パイロットバルーンを用いた 大阪平野北部冷気流の観測

玉井 昌宏¹・鳥山 仁²

¹大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻（〒565-0871 吹田市山田丘2-1）

E-mail: tamai@civil.eng.osaka-u.ac.jp

²国土交通省北陸地方整備局信濃川河川事務所（〒940-0098 長岡市信濃1-5-30）

E-mail: toriyama-i84vy@hrr_mlit.go.jp

大阪平野の北方に位置する北摂山地と六甲山地において形成され、平野北部地域に流入する大阪平野北部冷気流の流動構造を明らかにするために、現地実測および気象観測データの分析を行った。パイロットバルーン観測により、この冷気流が傾斜面を下降する重力密度流に類似した流動構造を持つことを明らかにした。地上風速と温度の乱流計測により、冷気流が地表付近の成層化を強化して、鉛直風速の乱れ強度を低下させるものの、温度乱流輸送は低下させないことがわかった。この冷気流は、六甲山地、北摂山地、千里丘陵に囲まれた地域の気温を低下させるが、大阪湾や大阪平野中心部にまでは到達していないと考えられる。

Key Words : *Nocturnal Drainage, Urban Heat Island, Pilot Balloon Observation, Field Observation, Sea and Land Breeze, the Osaka Plain.*

1. 目的

冷気流とは、夜間に山腹などの斜面上で放射冷却によって冷やされた空気が周囲との密度差によって斜面を流下する重力流である。気象学の分野では斜面滑降流として知られている。^{1),2)} 冷気流は、一般に地表付近を流れたり盆地に堆積することで気温の低下に貢献すると考えられている。しかしながら、流出域の地表温度が冷気流の気温よりも低い場合には、気温の低下を抑制する方向に作用することもある。^{1),2)} 例えば、千葉ら³⁾は土佐湾沿岸部で陸風や冷気流の流動構造の観測を行っているが、地表付近の熱輸送に及ぼす冷気流流入の影響は観測日によって異なることを示している。また、福田⁴⁾は、福岡平野においてドップラーソーダ観測により、冷気流の流動構造や地表面の熱収支への影響に関して検討しており、冷気流の流入によって鉛直混合が促進され、地表付近の冷却は抑制されると報告している。

いわゆる「風の道」^{5),6)}の考え方にに基づき、ヒートアイランド現象の解消や緩和を目的とした研究も行われている。狩野ら⁷⁾は、青梅市において気温の移動観測や係

留気球を用いた高層気象観測を行い、夜間に谷口に位置する市街地に形成されるヒートアイランドが山風によって解消されることを明らかにした。浜田ら⁸⁾は、長野市の裾花川から流出する山風を対象とし、谷口に位置する市街地の気温低下が山風によってもたらされることを明らかにした。一方、久田ら⁹⁾は、周辺山地で発生する夜間冷気流がヒートアイランド強度の増加に寄与している可能性を指摘している。竹林ら¹⁰⁾は、神戸市域において夜間冷気流の発生頻度や影響範囲、海陸風との関係について検討し、冷気流による気温低下効果は山麓部のみに限られることを明らかにしており、久田らと同様にヒートアイランド現象の強化に貢献する可能性を示している。ヒートアイランドに及ぼす夜間冷気流の影響が、地形的・気象的要因に強く影響することを考えると、冷気流の流動構造についても、それぞれの地域によって異なることが予想される。

本論の対象とする大阪平野の周辺山地において発生する夜間冷気流に関する研究は、少ないながら実施されている。筆者ら^{11),12)}は、夏季夜間に生駒山地や金剛山地において冷気流が発生し、大阪平野東部地域に流入する

こと、さらにそれがこの地域の日最低気温を 2℃程度低下させる可能性のあることを示している。加えて、大阪平野北方の北摂山地から流入する冷気流（以下、北部冷気流）の発生を予想し、その発生条件や気温低下効果をアメダス等のデータ分析により明らかにしている。¹³⁾ 森本¹⁴⁾は、淀川の一次支流の天野川に沿う冷気流が広域海陸風の弱いときに発生すること、沿川地域の気温を 2℃程度低下させることを明らかにしている。これらの研究に共通する見解は、冷気流による気温低下効果が山麓付近の一部地域のみで発現し、河川から離れた地域や平野中心部にはその効果は現れないという点である。但し、いずれの研究についても、冷気流流出点付近での地表面付近の気温や風速等の実測データを分析しているに過ぎない。この気流の効果の定量化や夜間ヒートアイランド現象に対するひとつの緩和策として利用を検討するためには、その流動構造を明確にすることが必須である。

本研究の目的は、北摂山地から大阪平野北部地域に流入すると想定される大阪平野北部冷気流の流動構造をパイロットバルーンを用いた現地観測とアメダス等各種気象データの分析により明らかにすることである。

2. 方法

(1) パイロットバルーン観測の方法

パイロットバルーン観測とは、測風気球を放ち、高度角と方位角を測定して、気球の位置変化から風向風速を算出する観測である。気球の上昇速度を一定と仮定するため、ラジオゾンデやドップラーソーダーと比較すると精度は高くはないが手軽に観測が行える。気球が雲に入るなどして目視できなくなると観測できないので、上空 1000m 程度までの観測に適しているとされる。¹⁵⁾

本論でパイロットバルーン観測を用いる理由は、この冷気流の発生頻度が低く、流動の空間構造が明らかでないことから、計測の機動性が求められること、著者¹³⁾らの検討により冷気流の発生が確認されている地域の近辺に大阪国際空港があることなどによる。

バルーンの上昇速度 V については、多くの観測資料によって以下の実験公式が得られている。¹⁶⁾

$$V = \frac{81F^{1/2}}{(F+mg)^{1/3}}$$

ここに、 F ：純浮力、 m ：気球質量、 g ：重力加速度である。これに基づいて算出される上昇速度は計画上昇速度と呼ばれている。上式の関係は気象庁高層気象台編の測風気球観測常用表にまとめられているが、式中の係数の尤もらしさを確かめるために、ダブルトランシット法を用いてバルーンの上昇速度の測定を行った。同法の概要は参考文献¹⁷⁾を参照されたい。

図-1 バルーンの高度時系列

図-2 調査対象地域の概要

(★：パイロットバルーン観測地点，■：アメダス地点，○：大気汚染常時監視データ観測地点)

ここでは、計画上昇速度が 150m/min となるようにバルーンの浮力を調整している。上昇速度を正確に求めるために、確実にバルーンを追跡できる日没前に放球されたバルーンの放球後 60 秒までのデータを使用した。図-1 は、ダブルトランシット法を用いて求めたバルーンの高度時系列である。横軸は放球からの時間、縦軸はバルーンの高度である。図中の記号の説明は、2012 年の観測日とその後にある数字は観測回を示している。それぞれの観測に対して原点を通る回帰直線を求め、その傾きを各回の上昇速度とした。全 8 回の上昇速度の平均値と標準偏差を求めた結果、それぞれ 150.2m/min と 17.9m/min となった。ばらつきはあるものの計画上昇速度と概ね同じ値となり、全ての観測に対して、この平均値を与えた。

(2) 現地観測実施の決定方法

筆者ら¹³⁾は、北部冷気流の発生条件について検討している。日中と夜間のアメダス豊中の風向の組み合わせによって各日の地上風況をパターン化し、地衡風風速ベクトルと日積算全日射量によって、いずれのパターンが発生するのかを予測できるとしている。それによると、

北部冷気流は、地衡風風速が概ね 5m/s 以下で、日積算全日射量がこの気流の発生しない日に比べて相対的に大きいときに発生するという知見が得られている。ここでは、基本的に日積算全日射量と地衡風ベクトルによって観測実施を判断した。

まず、数日前から前日までの予報天気図や天気予報やを参照して、地衡風の風速が大きくなりえないこと、概ね晴れて日積算全日射量が比較的大きくなることを確認して、観測実施候補日を選定した。日積算全日射量の予測については、「晴れ」、「晴れ時々くもり」といった予報パターンと大阪管区気象台の観測した日積算全日射量との関係を別途調査して、基準以上の日射量が得られると予想されるパターンを決めた。観測実施日当日には、予報パターンを確認したうえで、当日午前9時から12時までの間の地衡風ベクトルを算出して、その風速が概ね 5m/s 以下であることを確認した。地衡風ベクトルの算出には、松江地方気象台（島根県松江市）、潮岬特別地域気象観測所（和歌山県串本町）、輪島特別地域気象観測所（石川県輪島市）の3地点の海面気圧と気温を用いた。

本論では、2010年11月6日、2011年8月10日、2012年9月12日、10月20日、11月16日の観測結果を用いているが、各日の気象状況は以下のとおりである。2010年11月6日、日本列島は朝鮮半島沖にある高気圧に覆われ、全国的に晴れであった。大阪の天気は、昼間が晴後一時曇、夜間が曇一時晴で、最高気温は 19.7°C 、大阪の日没は17:00であった。2011年8月10日の日本列島は広く高気圧に覆われ、全国各地の AMeDAS で猛暑日、真夏日を観測した地点数がともにこの夏最多となる暑い日であった。大阪の天気は、昼間が晴一時薄曇、夜間が曇一時晴で、日最高気温は 35.6°C と猛暑日になった。日没は18:52であった。2012年9月12日は、日本列島の東側には熱帯低気圧が接近していたが、西日本は高気圧に覆われ穏やかな一日であった。大阪の天気は、昼間が晴、夜間が晴後一時曇で、日最高気温は 32.4°C 、日没は18:09であった。2012年10月20日は、関東から西では高気圧に覆われ秋晴れの日となった。大阪の天気は、昼夜を通して晴で、日最高気温は 23.1°C 、日没は17:18であった。2012年11月16日、本州付近は移動性高気圧に覆われ、太平洋側は全国的に晴であった。大阪の天気は、昼間が晴で夜間は晴後曇一時雨、日最高気温は 16.4°C 、日没は16:53であった。

(3) 観測地点

図-2 に大阪平野北部地域の地形と観測地点を示す。パイロットバルーン観測の地点（図中★印）は、猪名川河川敷にあり、淀川との合流ポイントより 15km 程度上流に遡った地点にある。この観測地点より 2km 程度南東

の方向に、アメダス豊中（北緯： 34° 47.0 分、東経： 135° 26.3 分、標高： 12m 、設置位置：大阪国際空港内）がある。この観測地点において冷気流を観測することにしたのは、筆者らの既往の研究¹³⁾により、アメダス豊中地点で北摂山地方面からの流入したと考えられる冷気流が観測されているからである。観測地点の北方には妙見山をはじめとした標高 $500\sim 800\text{m}$ 程度の山々を擁する北摂山地がある。猪名川は北摂山地大野山に源流を持つが、山地西部地域を流下し、川西市小戸付近で大阪平野に流出している。この流出地点は観測地点から北東に 1km 程度の位置にある。また、猪名川の東側には標高 100m 弱の千里丘陵が広がっている。また、西側には六甲山地がある。

(4) 測定機器と気象観測データ

パイロットバルーン観測には、測風経緯儀（株式会社タマヤ計測システム TD-4）と 20g の気球（株式会社気球製作所）を用いた。三次元超音波風向風速温度計（株式会社クリマテック、CYG-81000）を用いて、地上 2m の風向、風速、気温を 10Hz で測定した。

冷気流の流入範囲や背景風などとの関係について検討するために、大阪平野北部にある AMeDAS や大気汚染監視測定局で観測されている風向と風速、気温のデータを用いることとする。使用したデータの観測点を図-2 に示している。

3. 北部冷気流の流動構造

(1) 冷気流の流入状況と気温分布

図-3 は、2012年9月12日の北部冷気流の流入状況と周辺地域の温度分布を示している。同図中には既述の方法で算出された地衡風ベクトルを併せて示している。当日の地衡風は、南寄りで比較的弱いことから、冷気流の発現が予想された。(a)18:00 においては、淀川以南の地域においては、海岸線から生駒山地にかけて西寄りの風が、六甲山、千里丘陵と淀川に挟まれた地域においては、南西風がそれぞれ形成されている。これらはいずれも海風であると考えられる。気温については、平野部において一様に高く 30°C 前後になっている。(b)21:00 においては、淀川以南の地域で西風や淀川沿いの南西風が弱まるとともに、六甲山地、北摂山地、千里丘陵に挟まれた台形の地域に北～北西寄りの風が形成されている。特に、猪名川が大阪平野に流出する地点付近では、 $2\sim 3\text{m/s}$ 程度の顕著な北寄りの風が表れている。この北寄りの風が、本論において注目している北部冷気流である。気温分布については、猪名川沿いのパイロットバルーン観測地点付近で 25°C 程度の気温、その周辺地域においても 27°C 前後の気温となり、冷気流の流入によって淀

川沿川以南の地域と大きな温度差が形成されている。
(c)の 24:00 においては、北部冷気流の流動範囲が淀川と猪名川の合流地点付近から大阪湾の海岸線付近にまで拡大していることが確認される。

他の観測実施日についても同様の図面を描いて検討したが、その風速ベクトルから判断して、この気流の流動領域が淀川を越えて、あるいは海岸線を越えて拡大することはなかった。この南方への拡がりがあり大きくなりえない理由としては、後述するように、風速が高々数 m/s 程度、厚さが 100m 程度と、気流場の規模が小さいことから、地表の構造物等によって流動が阻害されること、大阪平野中心域における夜間のヒートアイランド現象や水温が比較的に高い河川や大阪湾などの水域の影響などが考えられる。

(2) 冷気流の水平方向風速の鉛直分布

図-4 に、パイロットバルーンにより観測された上空 400m までの水平風速ベクトルの時間—高度断面図を示す。ここでは、2012 年 9 月 12 日の観測結果を示している。19:30 以降は、高度 300m 付近でバルーンを見失うようになったので、それ以上の高度については欠測になっている。17:30 においては、地上から高度 400m までは概ね西寄りの風となっているが、高度 50m 以下の地上付近では風速 2m/s 以下の弱い北西寄りの風になっている。この地表付近の風は 18:00 になると急速に減衰し、19:00 には北寄りの風へと変化している。この北寄り風が冷気流である。19:30 以降、上空の風は弱い北西風になっている。それとともに、地上付近の冷気流は風速 6m/s に及ぶ強い北東風になるが、21:00 以降には減衰しながら北風へと変化している。

図-5 は、パイロットバルーン観測により得られた水平風速ベクトルの南北方向成分の高度分布を示している。横軸は北風風速のピーク値によって無次元化した風速であり、正值と負値はそれぞれ北風（南向きの風）と南風を示す。縦軸はこの北風が最大となる高度で無次元化した高度を示している。図中の実線は、次式で示す Prandtl の理論解⁹⁾である。

$$\frac{V}{V_m} = e^{-\xi} \sin \xi$$

ここに、 $V(\text{m/s})$ ：南北方向風速成分、 $V_m(\text{m/s})$ ：北風風速最大値、 $\xi(=h/h_m)$ ：無次元高さ、 $h(\text{m})$ ：鉛直方向高さ、 $h_m(\text{m})$ ：北風の風速が最大値を示す高さである。

(a), (b), (c)はそれぞれ 2012 年 9 月 12 日、10 月 20 日と 11 月 16 日に観測された結果である。各日 21hr の地衡風については、9 月 12 日は南東 2.8m/s、10 月 20 日は西北西 4.7m/s、11 月 16 日は南西 9.5m/s であった。(a)においては、図-4 において示したように 19:00 までは上空の西風が強いことに影響されて、明瞭な分布形状は認め

(a) 18:00

(b) 21:00

(c) 24:00

図-3 冷気流入時の風速と温度の平面分布
(2012 年 9 月 12 日)

られない。同図より 19:30 においては地表付近で北東風となっているが、風速最大値が地表付近にあることから、一様な分布形状を示している。20:00 以降については、ばらつきはあるものの Prandtl の理論解に適合していると見ることができる。(b)においては、18:30、19:00 までは、明瞭な風速分布は認められない。この時間帯の風速分布は、西北西の地衡風の南北方向成分を示している。

図-4 水平風速ベクトルの時間—高度断面図
(2012年9月12日)

19:30 以降、Prandtl の理論解に適合する分布形状を示している。これらのことから、実測された冷気流が、傾斜面上を下る密度流に類似したものであることがわかる。(c)においては、 $\xi \leq 2$ の領域で北風となっており、同理論とは異なる分布傾向を示している。北風の範囲を冷気流の層厚と考えるならば、(c)の層厚は(b)のそれに比較して薄く、これは、既述の通り、当日の比較的強い南寄りの地衡風によるものである。

次に、図-6 と図-7 に南北風速成分の北風風速の最大値 V_m 、南向き風速が最大値を示す高さ h_m の時間変化を示す。ここで横軸は、パイロットバルーン観測において冷気流の発生が確認されてからの時間である。これらの図では、2010年11月6日、2011年8月10日、2012年9月12日、10月20日、11月16日の観測結果を記載している。2011年8月10日の冷気流発生時刻は22:00であり、その他の観測日の冷気流発生確認時刻が18:00~18:30であるのに比較して非常に遅かった。両図より同日の V_m 、 h_m とともに、その他の観測日に比較して小さいことがわかる。全ての観測日のデータを用いると有意な回帰直線を求めることができなかったため、両図には、この日を除外して算出した回帰直線を示している。このようにして求めた V_m と h_m の回帰直線の決定係数 R^2 は、それぞれ0.11と0.21であった。

図-6 より、2011年8月11日を除外した回帰直線の有意性から、概して h_m は流入時から30m程度の高さを有し、時間とともに増加する傾向にあると言える。しかしながら、観測日による明瞭な差異は認められないことから、気象条件との関連性は明らかではない。千葉ら³⁾が高知平野で行った観測では、冷気流の厚さは120~140mの日が2日、200m以上の日が1日であった。また、福田⁴⁾は福岡平野の冷気流の厚さが200~300mであることを示している。2011年8月11日を除く観測日の全デー

(a) 2012年9月12日

(b) 2012年10月20日

(c) 2012年11月16日

図-5 水平方向風速南北方向成分の鉛直方向分布
(正値：北風)

図-6 北風最大値の高さ h_m の時間変化

図-7 北風最大値 V_m の時間変化

タの h_m の平均値は 35m 程度であり、図-5 で示したように、無次元風速分布において冷気流の南向きの流動域が $0 \leq \xi \leq 2 \sim 4$ の範囲であると仮定すれば、層厚は平均的に 70 ~ 140m 程度であったことになる。気象条件や地理的条件によって種々変化すると考えられるが、千葉²⁾や福田¹⁾の結果と類似した値になっていると考えられる。

図-7 より、2011 年 8 月 11 日を除外すれば、各観測日の V_m は、流入時には 2~3m/s 程度であり、時間の経過に伴って増加し、6~10m/s の極大値を示し、その後、減少する傾向にある。

(3) 地上風と気温、それらの乱流諸量の時間変化

パイロットバルーン観測地点において、超音波風速計（以下では風速計と記す）を用いて 3 次元風速と風速計搭載の温度計（以下、温度計と記す）により気温の計測を行った。ここでは、2010 年 11 月 06 日と 2012 年 10 月 20 日の観測結果について紹介する。

図-8 は、2010 年 11 月 06 日の地上 2m の高さにおいて観測された風速と風向、気温をアメダス大阪とアメダス豊中のデータとともに示す。これらはいずれも 10 分間平均値である。風向は北を 0° とする時計回りの度数法

図-8 地上気温と風向風速の時系列（2010 年 11 月 06 日、上段：気温、中段：風向、下段：風速）

(a) 次元あり

(b) 無次元化

図-9 鉛直風速と気温の乱れ強度と鉛直方向温度フラックス（2010 年 11 月 06 日）

で表示されている。15:00～17:30 頃にかけて、アメダス大阪と豊中の気温は概ね同じ気温で低下しているが、温度計の気温はアメダスより若干高めで推移している。これは、温度計の設置状況の影響である。17:40 頃から 19:40 頃にかけて、アメダス大阪の気温は 17℃程度であり低下していない。これに対して、アメダス豊中ではこの時間帯に急速に気温低下が生じており、それ以降、両地点には 2℃以上の気温差が生じている。この 17:40 頃から温度計の気温はアメダス豊中の気温に追従するように低下している。

アメダス大阪の風向は、16:00 から 19:40 頃にかけて西風、それ以降は陸風と考えられる東風になっており、海陸風の交替が観察される。アメダス豊中では 17:00～18:00 は南西、18:00～18:20 に風向が変化し、その後、概ね北西風になっている。パイロットバルーン観測地点の風速計は、18:00 以前は南西寄りの風となっているが、18:10 頃から北風が連吹するようになる。このように、18:00 頃に観測地点やアメダス豊中ポイントに既述の北部冷気流が流入して、北寄りの風向に変化するとともに、急激な気温低下が生じたことがわかる。アメダス両地点の風速は、風向変化や冷気流流入などにあまり影響されず 2m/s 程度で推移している。観測地点では冷気流流入前の 16:00 頃から緩やかに風速が低下して、18:00 頃に風に近い状態になった後に、風速が増加している。19:30 頃に、4m/s 程度の極大値をとった後に、減速過程に移行している。

図-9(a)は、2010 年 11 月 06 日の鉛直方向風速の乱れ強度 w' 、気温変動の乱れ強度 ϵ' 、鉛直方向温度フラックス $-\overline{wT}$ の時系列を示す。乱れ強度と温度フラックスは、10 分間平均値からの変動により計算されている。(b)は、図-8 に示した 10 分間平均の風速と気温により無次元化されたものの時系列である。10 分間平均値により無次元化するのは、図-6 の時系列変動が 10 分より十分大きな時間スケールを持っているとみられるからである、10 分間平均の風速を用いるのは、中立な接地層を仮定すれば、風速変動は平均風速の鉛直方向勾配に支配されるからである。また、温度変動については、後述するように鉛直方向の乱れが小さくなる冷気流流入時に大きくなる傾向があり、鉛直方向とともに水平方向の気温勾配の影響も大きいと推測された。そこで、ここでは両方向の気温勾配に関係する気温計で計測した平均気温を用いて無次元化している。無次元化前の(a)において、 w' は当初 0.2～0.3m/s 程度であるが、水平風速が低下し風の状態に入ると、 w' も小さくなりほとんど 0m/s になる。その後、10 分程度の間に急激に、18:10 頃からは緩やかに増加している。19:40 頃にピークとなり、その後は減少している。こうした変動傾向は、図-8 で示した時間平均風速の変動に類似している。一方、(b)の無次元乱れ強度

$<w'>$ は、冷気流流入前には 0.1～0.2 の範囲を変動し、風の時刻で極小値を示したのちに、流入後は 0.08 付近を変動している。冷気流流入後の無次元乱れ強度は、流入前のそれに比較して小さくなっている。これは、冷たい気塊が流入することによって地表付近が成層化し、鉛直方向の運動が抑制されるからであると考えられる。(a)の ϵ' については、当初は 0.1℃程度であるが、図-8 の風速が 16:00 以降に減少傾向になると増加し、既述の風の 18:00 頃に 0.2～0.6℃間を乱高下していることがわかる。 w' が小さいにも拘わらず、 ϵ' が大きいのは、比較的暖かい気団の中に、冷気流が流入することによって、水平方向に温度勾配が大きくなったからであると考えられる。冷気流流入後も 15:00～16:00 頃と同じ規模の乱れ強度となっているのは、冷気流流入により気温の鉛直方向勾配が大きくなったことに起因している。鉛直方向の温度フラックス $-\overline{wT}$ は、日射の影響の強い 16:00 頃までは、正の値となっており、地表から上空に向かって熱が輸送されている。その後減少し、16:30～17:00 には -0.01m℃/s 程度の負の値になっている。これは日射と風速の減少により、地表からの放射冷却が卓越するようになるからである。風の時刻に $-\overline{wT}$ は 0m℃/s となり、冷気流流入後は -0.02m℃/s 付近で変動している。流入前の負の熱輸送の時間帯と比較して、流入後の $-\overline{wT}$ は減少したとはいえない。一方、無次元化された(b)においては、流入後の $-\overline{wT}$ の絶対値は小さくなるとともに、その変動についても抑制されているように見える。冷気流の流入は、鉛直上向きの負の温度勾配を形成あるいは強化することによって、鉛直方向速度の乱れ強度は抑制するものの、この温度勾配によって絶対的な温度輸送は抑制されないと考えられる。

図-10 と図-11 は、2012 年 10 月 20 日の観測結果である。図-10 の気温の時系列に見られるように、18:00 以降に 3 地点の気温差が顕著になっている。アメダス大阪は 18:00～20:00 ごろまで気温が殆ど低下していないが、これはその時間帯に大阪湾からの暖かい南西風が吹き込んでいることによる。一方、アメダス豊中と本観測地点では、18:00 前後には西北西の六甲山地方面からの風になっており、この風によってアメダス大阪に比べて低温になったとみられる。観測地点では 18:40 頃に風向が北寄りに変化しているが、これを契機にアメダス豊中と観測地点との気温差が大きくなっている。また、風速時系列より、観測地点の風速が 18:40 頃に極小値を示して、その後増加していることから、この時間帯に冷気流の流入が始まったものと推測される。図-11(a)の乱流諸量の変動時系列には、冷気流の流入する時間帯に w' が一旦減少することや ϵ' が極大となること、 $-\overline{wT}$ が正値から日没後に負値に変化し、冷気流流入時に一旦小さくなることなど、図-9(a)との類似点が多く認められる。但し、図-

10の2012年10月20日には、冷気流入時に明確な風の状況が現れないことから、 w' や $-wt$ は0付近まで低下していないし、 t' のピークについてもそれほど明瞭ではない。無次元化を行った図-11(b)の $\langle w' \rangle$ については、図-10(b)と同様に、冷気流入後は低く抑えられている。 $\langle -wt \rangle$ についても、冷気流入後の変動が比較的大きいことを除けば、図-11(b)と同様な傾向にある。

図-8の気温の時系列を参照すると、アメダス大阪とアメダス豊中、温度計の間で、冷気流入後の気温の低下率に顕著な差異はない。アメダス豊中と温度計設置地点にのみ冷気流が到達しているとすれば、冷気流の流入の有無に関係なく気温の低下率が概ね同じであるということである。図-10においても、流入後の19:00~21:00の間の気温低下を比較すれば、いずれの地点も2℃程度で差異はない。これらのことから、冷気流の流入は、一時的な温度低下には貢献するが、鉛直方向の熱輸送に対して大きな影響を与えないと結論づけられる。

4. 結論

本研究では、大阪平野北部冷気流の流動構造を明らかにするために、パイロットバルーンを用いて上空数100mまでの水平風速を観測するとともに、超音波風速計を用いて地上2mの風向風速と気温を測定した。加えて、AMeDASデータや大気汚染常時監視データを用いて、冷気流の地表付近の拡がり状況を検討した。

北部冷気流の流入により、北摂山地、六甲山地、千里丘陵に囲まれた地域で北寄りの風が吹き、気温が低下する。猪名川沿いの地域では、顕著な北寄りの風が吹くが、この気流は大阪湾や淀川にまでは到達しない。

パイロットバルーン観測により、北部冷気流の水平風速の鉛直分布が傾斜面を下降する重力密度流に類似したものであることがわかった、地衡風など気象条件により、鉛直方向流動域の厚さは変化すると予想される。

冷気流の最大風速は、冷気流入時には2~3m/s程度と小さいが、時間の経過と共に強まり極大値を示したのちに減少する傾向にある。最大風速を示す高度は平均的に35m程度であり、このことと水平風速の鉛直分布特性から、冷気流の流動層厚は70~140m程度であると推測される。

冷気流入により、地表付近の鉛直方向風速の乱れ強度は低下する。一方、温度の乱れ強度や鉛直方向の乱流輸送は変化しない。このことから、冷気流入の気温に対する影響は、流入時の一時的な気温低下のみであると考えられる。

謝辞 本研究の一部は、科学研究費補助金基盤研究(C)(代表者：玉井昌宏、課題番号：24560664)の補助を受

図-10 地上気温と風向風速の時系列 (2012年10月20日, 上段: 気温, 中段: 風向, 下段: 風速)

(a) 次元あり

(b) 無次元化

図-11 鉛直風速と気温の乱れ強度と鉛直方向温度フラックス (2012年10月20日)

けた。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 吉野正敏：新版小気候，地人書館，pp.266-280，1986.
- 2) 近藤純正：地表面に近い大気の科学，東京大学出版会，2000.
- 3) 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，日本気象学会，天気 47(10)，pp.727-738，2000.
- 4) 福田和代：福岡平野に流出する夜間冷気流の野外観測，日本風工学会論文集，Vol.93，pp.103-113，2002.
- 5) 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，環境システム研究論文集 Vol.27，pp.721-730，1999.
- 6) 森山正和：都市の風の道，建築雑誌，Vol.111，No.1398，1996.
- 7) 狩野真規，三上岳彦：谷口に位置する青梅市周辺におけるヒートアイランド現象と山風の吹走との関係，日本気象学会，天気，Vol.50(2)，pp.3-11，2003.
- 8) 浜田崇，一ノ瀬俊明：山風の流入による夏季の都市気温への影響，地学雑誌，Vol.120(2)，pp.403-410，2011.
- 9) 久田由紀子，杉原裕司，松永信博：福岡都市圏における夏季のヒートアイランド構造，水工学論文集 Vol.48，pp.181-186，2004.
- 10) 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 第542号，pp.99-104，2001.
- 11) 玉井昌宏，富林千尋：大阪平野に流入する冷気流に関する数値計算，環境システム研究論文集 Vol.37，pp.83-91，2009.
- 12) 玉井昌宏，太田晋一：大阪平野東部冷気流の発生条件と北部冷気流との関連性，土木学会論文集 D（環境）Vol.68，III_585-III_593，2012.
- 13) 玉井昌宏，太田晋一：大阪平野北部冷気流の発生条件と夜間ヒートアイランド現象との関係，土木学会論文集 D（環境），Vol.67，No.7，III_794-III_759，2011.
- 14) 森本太一，鍋島美奈子，中尾正喜，西岡真稔：夏季夜間の冷気流入状況とその効果に関する実測調査，日本建築学会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概集，40405，2012.
- 15) 北岡龍海 著，高層気象学，気象学講座第7巻，地人書館，1956.
- 16) 測風気球観測常用表，高層気象台，1922.
- 17) 中川清隆・渡来靖・榊原邦洋・浜田崇・田中博春・榊原保志，ダブルトランシット法によって決定されるパイバル高度の特徴，日本気象学会，大会講演予講集，Vol.95，pp.256，2009.
- 18) K.S.Rao and H.F. Snodgrass: A nonstationary nocturnal drainage flow model, Boundary-Layer Meteorology, Vol.20, pp.309-320, 1981.

(2013.5.24 受付)

Field Observations of Nocturnal Drainages in the Northern Osaka Plain by Pilot Balloon Observation

Masahiro TAMAI¹ and Jin TORIYAMA²

¹Dept. of Civil Engineering, Osaka University

²Shinanogawa River Office, Ministry of Land, Infrastructure and Transport

The Osaka Plain faces with the Hokusetsu and Rokko Mounts on the north. The purpose of the present study is to clarify flow structures of nocturnal drainages which break out on the south-facing slopes of the mounts and flow into the north part of the Osaka plain. Vertical profiles of horizontal wind velocity and turbulence properties on the ground are observed by the pilot balloon observation and a ultra-sonic anemometer. And such meteorological data as AMeDAS data were analyzed to examine horizontal flow extent. Vertical profiles of a north-south component of horizontal wind velocity of the nocturnal drainages are quite similar to those of gravity density currents which flow on inclined planes. The nocturnal drainages caused suddenly temperature drops when heads of the nocturnal drainages arrive at the observation point but doesn't contribute to suppress vertical turbulent temperature transport.