

## 四国上空の雲の動態と局地風との関係

千葉 修\*・高橋 信年\*\*

### 要旨

1998年4月28日のGMS可視画像に見られた四国上空の雲の変化に関心を持ち、雲の動態と局地風との関係を調べた。午前中の雲画像は、四国の太平洋側に散在した積雲群を、午後には四国の脊梁山脈を中心に集積した広い雲域を示した。これを局地風の動きと比較すると朝方の雲は沿岸域に隣接する岬や高地で生じた積雲群とみられる。そのあと谷風と主に太平洋側からの海風が内陸奥深く進入し山岳周縁部に雲域を形成した。そして午後には高温位となった四国の山岳域に熱的低気圧が発生し、そこに谷風と海風との連結した風が吹き込み山岳域を中心に雲が広範囲に集積した。結果として午後遅くに高峰付近の雲域は四国の面積の約4割を覆い、その雲頂高度は2000m以上であった。

### 1. はじめに

GMS(静止気象衛星)「ひまわり」の可視画像は日本上空の雲の動態について興味ある大気現象を示す。雲の動きから局地風の構造を知る、あるいは局地風が雲の動き・発達にどのように影響を及ぼすかは興味ある研究対象である。そこで、特に四国の局地風に関係する最も典型的な雲画像を選択し、地上のアメダスデータなどと比較して、雲の動態と局地風との関係を調べた。なお解析に使用したデータは高知大学気象情報頁(<http://weather.is.kochi-u.ac.jp>)のGMS可視画像、四国の各アメダス地点の気象要素及び四国周辺の福岡、鹿児島、潮岬、米子の高層気象データ(9時と21時)などである。解析事例は西日本が広く高気圧に覆われ、四国付近で大気擾乱がなく、一般風の影響の少なかった1998年4月28日である。

### 2. GMS可視画像による雲の動き

メソ気象に及ぼす地形の影響を調べるために、まず四国の地勢(第1図)を考慮しなければならない。四

国は北側の瀬戸内海、紀伊・豊後の東西の両水道と土佐湾に接する太平洋に囲まれ、その総面積は18808km<sup>2</sup>である。中心部は南西-北東に走る脊梁山脈(四国山地)があり、標高1200m以上の領域にそれぞれ石鎚山I(標高1982m)と剣山T(標高1955m)が含まれる。

第2図の9時と15時の地上天気図に示されるように1998年4月28日には西日本を移動性高気圧が通過し、晴天域であった。その時の西日本の雲の動態がGMS可視画像として10時から17時まで1時間毎の雲写真として描かれている(第3図)。この図で四国上空の雲に着目すると、時間とともに薄白色の斑点状から明白色の塊状に変わり、移動速度が小さいことから積雲などの対流雲であると判断できる(鈴木ほか, 1997)。

雲の動きの大きな特徴は午前中に四国の南側(太平洋側)に散在していた雲が、午後には次第に四国の脊梁山脈に集積する傾向が見られることである。これをさらに詳しくみるために可視画像を四国を中心に拡大描画し、雲の広がりやその面積に着目して、10時から日没で可視画像が入手不可になる17時まで、1時間毎の雲をスケッチしたのが第4図の斜線部分である。

### 3. アメダスデータによる局地風解析

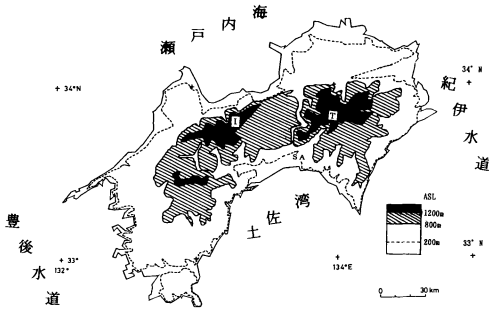
平野部での地表加熱による混合層の発達に伴う積雲の他に、海風前線での上昇流による積雲の発生、もし

\* 高知大学理学部。

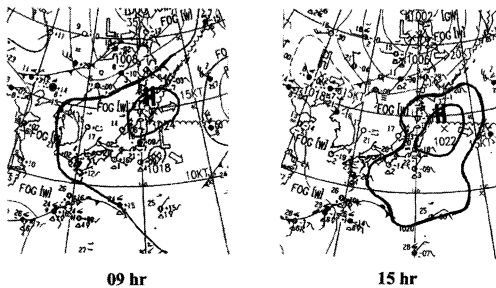
\*\* 高知学芸高等学校。

—2002年5月1日受領—

—2003年4月11日受理—



第1図 四国の地形図。Iは石鎚山，Tは剣山，SAは佐岡を示す。



第2図 1998年4月28日の9時と15時の地上天気図。

て斜面上昇流（谷風）が低地の水蒸気を山岳部に輸送することで雲を作ることはよく知られている（例えば，蒲生，1989，1992；甲斐ほか，1995）。

このような雲の発生原因を考慮し第4図の雲画像と局地風の関係を上記のアメダスデータを用いた進行ベクトル図，風の収束・発散（力学的側面），そして温位分布（熱的側面）から調べる。

### 3.1 海風進入図

4 気象要素を定常観測している四国のアメダス地点42か所（高知県16，愛媛県13，徳島県8，香川県5）は地形の特徴と標高を考慮すると，沿岸部そして概して狭い平野部と，それに接する山岳域に分布している。したがって一般場の風の影響が小さい時，日中の四国の局地風として山斜面を滑昇する斜面上昇流（谷風）と海風が観測されると考えられる。

千葉ほか（1993）は土佐湾からの海風の特性を調べるため，高知県のアメダス地点の10分毎の風向・風速値から得た進行ベクトル図（Progressive Vector Diagram；PVD）を用いて海風進入線を求めた。この研究でも同様の方法を踏襲した。まず，四国の沿岸部の各

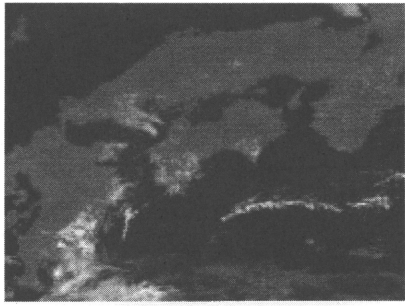
アメダス地点での海風進入時刻を10分毎の気象要素の時系列から評価する。次に海風の内陸への進入状況を知るため各地点を起点に，その海風進入時刻から起算して，海風の風ベクトルをある時刻まで連続的に次々に足し合わせたPVDを求め，各点のPVDの先端を結ぶことにより海風の進入線が求まる。例えば，高知県安芸の海風進入時刻が8時とすると，10時の海風の先端は8時を起点として12個  $[=(10-8) \times 60/10]$  の10分値をつないで求めた風ベクトルの先端を示す。

第5図はPVDによる海風の進入線の10時から13時までの時間経過を示す。なお，この進入線は山岳などの地形を考慮しない仮想的な進入線である（千葉ほか，1993）。海風は10時（破線で示す）には土佐湾や瀬戸内側などの四国の周囲の海岸から10 km程度しか進入していないが，13時には四国の脊梁山脈を囲むように奥深くまで達している。このような進入状況と雲のスケッチ図（第4図）とを比較すると，雲の動きについて以下のように言及できる。

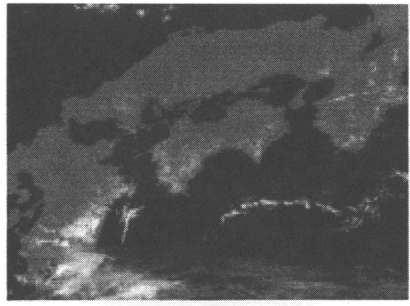
10時には高知県西部の台地上と室戸岬付近に積雲群が存在している（第4図のA，B領域）。これらの地域は海岸に隣接する標高500 m以上の高地で周囲より高温のため，雲の形成に寄与すると思われる混合層の存在が考えられる。その研究例として Mannouji（1982）や Lee and Kimura（2001）の数値実験がある。一方，早朝に山斜面や台地の地表面加熱で発生した混合層が夜間安定層を壊し発達することが山岳での観測から示されており（Lenschow *et al.*，1979），さらに Banta（1984，1985）は尾根付近で加熱された流れが斜面上昇流を阻み，収束域，つまり上昇流域を生み出すことを数値実験と観測データの検証から指摘している。

次の11時～12時には高知平野や愛媛県西部に海風による積雲群が出現し（第4図のC域），12～13時頃にはそれらが四国山地の麓に移動するのが見られる（第4図のD域）。14時以降，第1図に示す石鎚山系（I）と剣山系（T）を中心とした四国の脊梁山脈上に雲域面積の増加が顕著になった。

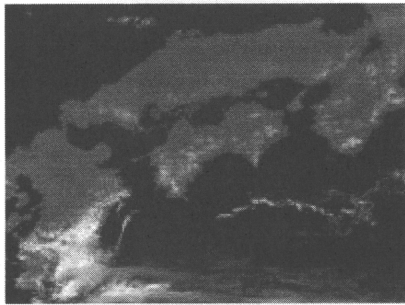
第6図は四国の面積Aと図4の雲の面積（斜線部）Sとの比の時間変化を示す。雲面積は14時から急速に増加し，特に17時に最大面積となり，四国の面積の36%を占め，そして雲が石鎚山系と剣山系を覆っていた。第3図の17時に和歌山県と鹿児島県上空にも四国上空と類似した雲域が見られる。そこで潮岬と鹿児島島の21時の高層気象データを用いたエマグラムから，雲頂高度が各々約2500 m，2700 mと求まった。このことから



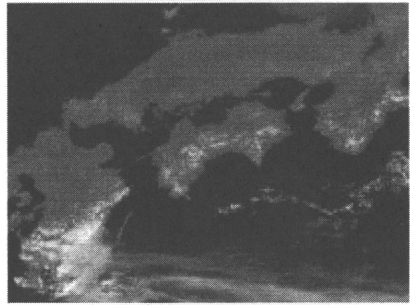
(a) 10 hr



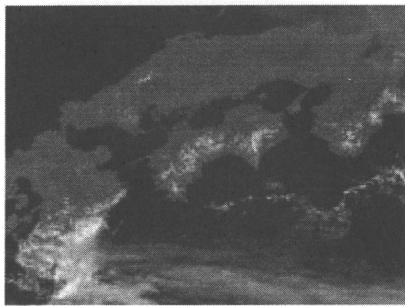
(b) 11 hr



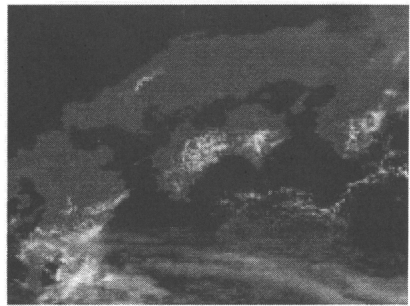
(c) 12 hr



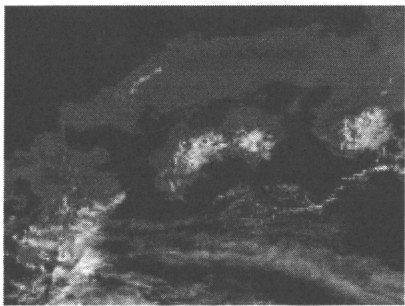
(d) 13 hr



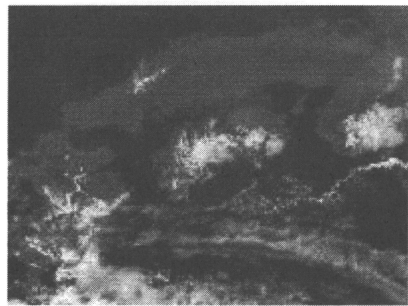
(e) 14 hr



(f) 15 hr

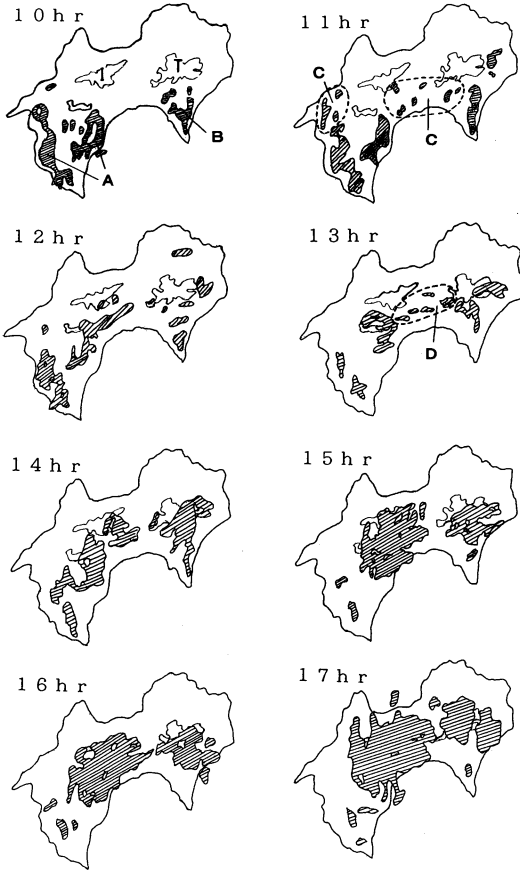


(g) 16 hr

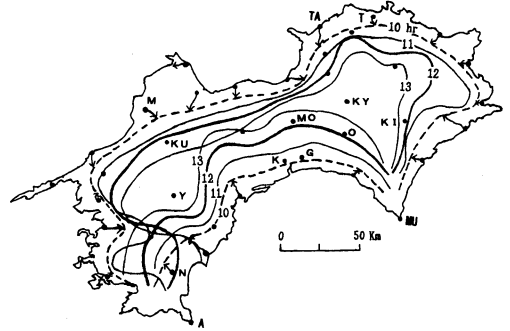


(h) 17 hr

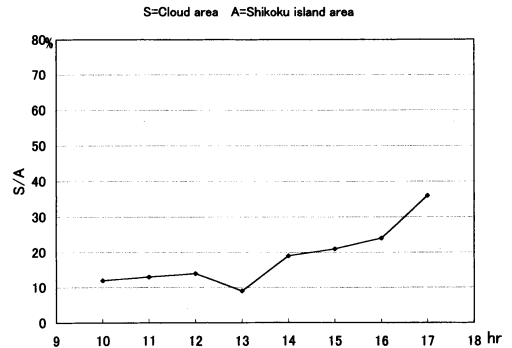
第3図 1998年4月28日の10~17時までの1時間毎の西日本上空のGMS可視画像。



第4図 1998年4月28日の四国を中心としたGMS雲画像のスケッチ図(10~17時).



第5図 PVD図から求めた海風進入線の時間変化. 黒点は四国の各アメダス地点(英字の添字付きは主な沿岸部, 平野部, 山岳部の地点).



第6図 S(雲の面積)/A(四国の面積)の時間変化.

も雲頂高度は2000 m以上になっていたことがわかる.

3.2 風の収束発散と雲域との関係

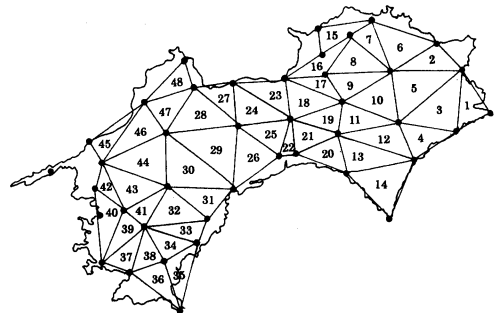
風の収束・発散は3か所のアメダス地点を結んだ三角形の面積と、毎正時の風ベクトルによる三角形の面積の比較から計算した. つまり、地表面上の面積を

$S_0$ 、ある時間 $\Delta t$ 後に $S_0 + \Delta S$ となったとすると、速度の水平発散 DIV は

$$DIV = (1/S_0) (\Delta S / \Delta t) \tag{1}$$

で与えられる(小倉, 1999). ここで用いた風向・風速データが10分値であることから、 $\Delta t = 600$  sである. なお、 $DIV < 0$ のとき、収束を、 $DIV > 0$ のとき、発散を意味する.

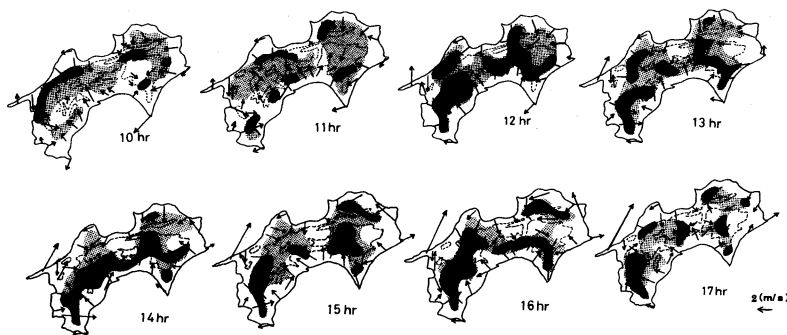
第7図に示すように、四国の42アメダス地点を結んで48の三角形領域に分けた(米谷ほか, 1991). 各三角形の面積は等しくないが、極端に小さい、あるいは大



第7図 各アメダス地点を結んだ48の三角形領域(番号は地域番号を示す).

きい領域は(1)式が $S_0$ に依存するので除外した. 結果として最小, 最大面積は各々98.8 km<sup>2</sup>, 865.0 km<sup>2</sup>で平均の三角形の面積は335.8 km<sup>2</sup>である. これは一辺18.3 kmの正方形, あるいは半径10.3 kmの円の面積に相当し、メソβスケールの範囲に相当する.

第8図は10時から17時までの水平発散量の分布を示す。点刻と影の部分にはDIVが負で収束域を示し、特に影の濃い部分は発散量が $-1.0 \times 10^{-4} \text{ (s}^{-1}\text{)}$ 以下の強い収束領域を表わす。その大きさは関東地方の環八雲の形成に関係した局地風の収束値(甲斐ほか, 1995)と大差はない。



● 収束域 (DIV < 0)    ■ DIV <  $-1.0 \times 10^{-4} \text{ (s}^{-1}\text{)}$

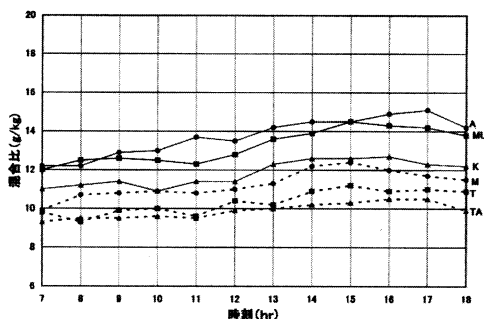
第8図 四国の風の水平発散値(DIV)の分布。2種類の点刻部分はDIV < 0の収束域で、各アメダス地点の風ベクトルを矢印で示す。

10時, 11時には強い収束が沿岸部に隣接する山斜面域に点在し、時間経過(12時, 13時)とともに収束領域は山岳域に広がり、14時~16時にかけて脊梁山脈に沿って強い収束域が維持されている。そして17時には収束が弱まる傾向にある。

雲域の動き(第4図)と収束域を比較すると12時~15時の雲は稜線より瀬戸内側に少ない。特に香川県北部の強い収束域に対応する雲域は無く、さらに17時に見られた広範囲の雲域は強い収束域に対応していない。総じて太平洋側に雲域が出現し、集積する領域も大きい。この結果について、地上観測地点の気象要素から以下のような検討をした。

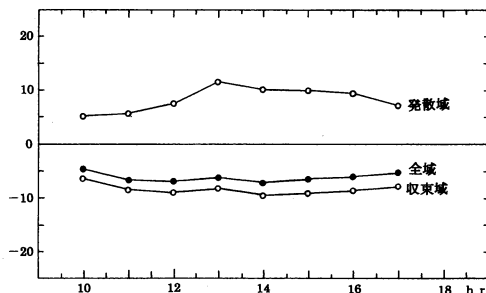
四国の太平洋側のアメダス地点(室戸岬MU, 足摺岬A, 高知K)と瀬戸内側のアメダス地点(松山M, 多度津TA, 高松T)での混合比(毎時の値)の時間変化を第9図に示す。なお各地点は第5図に記号で示した。各地点とも11時過ぎから増加傾向にあるが、特に太平洋側の方が2~4(g/kg)ほど瀬戸内側より大きい。各アメダス地点の気象要素(10分値)の時系列によると、太平洋側の山岳部では谷風のあとの海風の進入によって「風速の増加」を確認したが、瀬戸内側では谷風を明瞭に判別できず、谷風と海風の連結した強い流れは見られなかった。このことから、当日、海風によってもたらされた水蒸気輸送が太平洋側で大きく、雲が出来やすい状況になっていたと思われる。

次に第7図で分けけた48の地域において、1時間毎のDIVが正、負の値をとる領域を発散域、収束域とする。そして、各々の発散域(または収束域)を総計した新たな発散域(または収束域)の $S_0$ と $\Delta S$ を求め、それらを(1)式に代入して全発散域、全収束域、全域(=全発散域+全収束域)でのDIVが得られる。第10図には各区域のDIVの時間変化が示される。例えば10時



第9図 四国の太平洋側(実線)と瀬戸内側(破線)での混合比の時間変化。

DIV ( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )



第10図 第7図の各三角形の領域のDIVを評価し、新しく総計して求めた全収束域、全発散域、全域のDIVの時間変化。

の発散域の $DIV = 5.2 \times 10^{-5} \text{ (s}^{-1}\text{)}$ は15の発散域の合計した地表面積 $S_0$ と、 $S_0$ の増加分 $\Delta S$ を(1)式に代入して求めた。同様に33の収束域の値 $DIV = -6.3 \times 10^{-5} \text{ (s}^{-1}\text{)}$ が求まる。発散は13時に大きい。収束域の値の時間変化は小さく10~17時までの平均は $-8.3 \times 10^{-5}$

( $s^{-1}$ )である。また、この日の四国全域の10時~17時までの平均値は  $DIV = -6.1 \times 10^{-5}$  ( $s^{-1}$ ) で、風は収束している。

四国を四角形で囲む福岡、鹿児島、潮岬、米子の4地点の高層気象データを用いて、前述と同様の方法で地表から高度6 kmまでの発散値(DIV)を求めた(第11図 a, b)。四角形の面積は109811  $km^2$ で、これは一辺331 kmの正方形、或いは半径187 kmの円の面積に相当し、メソ  $\alpha$  スケールの現象の範囲である。

9時に地表から高度6 kmにわたって評価したDIVの大きさ( $\sim |1.0 \times 10^{-5} s^{-1}|$ )は、四国の地表のアメダス観

測値(第10図)から評価した値より小さく、一般場の風の影響は少ないと判断される。15時には1 km以下の大気下層で収束を、それより上層で発散を示した。

第1表には参考のため4高層観測点から求めた9時と21時の可降水量, エマグラムから求めた凝結高度(雲底高度), 相対湿度をまとめた。蒲生(1989, 1992)はつくばでの雲観測から好晴積雲の出現に対して相対湿度が主要な要素であることを指摘した。今回の場合早朝の9時の段階で4地点の地上の相対湿度が70%を越え大気下層が湿っていることから、雲の出来やすい状態にあると言える。また9時の凝結高度が471~798 mであり、混合層の発達時の値としては妥当である。

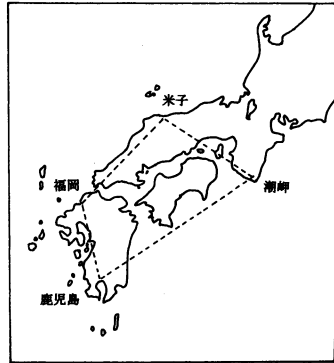
3.3 温位分布と雲域との関係

地表面加熱, 特に山地斜面での加熱が積雲の生成・発達に強く関係することから、アメダス観測値を利用し四国の温位分布を求め、雲域との関係を検討する。土佐湾から内陸11 km, 標高108 mにある佐岡(第1図のSA)で当日、気象観測をしており、その気圧  $P_0$  を下のラプラスの測高公式;

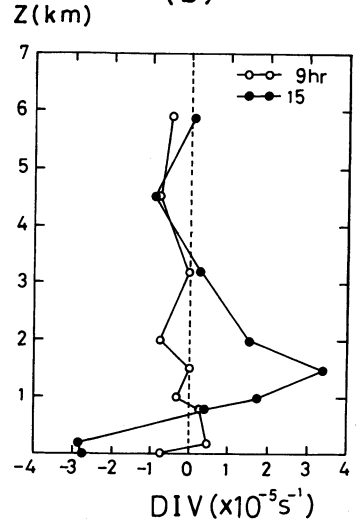
$$h-h_0 = 18412 (1 + 0.00366 T_m) \log (P_0/P) \quad (2)$$

[なお,  $T_m$  ( $^{\circ}C$ ) は佐岡 ( $h_0 = 108$  m) と高度  $h$  (m) の各アメダス地点の平均温度] に用いた。すなわち, (2)式に  $P_0$  を代入し, 温位  $\Theta (= T(1000/P)^{R_d/c_p})$ ,  $R_d =$  乾燥空気の気体定数,  $C_p =$  空気の定圧比熱) の計算に

(a)



(b)



第11図 (a) 四国を囲む各高層気象観測点(福岡, 鹿児島, 潮岬, 米子)。 (b) 9時と15時の各高度における水平発散値(DIV)の鉛直分布。

第1表 高層気象データから求めた可降水量, 凝結高度, 地上の相対湿度。

観測地点	時刻 (hr)	可降水量 (mm)	凝結高度 (m)	地上の相対湿度 (%)
潮岬	09	24	471	79
	21	39	160	91
米子	09	22	604	73
	21	29	629	77
福岡	09	21	798	73
	21	32	842	67
鹿児島	09	26	766	70
	21	36	714	70

必要な各地点の気圧  $P$  を求めた。

第12図は10時~17時までの四国の温位分布を示す。10時には山岳域の一部にしか見られなかった  $\Theta \geq 23^{\circ}C$  の領域は, 11時以降山岳域を中心に急速にその範囲を広げ, さらに  $\Theta \geq 25^{\circ}C$  の高温位域が四国の高峰付近に分布し標高が高いほど温位が高い。14時に高温域の広がりにはピークとなり, 平野部と山岳部の温位差は最大  $4 \sim 5^{\circ}C$  である。

標高が210 m~560 mの山岳部6地点(本山 MO, 橋原 Y, 大栃 O, 久万 KU, 京上 KY, 木頭 KI)と標高が1 m~32 mの平野部4地点(松山 M, 中村 N, 高知 K, 後免 G)の気温変化を第13図 a, b に示す。なお, 各地点については第5図を参照のこと。さらに第13図

cには山岳6地点の平均気温  $T_M$ と平野部4地点の平均気温  $T_P$ の時間変化が示される。朝8時には  $T_P$ は  $T_M$ より  $3^\circ\text{C}$ 高いが、11時以降は  $T_M$ の方が大きくなり、13時には約  $1.5^\circ\text{C}$ 高くなっている。上述の山岳域 [平均標高  $Z=380\text{ m}$ ]での地上気温 ( $T_M=26.5^\circ\text{C}$ )と同じ高度の平野部 [平均標高  $Z=13\text{ m}$ ]の地上気温  $T$ は、日中の鉛直対流混合を考慮して気温減率を  $0.0065^\circ\text{C}/\text{m}$ とすると、 $T=T_P (=25^\circ\text{C}) -$

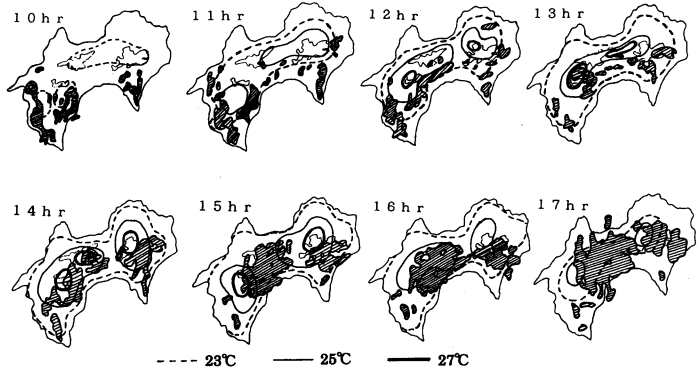
$(0.0065^\circ\text{C}/\text{m}) \times (380 - 13) = 22.6^\circ\text{C}$ となる。結局、 $T_M - T = 26.5 - 22.6 = 3.9^\circ\text{C}$ であり、同一高度で山岳域が平野部より約  $4^\circ\text{C}$ 高い。このことは四国山岳域での熱的低気圧の存在を示し、谷風と海風が加わった流れを吸い込んで雲の集積に寄与したと考えられる。

一方、10時~13時まで各高温位域の周縁に局在していた雲域 (第12図の斜線部)は、14時以降高温位域の中に入り込んでいる。高温位域が高峰付近に対応することから雲の集積を促したものと考えられる。そして16時から17時にかけて  $\Theta \geq 27^\circ\text{C}$ の高温位域は無く、 $25^\circ\text{C} \geq \Theta \geq 23^\circ\text{C}$ の領域は小さくなり、これと対応して15時過ぎから山岳部の平均気温  $T_M$ は下降し平野部の平均気温  $T_P$ より小さくなっている (第13図c)。このことは雲域の集積による遮蔽効果で日射量が減少し、気温低下と混合層の発達を抑えられたことを意味する。

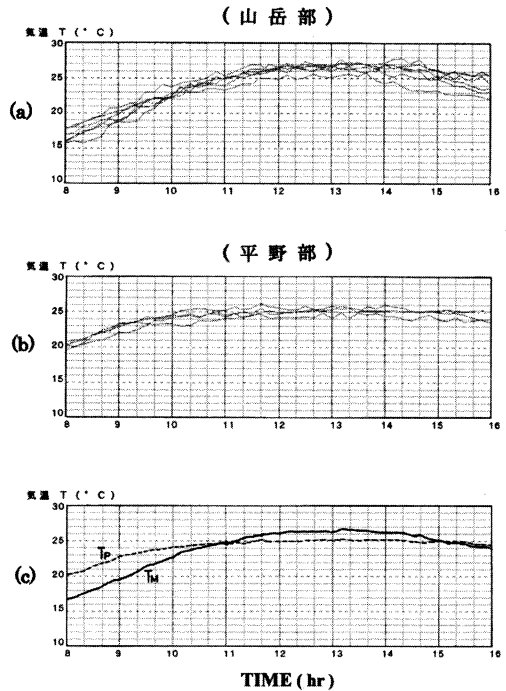
4. 結論

GMS 可視画像から得られた四国上空の雲の動態と局地風との関係を明らかにするため、雲の動態が局地風の影響を強く受けたと思われる1998年4月28日について事例解析を行なった。その結果、局地風と雲の動態との関係は以下のようにまとめられる。

- (1) 朝方は岬や高地 (台地) での上昇流域 (収束域)の存在によって積雲群が発生する (第14図a)。
- (2) 谷風と主に太平洋側からの海風が内陸奥深く進入し、山岳周縁部に雲域を形成する (第14図b)。
- (3) 午後遅くには、谷風と海風の連結した風、つまり個々の局地風より強い風が四国山岳域の熱的低気圧に吹き込み、高峰付近を中心に雲域の集積に寄与している (第14図c)。そして雲は四国の面積の約4割を覆



第12図 四国の温位の水平分布(10~17時)。斜線部は第4図の雲のスケッチ図に同じ。



第13図 (a)山岳部6地点の気温の時間変化。(b)平野部4地点の気温の時間変化。(c)山岳部と平野部の平均気温 ( $T_M$ ,  $T_P$ )の時間変化。

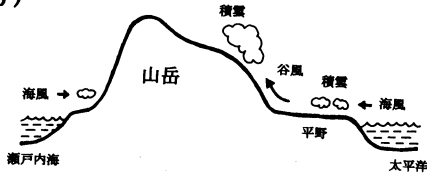
い、その雲頂高度は2000 m以上である。この現象は日中、日本の中部山岳域に発達した熱的低気圧に吹き込む大規模流 (栗田ほか, 1988) がもたらしたほどのスケールではないが、そのメカニズムは類似している。

四国上空の積雲群の位置と大きい収束域、そして高

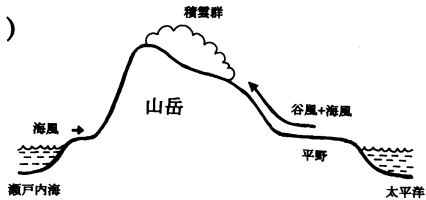
(a)



(b)



(c)



第14図 4月28日の四国上空の雲の動態と局地風  
の関係を示す概念図。

温位域は、中部山岳域での対応関係 (Ku wagata and Kimura, 1997) と違って必ずしも一致していない。これは四国の雲の動態に谷風、海風などの局地風が複合的に関与している結果と思われる。

参考までに、この日はさむ4月27日～4月29日には四国各地の降水量は観測されなかった。四国の脊梁山脈の存在が地形性の強雨・豪雨を持たらすという研究事例 (例えば、二宮, 1977など) があるが、このように強雨を持たらす大気環境でない時でも局地風卓越時には、それによる熱と水蒸気量輸送の結果として雲の集積が背稜山脈上に見られた。

#### 参 考 文 献

Banta, R. M. 1984 : Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part I : Observa-

tions of the dry circulations, Mon. Wea. Rev., 112, 340-356.

Banta, R. M. 1985 : The Effect of Ridgetop-level Winds on Upslope Flow in the Daytime Mountain Boundary Layer, Preprints Vol., Seventh Sympo. on Turbulence and Diffusion Nov. 12-15, Boulder, Colorado, Amer. Meteorol. Soc., 227-230.

千葉 修, 金堂由起, 川村学史, 1993 : 高知県における海風の特性, 天気, 40, 109-117.

蒲生 稔, 1989 : 混合層上部に出現する積雲, 公害, 24, 31-38.

蒲生 稔, 1992 : 筑波における好晴積雲について, 公害, 27, 55-60.

甲斐憲次, 浦 健一, 河村 武, 朴(小野)恵淑, 1995 : 東京環状八号線道路付近の上空に発生する雲(環八雲)の事例解析—1989年8月21日の例一, 天気, 42, 417-428.

栗田秀實, 植田洋匡, 光本茂記, 1988 : 弱い傾度風下での大気汚染の長距離輸送の気象学的構造, 天気, 35, 23-35.

Kuwagata, T. and F. Kimura, 1997 : Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part II : Numerical simulation of the cross-valley circulation, J. Appl. Meteor, 36, 883-895.

Lee, S.-H. and F. Kimura, 2001 : Comparative studies in the local circulations induced by land-use and by topography, Bound. layer. Meteor., 101, 157-182.

Lenschow, D. H., B. B. Stankov and L. Mahrt, 1979 : The rapid morning boundary-layer transition, J. Atmos. Sci., 36, 2108-2124.

Mannouji, N. 1982 : A numerical experiment on the mountain and valley winds, J. Meteor. Soc. Japan, 60, 1085-1105.

二宮洗三, 1977 : 大きなスケールでみた地形と豪雨, 天気, 24, 27-37.

小倉義光, 1999 : 一般気象学(第2版), 東京大学出版会, 308pp.

鈴木和史, 藤田由紀夫, 江上 公, 1997 : 気象衛星画像の見方と利用, (財) 気象業務支援センター, 1-40.

米谷恒春, 和泉 清, 井上正之, 1991 : 集中豪雨発生直前の地上水平水蒸気収束場の状態, 天気, 38, 209-217.



## The Relationship between Movement of Cloud over the Shikoku Island and Local Winds

Osamu CHIBA\* and Nobutoshi TAKAHASHI\*\*

\* (Corresponding author) Departments of National Environmental Science,  
Kochi University, Akebono-cho 2-5-1, Kochi 780-8072 Japan.

E-mail : chibaosa@cc.kochi-u.ac.jp

\*\* Kochi Gakugei High School.

(Received 1 May 2002 ; Accepted 11 April 2003)

### 日本気象学会および関連学会行事予定

行事名	開催年月日	主催団体等	場所	備考
IUGG2003札幌	2003年6月30日 ～7月11日	IUGG2003組織委員会	札幌ロイトンホテル (北海道札幌市中央区北1条西11丁目) 他	<a href="http://www.jamstec.go.jp/jamstec-e/iugg/index.html">http://www.jamstec.go.jp/jamstec-e/iugg/index.html</a>
第40回理工学における同位元素・放射線研究発表会	2003年7月9～11日	(主催)日本アイソトープ協会, (共催)日本気象学会	日本青年館 (東京都新宿区霞岳町15番地)	「天気」50巻第1号
第15回日本気象学会夏期特別セミナー(若手会夏の学校)	2003年7月19～21日	(主催)日本気象学会	りり溪少年自然の家 (京都府園部町大河内小米阪1-9)	「天気」50巻第4号 <a href="http://www.kurasc.kyoto-u.ac.jp/ymss2003/">http://www.kurasc.kyoto-u.ac.jp/ymss2003/</a>
関西支部第25回夏季大学「～雨～」	2003年7月22, 23日	日本気象学会関西支部(後援)大阪管区気象台, 日本気象協会	神戸大学瀧川会館 (兵庫県神戸市灘区六甲台町1-1)	「天気」50巻第5号
第31回可視化情報シンポジウム	2003年7月22～24日	可視化情報学会(協賛)日本気象学会	工学院大学講堂 (東京都新宿区西新宿1-24-1)	
北海道支部第21回夏季大学～気象講座「新しい気象」～	2003年7月28, 29日	日本気象学会北海道支部	札幌市青少年科学館(第1日目) 札幌管区気象台(第2日目)	「天気」50巻第6号
日本流体力学会年会2003	2003年7月28～30日	日本流体力学会(協賛)日本気象学会	工学院大学新宿校舎 (東京都新宿区西新宿1-24-2)	
第20回エアロゾル科学・技術研究討論会	2003年7月29～31日	第20回エアロゾル科学・技術研究討論会実行委員会(共催)日本気象学会	産業技術総合研究所(茨城県つくば市東1-1-1)	
第37回夏季大学「新しい気象学」～都市の気象と災害～	2003年8月4～6日	日本気象学会(後援)気象庁, 日本地学教育学会, 気象業務支援センター	東京大学山上会館 (東京都文京区本郷7-3-1 東京大学本郷キャンパス内)	「天気」50巻第5号
第34回国際シミュレーション&ゲーミング学会大会	2003年8月25～29日	日本学術会議および日本シミュレーション&ゲーミング学会(後援)日本気象学会	かずさアカデミアパーク (千葉県木更津市矢那1637)	