

局地風による水蒸気の水平輸送

—晴天日における日照時間の地形依存性の解析*—

木村 富士男**

要旨

中部地方にあるアメダス局の中から、① 水平規模の大きな盆地や谷、② 水平規模の小さい谷、③ 山岳地、の3つのカテゴリーに分類される局を数局ずつ選び、夏期の雲の少ない日における日照率の平均的な日変化を調べた。その結果規模の大きな盆地や谷では、地面の起伏の影響が少ないと思われる地点より午後2時頃までは日照率が高く、その後も日照率が低くならないことが示された。これに対し規模の小さな谷では起伏影響の少ない地点より午前中はやや日照率が高く、午後は逆に低いこと、さらに山岳地では朝のうちを除いて常に日照率が低いことが示された。複雑地形上の局地循環モデルを使った今までの研究により、カラム積算水蒸気量の日変化と地形の水平規模の関係が示されているが、この解析結果はこれと定性的に一致する。また日中の局地循環による谷の中央部における下降流の強さは水平規模の小さな谷ほど強いはずであり、ここで示された日照率の地形規模依存性とは逆になる。

1. はじめに

地表面の熱的特性の地域分布により引き起こされる熱的局地循環は、顕熱や潜熱の鉛直輸送に寄与している。鉛直輸送量は境界層の乱流による輸送量と同程度であるが、活発になる時間帯や鉛直構造は乱流輸送とは異なっているので、大規模な場に対しても乱流輸送とは違った局地循環独自の影響を与えると考えられる (Pielke, *et al.*, 1991)。また局地循環は顕熱や潜熱を水平方向にも輸送し、気温、日照、降水など地域の気候特性に大きな影響を与えると考えられる。

Anthes (1984) は海陸風の線型モデルによる考察と、カリブ海のいくつかの島の降水量を解析し、土地利用による地表面の熱特性分布の水平規模が 50~100 km 程度のときに最も降水系に大きな影響を与えると主張している。しかし島の降水量については統計的な変動

が大きい上、局地循環の影響だけでなく、複雑なメソスケールの降水システムの性質も深くかかわっている。また海陸風の効果と島の山岳の効果が分離できず、彼の解析ではこの仮説を証明するには不十分である。最近では Dalu and Pielke (1993) が Rotunno (1983) による線型論を用いて、地表面の熱特性分布の水平規模が 100 km くらいのときに熱的局地循環が最も強調されるとしているが、観測による裏付けは示されていない。

2. 斜面上昇風による水蒸気の輸送

わが国では地表面の起伏が激しいので陸面の熱的特性の地域分布よりは、標高差によって起こる熱的循環が卓越すると考えられる。

Fujibe (1988) は全国の降水量・降水時間の日変化を解析し以下の特徴があることを見いだした。局地的な降水に着目すると内陸では15-18時に降水量の顕著な極大が、また沿岸・島では03-06時に極大がある。これに対し広域的な降水は沿岸内陸をとわず未明~朝に弱い極大を持つ。降水頻度にも降水量と同様の日変化がある。さらに中部地方の降水量を標高別に調べ、標高が高いほど日変化が明確なこと、標高が増すほど降水のピーク時間が早くなること (1500 m 以上で18時、100 m 以下では20時) を指摘している。

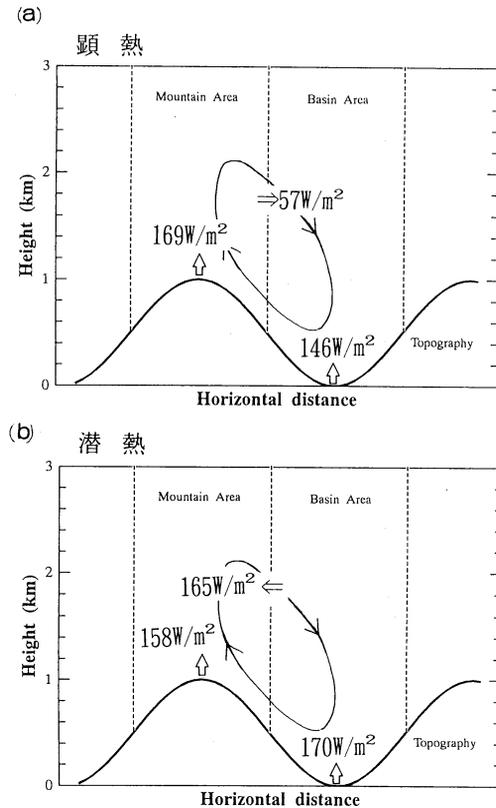
* Horizontal Transport of Moisture by Local Circulation

—Duration of Sunshine Depending on the Topography in Cloudless Days—

** Fujio Kimura, 東北大学宇宙地球物理学教室 (現 筑波大学地球科学系)。

—1993年11月18日受領—

—1994年3月10日受理—



第1図 (a) 斜面上昇風による山域、谷域における顕熱の収支(6時から18時までの平均)。2次元数値モデルによる計算結果を模式図化。
(b) 潜熱(水蒸気)収支の模式図。山頂間の距離は140 km(a図は木村, 1994より)。

Lin (1984) は中国の5か所の山岳観測点と5~6か所の谷/盆地の観測点における気温、相対湿度、気圧、降水量、降水頻度、風速、および日照の日変化を調べている。この結果から次のことを指摘している。

気温と気圧の日較差は山岳では小さく谷や盆地では大きい。山岳地での相対湿度はほとんど日変化せず、谷や盆地では早朝に最大、午後になるような日変化をする。夏期の山岳地の降水量は午後から夕方にかけて最大になる一山型の日変化を示し、降水頻度は早朝と午後で極大となる二山型の日変化する。谷では降水頻度、降水量とも昼過ぎから夕方にかけて極端に小さくなり、振幅の大きな一山型の日変化をする。7、8月の日照率は山岳地帯では朝と夕方に極大となる二山型、谷では10時頃に極大となる一山型になる。

Kuwagata (1994) によれば中部、関東、東北地域で

第1表 第1図~第4図に結果を示した数値モデルの計算条件、ただし第1図の計算では水平規模140 km、山の高さ1 km、第2図では水平規模80 km、山の高さ1 km。

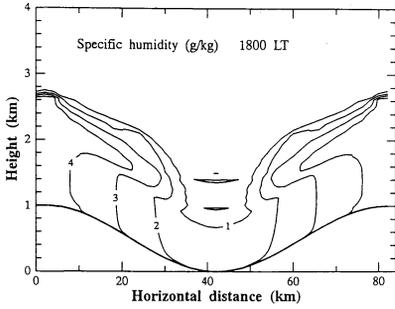
数値モデルの計算条件	
地面の蒸発効率	0.1
Albedo	0.12
粗度	0.05 m
太陽高度	北緯35°における夏至
初期温度分布	水平一様 (at 0600 LST)
鉛直傾度	0.004 km ⁻¹
海面高度温度	290 K
初期風速	0
初期相対湿度	50%一様
コリオリパラメータ	0.0001 s ⁻¹
水平境界条件	周期性を仮定
山の高さ	variable (0.5-2.5 km)
地形 (sin 型) の波長	variable (20-1000 km)

春期および夏期において降水量、降水頻度、日照とも起伏と深い関係がある。とくに局地風の収束域で雲量や降水量が大きく、発散域となる盆地では両者とも少ない。これはひまわりによる夏の雲画像でも顕著に見いだせるとしている。

Kimura and Kuwagata (1993 a) の数値モデルなどによる考察によれば山岳の局地循環への役割はその標高が平地上の混合層の厚さに比べて高いときと低いときで性質が大きく異なるとしている。また Kimura and Kuwagata (1993 b) は2次元の数値モデルによって、斜面風による顕熱、潜熱の水平輸送を論じている。さらに Kimura and Toda (1994) は斜面下降風、上昇風の線型モデルを提唱し、地形の水平規模についての依存性を論じている。これらのモデルや理論によれば、山と谷からなる2次元地形では、日中の斜面上昇風とその反流によって、顕熱は山から谷へ、潜熱は逆に谷から山に輸送され、大気に蓄積されることが示されている。

第1図 (a) はその結果を模式的に示したものである(木村, 1994)。モデル計算は周期境界を仮定した2次元の正弦型の地形を用い、早朝に無風から出発し夕方まで行っている。詳しい計算条件は第1表に示す。図によると、6時から18時までに山域の地表面から大気に伝わった顕熱は平均で169 W/m²、谷域では146 W/m²であり、両者にはそれほど大きな違いはない。しかし局地循環により山域から谷域に57 W/m²の熱量が輸送され、結局夕方には谷域には山域の2倍近くの熱量が蓄積されたことになる。

第1図 (b) は潜熱つまり水蒸気の収支の模式図で

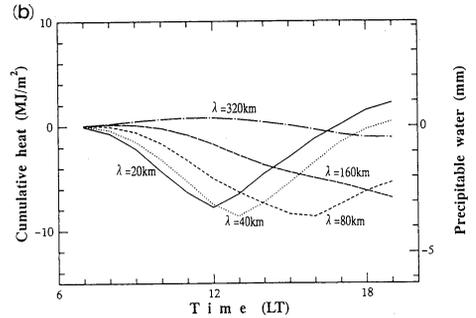
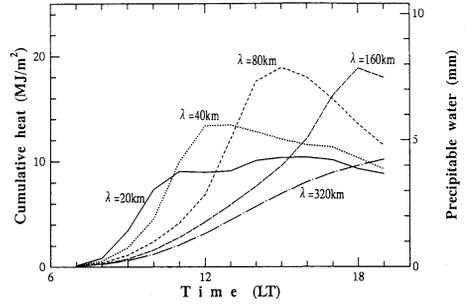


第2図 数値モデルによる18時の比湿の分布 (Kimura and Kuwagata, 1993a).

ある。地面から蒸発した水蒸気の潜熱は山域、谷域それぞれ 158 W/m^2 , 170 W/m^2 であるが、局地風によってもこれらに匹敵する量の 165 W/m^2 が谷域から山域に輸送されている。山域では地表からの蒸発に加えて、局地循環による潜熱の水平輸送により大量の水蒸気が蓄積される。しかも高度が高く気温が低いので凝結が起りやすくなる。ただし計算に使ったモデルでは簡単のため凝結過程を考えないので、仮に過飽和になったとしても雲はできない。数値モデルの計算結果では夕方比湿の分布は第2図に示す水平鉛直断面のようになっている。

第3図 (a) は山頂のカラム大気に蓄積された潜熱の時間変化を示している (Kimura and Kuwagata, 1993a)。図に示されている λ は地形の水平規模を表し、山頂と山頂の距離である。山と谷の標高差は 1000 m に固定してある。図によると潜熱のカラム積算量の日変化は谷の水平規模が 100 km 程度のときに最も顕著であり、そのときは夕方に最大値 (図によると可降水量に換算して約 8 mm) をとる。地形の水平規模がこれより小さいと、潜熱の蓄積は急速であり短時間に多くの水蒸気量が蓄積されるが、すぐにほとんど平衡状態または漸減するようになる。逆に水平規模が大きすぎると、水蒸気の蓄積速度が遅く、夕方になって斜面上昇流が弱まる時刻になっても蓄積量は少ない。

第3図 (b) は谷中央部におけるカラム大気中の積算潜熱量の変化である。谷では山頂と反対に、負の値になる傾向にある。これは地面からの蒸発による供給量を上回る量の局地循環による流失があるためである。谷の水平規模が小さいと、例えば水平規模 20 km 程度では、昼前後から増加に転じる。これは山岳部に蓄積された水蒸気が反流により谷中央部上空にまで輸送されてくるためである。谷の水平規模が大きくなる

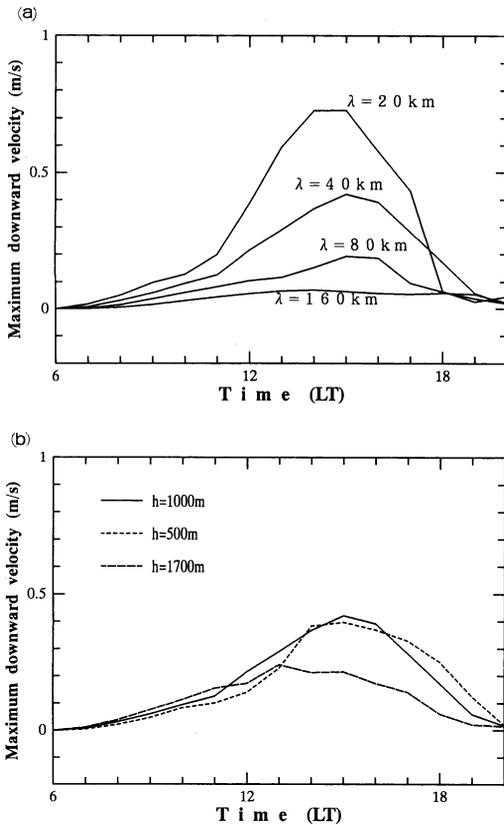


第3図 山頂(a)、及び谷中央(b)におけるカラム積算潜熱の時間変化、右の縦軸の目盛りは可降水量に換算した値。 λ は谷幅 (山頂と山頂の距離) (Kimura and Kuwagata, 1993a)。

につれて、この効果は遅れて現れ、水平規模が 160 km では夕方まで減少し続ける。この図は一般場が静穏のときの結果であり、一般風のある場合には山岳部の水蒸気が谷上空まで輸送される時間は短縮される。従ってとくに水平規模の小さい谷では積算水蒸気量が増加に転じる時間はこれより早くなると予想される。

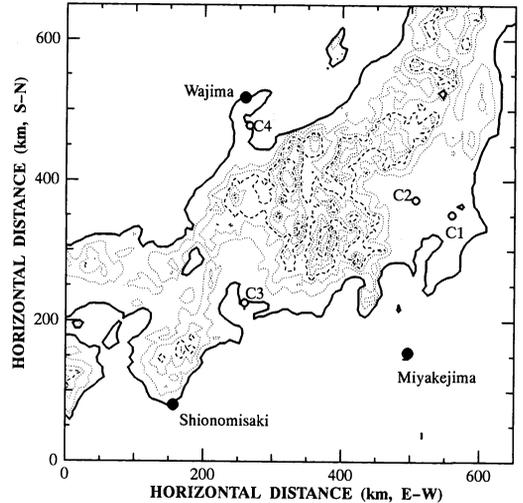
地形による雲の発生促進・抑制効果は上述したカラム水蒸気量の増減だけではなく、局地循環による上昇流・下降流の強さにも関係するであろう。第4図aにモデル計算による谷中央部における下降流のカラム最大値の時間変化と地形の水平規模との関係を示し、bに山の高さとの関係を示す。図によると、下降流の強さは地形の水平規模が増すと急速に小さくなる。また山の高さとの関係では山の高さが 500 m と 1000 m ではそれほど差がなく、山がさらに高くなると下降流はむしろ弱まることを示している。このことから局地循環の上昇流・下降流の直接効果はカラム水蒸気量の変化とは逆に地形の水平規模が小さくなるほど重要になると考えられる。

また谷や盆地内の混合層上部での局地循環の結果と



第4図 谷中央における下降風速の最大値の時間変化。
(a) 谷の幅 λ との関係。(b) 山と谷の標高差との関係。

しての温位の鉛直傾度の変化を見ると、地形の水平規模が大きくなるほど安定になる傾向がある。たとえば水平規模 20 km と 80 km の15時の温位分布を比べると、前者では高度 1 km から 2 km までほぼ等温位であるのに対し、後者では弱い安定 (1 K/1 km) になっている。また地形の高度差が増すほど安定度が増す傾向にある。しかし谷や盆地内に作られる安定層は上空の自由大気に比べてかなり弱い。また Kimura and Kuwagata (1993 a) の指摘するように、谷や盆地では平地と比べて下層大気の昇温幅が大きいため、1~3 km の高度での平均では平地の方がかなり安定になっている。したがって、これらの数値モデルの結果からは、日中の下降流による谷上空の安定度の増加には下層雲の発生を抑制する効果はほとんどないものと推定できる。ただし接地逆転が解消しつつあるような朝方には逆転層が低高度にあるので、そこでは局地循環に



第5図 中部地方とその周辺の地形。点線の等高線は 300 m ごと、太い破線は 900 m ごと。黒丸は晴天日の判定に利用したアメダス観測地点(三宅島, 輪島, 潮岬)。白丸は起伏の影響を受けないと考えられる基準観測局(C1: 竜ヶ崎, C2: 久喜, C3 南知多, C4 七尾)。

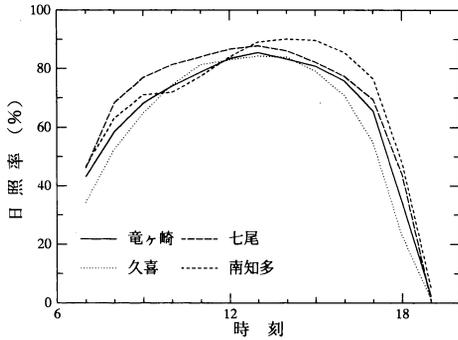
よる水平発散が卓越している可能性がある。この場合には一時的に安定度の顕著な増大が見られる可能性がある。

以上のことを念頭に、次節では日照時間の日変化を調べる。夏のよく晴れた日を対象に谷や盆地の多い中部地方のアメダス局のデータを解析する。

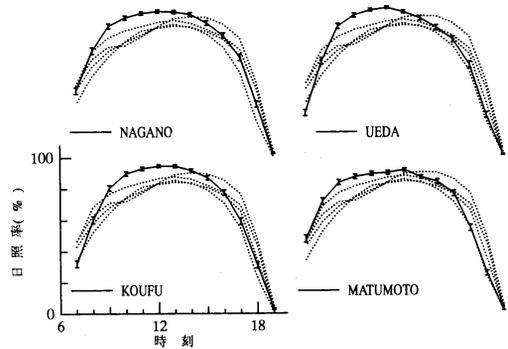
3. 日照時間の統計解析

はじめに中部地方で雲が少なかったと思われる日を以下の手続きにより選定した。第5図に黒丸で示すアメダス観測地点(三宅島, 輪島, 潮岬)はいずれも大規模な山岳からは遠く、起伏の影響を受けにくいと考えられる地点である。1980年から1991年までの12年間における7, 8, 9月において、この3局の全局で日照時間が5時間を越えた日を晴天日とした。その結果1104日の中から333日(約30%)が選出された。7~9月を選んだのは偏西風が弱く、水蒸気量が多いため局地循環による雲が顕著になると考えられるからである。また対象期間をこれ以上長くすることは、朝夕の日照が季節の影響を強く受けるため望ましくない。

つぎに水平規模の大きな地形の起伏の影響が少ないと思われる別の4局(第5図, C1: 竜ヶ崎, C2: 久喜, C3: 南知多, C4: 七尾)を選んで、1時間



第6図 基準4局(第5図参照)における日照率の時間変化(夏の晴天日333日の平均)。



第7図 規模の大きい盆地内にあるアメダス局(松本, 甲府, 上田, 長野)の平均日照率。点線は基準4局(第6図参照), 誤差棒は標準偏差/(サンプル数)^{1/2}。

ごとに日照のあった時間の割合(以下日照率という)の333日の平均を求めた(第6図)。図によると4地点とも概ね似たような日変化をする。しかし詳しく見ると関東平野にある竜ヶ崎と久喜はよく似た日変化をするのに対し、七尾では午前中に日照がやや多く、南知多では午後が多い。関東平野や伊豆七島の局では、はじめに述べた2局と良く似た日変化をする局が多いが、伊勢湾周辺や能登半島では局による個性がやや大きくまた平均的には関東の局より日照率が僅かながら高い傾向にある。Fujibe(1988)が海岸部と内陸部の比較で見いだした降水量の日変化の顕著な違いに相当する日変化の差は見いだせなかった。

地域による多少の違いはあるものの、これら4局の平均値が地形の影響を受けない場所での日照率の日変化を大雑把に代表しているものと期待できる。以下これらの4局を基準局と呼ぶ。

ここで基準局をはじめの晴天日の選定に使った局と別にしたのは統計的な独立性を考えたためである。晴天日判定地点の晴天率は、解析日の抽出条件として使っているので他の観測局とは統計的には異なった性質があり、たとえば日照率にランダムな空間変動がある場合には判定された晴天日の晴天率が他の地点より統計的には大きくなりやすい。従って判定地点を基準局として選ぶと、地形影響の少ない平均的な地点の晴天率とはならないと考えられる。

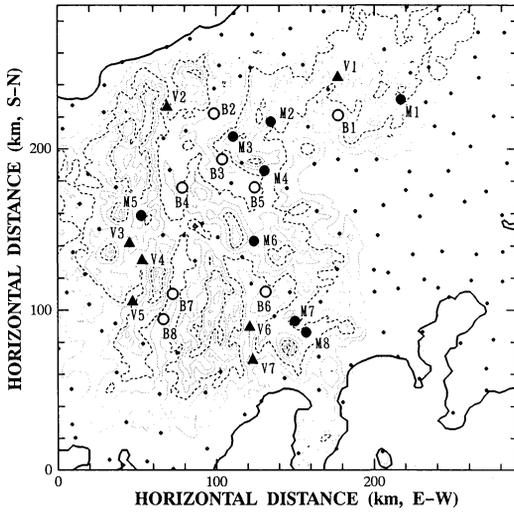
4. 盆地と山岳地の日照率

第7図は水平規模の大きい代表的な盆地内にあるアメダス局(松本, 甲府, 上田, 長野)の日照率を示す。点線は前節で説明した基準局4局の日変化である。盆地の各局の平均値に付けてある誤差棒は標準偏差を

サンプル数の平方根で割った量である。この量は母集団が正規分布であると仮定したときの平均値の推定標準偏差を表す。母集団の真の平均値は概ね90%の確率でこの2倍の幅の中に入る。

盆地内の日照率は基準局とは明らかに異なった日変化をする。早朝と14時過ぎには基準局とは変わらないが、その間の時間帯では日照率が基準局に比べて有意に高い。図に示した4局のほか沼田, 佐久, 飯島, 飯田などでも同様な日変化が認められる。これらの地点は第8図に白丸で示し、そこに示されている記号と地点名は第2表にまとめて示す。これら8局はいずれも水平規模の大きな(水平規模で概ね40 km以上)深い盆地や幅の広い谷にある。

第9図はこれと反対に山岳地にあるアメダス局での日照率の日変化を示す。大規模な山岳の山頂付近には日照を観測しているアメダス局は少ないが、できるだけ山岳地帯にある局を選んだ。図によると何れの地点でも朝9時頃までは基準局より日照率が高いが、その後は基準局の日照率を大きく下回る。また一日の日照時間も基準局より大幅に短い。2節で述べた数値モデルによって示されたように大規模山岳に水蒸気が集まること、あるいは上昇流の存在を反映したものであろう。しかし朝のうちに基準局よりも晴天になりやすいことは、上記の計算結果では説明できない。この理由としては、これらのアメダス局は山頂から外れていることと、夜間の山風による沈降の影響などが考えられる。またFujibe(1988)の指摘したように海岸部で夜間から早朝にかけて降水活動が活発になることの裏返し、つまりこの影響を他の局より受けにくいことによる可能性もある。さらに吉野(1986)に示されている



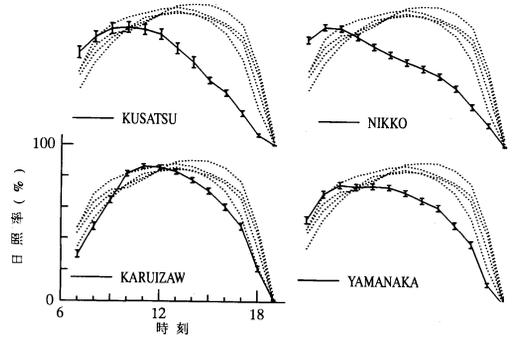
第8図 中部地方のアメダス局の分布 (黒い点), B 1-B 8の白丸は大規模な盆地にあるアメダス局, V 1-V 7 (黒三角)は小規模の谷にあるアメダス局, M 1-M 8は山岳地域にあるアメダス局 (黒丸), 局名, 標高は第2表を参照. 等高線の間隔は第5図に同じ.

ように, 単純に下層雲の平均的な雲頂高度より標高が高いからであるとも考えられる. しかしこの解析だけでは原因を特定することは難しい.

第9図に示した草津, 日光, 軽井沢, 山中のほか, 野辺山, 奈川, 菅平, 河口湖などでも同様な日変化が見られる. これらの地点は第8図に黒丸で示してある. いずれも標高が高く, 大規模な山岳地帯の中にある地点である.

第10図は小規模の谷 (水平規模でおおよそ 20 km) にあるアメダス局 (開田, 中富, 南木曾, 白馬) の日照率の日変化である. これらの地点では概ね昼頃までは日照率が基準局よりも高く, 午後になると逆に低くなる. 大規模な盆地と比べると午後には日照率が低いのが特徴である. 上記のアメダス局のほか藤原, 木曾福島, 南部 (第2表及び第8図を参照) でも同様な日変化が観測される.

第11図は第2表に分類されている大規模な盆地にある8局 (白丸) と上に述べた小規模の谷にある7局 (黒丸) の日照率の日変化の比較である. 上に述べたように大規模盆地では小規模の谷に比べて日照率が高い傾向があり, とくに午後にはその差はより顕著である. 日照率の地形の水平規模による違いは局地循環が下層雲の生成消滅に影響を及ぼしている結果と考えられ

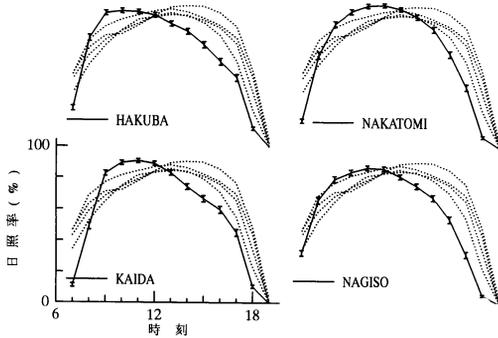


第9図 山岳地域にあるアメダス局 (草津, 日光, 軽井沢, 山中) の平均日照率, 点線及び誤差棒の意味は第7図に同じ.

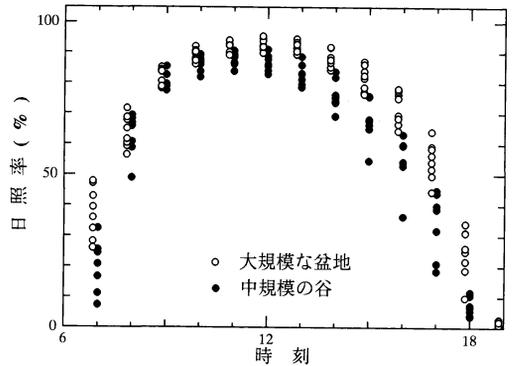
第2表 第8図のアメダス局の観測地点名及び標高, 種別の山型, 谷型, 盆地型はそれぞれ山岳地 (第9図), 小規模の谷 (第10図), 大規模な盆地 (第7図) にある代表的なアメダス局それぞれ4局および日照率がそれらと同様な変化をするアメダス局.

種別	記号	観測点名	標高 (m)
山型	M 1	日光	1292
	M 2	草津	1230
	M 3	菅平	1253
	M 4	軽井沢	999
	M 5	奈川	1030
	M 6	野辺山	1350
	M 7	河口湖	860
	M 8	山中	992
谷型	V 1	藤原	700
	V 2	白馬	703
	V 3	開田	1130
	V 4	木曾福島	750
	V 5	南木曾	560
	V 6	中富	226
	V 7	南部	125
盆地型	B 1	沼田	430
	B 2	長野	418
	B 3	上田	455
	B 4	松本	610
	B 5	佐久	683
	B 6	甲府	272
	B 7	飯島	728
	B 8	飯田	482

る. 理論的には局地循環により谷や盆地では日中には下降流が卓越する. これは前に示したように谷や盆地の水平規模が小さいほど強い. 従って下降流が下層雲の



第10図 小規模の谷にあるアメダス局(開田, 中富, 南木曾, 白馬)の平均日照率, 点線及び誤差棒の意味は第7図に同じ.



第11図 第2表に分類されている大規模な盆地にある8局(白丸)と小規模の谷にある7局(黒丸)の日照率の日変化の比較.

生成消滅に直接係わっているとすると水平規模の小さい谷ほど日照率は大きいはずであり, 第11図に示されている傾向とは一致しない. 一方局地循環により谷や盆地ではカラム水蒸気量が減少する. カラム水蒸気量の輸送は水平規模が大きくなるほど顕著である. また水平規模が大きいかほど規模の大きな風系による移流効果の影響を受けにくいと考えられる. これらは第11図の示す傾向と一致している. 従って日照率におよぼす局地循環の効果は, 下降流や上昇流の直接的影響よりも, 水蒸気(現実には雲水を含む全水分量)の水平輸送の結果と考えられる. 水蒸気あるいは雲の水平輸送には局地循環が重要な役割を演じていると考えられるが, ほかに複雑な降水過程の関与やより規模の大きな風系の影響も考えられる.

現実の地形は複雑なので, 谷や盆地の水平規模を正確に決めることは難しい. このため地形の水平規模や標高差と日照時間の日変化との定量的な関係を把握することは困難である. また上記の解析では一般風の影響を考慮していないが, 筑波山山頂で観測した日平均風速が一定値より強い日を除いて解析しても結果はそれほど変わらない.

5. まとめ

晴天の日の日照を調べることにより, 規模の大きな盆地や谷ではほぼ一日を通して日照率が高いこと, それより規模の小さな谷では概ね午前中は日照率が高く, 午後は逆に低いこと, また山岳では朝のうちを除いて日照率が一日中低いことが示された.

周辺の地形の水平規模とアメダス局の日照率の関係は, 2節の数値モデルによる水蒸気の水平輸送と定性的ではあるが一致する. また日照率の地形規模依存性

は日中の局地循環の上昇流・下降流の理論的な性質とは逆の傾向がある.

数値モデルによると起伏の水平規模が 100 km 程度のときに水蒸気輸送に最も強い影響が現れるとされているが, 現実の地形は複雑なので, 残念ながらこのような解析だけでは, 地形の標高差や水平規模と雲量の日変化との定量的な関係をこれ以上把握することは難しい.

今後は解析の範囲を地域的, 季節的に拡大すること, 降水回数や降水量への影響の調査が必要であろう. また衛星データを利用したケース・スタディも有効と考えられる.

謝 辞

本論文を執筆するにあたり, 東北大学理学部の近藤純正教授およびその研究室の方々, また東北農業試験場の桑形恒男博士から有用な助言を頂きました. また作図は東北大学の枝松氏のフリーソフトウェア「GP」を利用しました. これらの方々に深く感謝します.

参 考 文 献

- Anthes, R. A., 1984: Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions, *J. C. Appl. Meteor.*, **23**, 541-554.
- Dalu, G. A. and R. A. Pielke, 1993: Vertical heat fluxes generated by mesoscale atmospheric flow induced by thermal inhomogeneities in the PBL, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 919-926.

- Fujibe, F., 1988 : Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season, *P. Meteor. Geophys.*, **39**, 79-94.
- 木村富士男, 1994 : 熱的局地循環(解説), *天気*, **41**, 5-12.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993 a : Thermally Induced Wind Passing from Plain to Basin over a Mountain Range., *J. Appl. Meteorol.*, **32** (9), 1538-1547.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993 b : Mixing layer over complex terrain—A numerical study (*J. Appl. Meteorol.* 投稿中).
- Kimura, F. and M. Toda, 1994 : A linear model of anabatic and katabatic flow using terrain following coordinate system, (*J. Atmos. Sci.* 投稿準備中).
- Kuwagata, T., 1994 : The development of convective rain associated with the thermally induced circulation in central Japan during summer season, (*J. Meteorol. Soc. Japan.* 投稿準備中).
- Lin, Z., 1984 : A study of the influence of orography of diurnal variations of temperature, pressure, wind velocity, precipitation, relative humidity and duration of sunshine, *Proc. The first Sino-American workshop on mountain meteorology, Beijing*, 18-23 May, 1982, 665-681.
- Pielke, R. A., G. A. Dalu, J. S. Snook, T. J. Lee and T. G. Kittel, 1991 : Nonlinear influence of mesoscale land use on weather and climate, *J. Climate*, **4**, 1053-1069.
- Rotunno, R., 1983 : On the linear theory of the land and sea breeze, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1999-2009.
- 吉野正敏, 1986 : 「新版 小気候」, 地人書館, 298 pp.



気象・海洋のデータ同化に関する国際会議 International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography

WMO 主催の上記の会議を下記のとおり開催します。

1. 期日 : 1995年3月13日(月)~17日(金)
2. 会場 : 気象庁講堂(等)にて
3. 内容 : 前半2日間データ同化に関する集中講義(素案)後半3日間各研究者からの研究発表, 討論

本会議は, 大気と海洋のデータ同化に関する包括的な研究会議で, 国際プログラム委員会(IPC)は, 議長をUCLAのProf. Ghilが務め, 日本からも, 佐藤信夫(気象庁), 久保田雅久(東海大)の両氏が参加しています。大気・海洋の両分野の研究者が一同に会するこのような場は日本の研究者にとって貴重な機会なので, 是非皆さんの参加を呼びかけたいと思います。

本会議の参加手続きについては,

1994年10月15日までに Abstract の提出

となっています。この号の読者の皆さんには過去の話となってしまいましたが, Provisional registration form の提出が5月1日までとなっていました。しかし, 準備の都合上, 参加の意思のある方は今からでも Provisional registration form の提出をして欲しいとのことです。(form無しでも参加は可能とのことです) この会議についての問い合わせは下記のところへお願いします。

平 隆介 (〒100 東京都千代田区大手町1-3-4
気象庁数値予報課)

FAX ; 03-3211-8407

E-mail ; </pn=ryusuke.taira/o=jma/
admd=ati/c=jp/(a)sprint.com>