

対流雲の発達に関する数値実験 (II)*

—含水量の相異による影響—

米谷恒春**

国立防災科学技術センター

Numerical Experiment on the Development of Convective Clouds (II)

—The Effect of the Difference in Liquid Water Content—

By

Tsuneharu Yonetani

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

Three comparative experiments are performed using an axisymmetric cumulus cloud model with Kessler's parameterizations for microphysical processes. There is the main difference in temperature profile between the initial states of atmosphere for runs 1 and 2. The air temperature at a certain level for run 2 is lower than one at the same level so that liquid water content for run 2 may be smaller. Air temperature profile for run 1 is as follows: Temperature at 1 km level (T_1) is 20°C and lapse rates above 1 km (Γ_u) and below 1 km (Γ_l) are 6.0°C km⁻¹ and 9.0°C km⁻¹, respectively. That for run 2 is $T_1=15^\circ\text{C}$, $\Gamma_u=6.6^\circ\text{C km}^{-1}$ and $\Gamma_l=9.0^\circ\text{C km}^{-1}$. The atmospheric stratification and initial conditions for run 3 are the same as those for run 1, and 10 per cent of the rate of condensation in ascending moist air is treated to be excluded from the domain.

A comparison between runs 1 and 2 shows the following: (1) The atmospheric stratification for run 1 is more unstable than that for run 2. (2) Although the updraft for run 1 grows more vigorously than for run 2 at early times, the maximum updraft in space and time for run 1 is smaller than for run 2. (3) It is suggested that this occurs as the result of smaller rate of condensation in ascending moist air for run 2 than for run 1, which arises from lower temperature for run 2.

A comparison between runs 1 and 3 shows that the difference in the amount of liquid water contained in a cloud makes little difference in the intensity of a cumulus cloud at early times and considerable difference at highly developed

* 本報告は特別研究「積雲対流がもたらす災害の発生機構に関する研究」の一環としてなされたものである。

** 第1研究部異常気候防災研究室

stage. For example, the maximum updraft at 30 minutes for run 3 is 1.2 times as large as that for run 1. It is also shown that 10 per cent decrease of rate of condensation causes the delay of time by 1 minute when rain water reaches at $z=0.5$ km of the central axis and causes the delay of time by 2 minutes when downdraft forms at this point.

The results suggest that the difference in the amount of liquid water affects the intensity of cumulus convection and consideration is given to this when we study the development of convective clouds in atmospheric stratifications with different air temperature by several degrees centigrade at lower levels.

1. ま え が き

対流雲における雲物理学的過程と力学的過程との相互作用については、主に数値実験の方法により調べられている。相互作用の一つに水滴の重さによる下降流の形成がある。すなわち、上層からの雨滴の落下と下方からの水（水蒸気と液水）の補給の二つの過程を通じて、低い高度にたまった液水の重さが下降流の形成に寄与している (Das, 1964; Takeda, 1966; Srivastava, 1967)。また一般に、上昇流中に含まれる液水は仮温度差によって生じる上向きの力を減じ、4 gm/kg の含水量は温度差を約 1°C 減ずることとほぼ同等の作用をされると言われている (Newton, 1967)。したがって雲中における含水量が異なる場合、対流雲の力学的過程にかかわる物理量にも相異がでてくることは考えられることである。含水量の異なることが対流雲の発達にどの程度の影響を及ぼしているかを、数値実験の手法により調べた。その結果を報告する。

2. 基本式と初期条件

2.1. 記 号

この報告で記号は次の意味を有している。

c_p 定圧比熱	L_e 水の気化熱
g 重力加速度	P 気圧
P_e 雲水が生成または蒸発する割合	P_e 雲と周囲大気との混合または雨水が未飽和域に落下した際に、雲水または雨水が蒸発する割合
P_r 雲水が雨水になる割合	Q_e 雲水量
$Q_l (=Q_e+Q_r)$ 液水の量	Q_r 雨水量
$Q_w (=Q_e+Q_r+Q_v)$ 水の全量	Q_v 水蒸気量
q_s 飽和比湿	r 水平距離
R_v 気体常数	T 気温
T_v 仮温度	t 時間

u 大気の水平速度	V_r 雨水の対気平均速度
w 大気の上昇速度	z 垂直距離
Γ_a 乾燥断熱減率	η 渦度
ν ($=500 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$) 拡散係数	ρ 密度

なお記号の上に一を施したものは初期状態の値であることを示している。

2.2. 基本式

モデルにおける仮定は前の報告 (米谷, 1975) に記してあるものと同じで, 基本式は次のとおりである。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial r} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P}{\partial r} + \nu \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r \frac{\partial u}{\partial r} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{u}{r^2} \right) \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} = & -u \frac{\partial w}{\partial r} - w \frac{\partial w}{\partial z} + g \left(\frac{T_v - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} - Q_t - \frac{P - \bar{P}}{\bar{P}} \right) - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (P - \bar{P})}{\partial z} \\ & + \nu \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r \frac{\partial w}{\partial r} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} = & -u \frac{\partial \eta}{\partial r} - w \frac{\partial \eta}{\partial z} + \left(\frac{2w}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \frac{u}{r} \right) \left(\eta - u \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right) + u w \frac{\partial^2 \bar{\rho}}{\partial z^2} - \bar{\rho} g \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{T_v}{\bar{T}_v} - Q_t \right) \\ & + \frac{\bar{\rho} g}{\bar{P}} \frac{\partial (P - \bar{P})}{\partial r} + \nu \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r \frac{\partial \eta}{\partial r} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial z} - \frac{\eta}{r^2} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q_t}{\partial t} = -u \frac{\partial Q_t}{\partial r} - w \frac{\partial Q_t}{\partial z} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} V_r Q_r) + D_{Q_t + Q_c} \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial r} - w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_a \right) - \frac{L_c}{c_p} P_e + D_T \quad (5-1)$$

$$= \left\{ -u \frac{\partial T}{\partial r} - w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_a \right) + \frac{L_c}{c_p} \frac{\partial q_a}{\partial t} + D_T \right\} \left/ \left(1 + \frac{L_c q_s}{c_p R_v T^2} \right) \right. \quad (5-2)$$

$$\frac{\partial Q_v}{\partial t} = -u \frac{\partial Q_v}{\partial r} - w \frac{\partial Q_v}{\partial z} + P_e + D_{Q_v} \quad (6-1)$$

$$= \frac{\partial q_s}{\partial t} \quad (6-2)$$

$$\frac{\partial Q_c}{\partial t} = -u \frac{\partial Q_c}{\partial r} - w \frac{\partial Q_c}{\partial z} + P_c - P_r + D_{Q_c} \quad (7)$$

ただし未飽和域では (5-1) と (6-1) を使用し, 飽和域では (5-2) と (6-2) を使用した。任意の物理量 f の拡散項を D_f で表わしてあり, (8) 式の形をしている。

$$D_f = \nu \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r \frac{\partial f}{\partial r} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} \frac{\partial f}{\partial z} \right) \quad (8)$$

温度, 水蒸気量, 雲水量および雨水量に対して境界条件は設けず, 直接計算して求めた。 $r=0$ 以外の境界における拡散項の計算は Soong and Ogura (1973) に従い, 横軸 (r 軸) に垂直な境界においては r 方向の差分を 0, 縦軸 (z 軸) に垂直な境界においては z 方向の差

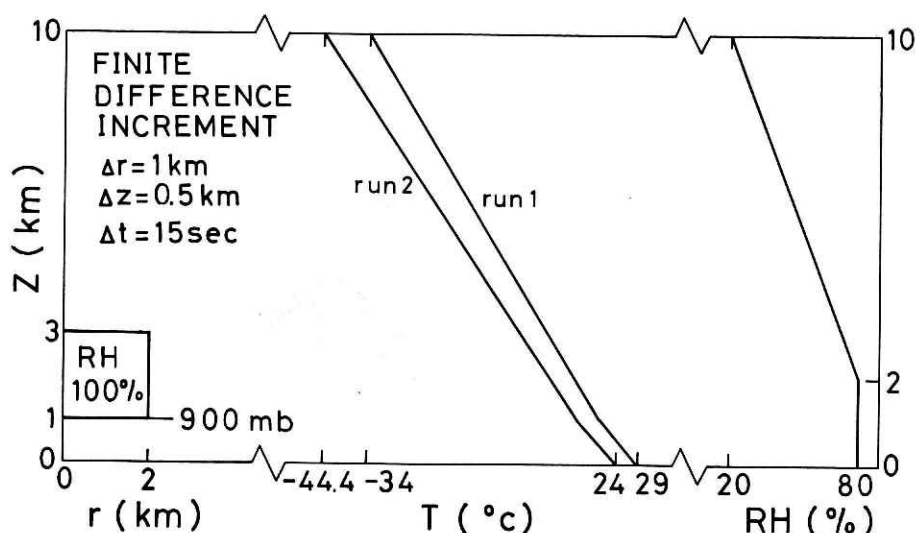


図1 初期じょう乱の大きさ、温度プロファイル(T)、湿度プロファイル(RH)の図示
 Fig. 1 The domain of initial disturbance and initial states of temperature T and relative humidity RH . There is a difference in the initial profile of temperature between runs 1 and 2. The saturated region with the same temperature as the environmental air temperature is given as the initial disturbance. The height of the domain is 10 km and the distance between the center of the cloud to the lateral boundary is 20 km.

分を0とした。上記以外の物理量に対する境界条件は前の報告での境界条件と同一である*1。

2.3. 初期条件

気温場、湿度場、および気圧場の初期状態は次のとおりである (図1参照)。気温場については run 1 と run 2 とで変えてある。即ち、run 1 では高度 1 km における気温を 20.0°C とし、1 km より上層および下層での気温減率を変え、地表面で 29.0°C、10 km で -34.0°C とした。他方 run 2 では 1 km における気温を 15.0°C 地表面では 24.0°C、10 km では -44.4°C である。湿度場については両方とも同じとし、地上より 2 km までは一定で 80.0%、2 km より上層では 1 km につき 7.5% の割合で減減させた。初期状態における大気については静止しているとした。初期じょう乱として、 $z=1\sim 3$ km $r=0\sim 2$ km の領域に周囲大気と気温の等しい飽和大気を置いた。なお積分領域は $z=0\sim 10$ km、 $r=0\sim 20$ km であり、格子間隔は $\Delta r=1$ km と $\Delta z=0.5$ km、時間間隔は 15 秒である。

3. 結果

全ての場合について 60 分までの状態をシミュレートした。上昇速度が最も大きくなった

*1 このような境界条件の変更が対流雲の発達へ与える影響はほとんど無視できるものであった。例えばこの報告での run 1 と同じ大気状態と初期条件における結果を比較してみると、以前の境界条件を使用したときでは上昇速度の時間空間における最大値は 31 分に 5.5 km で 18.3 m/s となったのに対し、この報告で用いた方法では 32 分に 5.5 km で 17.7 m/s と、その差は約 3% であった。

のは 40 分以前であった. この報告では 40 分までの状態を調べることにする.

3.1. run 1

図 2 に run 1 の中心軸における, 上昇速度の時間変化と単位質量当りの仮温度差によって生じる力 $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v$ および単位質量の気塊に含まれる液水の重さ gQ_l の時間変化を示した. 上昇速度の各時刻における最大値は 9 分頃から 3 m/s より大きな値となっており, 時間空間における最大値は 32 分に 5.5 km での 17.7 m/s である. 地表面付近で下降流が形成されたのは 16 分頃である. 5 km 周辺より上層にも下降流の占める領域があるが, ここでの絶対値は高々 0.4 m/s である. 次に $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v$ の様子を見てみよう. この値が負となる領域が 2 カ所ある. 上方の領域は雲頂周辺にあり, 雲水の蒸発および雲中で加速された気塊

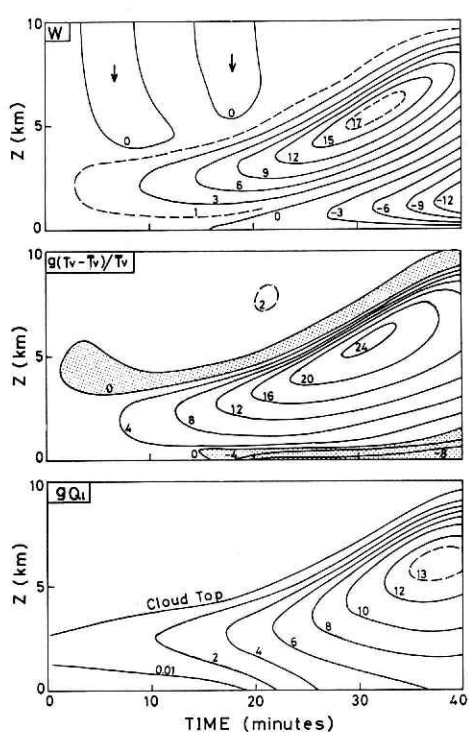


図 2 run 1 の結果. 中心軸における上昇速度 w (m/s), 単位質量当りの仮温度差による力 $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v$ (dyn/gm) および単位質量の気塊に含まれる水の重さ gQ_l (dyn/gm) の時間変化. 影を施した部分は仮温度差による力が負の領域である.

Fig. 2 Time-height variations of vertical velocity w (m/s), specific force of the difference of virtual temperature $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v$ (dyn/gm) and the weight of liquid water contained in a unit air mass gQ_l (dyn/gm) at the central axis for run 1. Shaded areas indicate that $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v < 0$.

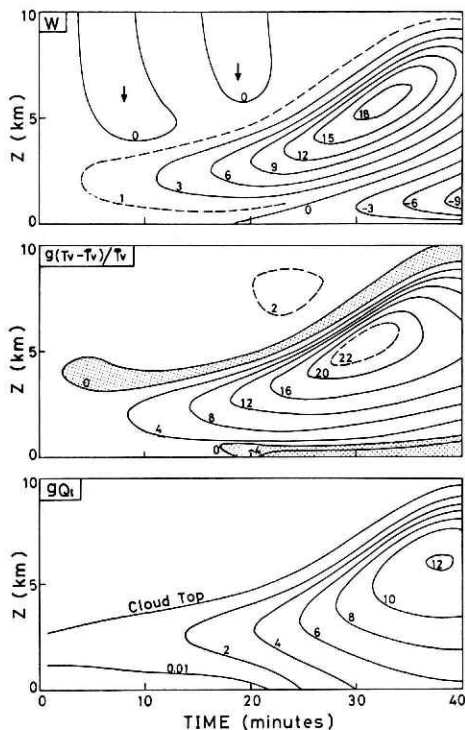


図 3 図 2 に同じ. ただし run 2 の結果
Fig. 3 Same as Fig. 2 except for run 2. The comparison between figs 2 and 3 shows the effect of the difference of the rate of condensation in ascending moist air upon the development of a convective cloud. The difference of the rate of condensation in ascending moist air is produced by the difference of temperature.

の上昇によって生じたものである。ただし10分以前にこの領域が上層へ拡がっているが、この部分は雲水の蒸発によるものではなく初期じょう乱として比較的大きな力(1.5~2 dyn/gm)を受けた気塊が上昇した結果である。ここでの値は -1 dyn/gm より大きく、10分以降の領域では -2 dyn/gm より小さい領域があることと比較すると、かなり大きな値である。下方における負の領域は15分以降に認められる。 gQ_i の図に見られるように雨水が地表に到達したのが19分頃であるから、雨水の蒸発によって先ず生じたものであることが分かる。その後雨水を含んだ気塊が湿潤断熱的に下降してくるために $g(T_o - \bar{T}_o)/\bar{T}_o$ の値は負で絶対値が大きくなっている。地表面では短時間のうちにかなりの温度降下(温度に直してほぼ3°Cの降下)が生じている。

$g(T_o - \bar{T}_o)/\bar{T}_o$ の時間空間における最大値は32分高度6kmにおける24.6 dyn/gmであり、 gQ_i のそれは37分高度6kmにおける13.4 dyn/gmである。上昇速度と仮温度差による力の最大値はほぼ同時刻に現れたのに対し、含水量が最大値を示した時刻は約5分遅れている。これは対気速度を持つ雨水が気塊と異なる運動をしたためである。

3.2. run 1 と run 2 との比較

まず run 2 の中心軸における上昇速度の時間変化を見てみよう(図3参照)。各時刻における最大値が3 m/s を越えるようになったのは11分を過ぎてからであり、時間空間における最大値は33分6kmにおける19.1 m/s である。これを run 1 と比較してみると、各時刻における最大値が3 m/s を越えた時刻は run 1 の方がほぼ2分早い。しかし時間空間における最大値は run 1 の方が1.4 m/s 小さくなっている。すなわち、対流雲発達の初期段階においては run 1 の方が run 2 よりも上昇流は大きな値を有しているが、対流雲が最も発達した段階においては逆に run 2 の方が run 1 よりも大きな値となっている。また下降流は全体的に run 1 の方が早い時刻に形成されている。例えば $z=0.5$ km における下降流が形成された時刻は、run 1 では19分と20分の間であるのに対して、run 2 では22分と23分の間である。

次に仮温度差によって生じる力の場合を比較してみよう。雲水および雨水の蒸発、下降流が形成された時刻の相異の影響によって $g(T_o - \bar{T}_o)/\bar{T}_o$ の値は全領域で必ずしも run 1 の方が大きくなってはいない。しかし各時刻における最大値は常に run 1 の方が大きい。この場の値は大気の垂直安定度と直接関係しているから、大気の垂直安定度は run 1 の方が run 2 より不安定であることを、上記のことは示している。ちなみに、エントレインメントは無いとして定常状態を仮定した1次元対流雲モデルによる上昇速度の最大値は、run 1 の27.9 m/s に対し run 2 では22.7 m/s である(定常状態を仮定した1次元対流雲モデルの方程式系については例えば米谷(1974)を参照)。なお10分以前における $g(T_o - \bar{T}_o)/\bar{T}_o$ が負の領域は run 1 の方が run 2 より広くなっている。この相異は、run 1 の方が run 2 よりも大気の成層状態が不安定であったためだけでなく、初期じょう乱の強さが run 1 の1.5~2.0

dyn/gm に対して run 2 は 1.0~1.4 dyn/gm と run 1 の方が強いために生じたものである。

最後に水の重さの場を見てみよう。run 2 で雨水が地表に到達したのは 22 分頃であり、run 1 の時よりも約 3 分遅くなっている。雲頂高度は初期の段階においては run 1 の方がわずかであるが高い。しかし 28 分を過ぎてからは run 2 の方が高くなっている。28 分以降の雲頂周辺を除いたほぼ全領域で run 1 の方が run 2 よりも含水量は多くなっている。このことが、run 1 における大気成層状態と初期じょう乱の強さの両方が run 2 におけるより対流雲の発達に適した条件となっていたにもかかわらず、上昇速度の時間空間における最大値は run 2 の方が大きくなったことと密接に関係していると考えられる。なお run 1 において含水量が run 2 よりも多くなったのは、飽和蒸気圧の温度に対する変化は温度が高いほど大きいことが主たる原因である。

3.3. run 1 と run 3 との比較

run 1 と run 2 とでは大気成層状態が異なっていた。そこで含水量の相異だけに基づく対流雲の発達状態の相異をみるために、run 3 なる数値実験を行った。すなわち、run 3 では大気成層状態および初期条件を run 1 と同一にし、凝結して出来る水の量の 10% を減じた。図 4 に run 1 と run 3 の中心軸における上昇速度、仮温度差によって生じる力

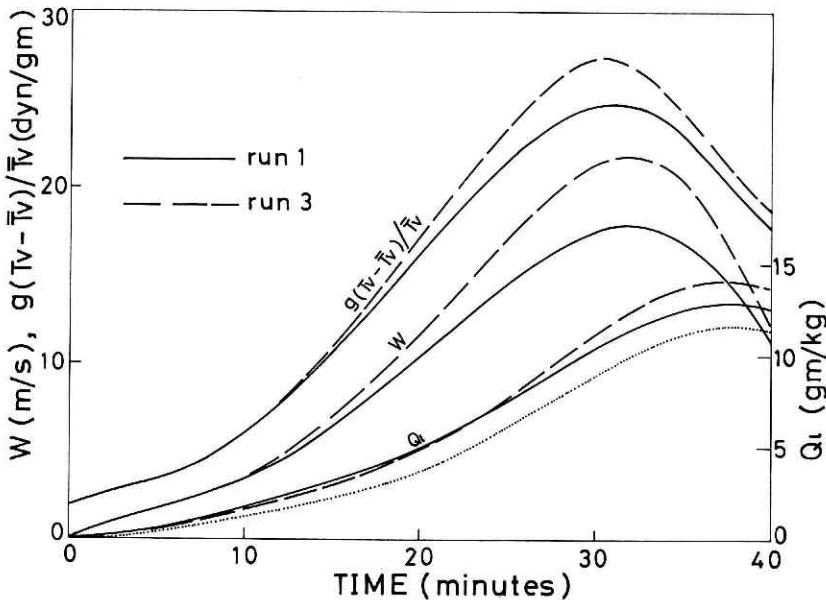


図 4 $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v$, w および Q_i の中心軸における最大値の時間変化。実線は run 1 破線は run 3 の値である。点線は run 2 の含水量の最大値である

Fig. 4 Time variation of maximum w , $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v$ and Q_i at the central axis for runs 1 and 3. This shows that the artificial decrease of 10 percent in the amount of condensation of vapor causes the difference in maximum w and $g(T_v - \bar{T}_v)/\bar{T}_v$ after 10 minutes.

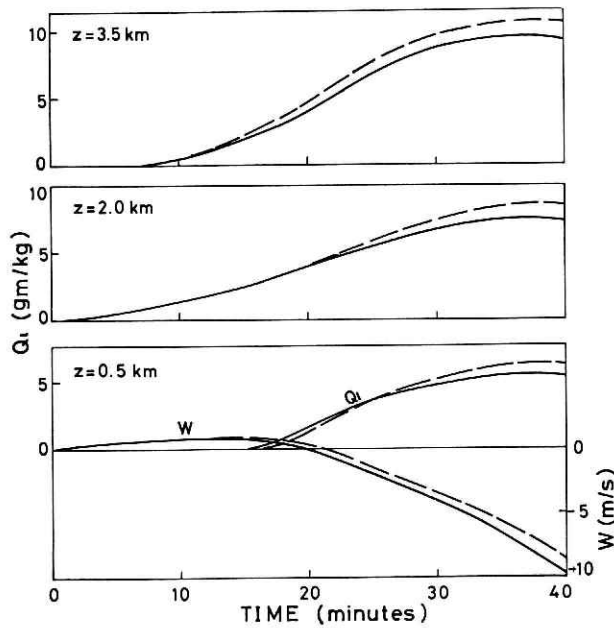


図 5 中心軸の $z=0.5$ km, $z=2.0$ km, $z=3.5$ km における run 3 の含水量 (破線) と run 1 の含水量の 10% を減じた値 (実線) の時間変化, および $z=0.5$ km における上昇速度の時間変化

Fig. 5 Time variation of Q_t for run 3 (broken lines) and the value of liquid water contents decreased by 10 percent for run 1 (solid lines) at $z=0.5$ km, $z=2.0$ km and $z=3.5$ km of the central axis. Time variation of w for run 1 (solid line) and for run 3 (broken line) at $z=0.5$ km is also shown. The time when rain water reaches at $z=0.5$ km for run 1 is earlier than for run 3 and the time when down draft forms at $z=0.5$ km for run 1 is also earlier than for run 3.

よび含水量の各最大値の時間変化を示した。凝結により出来る水の量を減じた影響はある程度時間がたってから現れている。対流雲の発達に明らかな差が生じたのは 10 分以降である。30 分における上昇速度の最大値は、run 1 の 17.6 m/s に対し run 3 では 21.3 m/s と 20% 以上の増加となった。なお run 2 における含水量の最大値の時間変化も図 4 に示した。これから分かるように、含水量の最大値は run 3 の方が run 2 より常に大きくなっている。

run 1 における含水量の 10% を減じた値と run 3 における含水量の時間変化を図 5 に示した。初期じょう乱の中心にあたる $z=0.5$ km では、20 分頃まで両方はほぼ同じ値を示した。 $z=3.5$ km では run 3 において対流雲が 10 分以降により発達したことに対応して、run 3 における含水量は run 1 における含水量の 10% を減じた値より大きな値を示している。 $z=0.5$ km では水が存在するようになった時刻は run 1 の方が早く、run 1 の 10% を減じた含水量のほうが run 3 における含水量より多くなっている時間帯がある。この高度では水のほとんどが雨水であって、雲水は run 1 で 19 分～21 分の間に、run 3 では 20 分～22

分の間におよびかな量が存在しただけである。また、この高度における上昇速度の時間変化を見ると、run 1 では 19 分と 20 分の間で、run 3 では 21 分と 22 分の間で、下降流が形成されている。つまり、水蒸気の凝結により出来る水の量を 10% 減じた影響は、 $z=0.5\text{ km}$ に雨水が到達する時刻が約 1 分遅延する形となって現れ、さらには下降流が形成される時刻が約 2 分遅延する形となって現れている。

4. ま と め

含水量の相異が対流雲の発達に与えている影響を調べることを目的とし、三つの場合について数値実験を行った。雲中の気温は含水量を決める一つの要因になっているから、run 2 には全体的に run 1 より低い気温の成層を与え、含水量が run 1 より少なくなるようにした。run 3 では大気の成層状態と初期条件を run 1 と同一にして、凝結して出来る水の量の 10% を減じた。

run 1 においては run 2 におけるより、大気の成層状態および初期じょう乱の強さの両条件が対流雲の発達により適したものであった。それでいて対流活動は初期の段階では run 1 の方が活発であったが、30 分には逆に run 2 の方が活発となった。run 1 と run 3 とにおける上昇速度の最大値の時間変化を比較すると、10 分まではほとんど相異は現れなかったが、対流活動の最盛期にあたる 30 分頃には run 3 における値は run 1 の 1.2 倍以上になった。

凝結により出来る水の量を 10% 減じた影響は $z=0.5\text{ km}$ に雨水の到達する時刻の遅延となって現れ、さらに下降流形成時刻の遅延となって現れていた。ところで、下降流が形成されるまでは対流活動は一方向的に強められているが、下降流が形成されると対流活動は抑制されることを前の報告で示した (米谷, 1975)。このことと、run 1 と run 3 とで 10 分までの対流活動にほとんど差が生じなかったことを考え合わせると、低い高度での下降流形成時刻の相異がその後の対流雲の発達に与えている影響の程度は大きいと考えられる。run 1 と run 2 と run 3 の含水量の一定時刻における最大値を比較すると、常に run 2 が最も小さく、そして $z=0.5\text{ km}$ における下降流形成時刻は run 2 が最も遅かった。もし run 2 の垂直安定度が run 1 と同程度であったとすれば、この場合の上昇速度の時間空間における最大値は run 1 の 1.2 倍以上の大きな値となったであろう。

気象庁発行の Aerological Data of Japan, 5-year Period Averages (1961~1965) によれば、館野における 900 mb の高度と気温の 5 年平均値は、6 月では 994 m と 15.5°C 、7 月では 1001 m と 19.7°C である。日本の初夏と盛夏のように気温が異なる時期における対流雲の発達を論じるときには、含水量の相異も考慮しなければならない項目の一つであることを、run 1 と run 2 の結果は示唆している。

参 考 文 献

- 1) Das, P. (1964): Role of condensed water in the life cycle of a convective cloud. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 404-418.
- 2) Newton, C.W. (1967): Severe convective storms. *Advances in Geophysics*, vol. **12**, Academic Press, 257-308.
- 3) Srivastava, R.C. (1967): A study of the effect of precipitation on cumulus dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 36-45.
- 4) Takeda, T. (1966): The downdraft in the convective cloud and raindrops: A numerical computation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 1-11.
- 5) 米谷恒春 (1974): 北関東地方の雷雨発生日の大気安定度. 国立防災科学技術センター研究報告, **9**, 47-53.
——— (1975): 対流雲の発達に関する数値実験. 国立防災科学技術センター研究報告, **14**, 81-98.

(1975年12月11日原稿受理)