

论大气中凝结过程水汽内能与压力能的不同作用^{*}

辜旭赞

(中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074)

摘 要

通过计算可逆湿绝热过程与不可逆湿绝热过程, 讨论了大气中凝结时的水汽内能(内潜热)与压力能(外潜热)做功过程的不同物理作用及其在不同(对流与非对流)降水天气系统中的影响。发现“可逆”与“不可逆”湿绝热过程中的凝结外潜热都对环境大气作负功, 这是因为水汽相变为水而使得水汽压力能减少。最终环境大气通过凝结外潜热过程, 对整个“系统”(如降水对流运动的飑、冰雹、龙卷、台风和非对流运动的锋面降水系统等)做功, 其作功“热机”效率约为 5%。

关键词: 可逆、不可逆湿绝热过程, 对流、非对流降水运动, 凝结内潜热与外潜热, 凝结潜热作功“热机”。

1 引 言

杨大升等^[1]用热力学第一、二定律, 给出了可逆、不可逆(近似)两种饱和湿空气绝热运动方程。认为理想稳定性缓慢上升运动造成降水, 是凝结物借重力立即脱离上升气流, 接近于不可逆湿绝热方程(也是天气预报业务上使用的 $T - \log P$ 图中不可逆湿绝热过程); 而理想强对流上升运动造成降水, 是凝结物随气流迅速上升到对流层顶, 接近于可逆湿绝热方程。辜旭赞^[2]认为, 在 $0 \sim -10 \text{ }^\circ\text{C}$ 之间可能存在一段过冷水滴碰并、“冻结 + 凝华”混合增长过程: 即可逆湿绝热过程可能是理想“凝结—冻结 + 凝华—凝华”的过程。考虑了“冻结 + 凝华”混合增长过程时, 使得“可逆”与“不可逆”差别显著增大。从而有理由认为它是强对流上升运动(尤其如飑、冰雹、龙卷等)维持与发展的内在物理原因之一。

大气中水循环重要环节之一是热带海洋面上的水蒸发过程使得水汽进入大气。大气中水循环的另一重要环节是强迫湿空气做上升运动, 并发生(冻)凝结(华)过程而造成降水。

辜旭赞^[2]曾做过计算, 地球上水循环进入大气中的水汽, 是将太阳短波辐射能, 通过水相变的蒸发潜热, 有约 94% 以水汽内能形式直接进入大气, 而有约 6% 以水汽压力能形式用来对大气作功, 同时

因有水汽质量进入大气, 使得海平面上的大气压增加、与大气层位势高度(位能)增加。但并未能研究大气中水汽凝结内潜热与外潜热也有不同的物理作用, 即大气中发生凝结时, 其潜热释放也应分别为水汽内能与水汽压力能变化之两种不同物理过程。这可能是天气动力学与数值预报模式中忽略了的大气中唯一有相变的水汽压力能作功重要物理过程。

2 大气中的水相变过程

2.1 蒸发(凝结)内潜热与外潜热

将干空气、水汽及湿空气都当做理想气体。

由热力学第一定律, 水蒸发(或凝结, 以下同)潜热 L_{wv} 为^[3]:

$$L_{wv} = (U_v - U_w) + E_w \cdot (\alpha_v - \alpha_w) \quad (1)$$

其中 U_v, U_w 和 α_v, α_w 分别是水汽和水的内能、比容, E_w 为水面平衡态饱和水汽压。

在海洋面上有大气压 P , 水蒸发外潜热过程为: 同温度的水变为同温度的水汽进入大气, 因其体积膨胀还对大气层作功。即

$$E_w \cdot (\alpha_v - \alpha_w) \approx E\alpha_v = R_v T \quad (2)$$

其中 R_v 是水汽比气体常数, 而 $\alpha_w \ll \alpha_v$, 故略去量级较小的 α_w 。

而水蒸发内潜热过程为: 同温度的水变为同温度的水汽进入大气, 大气层直接获得了水汽质通量

* 初稿时间: 2002 年 8 月 21 日; 修改稿时间: 2002 年 11 月 18 日。

资助课题: 国家科技攻关计划项目“中国气象数值预报系统技术创新研究”。

及水汽内能。即

$$U_v - U_w = (c_{vv} - c_w)T + c_{wv} \quad (3)$$

其中 c_{vv} 是水汽的定容比热, 而 $c_{pv} = c_{vv} + R_v$ 是水汽的定压比热; c_w 是水的比热; 而 c_{wv} 是水蒸发为水汽的标准实验常数^[4]。用 $c_{pv} = c_{vv} + R_v$ 关系式, 得

$$L_{wv} = (c_{pv} - c_w)T + c_{wv} \quad (4)$$

同理, 也略去量级较小的冰的比容 α_i , 可以得到冰融解为水和冰升华为水汽的潜热 L_{iw} , L_{iv} 分别为:

$$L_{iw} = (c_w - c_i)T + c_{iw} \quad (5)$$

$$L_{iv} = (c_{pv} - c_i)T + c_{iv} \quad (6)$$

显然, $L_{iv} = L_{iw} + L_{wv}$ 。 c_i 是冰的比热; 而 c_{iw} , c_{iv} 分别是冰融解为水和冰升华为水汽的标准实验常数^[4], 其中 $c_{iv} = c_{iw} + c_{wv}$ 。经实验^[4], 当绝对温度 $T = 273.15 \text{ K}$ 时 $L_{wv} = 2501.6 \text{ J/g}$, $L_{iw} = 333.6 \text{ J/g}$, $L_{iv} = 2835.2 \text{ J/g}$ 。从而求出 c_{wv} , c_{iw} 和 c_{iv} (单位均为 J/g):

$$c_{wv} = 2501.6 + 2.371 \times 273.15$$

$$c_{iw} = 333.6 - 2.112 \times 273.15$$

$$c_{iv} = 2835.2 + 0.259 \times 273.15$$

并得到

$$L_{wv} = 2501.6 - 2.371t$$

$$L_{iw} = 333.6 + 2.112t$$

$$L_{iv} = 2835.2 - 0.259t$$

t 为摄氏温度。

2.2 湿绝热运动方程

下面先给出与文献[1]物理内容相同(同为热力学第一定律并得到相同的湿绝热运动方程), 但物理形式不同(已将水汽内能与水汽压力能分开)的湿绝热运动方程。

先假定饱和湿空气微元过程是在冰点之上进行: 设有一饱和湿空气元含有 1 g 的干空气, 初态为 $w_0 \text{ g}$ (变态为 $w_s \text{ g}$) 饱和水汽, 则空气元中有 $(w_0 - w_s) \text{ g}$ 的液态凝结水, w_0 也成为空气元内水汽和液态水的质量总和。那么, 在大气上升运动中的湿绝热微元过程中: (1) 水汽凝结释放出内潜热为 $(U_v - U_w)dw_s = ((c_{vv} - c_w)T + c_{wv})dw_s$; (2) 湿空气元中的干空气、水汽和凝结水同时变温, 分别释放出内能为 $c_{vd} \cdot dT$ (c_{vd} 是干空气的定容比热)、 $c_{wv} \cdot w_s \cdot dT$ 和 $c_w(w_0 - w_s) \cdot dT$; (3) 湿空气元整个作膨胀功为 PdV 。这里有分压定律 $P = P_d + E_w$, P_d 和 E_w 分别为湿空气元中的干空气分压强和饱和水汽压。而 $V = (1 + w_s)\alpha$, V 与 α 分别是湿空气元的体积和比

容。

由热力学第一定律, 对单纯凝结过程, 有

$$\begin{aligned} & ((c_{vv} - c_w)T + c_{wv})dw_s + \\ & c_w \cdot (w_0 - w_s) \cdot dT + c_{vd} \cdot dT + \\ & c_{wv} \cdot w_s \cdot dT + PdV = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

一般(未)饱和空气元在绝热上升运动过程中, 因有体积膨胀并对外做功 $dV > 0$, 且降温 $dT < 0$; 而饱和湿空气元在绝热上升运动过程中, 因发生凝结 $dw_s < 0$, 故水汽内能与凝结水、干空气、水汽(左边前 4 项均为负值)均为释放出内能; 而湿空气元的体积变化(左边第 5 项的 PdV), 其中包含干空气、水汽的体积膨胀和水汽相变为水的体积缩小(这里还可以忽略液态水的体积)。而式(7)不显含潜热 L_{wv} , 是将其分为了水汽相变时的内能(第 1 项)和水汽压力能(包含在第 5 项的做功项 PdV 之中)。

考虑到: $P = \rho RT$, $P_d = \rho_d R_d T$, $E_w = \rho_v R_v T$, R , R_d 和 R_v 分别是湿空气、干空气和水汽的比气体常数, 当湿空气中有水汽凝结为水时, R 将与水汽含量(w_s)变化有关, 不再为常数。由

$$PdV = (1 + w_s)Pda + RTdw_s$$

因有水汽凝结为水, 饱和湿空气的比容 α (或比重 ρ), 及 R 都有变化:

$$da = \rho^{-2}(\alpha_d^{-2}R_d d\alpha_d + \alpha_v^{-2}R_v d\alpha_v + \rho dR)/R$$

便得

$$PdV = P_d d\alpha_d + E_w \cdot w_s d\alpha_v + Td[(1 + w_s)R]$$

又由 $\rho R = \rho_d R_d + \rho_v R_v$, 两边除以 ρ_d , 有

$$(1 + w_s)R = R_d + R_v w_s$$

则有

$$d[(1 + w_s)R] = R_v dw_s$$

得

$$PdV = P_d d\alpha_d + w_s E_w \cdot d\alpha_v + R_v T dw_s \quad (8)$$

式(8)清楚地表明了饱和湿空气元凝结过程中, (1) 干空气作分功 $P_d d\alpha_d$ 为正; (2) 水汽作分功 $w_s E_w d\alpha_v$ 为正; (3) 又因 $E_w \alpha_v = R_v T$ 被定义为单位质量水汽的压力能^[1], 则 $R_v T dw_s$ 是水汽相变为水, 使得饱和湿空气元作了负功(因 $dw_s < 0$ 使得原有水汽压力能减少了), 它是“环境大气对降水对流运动做功”的物理原因。这里表明, 先前通过水汽蒸发压力能过程, 有发生在海洋面上蒸发潜热的 6% 直接用以对大气做功, 在这里则通过水汽凝结压力能过程, 环境大气又将做功间接地还给了这里的饱和湿空气团运动(这个在数值预报模式中的积云对

流参数化方案中被忽略了)。

并容易证明下面的等式^[1,2]:

$$c_s dT = c_w dT + T d(L_{wv}/T) = c_{wv} dT + E_w d\alpha_v \quad (9)$$

式(9) c_s 称为湿饱和条件下的水汽比热,它和定压或定容条件下的水汽比热(c_{pv} 或 c_{wv})不同,在湿空气元过程维持饱和条件下,其中饱和水汽的压力和体积都可以改变。因此,这一部分热量的 $c_s dT$,实际上包含了用于饱和和湿空气元过程中的水汽定容增温和水汽作分功。

将式(8)代入式(7),并考虑到式(9),得到与文献[1]完全相同的可逆湿绝热运动微分方程:

$$R_d \ln P_d = c_0 \ln T + d(L \cdot w_s/T)$$

与其积分方程:

$$R_d \ln(P_d/P_{d0}) = c_0 \ln(T/T_0) + (L \cdot w_s/T - L_0 \cdot w_{s0}/T_0) \quad (10)$$

上面的积分方程和微分方程中,凝结过程时, $c_0 = c_{pd} + c_w \cdot w_0$, $L = L_{wv}$;凝华过程时, $c_0 = c_{pd} + c_i \cdot w_0$, $L = L_{iv}$ 。

另外,若热力学第一定律的式(7)中,去掉凝结水变温时的内能项 $c_w(w_0 - w_s)dT$,则是考虑凝结液态水立即脱离饱和湿空气绝热上升过程,成为所谓假绝热过程:即不可逆湿绝热过程。凝结与凝华不可逆湿绝热运动微分方程应分别为:

$$R_d \ln P_d = (c_{pd} + c_w \cdot w_s) \ln T + d(L_{wv} \cdot w_s/T)$$

$$R_d \ln P_d = (c_{pd} + c_i \cdot w_s) \ln T + d(L_{iv} \cdot w_s/T)$$

考虑到 $c_{pd} \gg c_w \cdot w_s$ 且 $c_{pd} \gg c_i \cdot w_s$,则其近似积分方程成为:

$$R_d \ln(P_d/P_{d0}) = c_{pd} \ln(T/T_0) + (L \cdot w_s/T - L_0 \cdot w_{s0}/T_0) \quad (11)$$

同样,凝结过程时, $L = L_{wv}$;凝华过程时, $L = L_{iv}$ 。

另外,凡未饱和空气团做绝热(上升或下沉)运动,按式(7)中应设 w 为未饱和空气混合比,以代替饱和和湿空气混合比 w_s ,并应有 $dw = 0$ 。得

$PdV = (1 + w)Pd\alpha = (1 + w)(RdT - RTd\ln P)$ 又考虑到前面关于 R 的关系式和未饱和空气的定压比热 c_p 关系式^[1],则式(7)又最终成为未饱和空气绝热运动微分方程:

$$\kappa \cdot d\ln P = d\ln T$$

或其积分方程:

$$T/T_0 = (P/P_0)^\kappa \quad (12)$$

上式中的 $\kappa = R/c_p$ 。

3 可逆与不可逆的湿绝热过程个例

仍然选取与文献[2]相同的可逆与不可逆湿绝热过程,同样计算初始条件。即取同样的初态饱和湿空气块为925 hPa,且温、湿度(露点)为26℃。分段积分时(积分到100 hPa气压“高度”),取气压“高度”差分为5 hPa,分别计算式(10)和(11)得到了表1(限于篇幅只给出气压“高度”差分为25 hPa层面上的计算值,并略去了200 hPa层以上的值):

表1中的过程3就是接着过程1在440 hPa、0.09℃(接近于0℃)的湿饱和状态作为其初态的混合冻结-凝华过程计算解。过程3表明,在0~-10℃(表1当中的实际计算是在0.09℃~-10.67℃)积分段,其饱和湿空气温度显著高于原理想可逆湿绝热过程的过程1。另外,过程4是接着过程3在305 hPa、-10.17℃(接近于-10℃)的湿饱和状态作为其初态,即是过程1凝结过程转为

表1 各个湿绝热过程在不同气压“高度”上的饱和湿空气温度计算值(℃)

	925	900	875	850	825	800	775	750	725	700	675	650	625	600	575
1	26.0	25.10	24.18	23.23	22.24	21.22	20.16	19.07	17.93	16.74	15.51	14.22	12.86	11.44	9.95
2	26.0	25.08	24.14	23.16	22.16	21.11	20.03	18.91	17.75	16.53	15.27	13.95	12.56	11.11	9.57
	550	525	500	475	450	425	400	375	350	325	300	275	250	225	200
1	8.36	6.69	4.91	3.00	0.96	-1.26	-3.66	-6.29	-9.20	-12.44	-16.10	-20.27	-25.10	-30.74	-37.38
2	7.95	6.24	4.41	2.45	0.35	-1.92	-4.39	-7.10	-10.09	-13.43	-17.20	-21.50	-26.46	-32.23	-38.99
3				(440)		-0.84	-2.48	-4.26	-6.19	-8.31	-10.67				
4									(305)		-11.82	-14.32	-18.44	-23.38	-29.40
									-10.17						
5				(445)		-1.69	-3.85	-6.26	-8.94	-11.97	-15.43	-19.45	-24.18	-29.80	-35.51
				-0.09											

注:1代表可逆湿绝热凝结过程,2代表不可逆湿绝热凝结过程

混合冻结-凝华过程再转为凝华过程的继续;而过程 5 是接着过程 2 在 455 hPa、 -0.09°C (接近于 0°C) 的湿饱和状态作为其初态,即是过程 2 在其凝结过程转为凝华过程的继续。故过程 4 与 5 是在最终表明过程 1 与 2 的最后差别:它们在有无过冷水滴碰并增长的混合冻结-凝华过程之后,其差别将显著增大,如到了 200(100)hPa “高度”上,它们的饱和湿空气温度已相差了 5°C (7°C) 以上^[2]。

4 可逆与不可逆湿绝热过程在运动学和动力学上的异同

4.1 获取不同的浮力(向上加速度)

一般同一饱和湿空气块(或饱和湿空气团)若取可逆湿绝热过程,到了混合冻结-凝华阶段之后,与取不可逆湿绝热过程之差别开始明显增大。

例如,不妨设在 300 hPa “高度”上的环境大气温度 $T=230\text{K}$,因 $t_1=-10.82^{\circ}\text{C}$,即 $T_1=262.35\text{K}$; $t_2=-15.43^{\circ}\text{C}$,即 $T_2=257.75\text{K}$ 。则饱和湿空气块获得浮力分别为:

$$F_1 = g_0 \cdot (T_1 - T) / T \approx 1.41 \times 10^{-3} (\text{N})$$

$$F_2 = g_0 \cdot (T_2 - T) / T \approx 1.19 \times 10^{-3} (\text{N})$$

显然,饱和湿空气块若取可逆湿绝热过程比取不可逆湿绝热过程要获得更大的上升浮力(或向上加速度)。

一般认为大气对流层顶的逆温层(或等温层)在 100 hPa 层之下。假定 $t_1(=-70.10^{\circ}\text{C})$ 刚好在这里达到了与环境大气的气压与气温平衡,则 $t_2(=-77.59^{\circ}\text{C})$ 应先于 100 hPa 层以下就达到与环境大气平衡:这时它们都已近似地成为了干绝热过程

(用式(12)),并求得 t_2 的平衡气压“高度”应约在 114.04 hPa 层附近。实际到了这儿的湿绝热过程 t_2 果然在 115 hPa 层的计算值为 -69.66°C 可见,可逆湿绝热过程 t_1 比不可逆湿绝热过程 t_2 可在更高的气压层上产生更强的重力波。

4.2 做功略有不同

设可逆湿绝热过程为 t_1 和不可逆湿绝热过程为 t_2 ,它们与环境大气达到平衡的气压“高度”分别在 100 和 115 hPa 附近。以这样的 t_1, t_2 过程(参见表 1)来计算式(7)及(8)的各项积分值。表 2 即是这样的各项积分值的分段求和:925~440 hPa 积分层基本上是 t_1 和 t_2 的凝结阶段;440~305 hPa 层只是 t_1 的混合冻结-凝华阶段和 t_2 的凝华阶段;305 hPa 层之上是 t_1 和 t_2 的凝华阶段。

表 2 中可逆湿绝热过程 t_1 的第 8 与第 9 项之和约等于零,表明这里计算方程(7)的相对误差小于 1%,即证明了关于方程(7)的整个差分求和计算是成功的。而不可逆湿绝热过程 t_2 的第 8 与第 9 项之和相对误差在 3% 左右(主要发生在水汽较多的大气对流层中低层的湿绝热凝结阶段),表明该近似方程将有较大的计算误差。

表 2 表明:(1)925~440 hPa 层,即 t_1 和 t_2 都在凝结阶段时,它们的各项贡献并对外做功项差别都不大;(2)在 440~305 hPa 层,即 t_1 在混合冻结-凝华阶段,因有冻结潜热加入,比较 t_2 ,一方面使得整个饱和湿空气元的温度变化较小和相应需要释放热能较少,另一方面对外做功却增加了 1.60 J/g;(3)在 300 hPa 以上至各自的平衡层,因 t_1 较 t_2 温度变化幅度大,故其各项贡献均较大,并对外做功也增大 8.64 J/g。

表 2 可逆、不可逆两个湿绝热过程各项积分值的分段求和(单位: 10^{-2}J/g)

	(hPa)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
可逆 t_1	925~440	-3396	-1.7	-1860	-56				-5313	5311	-193	5179	325
	440~305	-970	-0.3	-741	-10	-774	-48	-27	-2569	2509	-44	2481	72
	305~100	-1423	-1.2	-4307	-10				-5740	5753	-60	5739	74
不可逆 t_2	925~100	-5789	-3.2	-6906	-76	-774	-48	-27	-13622	13573	-297	13399	471
	925~440	-3489	0.0	-1905	-56				-5450	5279	-198	5150	327
	440~305	-1335	0.0	-1021	-11				-2367	2349	-61	2328	82
	305~115	-946	0.0	-3946	-6				-4898	4889	-40	4882	47
	925~115	-5770	0.0	-6872	-73				-12715	12517	-299	12359	456

注:1 为凝结(华)内潜热 $((c_w - c_w)T + c_w)dw$ 积分;2 为水(冰)内能 $c_w(w_0 - w_s)dT$ 积分;3 为干空气内能 $c_{ad}dT$ 积分;4 为水汽内能 $c_w w_s dT$ 积分;5,6,7 分别为混合冻结-凝华过程中的冻结潜热(忽略水、冰比容差别即为冻结内潜热)、过冷水、冰的内能积分;8 为前 4(或 7)项之和;9 为饱和湿空气元做功 PdV 积分^[2](它为后 3 项之和);10 为水汽相变使得饱和湿空气元压力能减少而作负功 $R_s T dw$ 积分(它与第 1 项之和即为凝结(华)潜热);11 为干空气作功 $P_a da_s$ 积分;12 为水汽作功 $E_w \cdot w_s da_s$ 积分。

表 2 还表明:饱和湿空气元在可逆、不可逆湿绝

热上升运动过程中,尽管都有水汽相变为水,但其总

体积是膨胀(做功)。但是,若它再经过其逆向过程,作干绝热下沉运动(都不再考虑有蒸发),则其体积压缩(被做功),显然,这时后者体积(温度)要小(大于)原来饱和湿空气元体积(温度)。那么,环境大气虽未对正在做绝热上升运动并发生降水的饱和湿空气团做功,而是对做补偿绝热下沉运动的空气团做功。同时,一旦有降水发生,对流与非对流运动空气柱中的水汽质量将有“流失”,必将造成局地的地面气压减少和位势高度降低,也就有周围气流来补充。这等于说,环境大气将通过气压梯度力对降水运动做功,并产生动能。

5 凝结内潜热与外潜热的不同作用

5.1 湿绝热过程借助凝结内潜热对环境大气做功

凝结潜热释放过程包括凝结内潜热的非绝热加热过程。表2清楚地表明了两个过程 t_1 和 t_2 第1项的凝结内潜热(尤其是在它们的凝结阶段或混合冻结-凝华阶段),都是饱和湿空气块对环境大气做功直接主要的能源。此外,饱和湿空气块本身内能(第3项加上第4项)是次要能源。

5.2 湿绝热过程中凝结外潜热对环境大气作负功

凝结潜热释放过程还包括凝结外潜热的饱和水汽压力能减少过程:表2清楚地表明,两个过程 t_1 和 t_2 的外潜热第10项是因水汽相变为水(冰)而水汽压力能减少,它对上升饱和湿空气元作负功。由于作为外潜热的第10项与内潜热的第1项之和,习惯上整个被称为所谓“凝结潜热”,它们的不同作用便被忽视了。内潜热才是上升饱和湿空气元对环境大气做功之能源,而外潜热将使得饱和湿空气元中原来水汽对环境大气所做的分功,没有“无凝结”时那么多了。表2中的第10与12项相比较,已清楚地表明水汽对环境大气所做分功已减少一多半。

5.3 环境大气通过凝结外潜热对整个系统做功

有降水发生时,凝结外潜热对于代表了所谓的小尺度强对流上升运动的可逆湿绝热过程 t_1 和代表了所谓的大尺度稳定性缓慢上升运动的不可逆湿绝热过程 t_2 ,将有不同物理作用。

按照“对流补偿原理”,对于过程 t_1 若发生了(小尺度)饱和湿空气团的上升运动,必然同时伴随发生了未饱和空气团的下沉补偿运动,即出现了所谓“对流”。强对流风暴云可以分为超级单体风暴云、多单体风暴云、强切变风暴云和飑线风暴云等,而强对流雷暴天气可以是飑、冰雹和龙卷风等。它

们都是对流运动系统中饱和湿空气做绝热上升运动,通过发生降水(造成局地的地面气压减少和位势高度降低),反作用周围的未饱和空气作绝热下沉补偿运动,即环境大气通过气压梯度力对下沉补偿气流做功并产生动能。例如,对 t_1 的925~440 hPa过程分段积分,总存在对应的对于其下沉补偿空气的反向440~925 hPa过程分段积分。那么,环境大气对于下沉补偿气流的做功,因这时没了凝结物理过程,它等于是作未饱和空气绝热下沉运动,对其做功将大于原饱和湿空气元绝热上升时对环境大气的做功,其差值正好是分段湿绝热过程的凝结外潜热,而使得局地风场加速,即有位能转换成为了动能。这时,若将 t_1 饱和湿空气绝热上升运动的凝结潜热释放过程当作“热机”:它对整个对流运动的作功效率约为5%(参见表2,这里的5%,是对 t_1 (与 t_2)过程积分仅到100 hPa“高度”时为止,这时当有部分水汽仍未凝结)。但它对整个对流运动的热力学作用不可低估:正是它造成了大气对流运动系统中有水汽凝结为“雨”的质量流出和补偿空气质量的加速流入。如果这种对流运动系统是超级单体风暴云的冰雹或龙卷,并设其上空的强上升运动使系统局部维持有 $1\text{ mm}/(\text{cm}^2\cdot\text{s})$ 的凝结(华)率,则容易求得其局部气压因水汽压力能减少时,气压将减少约 0.098 hPa/s ,其发生相变的局部位势高度要降低 1.4 gpm/s 以上,这已经可以解释龙卷中的漏斗云了。而其5%的热功效率又可以解释“风”的强烈。

同理,热带积云对流“热机”可以解释台风:既是小尺度风场与减弱的气压(高度)场的非静力平衡形成了对流复合体,也是大尺度风场向减弱的气压(高度)场适应形成了高空螺旋云雨带和地面气压涡旋结构。同时,正是对大量未饱和空气团的下沉补偿运动做功,形成“下沉增温”,“下沉增温”是台风“暖心”结构的一个原因。

又按大气“连续性方程”,对于发生了大尺度暖湿空气团的稳定性缓慢上升运动的不可逆湿绝热过程 t_2 ,一般同时在另一处必然伴有发生了大尺度未饱和干冷空气团的下沉补偿运动。例如出现了大尺度天气系统“槽”前的稳定性缓慢上升运动与“槽”后的下沉运动。锋面降水有冷锋、暖锋和锢囚锋差别。与典型小尺度降水对流运动不同的是,大范围饱和湿空气的稳定性缓慢绝热上升运动将对大尺度补偿运动做功。这里大气中的凝结潜热反馈做功,将发生在别处的大范围下沉运动当中:在整体上耦合成

为有组织的天气尺度“高层辐散、低层辐合”加速运动,并造就成一处低气压与另一处相对高气压,和一个稳定、连续性降水运动。同样,大尺度饱和湿空气绝热缓慢上升运动造成的凝结潜热释放作功“热机”,它对整个天气系统的作功效率也约为5%(参见表2),所做的功最终还是(间接)用于加速降水发生区域的低层辐合运动,这与降水运动反作用于低空急流的观点是一致的^[5~7]。

6 小 结

(1) 由热力学第一定律,给出将水汽内能与水汽压力能分开的湿绝热方程(下面称第一湿绝热方程);再由热力学第二定律,它才变为所谓可逆湿绝热方程(下面称第二湿绝热方程);再做量级分析,舍去凝结物释放热量小项,它才近似变为所谓不可逆湿绝热方程(下面称近似湿绝热方程)。

(2) 用第二湿绝热方程和近似湿绝热方程,分别计算了可逆湿绝热过程和不可逆湿绝热过程:前者代表强对流上升运动,且包含一段过冷水滴碰并增长的混合冻结-凝华过程;后者则代表稳定性缓慢上升运动。计算表明,前者比后者获得较多的内潜热与浮力,可在更高的气压层上产生更强的重力波。

(3) 对上述可逆、不可逆湿绝热过程,分别对于

第一湿绝热方程的各项做差分求和。发现与海洋面上的水汽蒸发过程相似,大气中凝结潜热释放逆过程,也分别为凝结内潜热(内能部分)的非绝热加热过程和凝结外潜热(压力能部分)的作负功过程。同时,凝结水(冰)变为雨(雪)的降水过程,显然也是饱和湿空气中的水汽质量流失过程。

(4) 大气中对流性降水和大尺度稳定性降水最大差别是它们凝结外潜热过程的不同:前者是通过对流运动,环境大气借气压梯度力对下沉补偿气流作功并产生动能,从而有可能使得降水成为有组织、正反馈的对流性降水;后者若无发生对流运动,则无所谓对流下沉补偿运动可言,但在降水区域内造成地面气压减少与高空位势高度降低的物理机制仍是一样的。且大气中对流、非对流凝结过程的作功“热机”效率都为约5%。

(5) 可以推知:数值预报模式大气中除了应有“积云对流参数化”方案外,还应有因凝结降水造成大气局部“真空”使得外界对风场运动作功的“降水重力波参数化”方案。台风有(内潜热)第二类热力条件不稳定“CISK”外,还应有(外潜热)第三类动力条件不稳定;龙卷风有(内潜热)潜热加热作用外,更应有(外潜热)“小尺度风场向变化气压场适应”快过程。

参考文献

- 1 杨大升,刘余滨,刘式适.动力气象学(修订本).北京:气象出版社,1983.423pp
- 2 辜旭赞,戴泽军,李章俊.大气中的湿绝热(冻)凝结(华)过程的计算与研究.大气科学研究与应用,1998,2:23~31
- 3 李椿等编著.热学.北京:人民教育出版社,1979.386pp
- 4 E 斯米特,U 格里古尔.赵兆颐译.国际单位制的水和水蒸汽性质.北京:水利电力出版社,1983.122pp
- 5 朱乾根,林锦瑞,寿绍文.天气学原理和方法.北京:气象出版社,1983.535pp
- 6 王兴宝,吕克利.凝结潜热对锋生的影响.气象学报,1994,52(1):40~48
- 7 吕克利,蒋后硕.高低空急流与水汽凝结过程对暖锋环流演变的影响.气象学报,1999,57(6):681~692

THE DIFFERENT ROLE OF VAPOR CONDENSATION'S INTERNAL AND EXTERNAL LATENT HEAT IN THE ATMOSPHERE

Gu Xuzan

(*Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074*)

Abstract

Evaporation is first discussed on ocean surfaces in tropical zone, finding that evaporation—vapor gone to air will change its surface pressure field, and that the process of the evaporation's latent heat is composed of the internal latent heat (vapor internal energy) and the external latent heat (vapor pressure energy). The former becomes atmospheric heat energy at once and the latter does work to the atmosphere immediately, thus raising its potential energy. Then, it is the direct role that transforming surface pressure field (or upper geopotential height field) is studied of condensation-precipitation in large-scale flow and cumulus convection. Knowing that Kuo's method of the parameterization of cumulus convection has embodied the role with the condensation's internal latent heat to warm the atmosphere, this paper suggests that the other role must be considered with the external latent heat to alter upper geopotential height as well as surface pressure, or to do work, following condensation-precipitation taking place in the atmosphere.

It is further discussed that distinguishing between convection and non-convection precipitations is that two condensation's external latent heat processes are different. The former is that the ambient air does work to the compensation downdraughts and produces kinetic energy to itself with pressure-gradient force, which would make the convective precipitation organized and become a positive feedback system, but the latter is so called non-convective motion, which usually is large-scale stable precipitation and has no air downdraughts to be done work. But both types of precipitations cause their surface pressure cutting down as well as upper geopotential height to be lower, because vapor condensation's physics mechanism leading to precipitation unigue.

Through calculating the reversible and irreversible saturation-adiabatic processes in the atmosphere, in this paper are discussed that the different physical roles of the vapor condensation's internal and external latent heat, and that their different physical roles in two sets of precipitation weather systems: convection and non-convection. The facts are that the external latent heat is doing negative work in both the reversible and irreversible saturation-adiabatic processes, because a lot of vapor transforms to water in the saturation-air whose vapor pressure energy is reduced. Finally, with the vapor condensation's external latent heat, the ambient air does work to both types (convection and non-convection) of precipitation weather systems, one kind is hail squall, tornado, tropical storm and typhoon, the other kind is different frontal surfaces. Their diabatic heating efficiencies of the above two types of "doing work engine" are both about 5%.

Key words: Reversible and irreversible saturation-adiabatic processes, Convection and non-convection precipitations, Vapor condensation's internal and external latent heat, Latent heat engine of doing work.