論

文

福岡平野に流出する夜間冷気流の野外観測

Field Observations of Nocturnal Drainage Winds Blowing Down to the Fukuoka Plains

福田 和代*

Kazuyo FUKUDA

SUMMARY

The vertical structures of nocturnal drainage winds that blow onto the Fukuoka Plains from mountains behind were examined on the basis of echo intensity and wind velocity obtained by using a Doppler sodar. Air and soil surface temperatures, wind velocity and net radiation near the ground surface were also measured to estimate the heat budget between the air and the ground. Though the nocturnal drainage winds have the depth of 250 m to 300 m, the shape of the fronts varies with the sea breeze and the surrounding flow. Twice in the nighttime, the occurrence of the horizontal wind with the maximum speed of 4 to 6 ms⁻¹ was observed at the height about 150 m above the ground surface. Though the ascending currents with the speed of 0.2 to 0.4 ms⁻¹ were also seen twice with the occurrence, the second current ascended higher than the first one. These phenomena may be due to the intermitted supply of cold air mass from a basin being in the upstream side. After the first occurrence, the air temperature near the ground surface reaches to the air temperature at a height of 30m. This reason is that the cold air near the ground surface formed by the radiational cooling is replaced with the upper warm air by the advection of the drainage winds. After then, the decreasing rate of the air temperature becomes smaller because the heat fluxes from the air toward the ground suppress the radiational cooling.

key words: nocturnal drainage wind, gravity current, surface heat fluxes, field measurements, Doppler sodar.

1. 緒論

夜間冷気流とは冷却された斜面上の空気が斜面を流下することによって生じる重力流である。様々な地形で行われた夜間冷気流の観測結果から、冷気流のふるまいは流下した地点の地形によって異なることが示されてきた¹⁾。例えば、盆地地形においては、斜面で発生した冷気が堆積することによって冷気湖を形成し、盆地底面の冷却を促進する²⁾。一方、斜面地形上では冷気が流出することによって斜面上の空気と上空の暖かい空気が置きかわり、その結果として斜面上の気温低下が緩和される³⁾。

近年、都市における大気汚染の改善やヒートアイランド

を緩和する目的で、夜間冷気流を利用することが提唱されている⁴⁾。しかしながら、上述したように夜間冷気流は地形によってその特性が異なるため、周辺地形を考慮した冷気流の挙動を把握する必要がある。Nkemdirim *et al.*⁵⁾ は夜間冷気流が都市の温度場に対して影響を与えることを示した。Kuttler *et al.*⁶⁾ は狭い谷に形成された街において観測を行い、建物密集地の粗度によって冷気流の流入が妨げられていることを指摘した。また、Kolev *et al.*⁷⁾ は山地斜面から下降した冷気が盆地都市の外縁部からヒートアイランドを破壊し、盆地底部において冷気湖を形成することを示した。このように、海外ではもっぱら内陸部で形

* (財)地球科学技術総合推進機構 (旧 九州大学大学院総合理工学研究科 博士後期課程)
Advanced Earth Science & Technology Organization
(原稿受理: 平成 13 年 12 月 5 日)

Fig. 1 (a) 福岡平野周辺の地形. 等高線は200m毎に描かれている. (b) 地上風速のホドグラフ. データは1998年8月から2000年7月までの晴天日における平均値を用いた. 括弧内の値は風向風速計の地上高さ(m)を示し, 等高線は100m毎に描かれている.

(a) Topography and geographical location of the Fukuoka Plains and the surrounding area. Contour intervals are 200 m. (b) Hodographs of surface wind velocity plotted using the average value in fine weather days from August, 1998 to July, 2000 on each site. Values in parentheses denote the height of anemometer from the ground surface in m. Contour intervals are 100 m.

成される夜間冷気流の研究が行われてきた. 沿岸域において夜間冷気流を観測した例としては, 広域海陸風が生じる地域における夜間冷気流の発生頻度と冷気の影響距離に関する研究⁸⁾や沿岸域に設置したドップラーソーダを用いて, 陸風と冷気流の鉛直構造を調べた研究⁹⁾等が挙げられる. しかしながら, 内陸部における夜間冷気流の研究と比較するとその観測例は少ない. 盆地に形成された内陸都市では夜間冷気流の発生によって, 盆地底部に冷気が堆積し, 地表面付近を冷却する効果が大きいと考えられる²⁾. 一方, 沿岸都市は山地から海岸に向かう斜面上に発達している. 斜面地形での冷気流の一般的な特徴として, 発生域である斜面上部では地表面温度が気温よりかなり低く, 流出域である斜面下部では移流した冷気が地表面温度よりは高温となることが挙げられる¹⁰⁾. 一般に夜間冷気流は地形や背景の風系に強く影響されることを考えると, 沿岸都市上空を流下する夜間冷気流の構造は, 内陸部に形成されるものとは異なることが予想される. 我が国の都市の多くが海に面して発達していることを考えると, 沿岸域における夜間冷気流の継続時間, 風速, 厚さについて定量的に把握する必要がある. また, 夜間

冷気流が地表面付近の熱環境に及ぼす影響も調べる必要がある.

著者は, 近年著しく都市化が進行している福岡平野を対象に局地風の特徴を調べてきた^{11)~13)}. そして, 福岡平野に流入する海風は安定しており, 都市大気を十分冷却させることを示した. Fig.1に福岡平野における地上風のホドグラフを示す. このホドグラフは, 常時観測されている風向風速データの特別値を用い, 1998年8月から2000年7月の晴天日(計96日)における風速ベクトルの平均値の先端を結んだものである. 各地点のホドグラフから, 晴天日においては年間をとおして日中に海から陸に向かう北西寄りの風が, 夜間に陸から海へ向かう南東寄りの風が卓越していることがわかる. このように, 福岡平野の大気熱環境の改善に対して局地風を利用することが十分期待できるものと思われる.

本研究では, 福岡平野に流出する夜間冷気流に着目し, 冷気流の鉛直構造や流出に伴う地表面での熱収支を明らかにし, 夜間冷気流が地表面付近の気象要素に与える影響について調べる.

Fig.2 観測地点. (a) ●は観測地点KU, ◇は福岡管区気象台をそれぞれ示す. 等高線は250m毎に描かれ, 矢印は夜間冷気流の平均風向を示す. (b)観測地点KU周辺の詳細な地形図. 灰色の部分は標高100m以上の領域を表す. 実線および破線はそれぞれ50mおよび10m毎の等高線を示す.

Observation site. (a) Solid circle denotes the observation site KU, Chikushi Campus of Kyushu University and diamond the location of Fukuoka District Meteorological Observatory. Contour lines of elevation are drawn every 250 m. The arrow indicates the mean direction of nocturnal winds. (b) Detailed topography around the site KU. Shading indicates the area higher than 100 m above sea level. Solid and dashed lines are drawn every 50 m and 10 m elevation, respectively.

2. 観測概要

Fig.2(a)に観測地点を示す. 福岡平野は南西部と東部を1000m級の山に囲まれ, 北部に博多湾を臨む. その面積は約400km²であり, 博多湾に隣接する沿岸部を中心に人口約150万の都市域が形成されている. 観測地点KUは海岸線から約14km内陸に位置する九州大学筑紫キャンパスに設けられた. Fig.2(b)に地点KU周辺の詳細な地形図を示す. 地点KUの南東側には大城山, 宝満山および牛頭山に囲まれた盆地状の地形が形成されている. Mori *et al.*¹⁴⁾ は熱赤外カメラで捉えた温度分布に基づいて, 斜面流の流下によって形成された斜面温暖帯が大城山および宝満山の中腹に存在することを示した. このことから, 上流側つまり南東側の盆地地形に堆積した冷気がオーバーフローし, 地点KUに流れ込むと推察される. 地点KU周辺は北西へ向かってゆるやかに傾斜しているため, 流入した冷気は, 沿岸部へ向かって流出するものと考えられる.

観測は2000年7月17日18:00から19日12:00にかけて行われた. 大気境界層下部における風速の観測には, Fig.3に示されるトリモノスタティック型ドップラーソーダ(カイジョー, AR-400)を用いた. 地上65mから405mにおいて合計18高度で水平風速および鉛直風速の1分平均値が1分毎に観測された. 同時に, 高さ65~625mにおけるエコー強度も得られた. エコー強度とは空気密度の非一様

Fig.3 大気海洋環境システム学専攻棟屋上に設置されたドップラーソーダの送受波器.

Three transmitter-receivers of Doppler sodar installed on the top of the building of Department of Earth System Science & Technology.

性によって生じる音波の散乱強度であり, 大気密度の鉛直構造を知るために用いられている^{15), 16)}. また, 地上気象観測ステーションを地点KU内のグラウンドに設置した. 風向・風速は, 地表面から高さ10.2mに設置したプロペラ式風向風速計によって測定された. 気温は地上10.2mおよび30mに取り付けたサーミスタ温度計によって測定された. また, 地表面および地中温度は地表面からの深さ0, 2, 5, 10および20cmに設置したサーミスタ温度計によって測定された. 同時に放射収支計と全天日射計を用いて, 正味

放射量と全天日射量も測定された。地上気象ステーションで得られた全てのデータは、1分毎にデータロガーに記録された。

3. 地表面フラックスの算定

夜間における正味放射量 R_n は次式で与えられる。

$$R_n = L_d + L_u \quad (1)$$

ここで、 L_d と L_u はそれぞれ下向きと上向きの長波放射量である。(1)式において、地表面に入力するときを正とする。 R_n は顕熱フラックス H 、潜熱フラックス E および地中熱伝導フラックス G に分配される。

$$R_n = H + E + G \quad (2)$$

ここで、右辺の符号は地表面から出力するときを正とする。 H は2高度の観測値を用いて以下のように算出された。

$$H = -C_H C_p \rho (T_{10.2} - T_0) U_{10.2} \quad (3)$$

ここで、 $C_p \rho (=1.25 \times 10^3 \text{ JK}^{-1} \text{ m}^{-3})$ は空気熱容量であり、 C_H は大気安定度に応じた熱輸送係数である。 U および T は風速と温度を示し、添字10.2と0は地表面から10.2mと地表面における値であることを示す。 C_H を求めるためには、粗度長さ z_0 と温度粗度 z_T が必要である¹⁷⁾。本研究において、グラウンドの粗度として裸地表面の代表値である $z_0 = 10^{-4} \text{ m}$ 、 $z_T = z_0 / 100$ を用いた¹⁸⁾。地中熱伝導フラックス G は次式で計算された。

$$G = \int_0^{0.2} \frac{d(C_G \rho_G T_G)}{dz} dz, \quad (4)$$

ここで、 t は時間、 z は地表面から下向きにとられた鉛直座標であり、積分範囲の単位はmである。土壌の体積熱容量 $C_G \rho_G$ の値として、土壌サンプリングから得られた観測期間中の平均値 $1.6 \times 10^6 \text{ JK}^{-1} \text{ m}^{-3}$ が用いられた。フラックス R_n 、 H および G は、10分毎の30分移動平均値として算出された。なお、潜熱フラックス E は R_n から H と G の和を差し引くことによって求められた。

4. 結果と考察

4. 1 局地循環の特徴

観測期間中における福岡地方の天気は概ね晴であり、7月17日から19日にかけて最高気温が30℃を超える夏日が続いた。Fig.4に福岡管区気象台 (Fig.2参照) の高層気

Fig. 4 900hPaにおける風向・風速の時系列。

Time series of wind direction and wind speed at 900 hPa level.

Fig.5 (a) 風向・風速、(b)気温および (c)全天日射量の時系列。風向・風速と気温は地上10.2mの値である。Time series of (a) wind direction and wind speed, (b) air temperature and (c) downward solar radiation. Wind direction, wind speed and air temperature were measured at 10.2 m above ground surface.

Fig.6 水平風速ベクトルの時間－高度断面図. ベクトルは30分平均値を示す. ○はデータの欠損を示す.
Time-height cross-section of horizontal wind vectors. The vectors are averaged values for 30 min. Small circles indicate missing values.

象観測で得られた900hPa(高度約1km)における風向・風速の時系列を示す. 風向は南西から西にゆるやかに変化し, 17日夜から18日朝にかけて $5\sim 7\text{ms}^{-1}$ であった風速は18日夜から19日朝にかけて $4\sim 5\text{ms}^{-1}$ まで減少した.

Fig.5(a)に地上からの高さ10.2mにおける風向・風速の時系列を示す. 風向の変化は, 17日22:00までは北寄り, 18日1:00から6:00の間は東南東寄り, 6:00から12:00までの間は東南東寄りから北寄りへ変化している. 18日から19日にかけても風向の変化は明瞭であり, 14:30から22:00までは北寄りである. その後19日2:00まで北寄りから東南東寄りへ風向が変化する. 3:30から9:30にかけて東南東から東寄りの風向を保ち, 12:00には北寄りへ変化している. 北寄りの風は海風を, 東南東寄りの風は観測地点KU周辺に流入する夜間冷気流をとらえていると考えられる. また, 東南東寄りから北寄りへの風向の変化は, 夜間冷気流と福岡平野広域で発達した陸風が結合し, その後海風へと移行する過程を示していると考えられる. 風向の変化から, 観測期間中を通して一日周期の局地循環が卓越していたことが示される. 風速は風向の変化に応じて, 日中には約 2ms^{-1} , 夜間には約 1.5ms^{-1} , 朝方から日中にかけては約 3.0ms^{-1} と変化した. Fig.5 (b)および(c)に気温(地上高さ10.2m)および全天日射量の時系列をそれぞれ示す. 観測期間中の日出時刻は5:20, 日没時刻は19:28であった. 日中の十分な日射量の入力によって, 明瞭な気温の日変化が生じていることがわかる. 日最低気温は18日, 19日両日も6:00において 25°C であり, 日最高気温は18日

14:00において 33°C であった.

Fig.6に大気境界層下部における水平風速ベクトルの時間変化を示す. Fig.5(a)で示された地上風の変化に対応して, 高度50~400mの風向・風速にも一日周期の変化が生じていることがわかる. 17日22:00には海風が弱まり, 約2時間の微風状態の後, 18日0:00から夜間冷気流が吹き始めたことがわかる. その後, 18日6:00から9:00にかけて冷気流と陸風が結合した風系が出現したと考えられる. 翌晩も同様に, 18日22:00には海風が弱まり, 約3時間の微風状態の後, 19日1:00に夜間冷気流が吹き始め, その後, 19日7:00から10:00にかけて冷気流と陸風が結合した風系が出現したと考えられる. 風速ベクトルの変化から, 海風の厚さは, 本研究におけるソーダ観測の限界高度である400m以上であったと考えられ, 夜間冷気流の厚さは200~300mであったことがわかる. また, 夜間冷気流と陸風が結合した風系は高度300mから400m以上に達することがわかる. 以下では, 17日21:00から18日7:00までの時間帯と18日21:00から19日7:00までの時間帯をそれぞれPeriod1およびPeriod2(Fig.5およびFig.6参照)とし, 夜間冷気流に関する特性を詳細に述べる.

4. 2 夜間冷気流の鉛直構造

Fig.7(a)および(b)にPeriod1におけるエコー強度および主流水平風速の時間－高度断面図を示す. ここで, 主流水平風速とは夜間冷気流の平均的な風向に沿った風速成分, すなわち東南東から西北西に向かう水平風速成分

である (Fig.2(a)参照). Fig.7(b)の風速分布から, 主流水平風速が負から正へと変化した時刻, すなわち海風から夜間冷気流へと風速が変化した時刻は23:30頃であったことがわかる. (a)と(b)を比較すると, 両者のパターンは類似しており, エコー強度の分布は, 冷気流の層を表しているといえる. したがって, Fig.7(a)の23:30以降において黄色から赤色で示されるエコー強度の大きい領域は, 夜間冷気流の層をとらえたものであると考えられる. 冷気流が吹き始めて間もない0:00には夜間冷気流の厚さは200mであり, 冷気流の風速がさらに大きくなる1時には約300mまで達したことがわかる. また, 冷気流の厚さは夜間を通して一定ではなく, 3:00から5:00にかけて厚さが減少し, 5:00以降再び厚さが増加していることがわかる. Fig.7(b)から, 21:00から23:00までは海風の名残である風速 $0.5 \sim 1.5 \text{ ms}^{-1}$ の風が吹いていたことがわかる. 23:30には, 夜間冷気流が観測されはじめ, 0:45における風速は高度50~300mにおいて 1 ms^{-1} 以上となる. 主流水平風速は, 時間とともに増大し, 1:10から2:40の間, 高度100m付近で 4 ms^{-1} 以上の極大値をもつ. その後, 風速は一度弱まるが, 3:45から再び増加しはじめ, 5:45には高度100m付近で 5 ms^{-1} 以上の極大値をもつ. 主流水平風速が高度100m付近に極大値をもつことから, 夜間冷気流の風速分布は室内実験で観測される重力密度流の流速分布¹⁹⁾に類似していることがわかる. また, 風速が変動していることから, 夜間冷気流が間欠的に流入していることが示される. 夜間冷気流の流入に間欠性を生じさせる原因としては, 冷気塊が地表面との摩擦に打ち勝って流下できるまでに時間がかかることに起因する場合, 重力流の微細構造に起因する場合²⁰⁾やシア不安定によって引き起こされる場合²¹⁾等が過去の観測結果にもとづいて示されてきた. 本研究で観測される主流水平風速の変動は, 冷気流の発生源である上流側が盆地状の地形であることから (Fig.2参照), ①各山地斜面から発生した斜面流によって盆地地形の底部に冷気が堆積する. ②堆積によって形成された冷気塊が観測地点KUに向かって流下出来るまで成長する. という過程を一晩に2回繰り返すために生じたものと推察される. この推察を明らかにするためには, 上流側での詳細な観測を行う必要がある.

Fig.7(a)から, 1回目の冷気塊の流入開始時刻を 1 ms^{-1} の等値線 (太線) が最初に現れる時刻11:45, 2回目の冷気塊の流入開始時刻を 2.5 ms^{-1} の等値線 (太線) が最初に現れる時刻3:45と判断した. Fig.7(c)にPeriod1における高度85mから205mまでの鉛直風速の時系列を示す. 図中AとBで示される上昇流は, Fig.7(b)で示された2回の冷気塊

の流入直前に生じている. Aで示される上昇流は高度185mまでの範囲で観察され, 高度85mで最大 0.3 ms^{-1} の風速を持つ. Bの上昇流は高度205mまで生じており, 高度85~205mの範囲で約 0.25 ms^{-1} の風速を持つ. 上昇流のおよぶ範囲が1回目と2回目で異なる理由に関しては, 断言できないが, Aにおいては放射冷却によって安定成層した場に冷気流が流入したため, 上昇流のおよぶ範囲が抑えられ, 一方, Bにおいては夜間冷気流による風速増加によって地表面付近の大気が混合された結果, 上昇流のおよぶ範囲が高くなったと考えるのが妥当であろう.

Fig.8(a), (b)および(c)にPeriod2におけるエコー強度, 主流水平風速の時間-高度断面図および鉛直風速の時系列を示す. Period2においてもPeriod1において観察された夜間冷気流の特徴が示される. (a)のエコー強度の分布から分かるように, 夜間冷気流が流入し始めた2:00頃には冷気流の層厚は150mであったが, その後約350mまで発達していたことが示される. Period2における冷気流の層がPeriod1と比較しては厚いのは, Period2における上空風がPeriod1と比較して弱かったためであると考えられる. Fig.8(b)において, 主流水平風速は3:00に高度150m付近で 4 ms^{-1} の極大値を持った後4:00まで減少し, 再び5:00に高度約150mにおいて 4.5 ms^{-1} の極大値を持つことが示される. 主流水平風速の分布から, Period1と同様にPeriod2でも重力密度流に類似した流速分布が形成され, 2回の冷気塊が流入した結果, 風速変動が生じていることがわかる. 1回目の冷気塊の流入開始時刻を風速 1 ms^{-1} の等値線 (太線) が最初に現れる1:00, 2回目の冷気塊の流入開始時刻を風速 4 ms^{-1} の等値線 (太線) が最初に現れる4:10と判断した. Fig.8(c)のAとBで示される上昇流はFig.8(b)で示された2回の冷気塊の流入が発生する時刻の直前に生じている. Aにおいては, 高度85mから125mまでの範囲で上昇流が生じ, その風速は高度85mにおいて最大で 0.3 ms^{-1} である. Bにおいては, 高度85mから205mの範囲で上昇流が生じ, 下層で 0.3 ms^{-1} , 上層で 0.2 ms^{-1} の風速を持つ. Period2においても, Period1と同様, 2回目の冷気塊の流入に伴って生じる上昇流は1回目の上昇流よりも上空まで達していることがわかる.

以上のことから, Period1とPeriod2における大気境界層下部の夜間冷気流の鉛直構造には, ①重力密度流に類似した主流水平風速分布を持つ. ②冷気流の流入の時間変動によって生じると考えられる主流水平風速の変動がみられる. また, 主流水平風速の変動に伴って冷気流の層の厚さも変動している. ③冷気塊の流入直前において上昇流が観察され, 地表面付近における大気の成層状

Fig.7 Period1 における夜間冷気流の鉛直構造. (a)エコー強度の断面図. 強度は青から赤にかけて大きくなる. (b)水平主流風速の時間-高度断面図. 実線および破線はそれぞれ正・負の値を示し, 灰色はデータ欠損を示す. (c)高度 85, 105, 125, 145, 165, 185 および 205m における鉛直風速 w の時系列.

The structure of nocturnal drainage wind in Period 1. (a) shows echo intensities. The intensities increase from blue toward red. (b) shows horizontal wind velocity along the east-southeast and west-northwest line. Solid and dashed lines denote the east-southeasterly wind and the west-northwesterly wind, respectively. The gray region indicates no data. (c) shows time series of vertical wind velocities w at the heights of 85, 105, 125, 145, 165, 185 and 205 m.

Fig.8 Period2 における夜間冷気流の鉛直構造. キャプションは Fig.7 と同じ.

The structure of nocturnal drainage wind in Period 2. See Fig. 7 for the captions of (a), (b) and (c).

Fig. 9 Period1の時系列. (a) 風向, (b) 風速, (c) 地表面温度および気温.
Time series in Period 1. (a) wind direction, (b) wind speed and (c) air and surface temperatures.

Fig. 10 Period2の時系列. 凡例はFig. 9に同じ.
Time series in Period 2. See Fig. 9 for the caption (a), (b) and (c).

態の違いから、1回目の上昇流と比較して2回目の上昇流の方が上層まで達している。という共通点が見出された。

4.3 地表面付近における気象要素の変化

Period1における地表面付近の風向、風速および地表面温度と気温の時系列をFig.9(a), (b)および(c)にそれぞれ示す。北寄りの海風が吹いていた21:40までは、地上高度10.2mおよび30mの気温 $T_{10.2}$ と T_{30} はほぼ同じ値をとる。その後、海風が止み、無風状態になると地表面に近い $T_{10.2}$ が急激に低下し始める。その後、22:10から0:50にかけて、高度0~30mにおける大気は $0.04^{\circ}\text{Cm}^{-1}$ の安定成層状態となる。地表面付近において夜間冷気流の風速が増

加し始める0:00に 25.5°C まで低下した $T_{10.2}$ は、0:30頃から増加し始め、夜間冷気流の風速が 2ms^{-1} に達する1:00には 26°C まで増加する。その後、7:00までは $T_{10.2}$ と T_{30} はほぼ同じ値をもって非常にゆるやかに減少する。この原因は、無風状態においては、放射冷却によって温度が低下していた地表面や地表面付近の空気が、夜間冷気流によって、上空の大気と混合され、高度10.2mと30mの気温が一樣となり、地表面温度の低下も抑制されたことによるものだと考えられる。 T_0 は21:00から0:30まで $0.6^{\circ}\text{C}^{\text{hr}^{-1}}$ の割合で低下していたが、夜間冷気流が吹き始めると温度低下がほとんどなくなることがわかる。Period2においても同様の結果が見られた。Period2では、22:10から23:20にかけ

Fig.11 地表面フラックスの時系列 (Period 1). R_n ; 正味放射フラックス, H ; 顕熱フラックス, IE ; 潜熱フラックス, G ; 地中熱伝導フラックス.

Time series of surface fluxes in Period 1. R_n ; net radiation, H ; sensible heat flux IE ; latent heat flux and G ; subsurface heat flux.

Fig. 12 地表面フラックスの時系列 (Period 2). 凡例はFig.11と同じ.

Time series of surface fluxes in Period 2. See Fig. 11 for legends.

(a)

(b)

Fig. 13 正味放射フラックス R_n を100としたときの地表面熱収支. (a) 冷気流開始前 (b) 冷気流開始後.

Surface heat budgets (a) before and (b) after the onset of nocturnal drainage wind. Values under the symbols denote the percentage of each component.

て西寄りの風が発生したため (Fig.10(a)および(b)), 気温の変動は複雑になっているが (Fig.10(c)), 無風状態となる0:10から $T_{10.2}$ は低下し始め, 0:30から1:40にかけて高度0~30mの大気は約 0.03°Cm^{-1} の安定成層状態となる. 1:45に 1ms^{-1} の冷気流が吹き始めると, $T_{10.2}$ は 25.5°C から 26.1°C まで上昇する. その後, 風速の減少にともない2:45に $T_{10.2}$ は 25.2°C まで低下するが, 再び風速が 1.8ms^{-1} まで増加した3:10には, T_{30} とほぼ同じ 25.5°C まで増加した. その後, 明け方まで $T_{10.2}$ と T_{30} の気温はほぼ同じ値を保つ. T_0 は0:00から3:00まで 0.5°C/hr の割合で低下していたが, 夜間冷気流が吹き始めてから明け方まで 24.8°C でほぼ一定であった.

夜間冷気流によって地表面温度および地表付近の気温が変化する過程を理解するために, 冷気流開始前後の時間帯における地表面熱フラックスの時系列をFig.11およびFig.12に示す. Period1においては, 正味放射量 R_n は夜間を通して $-40\sim-30\text{Wm}^{-2}$ であった. 無風状態である23:00から0:30の間は, 顕熱フラックス H および潜熱フラックス IE はほぼ 0Wm^{-2} であり, R_n と地中熱伝導フラックス G

がつりあっている. その後, 夜間冷気流が十分発達し始めた1:10以降においては, 約 10Wm^{-2} の H と IE が地表面に向かって供給された. このため, 無風状態において地表面に 40Wm^{-2} 供給されていた G はその半分の 20Wm^{-2} となった. Period2もPeriod1と同様に, R_n は夜間を通して $-40\sim-30\text{Wm}^{-2}$ であった. ほぼ無風状態であった1:30から3:00にかけては H , IE ともにほぼ 0Wm^{-2} であったが, 夜間冷気流によって風速が増大した3:10頃から $5\sim10\text{Wm}^{-2}$ の H と IE が地表面に供給されていたことがわかる. H と IE の変化に対応して, 地表面に供給される G は 20Wm^{-2} まで減少する.

Fig.13(a), (b)にPeriod1とPeriod2における夜間冷気流の流入前後各1.5時間の平均的な地表面熱収支を示す. 冷気流開始前の無風状態においては R_n と G が釣り合っていることがわかる. 冷気流開始後は, H と IE の和が R_n の4割程度地表面に供給されるため, R_n に対する G の配分は6割程度となる. このように, 夜間冷気流の流入前後において熱収支は大きく異なり, 冷気流は地表面の放射冷却を抑制することになる. この理由は, 地点KU地点の

周辺地形が斜面形状をなしているためである。冷気流を用いてヒートアイランドを緩和するためには、冷気流が堆積する地形であるか冷気流が流下する地形であるかが重要な因子となると思われる。

今回の熱収支観測は、グラウンド上で行われたため、地表面付近の空気は上空の空気よりも強く冷却されているものと推測される。夜間冷気流が都市域の大気熱環境におよぼす影響を正しく見積もるためには、様々な種類の被覆や人工排熱の有無を考慮したより精確な観測が不可欠である。また、夜間冷気流による顕熱・潜熱フラックスは小さな値をとるため、今後は、より高精度の測器を用いて観測する必要がある。

5. 結論

野外観測結果にもとづいて、福岡平野に流出する夜間冷気流の特性について以下の結論を得た。

- 1) ドップラーソーダ観測によるエコー強度の分布から、夜間冷気流の層の厚さは250mから300mに達する。また、その厚さは上空風が弱いと厚くなる傾向がみられる。
- 2) 夜間冷気流の主流水平風速は、重力密度流に類似した風速分布をもつ。主流水平風速は、高度約100～150mにおいて 4 ms^{-1} 以上の極大値を持ち、その極大値は間欠的に出現する。
- 3) 水平風速の間欠性に対応して $0.2\sim0.4\text{ ms}^{-1}$ の風速をもつ上昇流が発生する。冷気流開始時と比較して、その後出現する水平風速の極大値出現時において上昇流の方が上層まで発達する。
- 4) 海風から夜間冷気流が発生する間の無風状態において、地表面から高度30mの範囲で $0.03\sim0.04^\circ\text{Cm}^{-1}$ の安定成層が形成される。夜間冷気流の開始すると同時に風速が増加し、地表面付近の空気が混合されて高度30mまでの気温は一様化する。
- 5) 夜間冷気流開始前の無風状態において、正味放射量は地中伝導熱フラックスと釣り合っている。一方、冷気流開始後においては、地表面付近の大気の混合が促進され、顕熱・潜熱フラックスとして正味放射量の4割が地表面に供給されることになる。このため、正味放射量に対する地中伝導熱フラックスの配分は6割となる。

謝辞

本研究の遂行にあたり、九州大学大学院総合理工学研究院松永信博教授には、終始丁寧なご指導を頂きました。また、野外観測の実施とデータ収集・解析においては酒井総一郎氏（現 新日鉄ソリューションズ(株)勤務）、

梅山千穂氏（現 鹿児島航空測候所勤務）にご協力頂きました。福岡市環境局と九州大学総合理工学府都市建築環境工学研究室には常時観測データを提供して頂きました。査読者の方々には有益な助言とコメントを頂きました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 鳥谷 均, 小林哲夫, 塚本 修, 黒瀬義孝, 五十嵐大造, 柏木良明, 桑形恒男, 谷 宏, 森 牧人, 脇水健次, 局地風 (2) 冷気の流れ, 農業気象, 56, 2000, 311-316.
- 2) 近藤純正, 複雑地形における夜間冷却, 天気, 29, 1982, 935-949.
- 3) 近藤純正, 地形と地表面性質が夜間の斜面風・山風・盆地大気の冷却に及ぼす効果 (1), 天気, 31, 1984, 625-632.
- 4) 一ノ瀬俊明, ハンス ペーター ハム, わが国の都市における「風の道」の必要性について, 環境システム研究, 27, 1999, 721-730.
- 5) L. C. Nkemdirim: Cold air drainage and temperature fields in an urban environment, A case study of topographical influence on climate, Atmospheric Environment, 14, 1980, 375-381.
- 6) W. Kuttler, A. B. Barlag and F. Roßmann, Study of the thermal structure of a town in a narrow valley, Atmospheric Environment, 30, 1996, 365-378.
- 7) I. Kolev, P. Savov, B. Kaprielov, O. Parvanov and V. Simeonov, Lidar observation of the nocturnal boundary layer formation over Sofia, Bulgaria, Atmospheric Environment, 34, 2000, 3223-3235.
- 8) 竹林英樹, 森山正和, 糸川文崇, 夏季夜間における山麓冷気流の出現頻度と市街地における影響距離, 日本建築学会計画系論文集, 542, 2001, 99-104.
- 9) 千葉 修, 山中慎吾, 山本泰久, 荻野淳一, 土佐湾沿岸部に流出する陸風と夜間冷気流の乱流構造, 天気, 47, 2000, 727-738.
- 10) 古野正敏, 小気候, 地人書館, 2000, 320.
- 11) 福田和代, 松永信博, 福岡市における海陸風の挙動, 九州大学総合理工学研究科報告, 20, 1999, 335-339.
- 12) 福田和代, 松永信博, 酒井聡一郎, 福岡市における海風侵入の挙動, 水工学論文集, 44, 2000, 49-54.
- 13) 福田和代, 松永信博, 酒井聡一郎, 梅山千穂, 海風時における平均風速と乱流特性量の鉛直分布, 水工学論文集, 45, 2001, 229-234.

- 14) M. Mori, T. Kobayashi, T. Takemasa, K. Takeshita and K. Wakimizu, A method for analyzing local climates by using an infrared radiation thermometer together with topographic factors, J. Fac. Agr. Kyushu Univ., 39, 1995, 243-254.
- 15) W. Blumen, An observational study of instability and turbulence in nighttime drainage winds, boundary-Layer Meteorol., 28, 1984, 245-269.
- 16) W. D. Neff and C. W. King, The accumulation and pooling of drainage flows in large basin, J. Appl. Meteor., 28, 1989, 518-529.
- 17) J. R. Garratt, The atmospheric boundary layer, Cambridge University Press, 1992, 316.
- 18) 近藤純正, 水環境の気象学, 朝倉書店, 1994, 350.
- 19) J. E. Simpson, Sea breeze and local winds, Cambridge University Press, 1994, 234.
- 20) 吉野正敏, 冷気流と冷気湖に関する最近の研究, 農業気象, 15, 1960, 161-165.
- 21) 野田美香, 小林哲夫, 薦田広章, 武政剛弘, 森牧人, 園田裕虎, 久住山麓の草地斜面上で観測された冷気の流下層(CADL)の構造とシアーフロー不安定性, 農業気象, 56 2000, 93-99.