬季にはスキー場のゲレンデとして利用されるが、観測を行った期間は草が芽吹いたばかりで、地面が露出しているところもあった。この付近の斜面の傾斜角は約25°である。

このうち、斜面上における風と気温の時間変化の観測をするために、観測点P5には地表面上2mにポテン

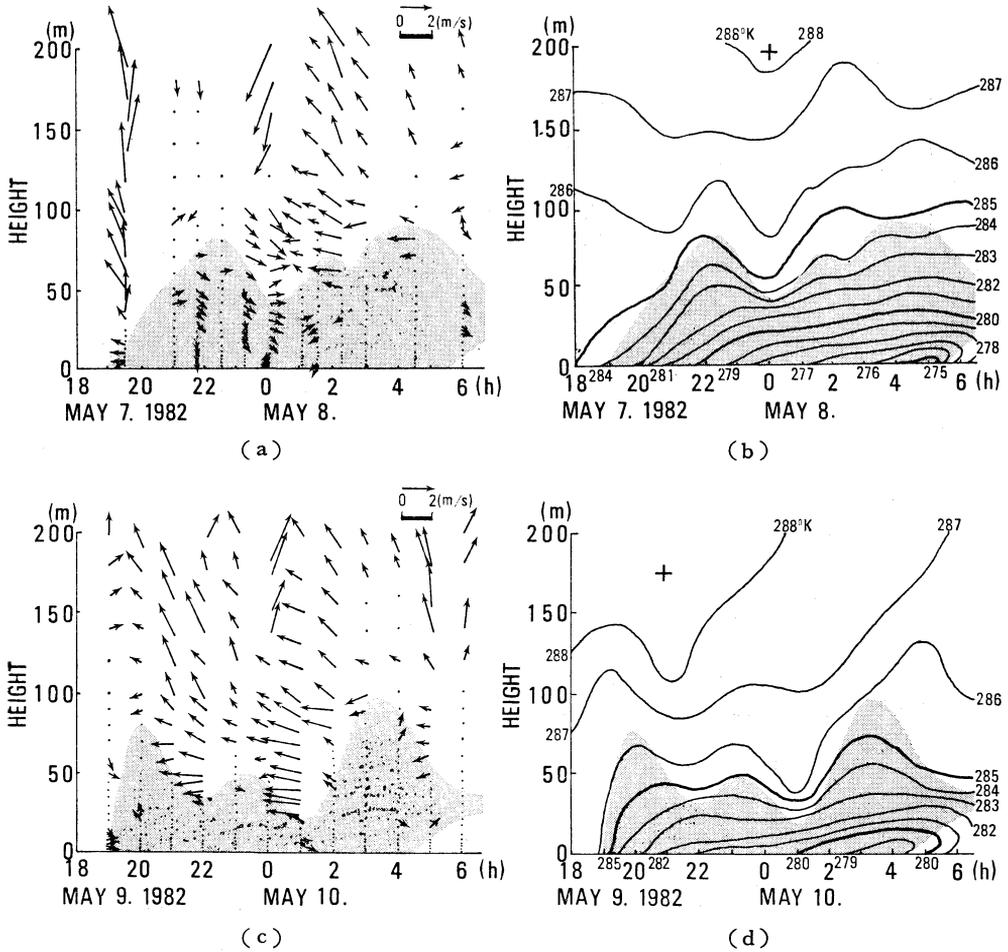
シオ微風向計(牧野応用測器製)を設置した。また地表面上1.5mに発電式の3杯微風速計(同社製)と通風装置付サーミスター温度計(宝サーミスター製)を設置し、データはペンレコーダーで出力した。観測点P7、P8にはピラム式の風向・風速計(中浅測器製)を設置した。さらに、斜面上空の大気の鉛直構造を明らかにするために、観測点P1ではTS-2A型小型係留ゾンデ(Atmospheric Instrumentation Research Company製)を用いて、高度200mまでの気温・風向・風速の鉛直分布を、観測点P5では係留気球を用いて高度100mまでの気温の鉛直分布を観測した。

観測は1982年5月7日から10日までの4日間にわたって行った。この間の天気状況は次の通りであった。5月6日夜半から7日未明にかけて、寒冷前線を伴った低気圧が日本列島を通過した。菅平では0時から5時までの5時間に11mmの降水を記録した。その後、日本は中国南部からの移動性高気圧に掩われ、菅平は晴天で穏やかな天気が続いた。

3. 冷気湖と斜面上で形成される安定層

一般風の弱い晴れた日の日没後、盆地内の大気下層では温位傾度の大きい安定層が形成される。ここでは工藤ほか(1982)、近藤ほか(1983)、鳥谷(1985)と同様に、盆地内で形成されたこの温位傾度の大きい安定層を冷気湖と定義する。第2図(a)、(b)、(c)、(d)はそれぞれ、7日18時～8日6時、9日18時～10日6時における盆地底上空200mまでの風と温位の鉛直分布を示したものである。ここで冷気湖は薄く影を付した部分である。また各高度の風向と風速はベクトルで示した。

この冷気湖内では上空の風とは異なった風向をもつ弱



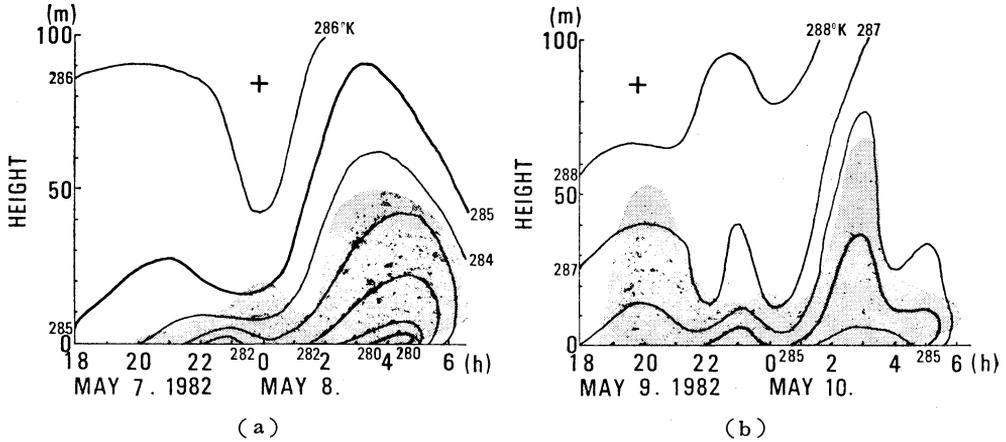
第2図 1982年5月7日18時から8日6時における盆地底上空 200 m までの (a) 風向・風速, (b) 温位の鉛直分布. 薄く影を付した部分は冷気湖を示す.
1982年5月9日18時から10日6時における盆地底上空 200 m までの (c) 風向・風速, (d) 温位の鉛直分布.

い風が吹くか、あるいは無風に近い状態である。そして時間の経過とともに冷気湖は厚くなり、冷気湖内では温位が低下する。7日23時～8日1時、9日22時～10日1時に、盆地底上空の風が一時的に強くなり、盆地内の大気上層では温位が上昇し、冷気湖が薄くなる。このような現象を以後、“ブレイク”と呼ぶ。この“ブレイク”の期間、冷気湖内では、依然として盆地底上空の風とは風向が異なる弱い風が吹き、温位が低下する。この“ブレイク”は、盆地底上空の風が弱まり、盆地内の大気上層で温位が低下し、冷気湖が再び厚くなり始めることによって終わる。その後、冷気湖は厚くなり、80～100m

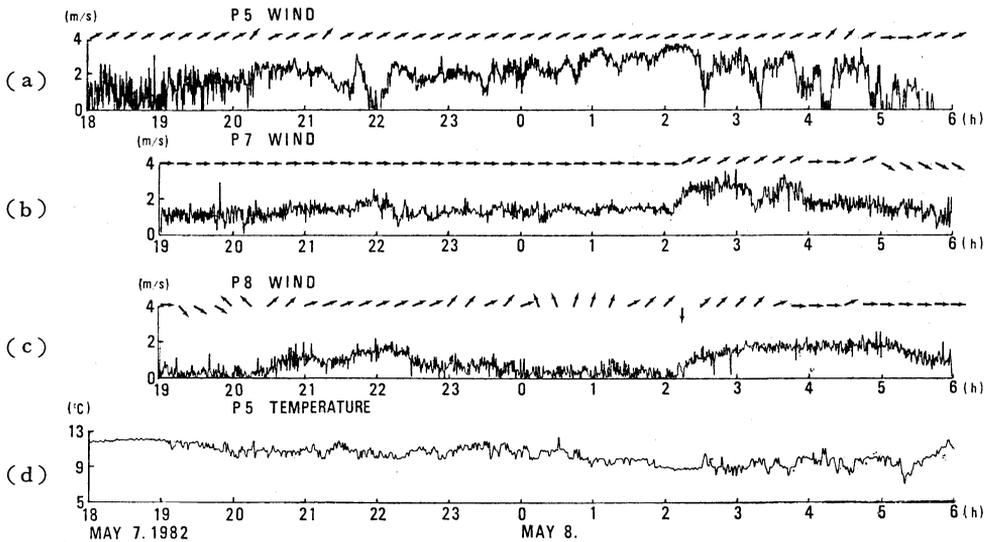
にまで達する。この厚さは、盆地周囲にある尾根の平均比高の1/2にあたる。

斜面上でも、日没後、斜面上の冷却によって安定層が形成される。またこの気層の温位は、盆地底上空の同高度の温位より低い。第3図(a),(b)は、7日18時～8日6時、9日18時～10日6時における斜面中央部の上空100mまでの温位の鉛直分布である。薄く影を付した部分は斜面上の冷却によって形成された安定層である。

日没後、斜面上では温位の低下が顕著となり、安定層が形成される。しかし7日20時～23時までの安定層は、9日の同時間帯の安定層と比較して薄い。第2図(a),



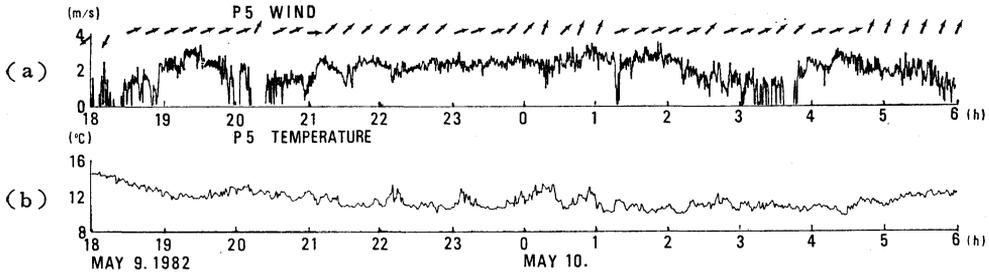
第3図 (a) 1982年5月7日18時から8日6時までの, (b) 1982年5月9日18時から10日6時までの斜面中央部の上空 100 m までの温位の鉛直分布. 薄く影を付した部分は斜面上の冷却によって形成された安定層を示す.



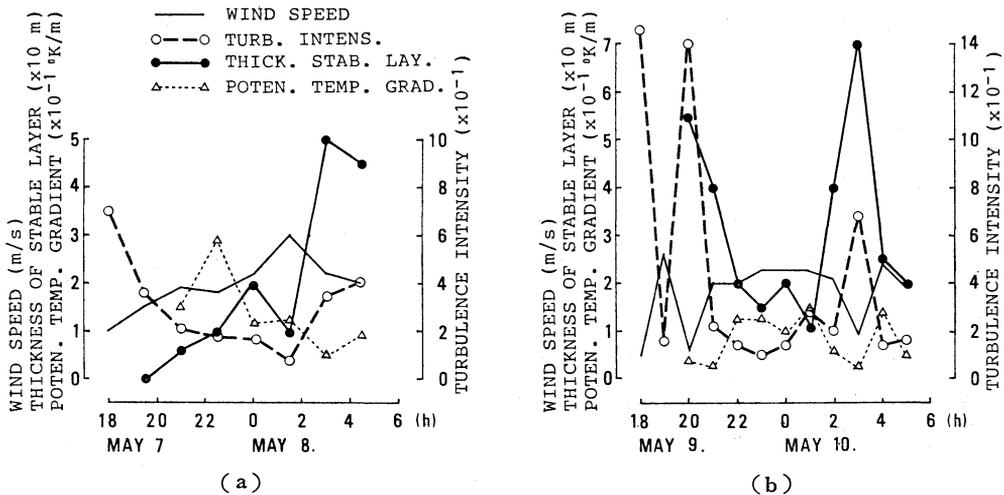
第4図 1982年5月7日18時から8日6時までの, (a) 観測点 P5 における風向・風速, (b) 観測点 P7 における風向・風速, (c) 観測点 P8 における風向・風速, (d) 観測点 P5 における気温の時間変化.

(c) から考慮すると, これは7日は盆地底上空では北寄りの風が吹いており, この斜面は向い風を受けるため, 斜面上で形成される安定層の厚さは抑制されること, 一方, 9日は盆地底上空では南東寄りの風が吹いており, この斜面は上空の風に対して尾根の陰となるので, 斜面上で形成される安定層は厚くなることを示している. 盆

地底上空で“ブレイク”となる時間帯, 斜面上では温位が上昇し, 安定層は薄くなる. “ブレイク”以後, 上空の風は弱く, 南東寄りとなり, この斜面が尾根の陰となるので, 斜面上で形成される安定層の厚さは 50~70 m にまで達する.



第5図 1982年5月9日18時から10日6時までの、観測点 P5 における (a) 風向・風速, (b) 気温の時間変化.



第6図 斜面中央部の観測点 P5 における、30分間の平均風速とその乱れの強さ、斜面上で形成された安定層の厚さとその温位傾度の時間変化。
(a) 1982年5月7日18時から8日6時まで。
(b) 1982年5月9日18時から10日6時まで。

4. 安定層内における風と気温の時間変化

前章で述べたように、斜面で形成される安定層の厚さは一晩中一定ではなく、上空の風によって変化する。さらにこの安定層の厚さが変化することによって、斜面地表面付近の風と気温の時間変化の特徴に差異が見出される。第4図(a), (b), (c), (d)に7~8日における観測点 P5, P7, P8 の風の時間変化及び P5 の気温の時間変化を、第5図(a), (b)には9~10日における観測点 P5 の風と気温の時間変化を示す。

日没後、斜面地表面付近の風向は、斜面上で形成される安定層の発達とともに、標高の低いところから斜面を流下する方向となる。風速の時間変化は周期の短い変動にかわり、周期の長い変動が卓越する。盆地底上空で

“ブレイク”となり、斜面で形成される安定層が薄くなる7日23時~8日1時、9日22時~10日1時には、尾根に近い斜面上部の観測点 P8 では風向が南成分であり、斜面下降風が吹いていない。これは観測点 P8 が斜面下降風の吹走域の外にあることを示す。さらに、斜面中央部の観測点 P5 では、気温が間欠的に上昇する。とくに9~10日の“ブレイク”では観測点 P5 における気温の上昇は南寄りの風向をとまうが、この風向は上空の風向とほぼ一致する。これは、斜面で形成された安定層が薄いため、上空の風が斜面地表面付近にまで介入し、その結果、斜面上の気温が上昇すると考えることができる。このような現象は今岡(1964)によっても報告されている。

第1表 各時間帯の継続時間.

	MAY 7.-8.	MAY 9.-10.
i)	18:00 - 22:03	18:00 - 21:38
ii)	22:03 - 0:47	21:38 - 1:19
iii)	0:47 - 6:00	1:19 - 6:00

第2表 各時間帯における, 斜面で形成された逆転層の厚さとその温位傾度, 斜面下降風の風速と乱れの強さの平均.

	MAY 7.-8.			MAY 9.-10.		
	i)	ii)	iii)	i)	ii)	iii)
THICKNESS OF STABLE LAYER	6	15	35	48	18	39
POTENTIAL TEMPERATURE GRADIENT ($^{\circ}\text{K/m}$)	0.150	0.235	0.090	0.032	0.125	0.070
WIND SPEED (m/s)	1.5	2.0	2.4	1.4	2.2	1.8
TURBULENCE INTENSITY	0.43	0.18	0.28	0.81	0.17	0.30

ブレイクが終わり, 斜面上で形成された安定層が厚くなり始める期間, 斜面中央部の観測点 P5 では気温が低下する. この安定層の発達にともない, 斜面下降風の吹走域は尾根に近い斜面上部の観測点 P8 にまで達する. 斜面上で形成される安定層が 50m 以上になると, 斜面上部の観測点 P8 は斜面下降風の吹走域に, また観測点 P7 では斜面下降風の風速が大きくなり, 斜面中央部の観測点 P5 では斜面下降風の風速の時間変化は間欠的となる.

7日18時~8日6時, 9日18時~10日6時の斜面中央部の観測点 P5 における風速とその乱れの強さ, 斜面上で形成された安定層の厚さとその温位傾度の時間変化を第6図(a), (b)に示す. ただし, 風速は30分間の平均風速であり, 乱れの強さは標準偏差を風速で除したものである.

斜面が上空の風に対して尾根の陰となる8日1時30分~4時30分, 9日18時~10日5時では, 斜面上で形成される安定層が厚くなると, 温位傾度が小さくなり, 乱れが強くなる. 一方, 上空の風が斜面に対して向かい風となる7日18時~8日0時では, 安定層の厚さは 20m 以下と前者に比べて薄い. しかし安定層内の温位傾度は大きく, 22時30分には 0.4°K/m にまで達する.

以上の観測結果について, 観測時間を斜面上で形成された安定層の厚さに注目して3つの時間帯にわけた. そして各時間帯について, 安定層の厚さとその気温傾度, 風速とその乱れの強さの平均値を算出した. ここで3つの時間帯とは,

i) 日没後, 斜面上で安定層が形成される時間帯. ただしこの時間帯における上空の風の風向は, 7日についてはこの斜面に対して向かい風となる. また9日については, この斜面は上空の風に対して尾根の陰となる.

ii) 上空の風が一時的に強くなり, 斜面上の安定層が薄くなる“ブレイク”の時間帯.

iii) “ブレイク”以後, 上空の風が弱まり, 斜面上の安定層が再び発達する時間帯, である. 第1表に各時間帯についての開始時刻と終了時刻を, 第2表に各時間帯における各要素の平均値を示す.

第2表から, “ブレイク”となる ii) の時間帯, すなわち上空の風が一時的に強くなり, 斜面上の安定層が薄くなる時間帯では, 他の時間帯と比べて, 温位傾度が大きく, 乱れが弱いことがわかる.

5. 斜面下降風の周期性

最後に, 斜面下降風の風速の時間変化のもつ周期的な特徴が, 斜面上に形成される安定層の厚さによってどのように変化するのかを明らかにする. 7日18時~8日6時, 9日18時~10日6時において, 前章で述べた各時間帯に関するスペクトル密度の分布を第7図(a), (b)に示す.

この図から, (i) 斜面上で形成される安定層が厚い時間帯では, 10分以上の周期帯でスペクトル密度が大きく, 25~50分のところにピークをもつこと, (ii) 上空の風が一時的に強くなり, 安定層が薄くなる“ブレイク”では, スペクトルのピークは短周期側にずれることがわかる.

以上のように, 斜面下降風の風速の時間変化がもつ周期性が明らかになったわけであるが, つぎにこの周期と, ブラント・バイサラ振動数を比較することにする.

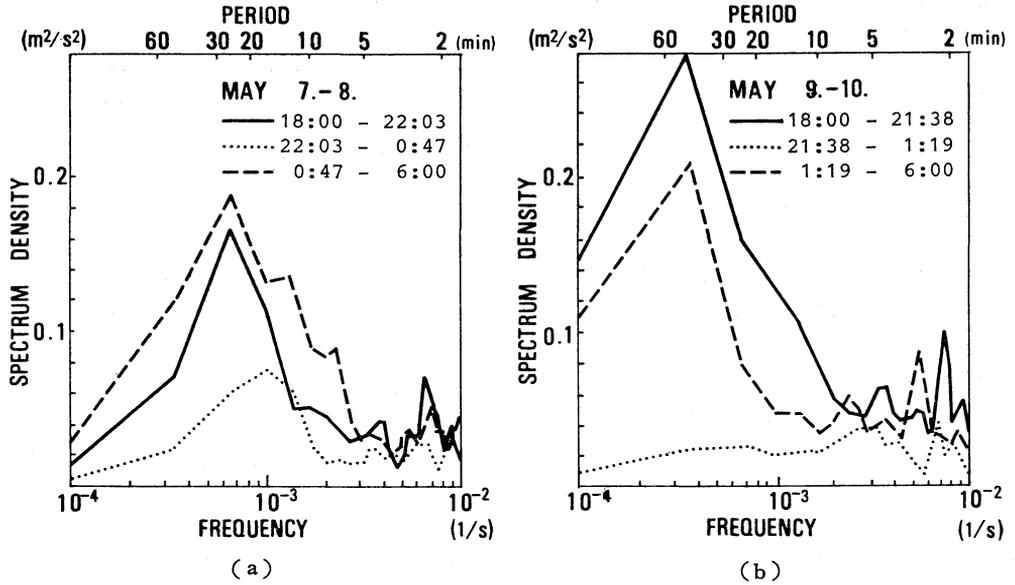
第3表(a), (b)は, 7日18時~8日6時, 9日18時~10日6時における, 各観測時刻についてのブラント・バイサラ振動数とその周期である. ここでブラント・バイサラ振動数 N は,

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (1)$$

として求めた. ただし θ は高さ z での温位, $\bar{\theta}$ は考えている気層の平均温位で, とともに絶対温度で表す. また g は重力加速度である. さらにその周期 T_N は,

$$T_N = \frac{2\pi}{N} \quad (2)$$

で求めた. 小林・石川(1982)は北北海道の間寒別における冷気層の観測から, ブラント・バイサラ振動数を



第7図 大松山斜面中央部の観測点 P5 における風速のスペクトル。
 (a) 1982年5月7日18時から8日6時まで。
 (b) 1982年5月9日18時から10日6時まで。

第3表 各観測時刻における、プラント・バイサラ振動数とその周期。
 (a) 1982年5月7日から8日まで。
 (b) 1982年5月9日から10日まで。

		MAY 7.-8.						
		19:30	21:00	22:30	0:00	1:30	3:00	4:30
(a)	Brunt							
	-Väisälä's	-----	0.150	0.116	0.063	0.064	0.043	0.055
	Frequency							
(a)	Brunt							
	-Väisälä's (s)	-----	87.27	54.00	99.76	97.40	147.78	114.03
	Period (m)	-----	1.45		1.66	1.62	2.46	1.90

		MAY 9.-10.									
		20:00	21:00	22:00	23:00	0:00	1:00	2:00	3:00	4:00	5:00
(b)	Brunt										
	-Väisälä's	0.035	0.031	0.065	0.066	0.058	0.071	0.047	0.030	0.069	0.041
	Frequency										
(b)	Brunt										
	-Väisälä's (s)	179.02	202.97	96.03	95.10	107.41	88.53	134.86	210.02	90.45	151.45
	Period (m)	2.98	3.38	1.60	1.59	1.79	1.48	2.25	3.50	1.51	2.52

0.020~0.036 Hz, その周期を3~5分としている。今回の観測結果におけるプラント・バイサラ振動数は、小林・石川(1982)に比較して約2倍に、その周期は約1/2になっている。

前章で述べた3つの時間帯に関するプラント・バイサラ振動数とその周期の平均値を第4表に示す。この表から、斜面が上空の風に対して尾根の陰となり、斜面上で形成された安定層が厚くなる時間帯では、プラント・バ

第4表 各時間帯における、プラント・バイサラ振動数とその周期の平均。

	MAY 7.-8.			MAY 9.-10.		
	i)	ii)	iii)	i)	ii)	iii)
Brunt-Väisälä's Frequency	0.072	0.090	0.054	0.033	0.065	0.047
Brunt-Väisälä's (s)	87.27	69.81	116.36	190.40	96.66	133.69
Period (m)	1.45	1.16	1.94	3.17	1.61	2.23

イサラ振動数は0.030~0.050 Hz, その周期は2~3分, “ブレイク”となり, 斜面上で形成された安定層が薄くなる時間帯では, それぞれ0.070~0.090 Hz, 1~1.5分となる。このことは, 安定層が厚い時の方が, プラント・バイサラ振動数が小さく, その周期が長いことを示している。

最後に, 9日18時~10日6時に関して, 第4表で示したプラント・バイサラ振動数と, 第7図(b)に示されているスペクトル密度分布を比較すると, プラント・バイサラ振動数にはほぼ一致する振動数帯に, スペクトル密度分布のピークがあることがわかる。

6. 結論とあとがき

一般風(上空の風)が弱い晴れた夜間について, 斜面上及びその上空の風と気温の観測から, 周期性・間欠性を含めた斜面下降風の時間変化にみられる特徴と, 一般風(上空の風)および斜面上で形成された安定層との関係を考察した。その結果, つぎのことが明らかになった。

1) 斜面上で形成される安定層の厚さは一般風(上空の風)の風向による。すなわち, 一般風(上空の風)が斜面に対して向かい風となる時は, 斜面上で形成される安定層の厚さは抑制され, 10~15mと薄い。逆に, 斜面が一般風(上空の風)に対して尾根の陰となる場合, 安定層は厚くなり, 40~50mにまで達する。

2) 盆地底上空で一般風(上空の風)が強くなり, 冷気湖が薄くなる“ブレイク”の時には, 斜面上で形成された安定層は薄く, 温位傾度が大きい。斜面中央部における斜面下降風の風速の時間変化は, 乱れが弱く, ほぼ一定値をとり, スペクトルは, 20分以下の短周期側にピークをもつ。また, 尾根に近い斜面上部では, 斜面下降風は吹走していない。

3) 盆地底上空で一般風(上空の風)が弱い時, 斜面上で形成される安定層の厚さは50~60mにまで達し, 温位傾度は小さい。この時, 尾根に近い斜面上部は斜面下降風の吹走域となる。また, 斜面中央部における斜面

下降風の風速の時間変化は, 乱れが強く, 間欠的である。スペクトルは20分以上の長周期側にピークをもつ。

4) 斜面下降風の風速の時間変化に関するスペクトル密度分布は, プラント・バイサラ振動数のところでピークをもつ。

謝 辞

本研究を進めるにあたり, 筑波大学地球科学系の吉野正敏教授に, 終始, 懇切丁寧なる御指導を賜わり, 河村武教授, 西沢利栄教授, 安成哲三講師, 林陽生助手からも貴重な御教示をいただきました。また気象庁気象研究所の花房竜男博士, 国立公害研究所の光本茂記氏には, 本稿をまとめるにあたり, 多くの御助言をいただきました。さらに現地観測に際しては, 筑波大学大学院地球科学研究科の方々に御協力いただきました。ここに記して深く感謝いたします。

なお本稿は, 筑波大学大学院地球科学研究科へ提出した1982年度「地理学・水文学特別研究」(修士論文)の一部を加筆・修正したものである。

文 献

- 青山高義, 1984: 猪苗代盆地湖北地方に夜間発達する逆転層と風系について, 山形大学紀要(自然科学), **11**, 109-119.
- Doran, J.C. and Horst, T.W., 1981: Velocity and temperature oscillations in drainage wind, *J. Appl. Met.*, **20**, 361-364.
- Fleagle, R.G., 1950: A theory of air drainage, *J. Met.*, **7**, 227-232.
- Geiger, R., 1951: *Das Klima der bodennahen Luftschicht*, Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig, 460 S.
- 今岡円七, 1964: 斜面下降風と一般風との関係について, *農業気象*, **20**, 41-45.
- 小林俊一, 石川信敬, 1982: 積雪面上の冷気流の運動, *低温科学(物理篇)*, 41号, 55-64.
- 近藤純正, 1982: 複雑地形の夜間冷却—研究の指針, *天気*, **29**, 935-949.
- , 森 洋介, 安田延寿, 佐藤 威, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 庄司邦彦, 1983: 盆地内に形成される夜間の安定気層(冷気湖), *天気*, **30**, 327-334.
- , 山沢弘実, 1983: 夜間の地表面放射冷却と積雪および日本各地の最低気温の極値について, *天気*, **30**, 295-302.
- 工藤泰子, 田中 博, 鳥谷 均, 黄 水鎮, 1982: 菅平における冷気湖の形成過程, *地理学評論*, **55**, 849-856.
- 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.

森 洋介, 近藤純正, 庄司邦彦, 佐藤 威, 安田延寿, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 高平 進, 阿部愛美, 1983: 山地の夜間冷却と熱収支, 天気, 30, 259-267.

———, 近藤純正, 1984: 冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却, 天気, 31, 45-52.

中村圭三, 1976: 夜間の緩斜面上の冷気流と気温分布について, 地理学評論, 49, 380-387.

———, 1978: 菅平の大松山の斜面上における冷気の発現域と流出域, 地理学評論, 51, 793-803.

———, 1982: 夜間の山地斜面上における冷気流の循環系について, 気候学・気象学研究報告, 筑波大学地球科学系気候学気象学分野, 6, 22-31.

Petkovšek, Z. and Hočevar, A., 1971: Night drainage winds, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 20, 353-360.

Sahashi, K., 1974: A simple theoretical treatment of the down slope winds, Bull. School of Education, Okayama Univ., 40, 17-25.

立石由己, 1961: 菅平における冷気の流出, 天気, 8, 366-371.

鳥谷 均, 1985: 長野県菅平盆地における冷気湖の形成と冷気流, 地理学評論, 58 (Ser. A), 67-79.

Tyson, P.D., 1968: Velocity fluctuations in the mountain wind, J. Atmos. Sci., 25, 381-384.

吉野正敏, 1961: 「小気候」, 地人書館, pp.274.

———, 1982: 冷気流と冷気湖のモデルについて, 気候学・気象学研究報告, 筑波大学地球科学系気候学気象学分野, 6, 37-39.

Yoshino, M.M., 1975: Climate in a small area, Univ. of Tokyo Press, pp.549.

———, M.M., 1984: Thermal belt and cold air drainage on the mountain slope and cold air lake in the basin at quiet, clear night, Geoj., 8, 235-250.

———, M.M., Tanaka, M. and Nakamura, K., 1981: Formation of cold air lake and its effects on agriculture, J. Nat. Dis. Sci., 3, 1-14.

正 誤 表 (訂正し, お詫びいたします)

巻号	頁	行	誤	正
30.8	372	右式(5)	$G_I = (yijk - \bar{y} \cdot jk - \bar{y}i \dots)'$	$G_I = (yijk - \bar{y} \cdot jk - \bar{y}i \dots + \bar{Y} \dots)'$
30.8	381	左式(6)の中	$+ \sum_{a=1}^8 \sum_{\substack{b=5 \\ b \neq 7}}^9 \delta_{ab}(ii' r) \cdot \delta_{a+1b}(ii' r)$	$+ \sum_{a=1}^7 \sum_{\substack{b=5 \\ b \neq 7}}^9 \delta_{ab}(ii' r) \cdot \delta_{a+1b}(ii' r)$
30.8	381	右下2	各固有ベクトルをとすると	各固有ベクトルを p_i とすると
30.8	382	左上3	$R_{a0}(1964)$	$Rao(1964)$
32.5	257	関西夏季大学	松田米郎	森田米郎
32.3	背表紙 (切り取って貼って) 下さい		長 坂	川口・田
32.4			長 坂	川口・田 一九八五
32.5			長 坂	川口・田 一九八五