

久住山南麓で観測された斜面下降風 (冷気流) の特徴

森 牧人*1・薦田 広章*2・小林 哲夫*3
野田 美香*3・武政 剛弘*4

要 旨

久住山 (大分県) 南麓において1997年9月に実施した局地気象観測の結果を解析し、夜間の斜面下降風 (冷気流) の特徴を調べた。

日没後、地表付近の気温逆転が強まるにつれて冷気流の流速は増加した。冷気流下層の厚さは約25 mであり、終夜、ほとんど変化しなかった。風速と冷気層内の温位の鉛直勾配の間には密接な関係が認められ、近似的に、前者は後者の平方根に比例することが確かめられた。これは、冷気層に作用する重力とその上・下端面における摩擦抵抗力が釣り合う平衡流になっていたことを示唆する。

1. はじめに

久住山 (大分県 ; 標高1787 m) は九州山地有数の火山で、急峻な山頂部とは対比的に、山麓にはなだらかな傾斜地が広がり、牛の放牧が盛んである。

久住山南麓では、移動性高気圧に覆われると、日中は斜面上昇風、夜間には斜面下降風 (冷気流) が発達し、風向の日変化がはっきり現れる (薦田ほか, 1998)。また、夜間には、斜面下降風とともに火山ガスによると思われる異臭が漂うことがある。一方、放牧牛はメタンガスの発生源であり、本地域は独特のガス環境にあるといえる。

冷気流は放射冷却により斜面上に生成された冷気が重力によって流下する現象である。冷気の流下は気温や植物体温度の低下を抑制するだけでなく (Kobayashi *et al.*, 1994)、大気汚染物質や排煙等の輸送にも関わり (Kondo, 1986)、窪地や盆地など、冷気溜り (冷気湖) が形成される場所では局所的なガス濃度の増加

を招くこともある (Gudiksen *et al.*, 1984)。したがって、冷気流の特徴を明らかにすることは、熱環境だけでなく、各種のガス環境を知る上でも意義が深い。

本研究では、久住山南麓の草地斜面における局地気象観測 (小林ほか, 1997) の結果から明らかになった夜間の斜面下降風 (冷気流) の特徴について報告する。

2. 観測

観測は1997年9月20日から27日にかけて行われた。観測場所は久住山山頂の南方約3 kmに位置する九州大学農学部附属高原農業実験実習場と大分県畜産試験場の敷地内の斜面である (第1図)。本研究では、9月21日から23日にかけて得られたデータの一部を解析対象とする。この間、北部九州は東シナ海から日本海にかけて広がる帯状の高気圧に覆われ、現地の天候はおおむね晴天であった。また、観測当時、斜面の大部分は草丈数 cm ないし10数 cmの牧草に覆われていた。

第2図は観測場所の地形図であり、観測点 (図中白丸) の測定条件を第1表に示す。観測点 W1と W2の2点では、風車型風向風速計を用いて高度2.2 mの風向・風速を測定し、各10分間平均値を付属のデータロガーに出力した。同時に、両観測点ではヘリウムを充填した繫留気球のロープ上4高度に温度計を取り付け、高度80ないし100 mまでの気温の鉛直プロファイ

*1 日本学術振興会特別研究員 (筑波大学水理実験センター)。

*2 長崎大学工学部、*3 九州大学農学部。

*4 長崎大学環境科学部。

—1998年4月2日受領—

—1999年1月29日受理—

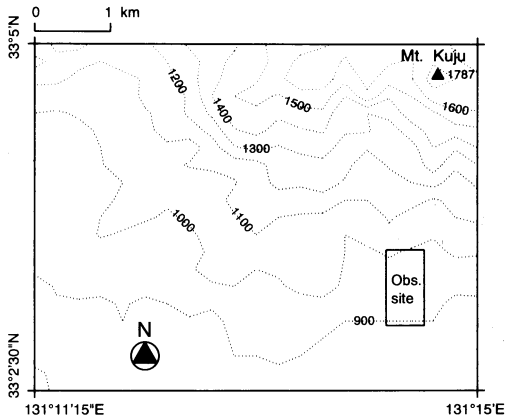


Fig. 1 Location of the observation site. Dotted curves show topographic contours and the numbers labeling them indicate the heights above sea level in meters.

ルを測定した。さらに、観測点 T1と T5では、高度1.5 mの気温を測定した。いずれの観測点においても、気温は小型サーミスター温度計によって1分間隔で自己記録させた。なお、繫留気球は斜面下降風が発生する接地気層のはるか上空に位置し、一般風は微弱であったので、繫留ロープの傾きの影響は無視できるものと判断された。

3. 結果と考察

3.1 風向・風速と温位の高度差の時間変化

第3図は9月22日-23日の観測点 W1における風向(点線)、風速(実線)および高度25 mと1.5 mにおける温位の差($\Theta(25) - \Theta(1.5)$) (破線)の時間変化を示す。各高度における温位は、観測点 T1 (標高890 m)を基準点として簡易式によって求めた (Mori and Kobayashi, 1996)。日没(22日18時過ぎ)後、風は斜面上昇風から斜面下降風へ急変し、夜間の風向はNもしくはNNWでほとんど変わらなかった。風速は日没前後に一旦減少したが、その後徐々に増し、日の出(23日6時過ぎ)まで増加傾向を示した。一方、温位の高度差も、風速と同様、時間とともに増す傾向にあったことがわかる。同様な結果は、観測点 W2においても認められ、前日の観測結果にも現れていた。

上口ほか(1997)のシミュレーションの結果では、山風の風速は、斜面の上部・中部・下部のいずれにおいても、夜半以降時間的に減少傾向を示す。この「山風」が本研究で言う夜間の斜面下降風(冷気流)に相

Table 1 List of observation item (*no data taken on Sep. 21-22, 1997).

Station	Altitude (m ASL)	Item	Height (m AGL)	Interval (min)
W1	912	wind speed	2.2	10
		wind direction	2.2	10
		air temperature	1.5, 25, 50, 100	1
W2	953	wind speed	2.2	10
		wind direction	2.2	10
		air temperature*	1.5, 20, 40, 80	1
T1	890	air temperature*	1.5	1
T5	989	air temperature*	1.5	1

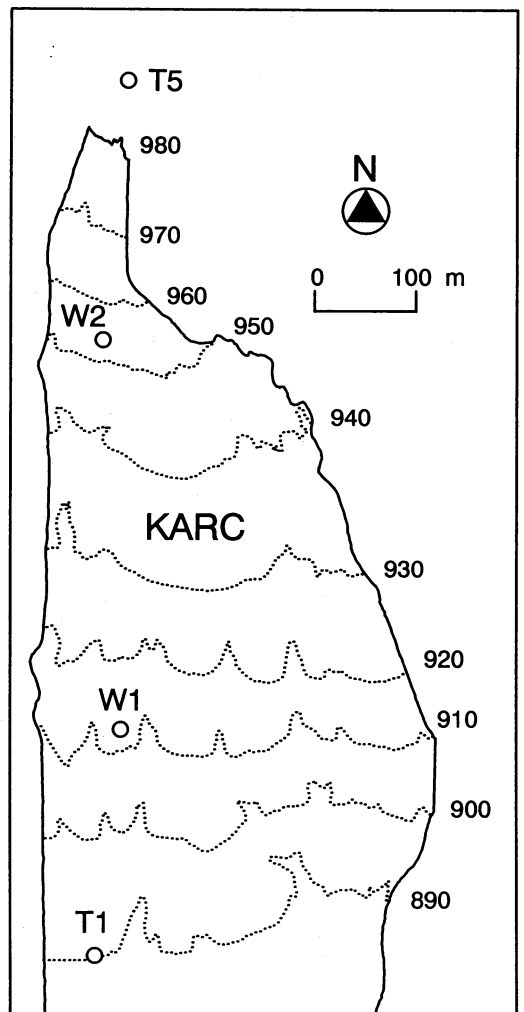


Fig. 2 Topographic map of the study area in Kyushu Agricultural Research Center (KARC), Kyushu University. Contour intervals are 10 m. Open circles show the observation stations.

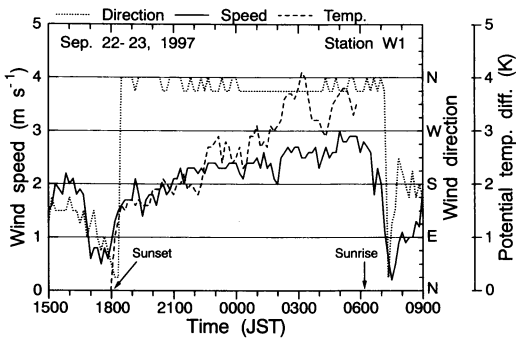


Fig. 3 Temporal variations of wind speed (solid line), wind direction (dotted line) at a height of 2.2 m, and temperature differences (broken line) between heights of 1.5 m and 25 m at Station W1 on Sep. 22-23, 1997. The times of sunset and sunrise are indicated by the arrows.

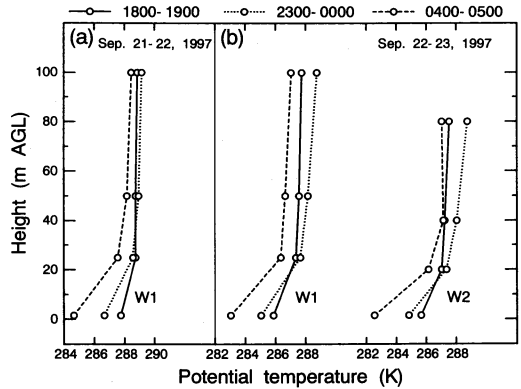


Fig. 4 Vertical profiles of potential temperature averaged over the period 1800-1900 (solid), 2300-0000 (dotted) and 0400-0500 (broken) at Station W1 on Sep. 21-22 (a) and at Stations W1 and W2 on Sep. 22-23 (b). The open circles denote the temperature measurement points.

当するならば傾向は逆である。

3.2 温位構造

第4図は、観測点 W1 と W2 における温位 (1 時間平均値) の鉛直プロファイルの時間変化を示す。図中の白丸は自記温度計の設置高度を表す。同図から明らかなように、高度 1.5 m の温位は、温位差の小さい他の 3 高度に比べて極端に低く、地表付近に冷気層が形成されていたことがわかる。冷気層の厚さは、温位の絶対値や観測点に関係なく高々 25 m であった。高度 1.5 m の温位は時間と共に低下したが、上空の観測点では真夜中において若干上昇した。これは大気沈降があったことを意味すると思われる、冷気の流下に起因するかもしれないが、詳細は不明である。いずれにしても、下層 2 点間の温位差は、時間と共に増し、温位の逆転が強まっていたことがわかる。

第5図 a は、22日 1910-1920 における観測点 T1 から T5 にかけての斜面上空の温位 (10 分間平均値) の分布を示す。等温位線は、各気温測定点 (図中白丸) における温位の値を線形内挿することにより描かれた。斜面上では、286 K と 287 K の 2 本の等温位線が斜面にほぼ沿うように分布し、後者は高度約 25 m に位置していた。それより上空では、等温位線はほぼ水平であり、斜面と逆向きの勾配を示す場合もあった。等温位線は近似的に流線とみなせるので (Mori and Kobayashi, 1996)、斜面に沿って流下する冷気流の厚さは約 25 m であったことがわかる。

第5図 b は同夜の 0450-0500 の結果である。冷気流

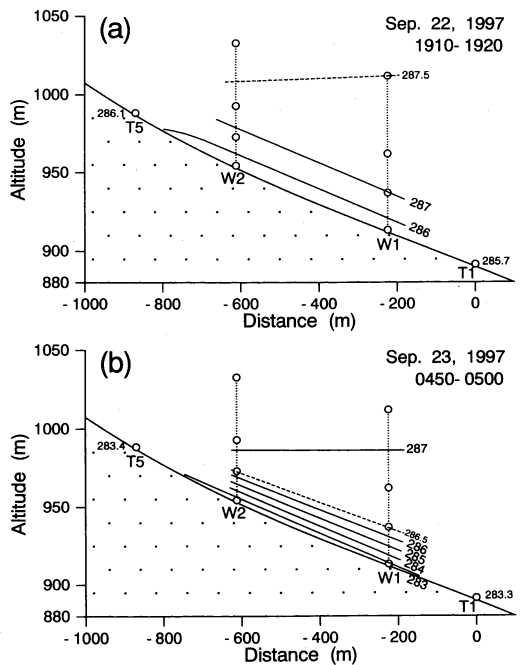


Fig. 5 Potential temperature fields for 1910-1920 (a) and 0450-0500 (b) on Sep. 22-23, 1997. Solid lines and broken lines show the isentropes, the numbers labeling them are potential temperatures in degrees Kelvin.

下層の厚さは約20~25 m でほとんど変わっていないが、等温位線の間隔は約半分狭まった。これは冷気層に作用する重力が実質的に大きくなり、風速が増したことを意味する。事実、観測点 W1における風速は1910-1920の 1.8 ms^{-1} から0450-0500の 2.6 ms^{-1} へ増大した(第3図)。

このような温位構造を持つ冷気流は、冷気湖よりも上部の斜面を流下する冷気流 I 型(Mori and Kobayashi, 1996) と判断される。観測場所の下方(南方)には比較的緩やかな傾斜地が広がっており、冷気湖が形成されていたものと考えられるが、冷気湖面は観測場所まで到達していなかったことになる。

3.3 風速と温位の鉛直勾配の関係

第6図は、9月21-22日および22-23日にかけての2風速観測点における温位の鉛直勾配(γ_{obs})と風速(u_{obs})の関係を表わす。ただし、 γ_{obs} は、

$$\gamma_{\text{obs}} = \frac{\Theta(\zeta_2) - \Theta(\zeta_1)}{\zeta_2 - \zeta_1} \quad (1)$$

より計算した。ここで、 $\Theta(\zeta_2)$ と $\Theta(\zeta_1)$ は、それぞれ、各観測点の高度 ζ_2 と ζ_1 における温位であり、観測点 W1では(ζ_2, ζ_1)=(25 m, 1.5 m)、W2では(ζ_2, ζ_1)=(20 m, 1.5 m)である。風速(u_{obs})は γ_{obs} と共に増すが、増加率は次第に減少する。

3.4 冷気流速の理論解

Manins and Sawford (1979a) は、オーストラリア北東部の Jeeralang 丘陵地において繫留気球を用いて気温と風速の鉛直プロファイルの詳細に測定し、斜面下降風の主要部分と接地冷気層の厚さがほぼ等しいことを示した。同様な結果は、気象観測タワーを使用した Horst and Doran (1986) の観測(米国カリフォルニア州北部 Cobb 山斜面)でも得られている。本観測では、風速は地上2.2 mのみでしか測定しておらず、冷気層内における風速の鉛直分布は不明であるが、第5図の等温位線図より接地安定層(冷気層)と下降風層はほぼ一致していたものと推測できる。そこで、冷気層上端と下端における風速をゼロと仮定する単純なモデルを用いて、冷気流速の理論解を示す。

第7図(右)は、冷気が斜面(傾斜角 α)上を等温位線群(図中の太実線)に平行に流下する様子を2次元的に表した模式図である。地表面上に原点(図中+印)を定め、斜面に沿って x 軸、その法線方向に z 軸、さらに、原点から鉛直方向に ζ 軸をとり、いずれも矢印の方向を正とする。ただし、図中、冷気層内では温

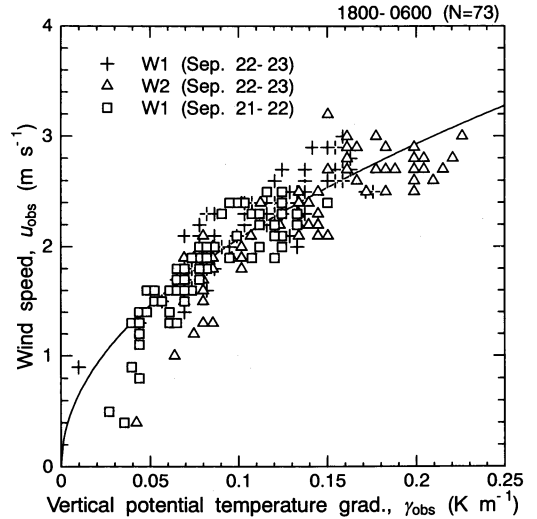


Fig. 6 Relation between the vertical gradient of potential temperature (γ_{obs}) and the down-slope wind speed (u_{obs}) during the night (1800 to 0600) at Stations W1 and W2. The solid curve shows the relation given by equation (21) assuming $(C_0 + k)/h^2 = 5 \times 10^{-5} \text{ m}^{-2}$.

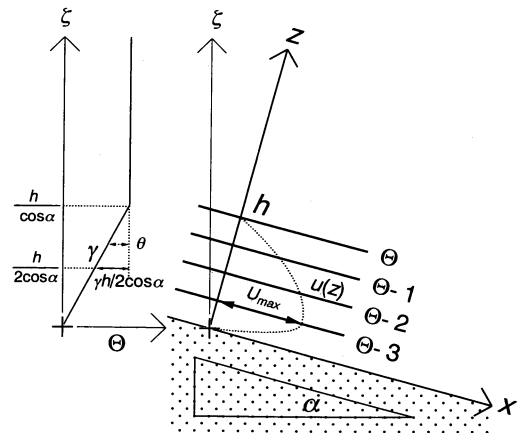


Fig. 7 A schematic representation of the structure of NDWs. Right: The profile of NDW speed on a hillslope having an inclination α . Left: The profile of potential temperature. See text for explanation.

位は ζ 方向に線形的に変化すると仮定し、その増加率を γ とした。また、同図(左)には右図に対応した温位の鉛直プロファイルを示す。

定常状態を仮定し、さらに、地球の回転および斜面

の等高線方向の移流の効果が無視できるとすれば、厚さ h の冷気層の x 方向の運動量保存則は次式のように書ける (Mahrt, 1982).

$$\frac{\partial}{\partial x}(h\hat{u}^2) = hg \frac{\hat{\theta}}{\Theta_0} \sin\alpha - \cos\alpha \frac{g}{\Theta_0} \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\theta}h^2) - (C_D + k)\hat{u}^2. \quad (2)$$

ここで、

$$\hat{u}^2 \equiv \frac{1}{h} \int_0^h u^2 dz, \quad (3)$$

$$\bar{\theta} \equiv \frac{1}{h^2} \int_0^h \left(\int_z^h \theta dz \right) dz, \quad (4)$$

$$\hat{\theta} \equiv \frac{1}{h} \int_0^h \theta dz \quad (5)$$

であり、 u : z における速度の x 方向成分、 g : 重力加速度、 θ : z における冷気層と上部大気間の温度差 (温位欠損) ($=\Theta(h) - \Theta(z)$)、 Θ_0 : 代表温度である。また、 C_D と k は、それぞれ、冷気層下端と上端における抵抗係数を表わす。

観測された温位構造 (第5図) に基づき、冷気層厚は夜間一定 ($h = \text{constant}$)、かつ、温位欠損相当量 ($\bar{\theta}$) は x 方向に変化しない ($\partial\bar{\theta}/\partial x = 0$) と仮定すれば、式(2)は簡単化され、

$$h \frac{\partial}{\partial x} \hat{u}^2 = hg \frac{\hat{\theta}}{\Theta_0} \sin\alpha - (C_D + k)\hat{u}^2 \quad (6)$$

となる。以下、式(6)の中の各項を、左から順に、移流項、重力項および摩擦項と呼ぶ。同式は解析的に解け、斜面下降風の平方自乗平均風速 \hat{u} は以下のようにかける。

$$\hat{u} = \sqrt{\hat{u}_e^2 (1 - \exp(-x/L_e)) + \hat{u}^2(0) \exp(-x/L_e)}. \quad (7)$$

ただし、

$$\hat{u}_e \equiv \sqrt{hg \frac{\hat{\theta}}{\Theta_0} \sin\alpha / (C_D + k)}, \quad (8)$$

$$L_e \equiv h / (C_D + k). \quad (9)$$

ここで、 $\hat{u}(0)$ は、 $x=0$ における \hat{u} を表わす。

3.5 地上風速の代表性

本節では、冷気層内の風速分布を仮定し、高度2.2 mで測定された風速と斜面下降風の平方自乗平均風速 \hat{u} との関係について検討する。簡単のために冷気層内の風速分布を次式で近似する (第7図 (右) 中の点線)。

$$u(z) = \begin{cases} U_{\max} \left[1 - \frac{16}{h^2} \left(z - \frac{h}{4} \right)^2 \right] & \left(0 \leq z \leq \frac{h}{4} \right), \\ U_{\max} \left[1 - \frac{16}{9h^2} \left(z - \frac{h}{4} \right)^2 \right] & \left(\frac{h}{4} < z \leq h \right). \end{cases} \quad (10)$$

ここで、風速の最大値 U_{\max} は $z = h/4$ の高度に現れるものと仮定した (Sutton, 1953)。このとき、平均風速 U_m は

$$U_m = \frac{1}{h} \int_0^h u dz = \frac{2}{3} U_{\max} = 0.67 U_{\max}. \quad (11)$$

また、式(3)より

$$\hat{u} = \sqrt{8/15} U_{\max} = 0.73 U_{\max} \doteq 1.1 U_m \quad (12)$$

となる。一方、斜面上の風速は $z \approx \zeta = 2.2$ m で測定され、 h は20~25 m と推定された。したがって、式(10)より

$$u(2.2 \text{ m}) = (0.6 \sim 0.7) U_{\max} \quad (13)$$

となり、

$$u(2.2 \text{ m}) \approx U_m \doteq 0.9 \hat{u} \quad (14)$$

が近似的に成り立ち、式(3)により表わされる平方自乗平均風速 \hat{u} が地上2.2 mにおける風速にほぼ対応することがわかる。

3.6 摩擦項の評価

本節では、9月22-23日の夜間の3つの時間帯(2030-2130, 0020-0120, 0300-0400)における風速と温位のデータ(1時間平均値)を用いて摩擦項の大きさを評価する。いずれの時間帯も観測点W1とW2における風速の差が比較的小さく(第2表)、式(7)から近似的に $\hat{u} = \hat{u}_e$ とみなすことができる。したがって、 \hat{u} は $\hat{\theta}$ の関数となる。

第7図(左)より、 $\hat{\theta}$ は $z = h/2$ ($\zeta = h/2 \cos\alpha$) における温位欠損 θ と等しく、 x 方向に変化せず、

$$\hat{\theta} = \frac{\gamma h}{2 \cos\alpha} \quad (15)$$

Table 2 Typical values of $(C_D+k)/h^2$ on Sep. 22-23, 1997 calculated from equation (16).

Period/Station	Wind speed (ms^{-1})		$(C_D+k)/h^2$ (m^{-2})	
	W1	W2	W1	W2
2030-2130	2.0	2.0	4.6×10^{-5}	4.6×10^{-5}
0020-0120	2.4	2.4	4.5×10^{-5}	5.2×10^{-5}
0300-0400	2.5	2.6	5.2×10^{-5}	5.7×10^{-5}

となるから、式 (6) より次の関係を得る。

$$\frac{C_D+k}{h^2} = \frac{g\gamma \tan \alpha}{2\Theta_0 \bar{u}^2} \quad (16)$$

そこで、式(16)の \bar{u} と γ に、それぞれ、実測値 u_{obs} と γ_{obs} を代入し、代表温位 Θ_0 として 280 K、観測斜面の傾斜角として $\alpha=7^\circ$ を与えれば、 $(C_D+k)/h^2$ が求まる (第 2 表)。これらの結果から、代表的な値として

$$\frac{C_D+k}{h^2} \sim 5 \times 10^{-5} \quad (17)$$

が得られる。したがって、摩擦項は

$$(C_D+k) \bar{u}^2 \sim 5 \times 10^{-5} h^2 \bar{u}^2 \quad (18)$$

となる。

次に、これらの値の妥当性を観測場所の地被・地形条件から検討する。

抵抗係数 C_D は接地気層の安定度に応じて変化し、一般に、大気が安定なほどその値は小さくなる (例えば、Garratt, 1992)。中立状態を仮定すれば、関係式

$$C_D = \frac{\kappa^2}{[\ln(z_u/z_0)]^2} \quad (19)$$

から C_D を評価できる。ただし、 κ : カルマン定数 (= 0.4)、 z_u : 風速計の高度、 z_0 : 地表面の粗度長である。Sutton (1953) によれば、草丈が 10 ないし 50 cm の草地の粗度長は 2 ないし 5 cm であり、林・古藤田 (1980) が牧草地で得た値 ($z_0=0.03$ m) もこの範囲に含まれる。したがって、風速の測定高度に基づき $z_u=2.2$ m (第 1 表) とすれば、 $C_D \sim 1 \times 10^{-2}$ となる。この値は C_D の上限と考えてよい。

一方、 k は斜面上を流下する重力流が上部大気から受ける抵抗を表わし、一般に、エントレインメント係数 $E (= -w_h/\bar{u}; w_h: z=h$ における z 方向の速度) を用いて議論されることが多い (例えば、Manins and Sawford, 1979b)。Mahrt (1982) によれば、 $k \sim E$ で

ある。Nappo and Rao (1987) は、2 次元乱流モデルを用いて傾斜角が一定の斜面上を流下する重力風の性質を調べ、周辺大気の成層が弱い場合、斜面下方における漸近値として

$$E = 0.10 (\sin \alpha)^{2/3} \quad (20)$$

を得た。この関係式を本事例に適用すれば、 $E \sim 2 \times 10^{-2}$ となる。

したがって、 $C_D \sim 1 \times 10^{-2}$ とすれば、 $C_D+k \sim 3 \times 10^{-2}$ となるが、この値を式 (17) に代入すれば $h \approx 25$ m となる。また、仮に、 $C_D=0$ としても、 $C_D+k \sim 2 \times 10^{-2}$ となり、 $h=20$ m となる。これらの結果は、観測された冷気層厚とほぼ等しく、本節で評価した摩擦項の大きさが概ね妥当であることを示唆する。以下、式 (17) の関係を用いる。

3.7 平衡解

L_e は、距離の次元を持ち、 \bar{u} が平衡値 \bar{u}_e に達するために必要な流下距離の指標となる。すなわち、 L_e が小さいほど、短い流下距離で平衡速度に達することを意味する。本観測結果の場合、前節の評価値から $L_e \approx 800$ m となる (式 (9))。

久住山南麓では、標高 1300 m の等高線を境に、斜面の勾配が変わる (第 1 図)。本観測場所は緩やかな斜面上にあり、その上方 N もしくは NNW 方向に伸びる緩斜面の長さは 1000 m 以上に達する。したがって、観測された冷気流の流速は緩斜面に対する平衡速度に近い値であったものと期待される。実際、 $\bar{u} = \bar{u}_e$ と仮定すれば、式 (15) の関係を式 (8) に代入することにより

$$\bar{u}_e = \sqrt{\frac{g \tan \alpha}{2\Theta_0} \cdot \frac{h^2}{C_D+k} \cdot \gamma} \quad (21)$$

と表わすことができ、 \bar{u}_e は γ の関数となるが、これは、実測に基づいた u_{obs} と γ_{obs} の関係をおおむね表現する (第 6 図中の曲線)。

風速の実測値と式 (21) から求めた平衡速度の散布図を第 8 図に示す。ただし、双方共、夜間 (1800-0600) の平均風速 \bar{u} で除して無次元化した。両者は比較的よく一致しており、平衡速度で冷気流の流下速度を近似できることがわかる。しかし、無次元風速が 0.7 以下で小さいとき、平衡速度が実測値よりかなり大きくなる場合がある。これらは、日没後 1 時間以内に集中していた。夕方は、冷気層の発達段階に当たり、式 (2) を導く際に無視した非定常性の効果や、いまだ平衡状態に達していなかったことがその原因と考えられる。

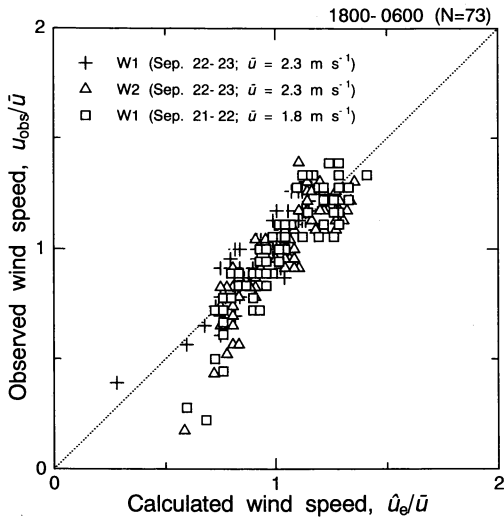


Fig. 8 A comparison of the wind speeds observed and calculated from equation (21). Both values are normalized by the mean over the period 1800-0600 (\bar{u}). The symbols are the same as in Fig. 6.

Gallée and Schayes (1992) は、カタバ風の数値シミュレーションを行い、南極大陸の斜面上部においては、重力項が慣性項とつりあっておらず、斜面下方に向かって流速が増すこと、また、斜面中部では重力項と摩擦項がほぼ等しく、流速の変化が小さくなることを示した。本観測結果では、夕方には一時的に斜面上部の特徴が現れていたものと考えられる。

4. むすび

久住山南麓における夜間の斜面下降風（冷気流）の特徴は以下のように整理することができる。

1) 風速及び地表付近の温位の鉛直勾配は時間的に増加する傾向を示したが、冷気流下層の厚さは約25 m でほとんど変わらなかった。

2) 冷気流下層内では、等温位線群が常に斜面にほぼ平行に走り、冷気流 I 型 (Mori and Kobayashi, 1996) と判断された。

3) 風速と冷気層内の温位の鉛直勾配の間には密接な関係が認められ、前者は近似的に後者の平方根に比例した。これは、冷気流が冷気層に働く重力とその上・下端に作用する摩擦抵抗力の釣り合った平衡流であることを示唆する。

謝辞

観測に際しては、九州大学農学部附属高原農業実験実習場の尾野喜孝、西村光博両博士ならびに職員の方々、および大分県畜産試験場から多大なご支援を受けた。また、林静夫(九州大学熱帯農学研究センター)、園田裕虎(九州共立大学)の両先生および九州大学農学部農業気象学研究室、長崎大学工学部水理学研究室の学生諸氏に御協力頂いた。さらに、2名の査読者の方からは有益なコメントを頂いた。ここに、記して謝意を表する。

参考文献

- Gallée, H. and G. Schayes, 1992: Dynamical aspects of katabatic wind evolution in the Antarctic coastal zone, *The Bound.-Layer Meteor.*, **59**, 141-161.
- Garratt, J. R., 1992: *The atmospheric boundary layer*, Cambridge University Press, 1-316.
- Gudiksen, P. H., G. J. Ferber, M. M. Fowler, W. L. Eberhard, M. A. Fosberg and W. R. Knuth, 1984: Field studies of transport and dispersion of atmospheric tracers in nocturnal drainage flow, *Atmos. Environ.*, **18**, 713-731.
- 林 陽生, 古藤田一雄, 1980: 牧草地上の粗度長と地面修正量の特徴, *天気*, **27**, 277-283.
- Horst, T. W. and J. C. Doran, 1986: Nocturnal drainage flow on simple slopes, *Bound.-Layer Meteor.*, **34**, 263-286.
- 上口弘晃, 高橋俊二, 伍 培明, 八木正允, 1997: 局地気候モデルによる斜面温暖帯の数値シミュレーション, *農業気象*, **53**, 217-225.
- Kobayashi, T., M. Mori, K. Wakimizu and K. Takeshita, 1994: An observational study of a thermal belt on hillsides, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 387-399.
- 小林哲夫, 武政剛弘, 薦田広章, 園田裕虎, 手嶋準一, 森 牧人, 1997: 久住山麓における斜面の局地気象観測 (序報), *九州の農業気象 (II)*, **6**, 49-50.
- 薦田広章, 野田美香, 小林哲夫, 武政剛弘, 久住高原局地気象観測グループ, 1998: 久住高原における交代性風系について, *気象利用研究会講演論文集*, **10**, 7-8.
- Kondo, H., 1986: A numerical experiment about the cooling in a basin, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **64**, 563-574.
- Mahrt, L., 1982: Momentum balance of gravity flows, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2701-2711.
- Manins, P. C. and B. L. Sawford, 1979a: Katabatic winds: a field case study, *Quart. J. Roy. Meteor.*

Soc., 105, 1011-1025.

Manins, P. C. and B. L. Sawford, 1979b : A model of katabatic winds, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 619-630.

Mori, M. and T. Kobayashi, 1996 : Dynamic interaction between observed nocturnal drainage winds and a cold air lake, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 247-258.

Nappo, C. J. and K. S. Rao, 1987 : A model study of pure katabatic flows, *Tellus*, **39A**, 61-71.

Sutton, O. G., 1953 : *Micrometeorology*, McGraw-Hill Book Co. Inc., 1-327.

Characteristics of Down-Slope Wind (Nocturnal Drainage Wind) Observed on the South Foot of Mt. Kuju

Makito Mori*¹, Hiroaki Komoda*², Tetsuo Kobayashi*³,
Mika Noda*³ and Takehiro Takemasa*⁴

*¹ (*Corresponding author*) *JSPS Research Fellow, Environmental Research Center, University of Tsukuba, Tsukuba, 305-8577, Japan*

*² *Faculty of Engineering, Nagasaki University*

*³ *Faculty of Agriculture, Kyushu University*

*⁴ *Faculty of Environmental Studies, Nagasaki University*

(Received 2 April 1998 ; Accepted 29 January 1999)

Abstract

The down-slope wind during the night (nocturnal drainage wind, NDW) was investigated based on the observations made on the south foot of Mt. Kuju, Naoiri, Oita, Japan in September, 1997.

After sunset, the speed of the NDW increased with time as the ground temperature inversion developed, while the thickness of the NDW was kept constant all night, which was about 25 m. The wind speed varied approximately as the square root of the vertical gradient of potential temperature in the NDW. This suggests that NDWs observed on the present hillslope were the equilibrium flow ; that is, gravity which drives the NDW was balanced by the frictional forces exerted on its top and bottom surfaces.
