九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

四王寺山南東斜面(太宰府市)における冷気流の特徴

森, 牧人
九州大学新キャンパス計画推進室 | 九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座気象環境学研究室

小林, 哲夫
九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座気象環境学研究室

https://doi.org/10.15017/21067

出版情報：九州大学大学院農学研究院学芸雑誌. 55 (1), pp.45-52, 2000-11. 九州大学大学院農学研究院
バージョン：
権利関係：

九大農学芸誌（Sci. Bull. Fac. Agr., Kyushu Univ.）
第55巻　第1号　45-52　(2000)

四王寺山南東斜面（太宰府市）における冷気流の特徴

森　　牧　人*・小　林　哲　夫
九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座気象環境学研究室
（2000年7月27日受付，2000年8月18日受理）

Characteristics of the Cold Air Drainage on the Southeastern Slope of Mt. Shiouji in Dazaifu

Makito MORI* and Tetsuo KOBAYASHI
Laboratory of Applied Meteorology, Division of Regional Environment Science,
Department of Bioproduction Environmental Sciences,
Kyushu University, Fukuoka, 812-8581, Japan.

はじめに

福岡県太宰府市の北部に位置する四王寺山は台地状をなし，比高は400m程度であるが，斜面の傾斜角は10°を超える所が多い．静穏・晴天の夜間には，山腹では冷気流や斜面温暖帯が発達し，山麓では冷気湖が形成される．これらの現象は，放射冷却により生成される冷気の動態と関わりが深い．

夜間，冷気は地上の至るところで生成されるが（森，1997），桑ら（1997）は，冬季夜間に四王寺山の山頂部と山麓で行った地上気温と下向き赤外放射量の観測結果に基づき，山頂部の方が山麓より冷気の生成は活発であることを示した．Kobayashi *et al.*（1994）は，熱画像式赤外放射温度計を用いて四王寺山系の岩屋山（標高281m）に発達する斜面温暖帯の特徴について調べ，温暖帯の形成には斜面中腹での冷気の流下が本質的な役割を果たしているものと推測した．しかし，同斜面上での冷気流を直接的には観測していない．

本研究では，同山南東斜面上において行った夜間の局地気象と熱画像の観測結果を解析し，山腹の冷気流の特徴について明らかにするとともに，斜面温暖帯との関係についても考察する．

観　　測

観測は1993年4月24日から27日にかけて実施した．観測場所は，四王寺山（北緯33度32分・東経130度31分）の南東斜面および南麓である（Fig. 1）．同山は主に常緑樹（ツバキ等）に覆われているが，麓に広がる平地の大部分は市街地である．

Fig. 1の黒丸印は観測点（A，B，C，D，E，T，W）の位置を示す．観測点A（大宰府市役所の屋上：地上27m，標高65m）には熱画像式赤外放射温度計（NEC-San-Ei，6T62）を設置し，四王寺山の南東斜面の表面輝度温度分布を1時間毎に測定した．その際，すべての地物の射出率は1と見なした（森ら，1997）．同時に，アスマン通風乾湿計により屋上高度1mの乾球・湿球温度を測定した．観測点B，C，DおよびEでは小型のサーミスター自記温度計（IBC，MDL-10）により高度1.5mまたは5mの気温を測定した．植生に覆われていた3観測点（D，E，W）では，測器のセンサーと植被面の高度差が1.4m以上になるようにした．

観測点Tでは繋留気球のロープ上4カ所に同型の温度計を固定し，高度100mまでの気温の鉛直分布を測定した．観測点Wでは気温（高度2m）に加え，微風向計（Makino，VF016）と3杯式微風速計（Makino，AF750）により風向（高度1.9m）・風速（高度2.1m）を測定した．さらに，観測点Tでは毎正時に雲量の目視観測を行った．

斜面上の観測点の選定にあたっては，その上方と下方に大きな障害物等がなく，下降風が通りやすい場所を選んだ．全観測点の標高と測定項目，高度および時

* 現所属　九州大学新キャンパス計画推進室

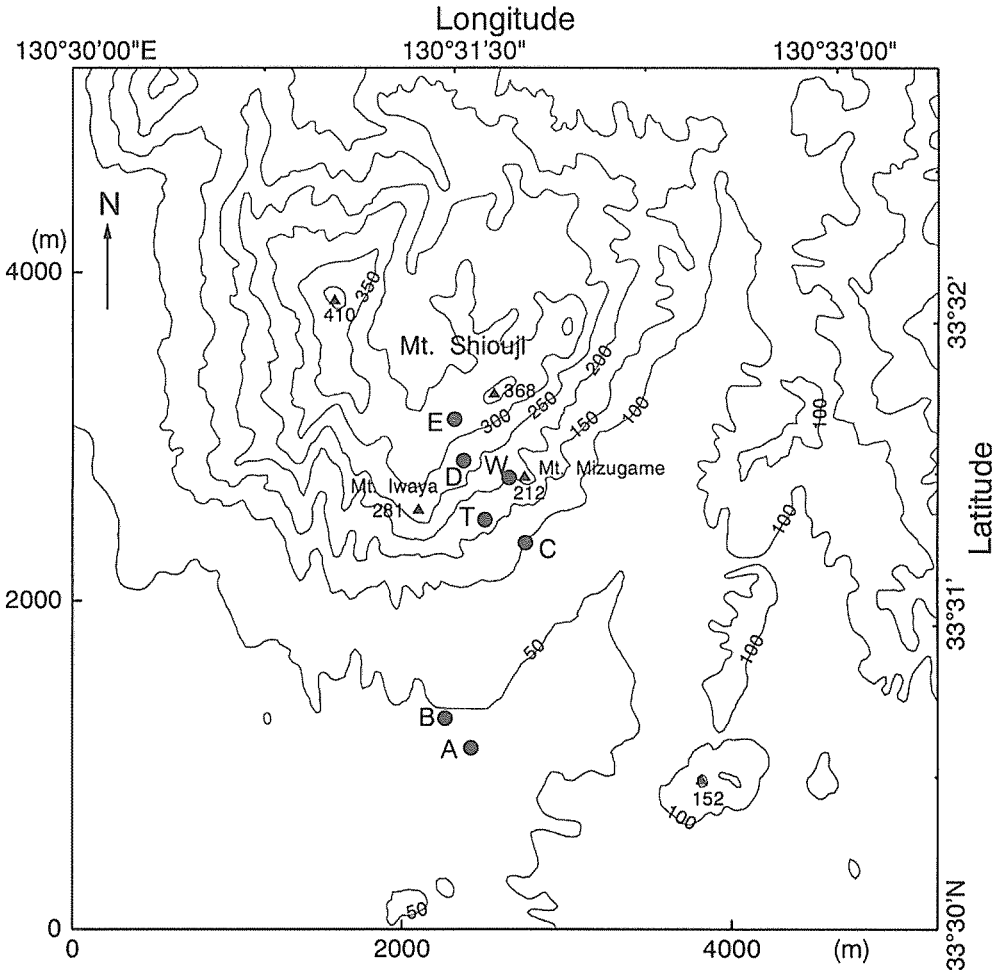

Fig. 1. Topographic map of the northern part of Dazaifu City, Fukuoka. The closed circles show the location of observation stations (A, B, C, D, E, T, W). Contours are entered for intervals of 50 m.

Table 1. Altitudes, observation items, observation heights and time intervals.

Station	Altitide (m)	Item	Height (m AGL)	Interval (min)
A	65	Dry bulb temp.	1.0	180
		Wet bulb temp.	1.0	180
		Brightness temp.	—	60
B	42	Air temperature	1.5	1
C	100	Air temperature	1.5	1
D	285	Air temperature	3	1
E	333	Air temperature	5	1
T	170	Air temperature	1.5, 25, 50, 100	1
		Cloud amount	—	60
W	198	Wind direction	1.9	1
		Wind speed	2.1	1
		Air temperature	2.0	1

間間隔を Table 1 に示す.

結果と考察

本研究では，4月25日の夕方から翌26日の朝方にかけて得られた観測結果を解析の対象とする．同夜は，九州の西方海上に中心を持つ高気圧に覆われ，観測点Tにおける雲量は1以下であった．また，日の入りは18時57分，日の出は5時35分であった．

冷気層の発達

1．温位の鉛直分布

Fig. 2は観測点Tにおける高度100mまでの温位の時間－高度断面図である．ただし，温位は観測点C（標高100m）を基準点として簡易式により計算し（Mori and Kobayashi, 1996），それを30分毎に平均した値を用いて等温位線を描いた．日の入り直前から，時間の経過とともに290K～287Kのほぼ鉛直な等温位線が次々に現れ，接地気層全体が中立状態を維持したまま急激に冷却したことがわかる．その後，温位の分布は接地気層下層で大きく変化した．すなわち，286K以下の等温位線群は高度20m以下で傾き，折り重なるように分布した．地表面付近には上空と比べて低温な気層（冷気層）が形成されていたことが明らかである．一方，高度20m以上の気層では温位は時間的に低下するものの，中立に近い状態が続いた．

2．冷気層の温位欠損

Fig. 3の白四角印は，観測点Tにおける高度25mと1.5mの温位差の30分間平均値（$\Delta\Theta_T$）の時間変化を示す．$\Delta\Theta_W$については3.で述べる．両気温測定高度は冷気層のほぼ上下端に位置していたことから（Fig. 2），$\Delta\Theta_T$は冷気層の温位欠損（例えば，Manins and Sawford, 1979）とみなすことができる．$\Delta\Theta_T$は夕方から21時にかけて急激に増加するが，それ以降，周期的に変動を繰り返しながらやや減少傾向を示した．

冷気の流下速度

Fig. 4は当夜の観測点Wにおける風向（実線）と風速（バーグラフ）の時間変化を示す．風向は毎分得られた測定データの10分間の移動平均値，風速は30分平均値である．夕方の風向は一定せず，風速も1 ms^{-1}以下で微弱であったが，風向がほぼ北西方向に安定するとともに，風速は1 ms^{-1}を超え，22時まで増加した．しかし，その後，早朝にかけて緩やかに減少した．北西方向は，観測点W付近を通る谷の軸とほぼ平行しており（Fig. 1），同観測点では下降風が継続して吹いていたことがわかる．Fig. 2に示したように，近傍の観測点Tでは接地冷気層が形成されていたことからも，観測された下降風は冷気流であったと考えられる．

温位構造

Fig. 5は，観測点Bから観測点Eにかけての26日3時50分から4時の間の平均的な斜面上の温位構造を示す．ただし，図中の曲線は等温位線であり，各気温測定点（白丸印）の温位を内挿することにより描いた．280～282Kの3本の等温位線が斜面に沿うように分布している．等温位線は近似的に流線と見なせるので（Mori and Kobayashi, 1996），斜面上で生成され

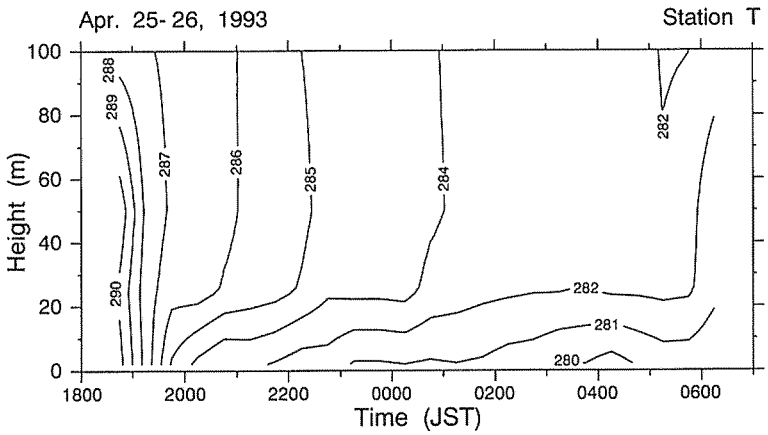

Fig. 2. Time and height variation in potential temperature at Station T during the night of Apr. 25-26, 1993. Isoline units are in degrees Kelvin.

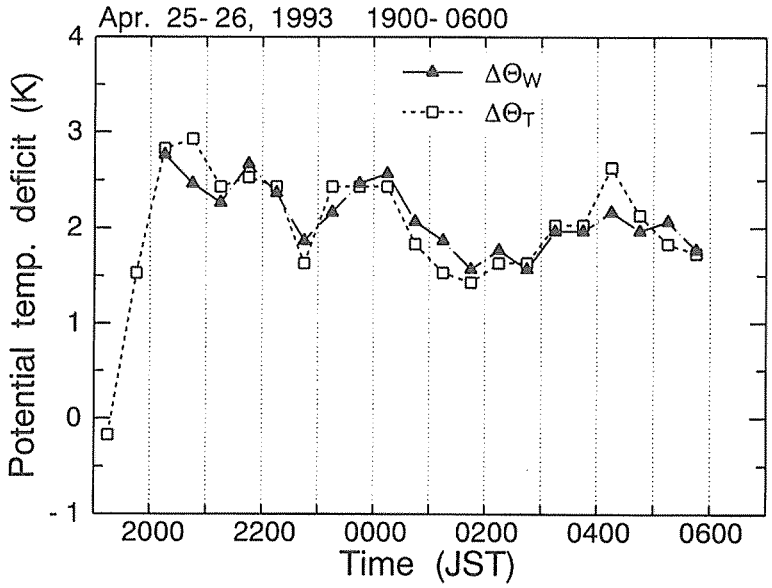

Fig. 3. Time variations in the temperature deficits, $\Delta\Theta_W$ (triangles) and $\Delta\Theta_T$ (squares), during the observation night. See text for the definitions of $\Delta\Theta_W$ and $\Delta\Theta_T$.

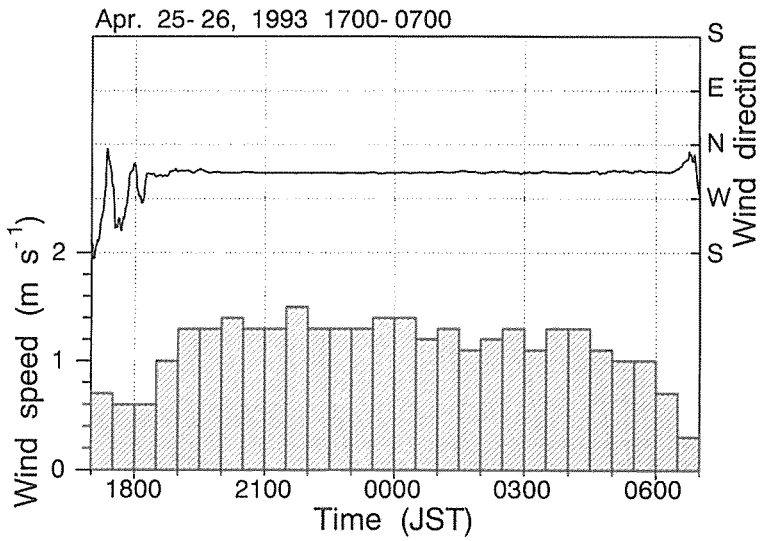

Fig. 4. Time variations in wind speed (2.1 m AGL, upper) and wind direction (1.9 m AGL, lower) at Station W during the observation night.

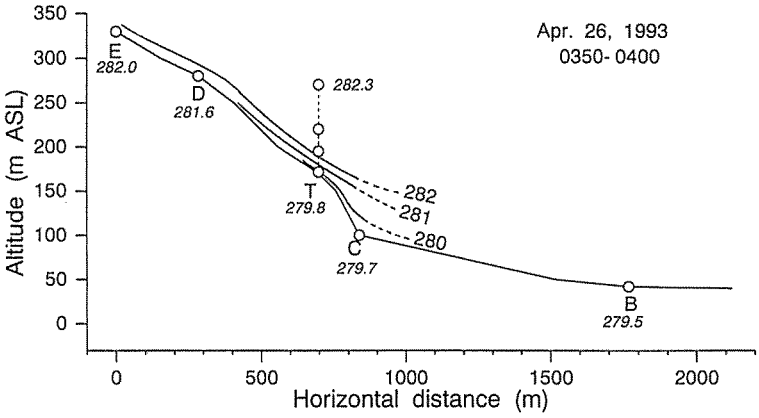

Fig. 5. A cross-sectional view of the structure of the potential temperature above the hillside from Station B to Station E during the period 0350-0400 on Apr. 26, 1993. The curves show isentropes at intervals of 1 K. The open circles indicate air temperature measurement points.

た冷気が合流し，冷気層がしだいに厚くなる様子が読み取れる．

22時以降から朝方にかけて，斜面上の温位は場所によらず数度低下したが，その間，温位構造はあまり変わらなかった．

植被面の輝度温度分布

Fig. 6は，観測点Aに設置した熱画像式赤外放射温度計によって得られた4時における斜面上の植被面の輝度温度分布を示す．ただし，測定時の水蒸気圧は10hPa以下であったので，中間大気の影響を無視した（Mori *et al.*, 1995）．図中の＋印は熱画像上での輝度温度の読み取り点であり，等温線(太線)は各点における測定値を内挿することにより描いた．斜面中腹に6℃（279K）以上の帯状の高温域，すなわち，斜面温暖帯が形成されているのが明らかである．温暖帯の中心部の標高は150mないし200mにあり，冷気流が斜面を離れる点およびそのやや上流に位置する（Fig. 5）．風速観測点Wは斜面温暖帯の上端に位置し，同点を流下する冷気流は冷気湖の影響を受けないI型（Mori and Kobayashi, 1996）に属すると思われる．しかし，Kobayashi *et al.*（1994）によれば，隣接する岩屋山（Fig. 1）付近の冷気湖面は明け方に向かって次第に上昇し，日の出前には200mを超えるという．したがって，標高198mの観測点Wにおける冷気流は，冷気湖の影響を全く受けないとは言えない．

平衡冷気流モデルの適用

1．モデルの概要

森ら（1999）によれば，斜面上のある1点における冷気層の温位の鉛直勾配（γ）と平均風速（$\hat{u}_e$）は以下の関係式で結び付けられる．

$$\hat{u}_e=\sqrt{\frac{g\tan\alpha}{2\Theta_0}\cdot\frac{h^2}{C_D+k}\cdot\gamma} \tag{1}$$

ここで，α：斜面の傾斜角，h：冷気層厚，g：重力加速度，Θ_0：代表温位である．また，C_Dとkは，それぞれ，冷気層の下端と上端における抵抗係数で，抵抗力の合力を$(C_D+k)\hat{u}_e^2$とみなしている．さらに，

$$\Delta\Theta\equiv\gamma h, \tag{2}$$

$$L_e\equiv\frac{h}{C_D+k} \tag{3}$$

と書いて，(1)式を書き直せば，

$$\hat{u}_e=\sqrt{\frac{g\tan\alpha}{2\Theta_0}\cdot L_e\cdot\Delta\Theta} \tag{4}$$

となる．

(1)式または(4)式は，当該点より上方の斜面の傾斜角が一定であり，その長さLが$L\geq L_e$，という仮定に基づいて誘導された．

2．パラメーターの評価

一般に，地面の抵抗係数C_Dは接地気層の安定度に

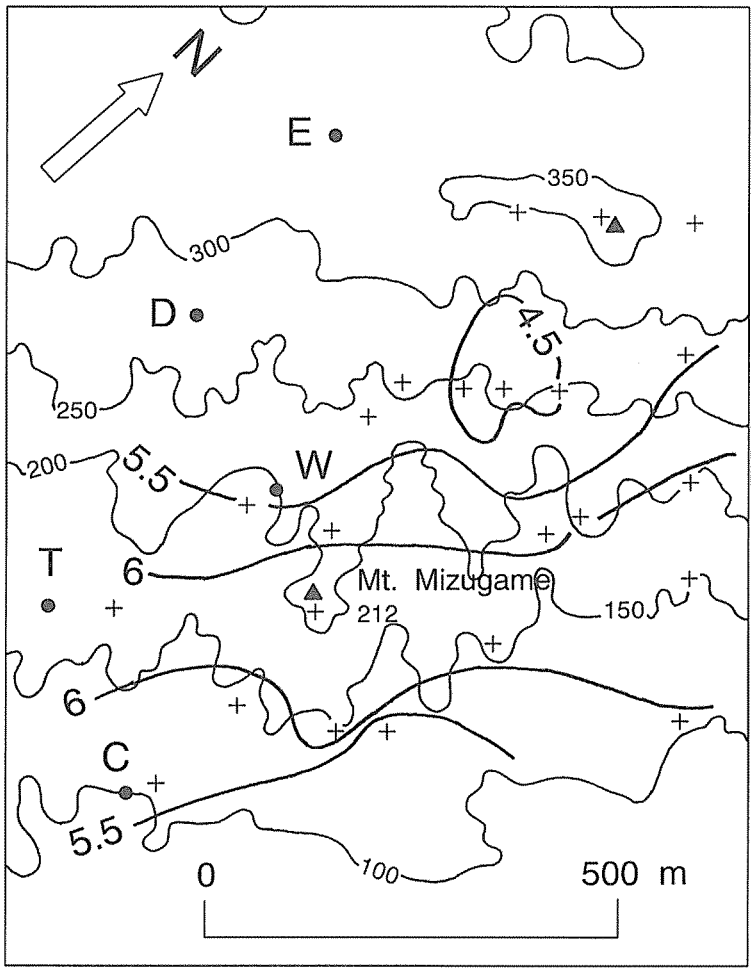

Fig. 6. Spatial distribution of the brightness temperature on the southeastern slope of Mt. Shiouji at 0400 JST on Apr. 26, 1993. The thick lines represent isotherms in degrees Centigrade and the thin contours in meters.

応じて多少変化するが (Munro and Davies, 1977), 本研究ではその値を中立状態における関係式

$$C_D=\frac{\kappa^2}{\left(\ln\frac{z_u-d}{z_0}\right)^2} \tag{5}$$

により評価する．ただし，κ：カルマン定数 (=0.4), z_u：風速計の高度 (=2.1m), z_0：地表面の粗度長, d：ゼロ面変位である．

観測当時，観測点 W 付近には草丈が50cm 前後の雑草が密集しており，その周辺には高さ 3 m 前後の樹木が点在していた．そこで，$z_0=1\times10^{-1}$m，$d=5\times10^{-1}$m とする (Sutton, 1953)．これらの値を(5)式に代入すれば，$C_D\approx2\times10^{-2}$ が得られる．

また，斜面長 $L\approx500$m，斜面の傾斜角 $\alpha\approx15°$ である．森ら (1999) によれば，$k\approx0.10\times(\sin\alpha)^{2/3}$ と表され，したがって，$k\approx4\times10^{-2}$ となる．Fig. 2 より $h\approx20$m であるから，(3)式より $L_e\approx3\times10^2$m を得る．したがって，$L\gtrsim L_e$ の関係を満たす．冷気層の厚さhは観測点 T においてのみ測定されたに過ぎないが，上流では層厚は薄いので，L_e は過大評価となっており，不等号関係についての判断は安全側といえよう．

3．冷気の流下速度と温位欠損の関係

観測点Wでは高度2mの気温のみ測定した．そこで，同観測点における温位欠損を観測点Tの高度50mの気温を用いて推定してみる．両点は水平距離にして約300m離れているが（Fig. 1），標高差は28mであり（Table 1），したがって気温測定の高度差は丁度20mとなる．このようにして求めた温位差を$\Delta\Theta_W$とし，Fig. 4に$\Delta\Theta_T$と比較して示した．両者はほぼ同調しており，第一近似で$\Delta\Theta_W$を観測点Wにおける温位欠損とみなしてよいと思われる．

Fig. 7中の丸印は$\Delta\Theta_W$と観測点Wでの風速（U_W）の関係を示す．いずれも30分間平均値である．図中の曲線はL_e=300mとした場合の冷気流速と温位欠損の理論的関係を示す（(4)式）．ただし，g=9.8ms^{-1}，Θ_0=280Kとした．また，風速計の実質的な高度（z_u-d）は約1.5mであり，h=20mとした場合，z=1.5mにおける風速は$\hat{u}_e$の7割程度となる（森ら，1999）．したがって，風速の実測値U_Wに対応する理論値は$0.7\hat{u}_e$として算出した．理論曲線は$\Delta\Theta_W$とU_Wの関係を良好に表現し，風速の理論値は実測値とほぼ一致する．

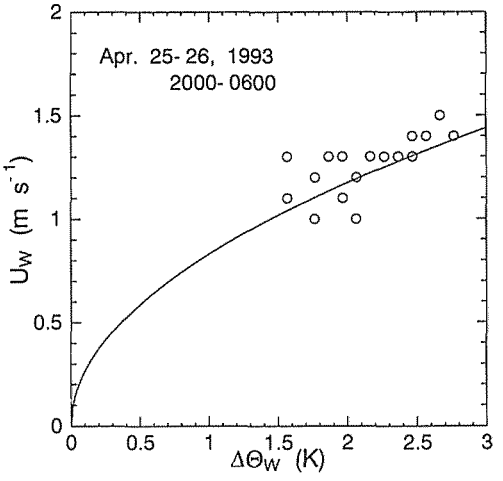

Fig. 7. Relation of $\Delta\Theta_W$ to U_W during the period 2000-0600 on Apr. 25-26, 1993. The solid curve represents the relation derived from equation (4) assuming L_e=300 m and $U_W=0.7\hat{u}_e$

む　す　び

四王寺山南東斜面における冷気流の特徴として以下のような知見を得た．

1）日の入り後，冷気層は急激に発達し，夜間，その厚さは約20mでほぼ一定であった．

2）冷気流が斜面を離れる場所は斜面温暖帯の中心部と一致した．

3）冷気流速は夜半から朝方にかけて漸減したが，冷気湖面が次第に上昇し，その影響が現れた可能性が高い．

4）冷気流速と温位欠損の関係は平衡冷気流モデル（森ら，1999）により説明できた．

文　　献

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.

Manins, P. C. and B. L. Sawford 1979 Katabatic winds: A field case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**: 1011-1025.

森　牧人　1997　冷気流—冷気湖システムの動力学過程について．日本農業気象学会全国大会局地気象研究会講演論文集，**13**: 1-10.

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.

森　牧人・薦田広章・小林哲夫・野田美香・武政剛弘　1999　久住山南麓で観測された斜面下降風（冷気流）の特徴．天気，**46**: 281-288.

森　牧人・武政剛弘・小林哲夫・薦田広章　1997　長崎市中心地域における夜間の気温構造と局地風．天気，**44**: 113-120.

Mori, M., T. Kobayashi, T. Takemasa, K. Takeshita, and K. Wakimizu 1995 A method for analyzing local climates by using an infrared radiation thermometer together with topographic factors, *J. Fac. Agr. Kyushu Univ.*, **39**: 243-254.

Munro, D. S. and J. A. Davies 1977 An experimental study of the glacier boundary layer over melting ice. *J. Glaciology*, **18**: 425-436.

桑　南平・小林哲夫・武政剛弘・森　牧人・後藤慎吉　1997　複雑地形上の夜間の下向き赤外放射について．天気，**44**: 176-180.

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

Summary

Making local meteorological observations on the southeastern slope of Mt. Shiouji in Dazaifu on a calm clear night in April, 1993, we examined the actual conditions of cold air drainage and thermal belt on the hillside.

After sunset, the cold air layer suddenly appeared and developed, and its thickness was kept being about 20 m through the night. The site where down-slope winds take off the surface was confirmed to be the central part of the thermal belt on the slope. The down-slope wind speed decreased gradually as the night progressed, which seems to be due to the ascent of the surface of the cold air lake that was developing above the foot of the mountain. The relation between the drainage wind speed and the potential temperature deficit in the cold-air-drainage layer can be explained by the equilibrium flow model by Mori *et al.* (1999).