

盆地上空の安定層と局地風の形成

—京都盆地—

田 中 正 昭

FORMATION OF THE STABLE LAYER AND THE LOCAL WINDS OVER THE BASIN.

—The Kyoto Basin—

By *Masaaki* TANAKA

Synopsis

The purpose of the paper is to understand the thermal and dynamical effects of the topography to the lower atmosphere over the Basin. Variations with time and height of wind speed and potential temperature observed at the central part of the Kyoto Basin and hourly variations of wind speed and direction at the surface of the Kyoto Basin are analyzed.

In the afternoon, the stability of the lower atmosphere is a near neutral and wind direction of the lower atmosphere is almost same as a general flow, however wind speed is about a half. In the early morning, stable layer and local wind are formed over the Kyoto Basin.

Transfer mechanism of the energy from a general flow to the lower atmosphere are investigated by consideration of the instability in the relative motion of the different layers. Mechanism of the southerly local wind in the early morning, over the Kyoto Basin 10 km in horizontal scale, 300 m in vertical, 6 hours in duration, is a thermal convection in a stratified fluid caused by the horizontal temperature difference between north and south.

1. ま え が き

下層大気の研究は、地上数 10 m までの接地境界層の研究から始まり、次にその上 1000 m 付近までを対象とする大気境界層の研究へと進展してきた。接地境界層の構造は運動量と熱量の鉛直フラックスと浮力のパラメーターで決定されるといういわゆるモニン・オブコフの相似則があり、それに基づいた研究が数多くなされ、多くの成果を得てきた。大気境界層の構造も、コリオリのパラメーターの入った長さのスケールを加えることによって同様なとりあつかいがなされている。これらの研究の前提は、地表面が平坦で、かつ水平方向に一樣、時間に関して定常という条件で、現実にも場所を固定すると、厳密に条件を満足するケースはまれで、相似則に基づいた研究結果は、なかなか結論が一致しないのが現実である。

平坦地においてすら境界層のとりあつかい難しい問題を残しているのが現状であり、水平、鉛直に非一樣な盆地のような複雑な地形上空の大気については、身近な問題でよくとり上げられてはいるが断片的な記述が多く一般的、統一的な方法はまだ確立されていないと言わざるを得ない。

盆地地形は、水平方向から風が侵入しないという力学効果、盆地斜面が熱源や冷源となって同高度の大気に比べて異なった温度分布をつくる熱的效果があり、平地とは異なった特質をもち、盆地地形上空では条件が整うと、斜面風、など循環風が形成される。盆地地形の上空大気への力学的、熱的影響によって一般の状態がどのように変質されるか、生ずる局地気象現象はどのような条件で生ずるかななどを解明することは、局

地気象学の研究の発展ひいては局地天気予報の体系化へもつながり、大きな関心のあるところである。

この論文では上記の問題点を念頭にして、数年来観測研究を続けている京都盆地をとりあげ諸問題を検討した。2章では従来の研究を概観し、3章で数多くの観測事例から京都盆地上空の風、安定度、局地風系の構造を考察し、4、5章で、早朝から午前中にかけて、下層に形成される盆地スケールの局地風のみカニズムについて検討した。

2. 京都盆地の風の従来の解析結果

京都盆地は Fig. 1 の地形図からわかるように、大きくみると、周囲を 400~500 m 高度の山地に囲まれた東西約 8 km、南北約 20 km の楕円形をした平坦地からなっている。さらに詳細にみれば、東西および北の三方は比較的、高い山地が連なっているが南の山地は低い、また盆地の南西は淀川沿いに大阪平野につながっている。

われわれ^{1),2)} は京都盆地のほぼ中央部にある京大宇治川水理実験所 (Fig. 1 の 2) の 55 m 高度の風と米子 900 mb 面の風の記録を1976年4月から1年間解析し、盆地中央部の地表付近の風は、大きくみると、昼間はシノプティックな気象条件で決まる上層の風の風向にほぼ等しく、風速は上層の約 1/2 であること、夜間から早朝ときには正午頃までは、上層と無関係な南または北の弱風となる場合が多いことを明らかにした。われわれ³⁾ はまた宇治川水理実験所で冬期の夜間、下層大気の流れ込みと大気構造の観測を行ない、その結果、流れ込みがある程度以上進むと、地表付近の風は、上層の一般風の支配から離れ、東部山地 (水理実験

所から最も近い山地) からの山風 (東南風) に始まり、最終的に盆地全体のスケールをもつ南成分の局地風に発達していくことを指摘した。

京都盆地内の地上風の分布についての研究は、気象台の研究者によっていくつかなされている。今井⁴⁾ は、京都市内及びその周辺部10数地点の地上風と比叡山山頂 (848 m) の風から、盆地内の風の分布特性を時刻別、気圧配置別に分類して検討した、その結果、1) 昼間 (12時, 15時) は気圧配置にかかわらず傾度風に近い風系となる、2) 朝 (6時, 9時) は風速が弱く、気圧配置によらず不定である、3) 朝の弱風時の盆地内の最多風向は、盆地の東部から中央部は南、西部の山沿いは北寄りである、等を得ている。

富田ら⁵⁾ も今井と別の期間について同様な手法で調査を行ない、基本的には今井と同様な結果を得ているが、早朝 (3時) の風について、北部では北風、南部では南風で全体として周辺山地から盆地中央部に収束するような風系になっていること、しかも季節によって変らないこと、したがって地形性の風であることを強調している。

以上のように京都盆地の地表付近の風については、昼間はほぼ一般風の性質を持ち、夜間は一般風と無関係な弱風になるという特長は、どの解析結果からも指摘されている。しかし、これまでの研究は地上風と一般風の目安としての米子の 900 mb 面の風または比叡山の風を解

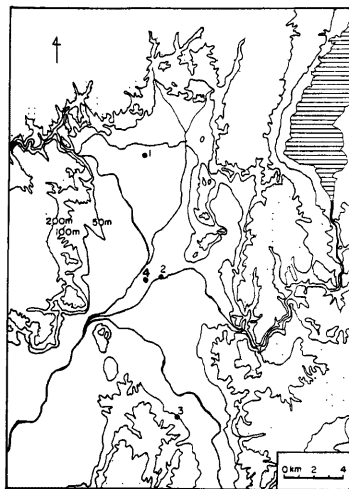


Fig. 1 Map of the Kyoto Basin. Dotted areas indicate the areas more than 200 m height. Numeral 1, 2, 3, 4 indicate Kyoto Meteorological Observatory, Uji-gawa Hydraulic Laboratory, Tanabe AMeDAS Station and Kyoto south hygiene factory.

析したものであり、盆地上空での風の鉛直構造や局地風の発達高度などを調べたものではなく、ましてや、局地風や、それと密接な関連をもつ下層大気の安定層の形成メカニズムにまで立ち入った研究は全くない。

3. 京都盆地上空 1 km 高度までの風と温位の構造

3.1 概要と局地風の発生条件

1981年、京都市が大気汚染調査の一環として、四季毎にほぼ一週間ずつ、ゾンデ、係留気球、パイバルによって風（原則として一時間間隔）と気温（原則として3時間間隔）の観測を行なった⁹⁾。観測をした場所は **Fig. 1** の4、京都市南清掃工場で、京大宇治川水理実験所 (**Fig. 1** の2) から西北西約 1.5 km 離れた位置にあり、盆地全体からみれば、盆地の中央部とみることができる。

この章では、観測値から得た風と温位の鉛直時間変化から、一般風の下層への伝達、安定層、局地風の発達、消滅、とそれらの相互関係、季節による違いなどを総合的にみる。観測は1月17日から24日（7昼夜）、5月7日から14日、8月1日から8日、10月15日から22日に行なわれ、計28昼夜の風と気温の地上から1 km 高度（一部 500 m 高度のものもある）までの鉛直時間変化が得られている。

地表面近くの気には、一般風と無関係な特有な風、局地風が発達する。局地風は地表面上のわずかな非均一性が原因となって生ずるものであるから、その生起は基本場の風の強さすなわちシノプティックな気圧配置の状態が決まる風に強く支配される。28昼夜の観測例のうち局地風の全く現われなかった例は5例であった。すなわち、1) 大きな気圧の谷が京都盆地上空を夜間通過し、雨となった5月12日、2) 前線が夜間通過した8月5日、3) 気圧の谷に入り、雨となった10月22日、4) 冬型の気圧配置が強まり、天気は晴ときどき俄雪、上空 1 km 付近の風が北北西 13 m/s と強かった1月22日、5) 南方にある台風24号の影響で気圧の谷となり、天気は曇り、1 km 付近の風が南東 14 m/s と強かった10月21日、の5例である。他の23昼夜には早朝を中心に局地風が現われている。京都盆地では、局地風は雨が降ったり天候が急変した日、風が異常に強い日を除く、ごく普通の日にはかならず見られる現象である。

3.2 一般風が強く昼夜とも地表面近くまで伝わってきた例

10月21日は先に述べたように下層（周辺の山地高 500 m より低い層、すなわち地上から 500 m 付近まで）も一日中、風が強かった。この日の地上天気図を **Fig. 2** に示した、三陸沖と日本海東部に高気圧があり、これと九州南方海上にある台風24号のため近畿地方の気圧傾度は 1.5 mb/100 km 程度で、天気は曇りであった。風の鉛直および水平の分布とその時間変化をみるため、**Fig. 3** の上段に矢バネで高度 1 km の風向、中段に鉛直風速 (m/s) 断面、下段に盆地北部の京都気象台 (K, **Fig. 1** の1)、中央部の京大宇治川水理実験所 (U, **Fig. 1** の2)、南部の田辺アメダス観測点 (T, **Fig. 1** の3) の地上風 (矢バネ 1本 1 m/s) を示した。高度 1 km での風は東南東約 14 m/s で、天気図から傾度風として求められる風（一般風）とはほぼ一致している。観測点の風上、東南東は **Fig. 1** でわかるように平坦地が 5 km 拡がりそこからは 400~600 m の山々を有する醍醐山地から、京都府、三重県の県境の山地へと連なっている。地上風の風向はやや低圧部に向う風向、すなわち東ないし東北東になっていて、上層の風が下層に伝わっていることを示してい

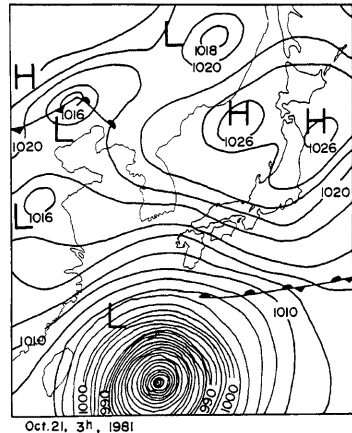


Fig. 2 Surface Weather map

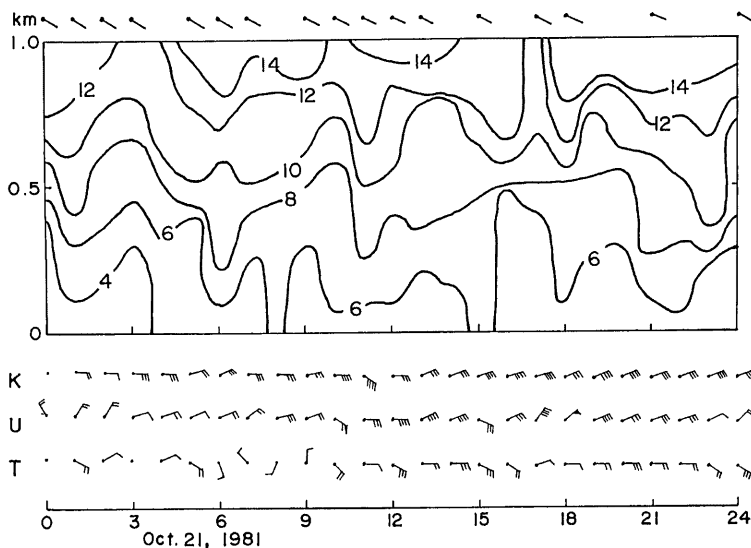


Fig. 3 Upper : Wind directions at 1000 m height. Middle : Variations with time and height of wind speeds in meter per second at the central part of the Kyoto Basin (Fig. 1 at 1). Lower : Hourly variations of wind speed and direction at the flat part of the Kyoto Basin. K : Kyoto Meteorological Observatory (Fig. 1 at 1), U : Ujigawa Hydraulic Laboratory (Fig. 1 at 2), T : Tanabe AMeDAS Station (Fig. 1 at 3)

る。地表近くの風の風速は 2~5 m/s で、細かにみれば、夜間が弱く昼間より伝わりにくい。**Fig. 4** は温位の高度・時間断面 (°K) を示したものであるが、0 時から 6 時の間が 500 m 高度より上空が安定であった他は、大気はほぼ等温位、中立状態であった。この日地表付近の気温変化に大きな影響をもつ、正味放射量は 0 時から 7 時、18 時から 24 時は上向き 0.02 ly/min、正午は下向き 0.13 ly/min と小さな値であった。中立状態が強風による混合作用の結果なのか判定できない。

冬型の気圧配置が強まり一般風が北北西 13 m/s となり終日、一般風が地表面近くまで伝わってきた 1 月 22 日の状態をみると、下層の風は北西 6~7 m/s、大気はほぼ中立で 10 月 22 日の状態とよく似ていた。しかしこの日は、晴れときどき俄雪で、夜間上向きの正味放射量は 0.09 ly/min、正午は下向き 0.50 ly/min とかなり大きな値である、それでも夜間下層大気が中立になっていたということは強風の混合作用が安定化作用にまさっていたことをものがたっている。

11 月 21 日の日平均風速を単純に計算し、平均の風速鉛直分布を求め、その分布から、地上 50 m から 300 m、300 m から 500 m、550 m から 1000 m の三つの層に分けべき関数で表現すると、風速 U (m/s) と地表面からの高さ Z (m) の関係は

$$U = 1.85Z^{0.216} \quad 50\text{m} < Z < 300\text{m}$$

$$U = 0.206Z^{0.601} \quad 300\text{m} < Z < 550\text{m}$$

$$U = 0.097Z^{0.725} \quad 550\text{m} < Z < 1000\text{m}$$

で、よく表わされた。3 層に分かれたことが興味深い、3 層は下から盆地内の層、山地の影響の強い層、山地の影響の弱い層を表わしているのかもしれない。

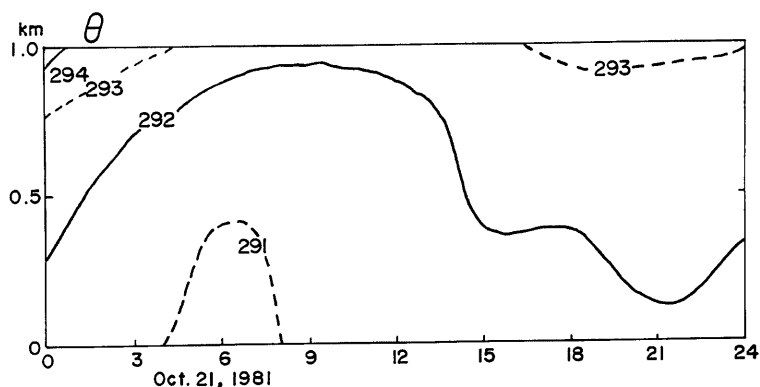


Fig. 4 Variations with time and height of potential temperature at the central part of the Kyoto Basin (Fig. 1 at 4)

3.3 早朝を中心に下層に盆地スケールの局地風が形成される例

先に述べたように28昼夜の観測例のうち、23昼夜に、主として早朝、局地風が発生していた。23昼夜の観測例から典型的な例をとり上げ考察する。Fig. 5 に四季毎に一例ずつ一昼夜の盆地内の風を Fig. 3 と同様な型式で示した、ただし中段の風速の時間高度断面図で影を付けた部分は南成分の風の領域、白ぬきの部分

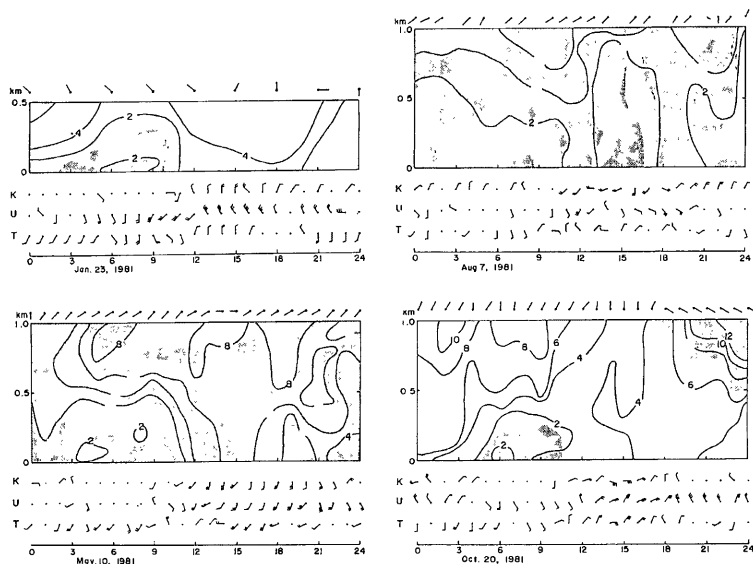


Fig. 5 Same as Fig. 3. Shadow areas indicate the areas of the southerly wind and non shadow areas the northerly wind.

は北成分の風の領域である。

Fig. 6 に03時の地上天気図を示した、それぞれの天気概況は、

1月23日：前日からの冬型気圧配置が緩んできて、午後には、朝鮮半島にある高気圧の影響下に入った、京都は晴れ、曇りのち晴れ、

5月20日：本洲南方海上にある高気圧の影響下にあり、京都は曇りのち晴れ、

8月7日：南高北低の夏型気圧配置で、京都は曇り

10月20日：九州南方海上にある台風24号がゆっくり本洲に接近中であったが、まだ日本海北部にあった高

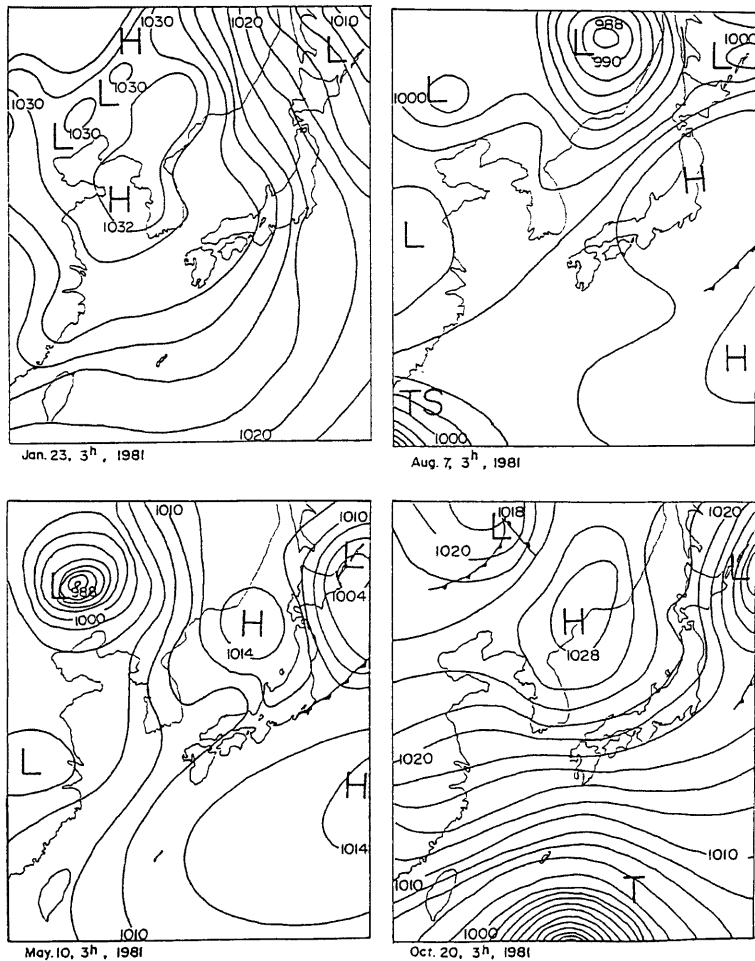


Fig. 6 Surface weather map

気圧の影響下にあり、京都は晴れのち曇り

であった。四例のうち、地上天気図上で気圧傾度の最も大きいのは10月20日の4 mb/300 kmであった。

上層(高度1 km 付近)の風を検討してみよう。1月の測定は500 m までしか行なわれていないが、それを含め四例とも、大雑把にみると上層の風は、気圧傾度から求められる一般風に近い風となっている。すなわち、太平洋上に中心をもつ高気圧の影響下にあった5月と8月は、ほぼ一日中、南西系の風となり、風速は気圧傾度の大きい5月が強い、一方、日本海を移動する高気圧の影響下にあった1月と10月は、風向が高気圧の西から東への移動とともに北西から北さらに東へと時計回りに回転している。

次に下層(地上から周辺の山地の高さ500 m まで)の風の性質をみると、

1) 昼間12時から18時の間、1月と5月の例は一般風が伝わってきたとみることができる、そのことは地表風の風向が低圧部に向かっていることに現われている、京都盆地では通常昼間午後、一般風が5 m/s 程度になると下層に一般風が伝わってくる、一般風が4 m/s と弱かった8月7日の昼間は、3点の地上風をみると盆地の中心から周囲に発散しているようにみえる、

2) 早朝から午前10時頃までは、一般風と無関係な風、すなわち局地風が、地上から300 m 高度まで現われている、1月と10月は、一般風は北成分の風であるのに、地上から200~300 m 高度にまで発生した局地風は南成分をもった風で、継続時間は約6時間、最大風速は2 m/s、盆地内の地上風の分布から北部は弱くなるが、ほぼ水平方向には盆地スケールの現象である5月と8月は、一般風、局地風とも南成分であるが高度300 m 付近に風速の極小な層があり、その層を境に一般風と局地風と分離できる、

3) 夕方18時頃から午前0時頃までは、昼間の延長として、下層まで、一般風の支配下にあるが、地上3点の風からわかるように地表ごく近くでは盆地の中央部に収束するような風系を形成している、

などを特長として挙げるることができる。

大気の成層状態をみるため Fig. 7 に、気温の観測結果から温位を求め、その時間・高度断面図を示した。昼間午後は全層がほぼ等温位、中立状態、夕方下層から安定層化が始まり、早朝高度500 m 付近まで気温の逆転層が生じていることは四例に共通した特長である。ここでは示さなかった他の観測例をみても、早朝の逆転層(比較的強い安定層)の発達高度は500 m 付近までで、季節や風速(ただし一般風が13 m/s 以下の場合)による差異は、はっきりとはみい出せなかった。季節によって違いのあるのは、安定度の強さで、秋冬は大きく、春夏は小さい。また安定層の解消時間とその高度を Fig. 7 の図中に点線で示した。春夏は解消速度が速く、10時頃に下層の安定層は解消してしまう、しかし500 m 高度より上空に、まだ弱い安定層が残っている場合がある、秋・冬は、解消が遅く正午頃までかかる。

安定層の形成と早朝の局地風の発生の関係をみると、安定層が十分発達して500 m 付近にまで高まった

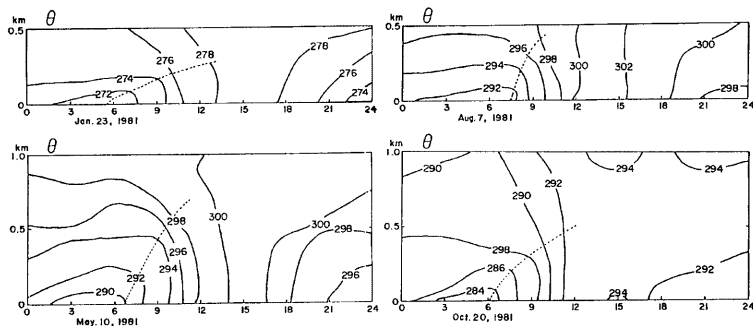


Fig. 7 Same as Fig. 4

後、盆地スケールの局地風が発生し、その高度は安定層内に限られる、そして昼間になって安定層が解消すると同時に局地風も消滅する。

3. 4 京都盆地における盆地スケールより大きい局地風の出現例

京都盆地は Fig. 1 でみたように周囲を山地で囲まれているが、盆地の南西方向は淀川に沿って大阪平野に通じている。したがって、京都盆地に南西風は侵入し易いという推論がなされ、事実、夏期と冬期の昼間、西西南ないし南西の比較的強い風の頻度が統計的解析結果に示されている⁷⁾。

今回の28昼夜の観測例のうち、東高型の気圧配置となった、8月1日、2日、3日に下層に夕方から深夜まで、南西風が発生した。たとえば、8月1日の場合、16時までは全層にわたって、東南ないし東南東の一般風が支配的であったのに、17時、地上から 500 m 付近まで南西風となり24時まで継続した、その最大風速は20時に地上 200 m 付近で 8 m/s にもよんだ。2日、3日の場合もシノプティックな条件、局地風の出現状態ともよく似たものであった。発生時刻からみて、これは大阪湾からの海風であろうと推論されている⁶⁾。

4. 盆地地形における夜間の安定層と局地風の形成メカニズム

京都盆地で最も特長ある局地気象現象の一つは、早朝を中心に発達する局地風系である。3章で詳述したように、この局地風は、継続時間6時間、水平スケール南北の盆地幅 20 km、鉛直スケール 300 m、最大風速 2 m/s 程度である。この章では、この局地風がどのような条件、どのような熱力学的過程により成立しているか検討する。

この局地風は、次の3つの基本的な熱力学的過程によって形成されていると考えられる、すなわち、1) 安定層が高い高度まで発達する、2) 安定度が一般風が侵入できない程度にまで強まる、この結果下層(盆地周辺の山地高より低い層)内の基本場の風(一般風による風)はゼロ無風となる、3) この状態が成立したのち、盆地内の水平不均一性、京都盆地の場合、地表面の南北の水平温度差が原因となって局地風が形成される。

以下、これらの基本的過程が盆地地形のどのような特性とかかわりをもって成立しているか考察する。

4. 1 盆地地形における安定層の形成

水平均一地面上での安定層の厚さは、鉛直熱フラックスがゼロになる高度と定義し、観測によって、その場の乱流状態を表わすリチャードソン数や、モニオプロコフの安定度長さとの関係を求めた研究がある⁸⁾。しかし、冷却機構が斜面からの移流・堆積などが重要となる盆地地形では、安定層の厚さがその時その場で大気の流れ状態のみによって決まるはずがない。盆地地形については、そこで安定層の形成に最も影響を与えている因子をとり上げて考えるべきである。

最近、近藤^{9), 10), 11)} は、福島県吾妻小富士の火口(水平 450 m、周囲の山の高さ 70~120 m のスリパチ状盆地)での夜間晴天時の観測結果を整理し、安定層の厚さは風速に依存していることを示した。それによると、風速が盆地周辺の山頂で 4.5 m/s 以上になると安定層は存在せず、3 m/s 以下だと安定層の厚さはほぼ火口底の深さ、3~4.5 m/s の場合は風速が強くなるにしたがい減少する。さらに、近藤らはこの関係を、斜面で発生した冷気が盆地に堆積することによってつくられる安定層の生成の速さと、一般風の乱れによる破壊の速さのバランスで、かなり単純化されたものであるが、説明している。一方盆地上空大気における冷気の移流・堆積による冷却効果について、播磨屋¹²⁾らは、北海道赤井川盆地で観測を行ない、この効果が、顕熱や放射の発散によるものにくらべて圧倒的に大きいことを報告している。この辺の問題は現在研究途中で、観測で得られた結果を、他の盆地地形にそのまま適用することは無理であろう。京都盆地に問題を限定すると、3章で述べた観測事実からみて、安定化が最も進んだ早朝の安定層の厚さは一般風の風速が 13 m/s 以下の場合、風速や季節にかかわらず周辺の山地高 500 m 程度とみるのが現在のところ妥当なところと考える。

4.2 一般風の下層への伝達メカニズム

京都盆地は Fig. 1 でみたように、南西を除いて周囲を 400～600 m の山地に囲まれている。したがって京都盆地では、一般風は、西南風の場合を除いて、地表から 400 m 高度付近まで、直接入ることはできない。すなわち盆地地形の上空は、風の分布からみると下層（盆地内）の水平方向からエネルギーの供給のない無風の層と、その上の一般風の性質をもった風が吹いている層とからなっている。一方密度成層の分布からみると下層は盆地地形によって冷却を受け密度が大きく、その上の層は比較的密度が小さい。このように密度成層した2つの流体が相対的な運動をするとき、流れの鉛直シアアが大きく、密度成層中にある慣性の力を越えると不安定となり混合が生じ、逆に慣性の力より小さい場合は安定の状態が続く。この関係をケルビン・ホルムヘルツの不安定¹³⁾の考えにしたがって定量的に表現すると、ブジネスク近似が可能な条件下で、

$$J = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} / \left(\frac{du}{dz} \right)^2 < \frac{1}{4} \quad \text{不安定}$$

$$> \frac{1}{4} \quad \text{安定}$$

となる。ここで g は重力加速度、 θ は温位、 u は風速である。

4.3 水平対流の形成

下層大気の安定度が強まり、高度化が進むと、かなりのウィンドシアアでも安定な状態、すなわち一般風から下層へエネルギーが伝わらない状態が生ずる。このとき下層は一般風と無関係な安定層が形成され、基本場の風速 U_B 、および温位分布 $\theta_B(z)$ は、

$$U_B = 0, \quad \theta_B(z) = -\frac{\partial \theta_B}{\partial z} z = \Gamma_B z \quad (\Gamma_B > 0)$$

と表現できる。

京都盆地のように地表面がほぼ平坦なところで、安定無風な状態に大気がある場合、水平方向に温度差があると水平対流が形成される。

木村は¹⁴⁾は都市のヒートアイランド域と郊外のクールアイランド域間に生ずる対流に着目し、密度成層大気中に形成される水平対流の力学機構を、ブジネスク系の水平鉛直2次元運動方程式、連続式、エネルギー方程式で記述し、地表面で水平にサイン曲線型に変化する温度分布を与え、これを解いた。そのさい現象は定常、温度差を無限小として移流項を無視し、線型化した。

その結果によると対流現象は、基本場の温位傾度 Γ_B 、プラント・パイセラの振動数 $N = \sqrt{ag\Gamma}$ 、ヒートアイランドの水平スケール L 、運動量の拡散係数 K 、水平の温度差 ΔT の5つのパラメーターによって記述される。ここで α は体積膨張係数であり、ブランドル数は1とした。形成される定常対流の高さ H_h 、対流の最大速度 U_{max} は、

$$H_h \sim 3.6 \times \left(\frac{KL}{N} \right)^{1/3}, \quad U_{max} \sim 0.25 \times \frac{N}{\Gamma_B} \Delta T$$

となる。ここで対流の鉛直スケールが水平スケールに依存していることが注目される。木村は水層実験と数値実験をも併せて行ない、非線型の効果も検討しているが、境界のごく近くを除けば、対流の発達高度も、最大速度も線型理論の結果と大差ないことを示している。

5. 1981年10月19日から20日早朝の京都盆地上空の安定層と局地風形成過程の考察

京都盆地上空の安定層と局地風の形成過程が、4章で検討した議論で、どの程度説明可能か、3章でみた10月19日から20日早朝の状態から吟味してみよう。Fig. 8 に風と温位の鉛直プロファイルを時間的な変化がわかるように18時から9時まで3時間毎に示し、Fig. 9 に、Fig. 3 と同様な型式で、一般風の風向、風速の鉛直時間断面図、地上風の分布を、さらに下段に盆地北部の京都地方気象台 (Fig. 1 の1) と、南部の田辺の

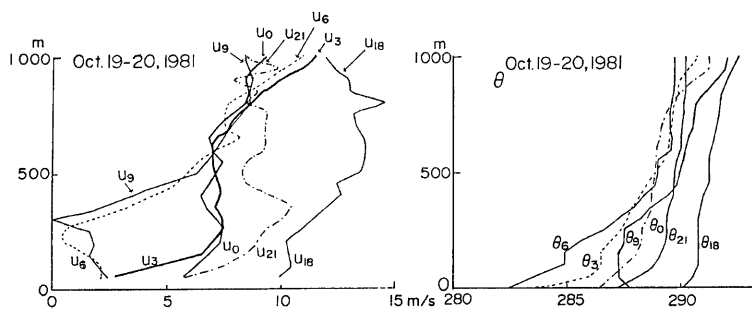


Fig. 8 Variations with time of vertical profile of the wind speed (U : left) and potential temperature (θ : right) at the center part of the Kyoto Basin (Fig. 1 at 4). U_{18} , θ_{18} indicate U , θ at 18 hour

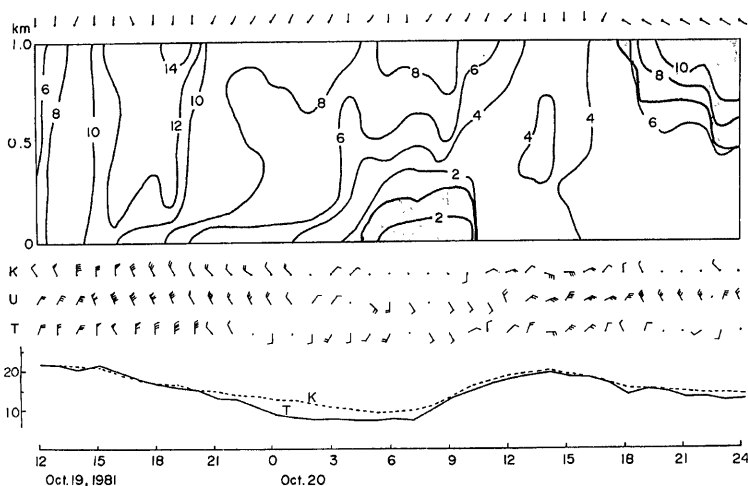


Fig. 9 Same as Fig. 3. Variations with time of air temperature at Kyoto Meteorological Observatory (K: dashed line) and at Tamabe AMeDAS Station (T: full line) are added in the lowest part.

AMeDAS (Fig. 1 の 3) の気温を点線 (気象台) と実線 (田辺) で示した。この夜間は晴れで、京大宇治川水理実験所の地表面での 17 時から 5 時までの平均正味放射量は上向き 0.09 ly/min 。とかなりの放射冷却があった。Fig. 8 の温位の鉛直分布の時間的な変化から安定層の形成状態をみる、19 日 18 時下層から上層まではほぼ等温位であるが、時間とともに地表面から大気は冷却を受け、まず地表近くには安定層ができ、上方へ広がっていく、が一方、18 時から 0 時ごろまで上層から下層まで全層にわたって 6 時間で 2.5°C 程度低下したが、これはこの間吹いていた平均 10 m/s 前後の北風による冷気移流で生じたものである。0 時から安定度の高度化が始まり、3 時以後は下層の安定度が強まるが安定層の高度は 500 m 以上にならない。この期間の冷却作用は Fig. 9 中段の地上風分布からわかるように、盆地周囲の斜面で冷却された冷気が盆地中央部に収束し堆積した効果も加わっている。

18時から6時までの12時間に、移流によるものは除いて、大気が失った熱量を、実測の気温分布から求めると、 $H = c_p \rho \int_0^{600\text{ m}} (\theta_{18} - \theta_6) dz = 55 \text{ ly}$ となり、地表面が失った正味放射の観測値 $R_N = 0.09 \text{ ly/min}$ より求められる放射熱量は、 $0.09 \times 12 \times 60 = 65 \text{ ly}$ であった。

結局、早朝6時には、地上 500 m まで、 $\frac{6.5^{\circ}\text{C}}{500\text{ m}} = \frac{1.3^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}}$ の強い安定層となった。午前9時、地表面近く

は日射により不安定化され、250 m 付近まで中立となったが、その上空 500 m 付近までは、まだ強い安定層が、
頃まで 800 m 高度より上空も安定な状態となっている。

め、温度分布からプラント・パイセラの振動数 $N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}}$ を求めて Fig. 10 に示した。3 時頃から 9 時頃まで、強い安定域が地上から 400 m 付近まで形成されている。

風は、下層大気の安定化とともに下層から弱くなっている様子が Fig. 8 によく示されている、特に午前 3 時と 6 時の間で 500 m より上空では、時間とともにほとんど変化しないのに 300 m と 500 m の間で急激に弱まり、6 時から 9 時の間は 250 m から 300 m の高度に無風域を形成している。

この午前6時前に、下層に無風域を形成させた、大きな風速の鉛直シアー $\left(\frac{6 \text{ m/s}}{200 \text{ m}}\right)$ が存在できる条件が、このとき下層大気中にあったか、4章でみたケルビンホルムヘルツのクライテリオン、 $f \approx \frac{1}{4}$ により検討する。安定度の大きさを代表する、ブランド・パイセラの振動数が $1 \times 10^{-2}/\text{s}$, $2 \times 10^{-2}/\text{s}$ のとき鉛直シアー $3 \times 10^{-2}/\text{s}$ で、 f を求めると $\frac{1}{9}$ と $\frac{4}{9}$ となり、 $N=10^{-2}/\text{s}$ では不安定となり上層の風のエネルギーが下層に伝達されるが、 $N=2 \times 10^{-2}/\text{s}$ となると、シアーが $3 \times 10^{-2}/\text{s}$ でも安定となることがこれからわかる。この夜は、下層の冷え込みが進み、その安定密度成層の強さが上層のエネルギーの下層への伝達を阻止し、その結果下層に、無風 $U_B=0$ なる状態を作りだした。

次に、**Fig. 9** から、4 時ごろから 9 時すぎまで下層から 250 m 付近にまで存在した、一般風と異なる南風の局地風の形成機構を検討する。**Fig. 9** の下段に、盆地北部 (K) と南部 (T) の地上気温を示したが、0 時から 8 時まで南の方が北より約 2°C 低い、しかも気温はほとんど一定である。この観測結果の数値を 4 章で紹介した木村の理論に適用してみる、パラメーターは、 $N=2\times 10^{-2}/\text{s}$ 、 $\Gamma_B=\frac{0.4^{\circ}\text{C}}{100\text{ m}}$ 、 $L=10\text{ km}$ (南北の盆地スケールの半分)、 $K=0.5\text{ m}^2/\text{s}$ 、 $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ とすると、理論から期待される水平対流の鉛直スケール H_h 、最大風速 U_{max} はそれぞれ、

$$H_h \sim 3.6 \times \left(\frac{KL}{N} \right)^{1/3} = 3.6 \times \left(\frac{0.5 \times 10^4}{2 \times 10^{-2}} \right)^{1/3} = 230 \text{ m}$$

$$U_{max} \sim 0.25 \times \frac{N}{\Gamma_R} \Delta T = 0.25 \times \frac{2 \times 10^{-2}}{0.4 \times 10^{-2}} \times 2 = 2.5 \text{ m/s}$$

となり、観測された南風の発達高度 250 m、最大風速 2 m/s とほぼ一致している。したがって、この下層に発生した局地風は、南低北高の水平温度差が原因となって生じた水平対流であると考えられる。

京都盆地の場合、南部の田辺と北部の気象台の日最低気温を比較してみると、田辺の方が低い日が圧倒的に多い。この原因は京都盆地の南部晴れ、北部曇りという特有の気候による夜間放射量の差と、北部が市街地で南部が田園地域であるために生ずる人工的発熱量の差によると思われる。これについては現在調査検討中である。

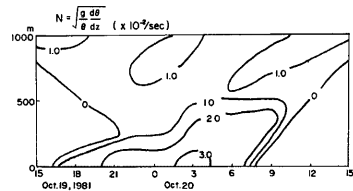


Fig. 10. Variations with time and height of frequency of Brunt-Vaisala oscillation

6. あとがき

盆地地形、ここでは、京都盆地を例として周囲を山地高原で囲まれた 10 km~20 km の平坦地をもつ地形が、大気に与える影響とその結果生ずる特有な局地気象現象について述べた。盆地地形が大気に及ぼす影響の第一は、力学的効果である。すなわち盆地上空に吹く風は、地形効果により元来下層（周辺山地高より下の層）には水平方向伝わらず、一般風（盆地地形にかかわりなくより大規模な気象条件によって決まる風）はもっぱら上層から下層への鉛直混合によってのみ伝達される。盆地地形が大気に及ぼす影響の第二は、周囲斜面の熱的効果である、たとえば、夜間放射冷却がある場合、同高度における地表面と大気では、熱的性質の違いにより、地表面の方が冷却率が大きく、その結果、盆地地形上空の下層大気と上層大気との間の安定度は大きくなる。この2つの因子が盆地上空大気の基本場の状態を決める。下層大気の基本場の状態が安定で無風となると、さらに盆地地形の特性に関連した特有の現象が発生する。たとえば斜面地形に発生する山風、平坦地に水平温度差があるとき発生する水平対流などである。

雨など悪天候時を除く、通常の天気の場合にかぎって、水平スケール東西 8 km、南北 20 km、比高 500 m の京都盆地を例にとって局地風の状態をみれば、

- 1) 一般風が 13 m/s 以上の強風の場合；昼間はもちろん夜間も、下層まで上層の風が伝わってきて、局地風は発生しない、このとき大気の状態は、よく混合され、1 km 高度付近まで中立である。
 - 2) 一般風が 13 m/s 以下 4 m/s 以上の場合；夜間、下層大気は冷え込み安定層を形成する、早朝最も発達したときの厚さは 500 m 付近で、これは周辺の山地と平坦部の比高にほぼ等しい、この時、300 m 付近に風速の極端に弱い層が出現、それより下層には、南北の水平温度差が原因となって弱い盆地スケールの南風が発生する場合が多い、昼間午後、下層大気は中立の状態となり、下層も上層の一般風の影響下に入る、
 - 3) 一般風が 4 m/s 以下と弱い場合；夜間は2)と同様で昼間は下層も風はごく弱く、地上付近は盆地から発散するような風系となる、下層は中立であるが 800~1000 m 高度に安定層がある場合がある、
 - 4) 夏期一般風が 4 m/s 以下の南東風の場合、午後6時ごろから12時ごろまで地上から 500 m 付近まで京都盆地で一カ所開かれていた大阪湾からの海風と思われる 5 m/s 程度の南西風が吹くことがある、
- とまとめることができる。

京都盆地で得た一般風が支配的になるか安定層が形成されて局地風が発生するかの目安となる 13 m/s、4 m/s などの値は、盆地のスケール、形状、気象条件などによってもちろん異なる、たとえば近藤¹⁰⁾らの水平幅 450 m、比高 100 m 程のスリパチ型の小盆地、吾妻小富士の観測によれば、安定層が存在するのは、盆地の頂上で風速 5 m/s 以下、一般風にして 6.3 m/s である。

われわれは、今後京都盆地以外の盆地においても最小限必要な観測を行ない、理論的考察を加えて盆地のスケール効果など残された問題を究明する考えである。

謝 辞

本研究遂行の過程で、中島暢太郎教授および災害気候研究室の方々に議論していただいた、謝意を表します。

本研究にもちいた観測資料の多くは京都市清掃局と気象協会関西支部から提供していただいた、御好意に對し感謝いたします。図の清書は災害気候研究室の片岡玲子事務員にしていたいただいた。

本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究「作物被害の要因となる接地層の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究」（代表者、近藤純正）の一環として行なわれたものである。

参 考 文 献

- 1) 田中正昭・中島暢太郎・多河英雄：宇治川水理実験所気象観測鉄塔による観測と解析(2)，京都大学防災研究所年報，第20号 B，1977，pp. 571-583.

- 2) 田中正昭：京都盆地の局地気象，京都大学防災研究所年報，第24号B-2，1981，pp. 83-90.
- 3) 田中正昭：宇治川気象観測塔で観測された冬期の冷えこみと霧について，京都大学防災研究所年報，第23号B-2，1980，pp. 123-132.
- 4) 今井 晴：京都府の風の特性，京都気象台研究会報告，1971.
- 5) 富田正夫・池淵昶允・宮崎晴夫：京都盆地の風について，(1)(2)(3)(4)京都気象台研究報告，1976，1977，1978，1979.
- 6) 財団法人日本気象協会関西本部：南清掃工場第一工場改築に係る大気質予測調査報告書，1982，pp. 1-135.
- 7) 中島暢太郎・田中正昭：宇治川水理実験所気象観測鉄塔による観測と解析(1)，京都大学防災研究所年報，第19号B-2，1976，pp. 423-430.
- 8) 山本 普：大気境界層中の乱流熱フラックスおよび運動量フラックスの高度分布とその時間変化について，公害資源研究所報告，第24号，1982，pp. 1-83.
- 9) 近藤純正：複雑地形における夜間冷却一研究の指針一，天気，1982，pp. 935-949.
- 10) 近藤純正・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：盆地内に形成される夜間の安定気層（冷気湖），天気，1983，pp. 327-334.
- 11) 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：山地の夜間冷却と熱収支，天気，1983，pp. 259-267.
- 12) 播磨屋敏生・菊地勝弘・谷口 恭・直木雅之：盆地における冷却過程一赤井川盆地を例として一，自然災害特別研究「作物被害の要因としての接地層内の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究」第4回研究会資料，1984，pp. 56-65.
- 13) Chandrasekhar, S.: Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability, The International Series of Monographs on Physics. Oxford Press, 1961, pp. 481-514.
- 14) Kimura, R.: Dynamics of Steady Convections Over Heat and Cool Island, Jour. Met. Soc. Japa., Vol. 53, No. 6, 1975, pp. 440-456.