

Таблица 16.13. Водность тумана (г/м^3) на высоте $z=2$ м при $T_0''=10^\circ\text{C}$ и $x=50$ км

f_0'' %	ΔT °C					
	6	7	8	9	10	12
70	0,0	0,0	0,031	0,036	0,048	0,062
80	0,054	0,155	0,246	0,311	0,380	0,451
90	0,061	0,164	0,251	0,328	0,422	0,505
95	0,070	0,174	0,258	0,340	0,462	0,586
98	0,081	0,188	0,280	0,394	0,521	0,620

щественное влияние оказывает температура T_0'' воздуха, вступающего на более холодную поверхность: с ростом T_0'' водность не очень сильно, но растет (например, при $\Delta T=7^\circ\text{C}$, $f_0''=80\%$ и $x=50$ км значение δ^* увеличивается от 0,1 до 0,2 г/м^3 , когда T_0'' повышается от 0 до 17°C . Объясняется зависимость δ^* от T_0'' уже отмечавшейся выше зависимостью приращения давления насыщения от температуры при фиксированном приращении ее.

Поскольку наибольшее охлаждение воздушная масса испытывает вблизи земной поверхности, то и максимальные значения водности тумана, согласно расчету, наблюдаются именно здесь. Вблизи земной поверхности (до высоты 2—4 м) водность испытывает и наиболее значительные изменения с высотой. В большей же части туман достаточно однороден по высоте (при $f_0''=98\%$ в слое от 2 до 100 м водность изменяется всего лишь на 0,05 г/м^3 — от 0,28 до 0,23 г/м^3).

Что касается вертикальных профилей температуры воздуха, то они характеризуются сначала (на расстояниях в несколько десятков километров от границы раздела) образованием усиливающейся с высотой приземной инверсии температуры, верхняя граница которой приподнимается при увеличении x . На больших расстояниях в нижней части (до высоты 300—400 м) распределение температуры по высоте близко к изотермическому, перепад температур в приподнятой инверсии (по сравнению с меньшими значениями x) ослаблен.

4 Роль смешения масс воздуха в образовании туманов¹

Наряду с динамическим подходом к выяснению условий образования туманов ряд полезных сведений о процессах облакообразования можно извлечь из термодинамических представлений

¹ Излагаемая в этом параграфе теория справедлива как для туманов, так и для облаков.

о смешении масс воздуха с различными термогигрометрическими характеристиками. Основы теории смешения заложены в работах Д. Брента, А. Г. Амелина и развиты П. М. Мушенко, Х. Эплменом и автором. Результаты этого круга идей позволили выяснить условия образования такого важного с практической точки зрения явления, как самолетные облачные (конденсационные) следы. Ряд полезных выводов установлен в отношении смешения развивающегося конвективного облака с окружающим его воздухом — процесса, называемого вовлечением.

Обозначим через m_1 и m_2 массы смешивающихся объемов воздуха, T_1 и T_2 — их температуры, s_1 и s_2 — массовые доли водяного пара, e_1 и e_2 — давления водяного пара, τ_1 и τ_2 — температуры точки росы. Будем в дальнейшем считать, что все величины с индексом «1» относятся к более холодной, а с индексом «2» — к более теплой массе воздуха.

Если в процессе турбулентного обмена происходит смешение двух масс воздуха m_1 и m_2 , то массовая доля пара s и температура T воздуха после смешения, на основе условий сохранения массы водяного пара (материальный баланс) и теплосодержания (тепловой баланс), будут равны:

$$s = \frac{m_1 s_1 + m_2 s_2}{m_1 + m_2} \quad \text{или} \quad s = \frac{s_1 + n s_2}{1 + n}, \quad (4.1)$$

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2} \quad \text{или} \quad T = \frac{T_1 + n T_2}{1 + n}, \quad (4.2)$$

где $n = m_2/m_1$.

При записи последнего соотношения сделано предположение, что удельные теплоемкости смешивающихся объемов воздуха равны между собой. Это условие выполняется с высокой степенью точности, поскольку количество водяного пара, под влиянием которого только и может изменяться удельная теплоемкость, всегда мало по сравнению с сухой частью воздуха.

Строго формула (4.2) справедлива для случая горизонтального (точнее, изобарического) смешения. При исследовании процесса смешения в вертикальном направлении, когда существенную роль может играть изменение давления, кинетические температуры (T_1, T_2, T) должны быть заменены на потенциальные температуры ($\Theta_1, \Theta_2, \Theta$).

Основная трудность, с которой приходится встречаться при построении количественной теории туманов и облаков, образовавшихся под влиянием перемешивания, заключается в том, что неизвестен параметр n , введенный в соотношениях (4.1) и (4.2). Он показывает, какая масса более теплого воздуха смешивается с единичной массой более холодного воздуха. В приложении к конвективным облакам параметр n служит количественной характеристикой вовлечения окружающего воздуха в развивающееся облако.

Поскольку в реальных условиях атмосферы конденсация водяного пара практически начинается при достижении состояния насыщения, для удельной водности δ облака можем записать соотношение

$$\delta = s - s_m, \quad (4.3)$$

где s — удельное влагосодержание смеси, рассчитываемое по формуле (4.1); s_m — массовая доля насыщенного водяного пара при температуре T и давлении p смеси.

Как s , так и s_m (через температуру T), а вместе с ними и удельная водность δ существенно зависят от параметра n . В разных частях тумана параметр n принимает различные значения. Однако можно найти то значение n , которое соответствует части тумана с максимальной водностью. Это значение n найдем, согласно известному правилу, если производную от водности по параметру n

$$\frac{d\delta}{dn} = \frac{ds}{dn} - \frac{ds_m}{dn} = \frac{ds}{dn} - \frac{ds_m}{dT} \frac{dT}{dn}$$

приравняем нулю

$$\frac{ds}{dn} - \frac{ds_m}{dT} \frac{dT}{dn} = 0. \quad (4.4)$$

Здесь введена производная dT/dn на том основании, что s_m является функцией температуры и давления. Но давление внутри тумана на одном и том же уровне практически можно считать постоянным (во всяком случае эффект изменения давления, согласно произведенным оценкам, существенно меньше эффекта температуры).

Возьмем производные по n от соотношений (4.1) и (4.2)

$$\frac{ds}{dn} = \frac{s_2 - s_1}{(1+n)^2}, \quad \frac{dT}{dn} = \frac{T_2 - T_1}{(1+n)^2}. \quad (4.5)$$

С учетом соотношений (4.5) и уравнения Клаузиуса—Клапейрона равенство (4.4) можем переписать в виде

$$(s_2 - s_1) - \frac{Ls_m}{RnT^2} (T_2 - T_1) = 0. \quad (4.6)$$

При учете связи s_m с давлением насыщения E уравнение (4.6) принимает вид

$$B = \frac{0,622}{Rn} \frac{LE}{T^2}, \quad (4.7)$$

где введен весьма важный для дальнейшего параметр

$$B = p \frac{s_2 - s_1}{T_2 - T_1} = 0,622 \frac{E(\tau_2) - E(\tau_1)}{T_2 - T_1}. \quad (4.8)$$

Этот параметр определяется по известным термогигрометрическим характеристикам смешивающихся объемов воздуха.

Нетрудно видеть, что правая часть уравнения (4.7) является функцией только температуры T :

$$\frac{0,622}{R_n} \frac{LE}{T^2} = F(T). \quad (4.9)$$

Таким образом, между параметром B и температурой T , которую принимает воздух в зоне смешения, существует однозначная связь. Зависимость температуры T от параметра B представлена в табл. 16.14.

Так как давление насыщения E и теплота парообразования зависят от фазового состояния облачных элементов, то в табл. 16.14 приведены значения температуры (при заданном B) для случаев образования капельно-жидкого и кристаллического тумана.

Таблица 16.14. Температура T в зоне смешения при различных значениях параметра B

$10^2 B$ гПа/К	T °С	$10^2 B$ гПа/К	T °С	$10^2 B$ гПа/К	T °С	$10^2 B$ гПа/К	T °С
Вода				50	9,7	220	38,0
0,1	-63,2	90	20,0	60	12,8	230	38,8
0,5	-49,1	100	22,1	70	15,5	240	39,8
1,0	-41,6	110	24,0	80	17,9	250	40,2
2,0	-34,2	120	25,6				
3,0	-30,0	130	27,0				
5,0	-23,7	140	28,5				
7,5	-18,7	150	30,0				
10	-14,8	160	31,3				
15	-9,2	170	32,5				
20	-5,0	180	33,6				
25	-1,9	190	34,8				
30	1,1	200	36,0				
40	5,8	210	36,8				
				Лед			
				0,1	-58,6	10	-12,9
				0,5	-44,7	15	-8,0
				1,0	-38,4	20	-4,4
				2,0	-30,1	25	-1,3
				3,0	-26,8	26	-0,9
				5,0	-21,1	27	-0,4
				7,5	-16,5	28	0,0

Если T известно, то по формуле (4.2) найдем параметр n , соответствующий максимальной влажности облака:

$$n = \frac{T - T_1}{T_2 - T}. \quad (4.10)$$

Перейдем к расчету влажности тумана. Подставляя значения s и n по соотношениям (4.1) и (4.10) в формулу (4.3), получим

$$\delta = \frac{s_1(T_2 - T) + s_2(T - T_1)}{T_2 - T_1} - s_m(T, p). \quad (4.11)$$

Так как из равенства (4.8) следует

$$s_2 = \frac{B}{p} (T_2 - T_1) + s_1.$$

то формулу (4.11) можно переписать в виде

$$\delta = s_1 + \frac{B}{p} (T - T_1) - s_m(T, p). \quad (4.12)$$

Этой формуле можно придать два вида:

$$\delta = f_1 s_m(T_1, p) + \frac{B}{p} (T - T_1) - s_m(T, p), \quad (4.13)$$

$$\delta = s_m(\tau_1, p) + \frac{B}{p} (T - T_1) - s_m(T, p), \quad (4.14)$$

где f_1 — относительная влажность более холодного воздуха, τ_1 — температура точки росы его.

Если формулу (4.14) записать для абсолютной влажности $\delta^* = \delta \rho$, то с учетом уравнения состояния воздуха она примет вид

$$\delta^* = \frac{1}{RT} \{B(T - T_1) - 0,622 [E(T) - E(\tau_1)]\}. \quad (4.15)$$

Для того чтобы туман под влиянием смешения образовался, необходимо и достаточно потребовать выполнения неравенства $\delta \geq 0$. Найдем такую температуру T_1^* , при которой правая часть (4.14) обращается в нуль:

$$s_m(\tau_1, p) + \frac{B}{p} (T - T_1^*) - s_m(T, p) = 0. \quad (4.16)$$

Физически это означает, что при такой температуре холодного воздуха в зоне смешения достигается состояние насыщения, но влажность тумана равна нулю. Из формулы (4.12) следует, что при заданных значениях параметра B , давления и массовой доли s_1 влажность тумана растет при понижении температуры T_1 . Таким образом, если температура T_1 меньше рассчитанной по уравнению (4.16) температуры T_1^* ($T_1 < T_1^*$), то в зоне смешения произойдет конденсация водяного пара и образуется туман ($\delta > 0$).

Заменяя s_m на E , формулу (4.16) перепишем в виде

$$B(T - T_1^*) + 0,622 [E(\tau_1) - E(T)] = 0. \quad (4.17)$$

Результаты табулирования трансцендентного соотношения (4.17) представлены на рис. 16.17, по осям которого отложены температура T_1^* холодного воздуха (линейная шкала) и параметр B

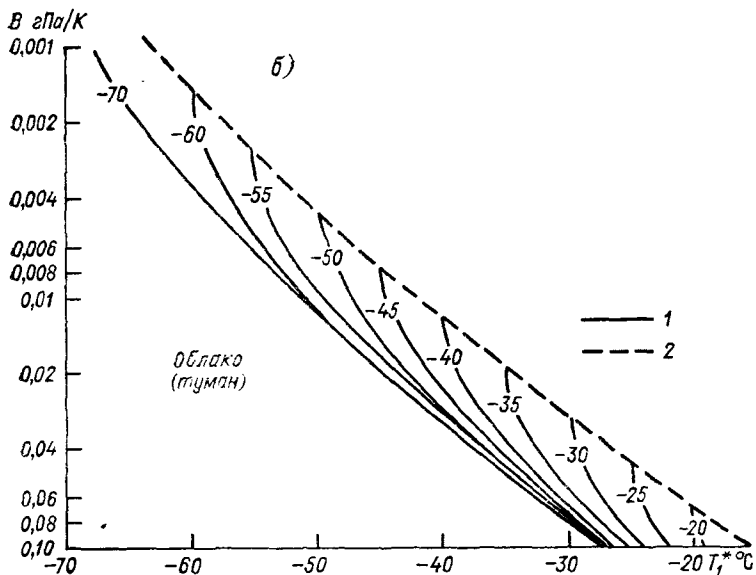
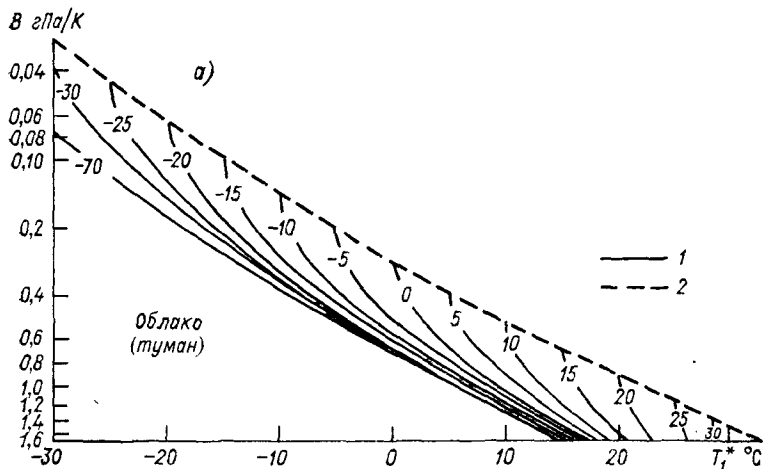


Рис. 16.17. Номограмма для определения условий образования облаков и туманов смешения при положительных и умеренных отрицательных температурах (а) и при низких отрицательных температурах (б).

(логарифмическая шкала). Пунктирная кривая на этом рисунке изображает зависимость от B температуры (T) смеси, рассчитанной по соотношению (4.7). Сплошные кривые на рис. 16.17 — изолинии точки росы (τ_1) холодного воздуха ($^{\circ}\text{C}$). При заданных B и τ_1 находим температуру T_1^* (точка пересечения изолиний $B = \text{const}$ и $\tau_1 = \text{const}$), которая обеспечивает достижение состояния насыщения в зоне смешения (например, при $B = 0,40$ гПа/К и $\tau_1 = -10^{\circ}\text{C}$ температура $T_1^* = -4^{\circ}\text{C}$). Если $T_1 < T_1^*$ (в данном примере $T_1 < -4^{\circ}\text{C}$), то, согласно формуле (4.15), водность $\delta > 0$, т. е. в зоне смешения произойдет конденсация (образуется облако или туман).

Из анализа формулы (4.15) и результатов расчета следует, что конденсации водяного пара и увеличению водности тумана (облака) способствуют:

а) рост точек росы τ_1 и τ_2 смешиваемых масс воздуха при фиксированных температурах T_1 и T_2 :

При $T_1 = -10^{\circ}\text{C}$, $T_2 = 10^{\circ}\text{C}$, $\tau_1 = -10^{\circ}\text{C}$

τ_2 $^{\circ}\text{C}$	3	4	5	6	7	8	9	10
δ^* г/м ³	0,00	0,03	0,10	0,22	0,33	0,58	0,84	1,16

При $T_1 = -10^{\circ}\text{C}$, $T_2 = 10^{\circ}\text{C}$, $\tau_2 = 10^{\circ}\text{C}$

τ_1 $^{\circ}\text{C}$	-60	-50	-40	-35	-30	-25	-20	-15	-10
δ^* г/м ³	0,38	0,39	0,42	0,44	0,48	0,55	0,66	0,85	1,16

При $T_1 = 5^{\circ}\text{C}$, $T_2 = 20^{\circ}\text{C}$, $\tau_1 = 5^{\circ}\text{C}$

τ_2 $^{\circ}\text{C}$	16	17	18	19	20
δ^* г/м ³	0,00	0,10	0,33	0,68	1,19

При $T_1 = 5^{\circ}\text{C}$, $T_2 = 20^{\circ}\text{C}$, $\tau_2 = 20^{\circ}\text{C}$

τ_1 $^{\circ}\text{C}$	-15	-10	-5	0	2	3	4	5
δ^* г/м ³	0,00	0,03	0,14	0,45	0,67	0,81	0,98	1,19

При $T_1 = -10^{\circ}\text{C}$, $T_2 = 20^{\circ}\text{C}$, $\tau_1 = -10^{\circ}\text{C}$

τ_2 $^{\circ}\text{C}$	7	8	9	10	13	15	17	19	20
δ^* г/м ³	0,00	0,03	0,09	0,17	0,65	1,18	1,91	2,88	3,46

б) понижение температуры холодного воздуха (T_1) при фиксированных T_2 , τ_1 и τ_2 . Если, например, $T_2 = 20^{\circ}\text{C}$, $\tau_2 = 20^{\circ}\text{C}$ и $\tau_1 = -16^{\circ}\text{C}$, то водность тумана при различных T_1 имеет следующие значения:

T_1 $^{\circ}\text{C}$	5	4	3	2	0	-5	-10	-15
δ^* г/м ³	0,00	0,04	0,15	0,31	0,70	1,89	3,09	4,20

в) понижение температуры теплого воздуха (T_2) при фиксированных T_1 , τ_1 и τ_2 . Например, при $T_1 = -10^\circ\text{C}$, $\tau_1 = -10^\circ\text{C}$ и $\tau_2 = 3^\circ\text{C}$ водность тумана при различных T_2 такова:

T_2 °С	10	9	8	7	6	5	4	3
δ^* г/м ³	0,00	0,01	0,03	0,06	0,10	0,18	0,27	0,40

При тех же $T_1 = -10^\circ\text{C}$ и $\tau_1 = -10^\circ\text{C}$, но $\tau_2 = 6,5^\circ\text{C}$ водность тумана в зависимости от T_2 принимает следующие значения:

T_2 °С	20	15	10	8	6,5
δ^* г/м ³	0,00	0,05	0,29	0,49	0,72

Обратим внимание на то, что водность тумана резко изменится при сравнительно небольших изменениях температуры и влажности смешивающихся масс воздуха. При заданных значениях трех гигрометрических характеристик существует довольно узкий интервал изменения четвертой, в пределах которого возможно образование тумана наблюдаемой в природе интенсивности (водности).

Облачные (конденсационные) следы. Остановимся на условиях образования облачных следов за самолетами (преимущественно реактивными). Параметр $B = p \Delta s / \Delta T$ (где $\Delta s = s_2 - s_1$, $\Delta T = T_2 - T_1$) в том случае, когда рассматриваются облачные следы, зависит в основном от давления воздуха p , поскольку второй множитель $\Delta s / \Delta T$ зависит лишь от тепло- и влаготворной способности топлива¹, сжигаемого в двигателе самолета, и для данного типа двигателя — величина практически постоянная (по оценкам различных авторов отношение $\Delta s / \Delta T$ изменяется в узких пределах: от $0,030 \cdot 10^{-3}$ до $0,045 \cdot 10^{-3} \text{ K}^{-1}$).

Если теперь соотношение (4.6) записать в виде $s_m(T, p) = (R_p T^2 / L) \cdot (\Delta s / \Delta T)$ и это выражение вставить в формулу (4.13), положив в ней $\delta = 0$, то получим

$$s_m(T_1^*, p) = \left[\frac{R_p T^2}{L} - (T - T_1^*) \right] \frac{1}{f_1} \frac{\Delta s}{\Delta T}. \quad (4.18)$$

Поскольку при постоянном значении отношения $\Delta s / \Delta T$ температура (T) облачного следа (на оси его, где водность макси-

¹ При сжигании различных видов топлива (поскольку в них содержится углерод и водород) образуется в результате реакции их с атмосферным кислородом значительное количество углекислого газа (CO_2) и водяного пара (H_2O). Так, при сгорании 1 кг керосина или бензина образуется около 1,3 кг H_2O , при сгорании 1 кг природного газа — около 2 кг H_2O и при сгорании 1 кг

сухих дров — 0,6 кг H_2O . Последующее охлаждение водяного пара, поступившего из двигателя самолета или автомашины в атмосферу, приводит к образованию капель воды или кристаллов льда, из которых состоит облачный след. Отметим, что поступающий из фабричных, заводских и домовых труб дым в большей части (до 90 %) состоит также из капель воды.

мальна) — функция только давления воздуха p , то последнее соотношение позволяет при заданных p и f_1 определить температуру (T_1^*) атмосферного воздуха на уровне полета, при которой поступивший из двигателя водяной пар достигнет состояния насыщения. Результаты расчета T_1^* и $s_m(T_1^*, p)$ при $\Delta s/\Delta T = 0,0336 \cdot 10^{-3} \text{ К}^{-1}$ представлены в табл. 16.15. Из этой таблицы следует, что при фиксированной относительной влажности (f_1) воздуха на уровне полета вдоль кривой, представляющей зависимость T_1^* от p , массовая доля насыщенного водяного пара $s_m(T_1^*, p)$ практически сохраняет постоянное значение (особенно в слое от 500 до 200 гПа, где чаще всего образуются следы), т. е. $s_m(T_1^*, p) = c^* = \text{const}$.

Таблица 16.15. Наибольшие значения температуры T_1^* и массовой доли пара $s_m(T_1^*, p)$ в зависимости от давления p и относительной влажности f_1

p гПа	f_1 %								
	100	95	90	80	70	60	50	40	30
Температура, T_1^* °С									
900	-29,6	-33,0	-34,2	-35,5	-36,5	-37,4	-38,1	-38,6	-39,1
700	-32,3	-35,5	-36,7	-38,0	-39,1	-40,0	-40,5	-41,1	-41,6
500	-36,2	-39,1	-40,2	-41,6	-42,6	-43,4	-44,0	-44,6	-45,1
300	-41,8	-44,4	-45,4	-46,8	-47,7	-48,6	-49,2	-49,8	-50,2
200	-46,2	-48,4	-49,5	-50,9	-51,8	-52,6	-53,1	-53,6	-54,2
Массовая доля пара, $s_m(T_1^*, p)$ ‰									
900	0,36	0,26	0,23	0,20	0,18	0,17	0,16	0,15	0,14
700	0,35	0,26	0,23	0,20	0,18	0,16	0,16	0,15	0,14
500	0,34	0,25	0,22	0,20	0,18	0,16	0,15	0,14	0,14
300	0,32	0,25	0,22	0,19	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
200	0,30	0,24	0,22	0,19	0,17	0,15	0,14	0,13	0,12

Таким образом, кривые зависимости T_1^* от p при $f_1 = \text{const}$ могут с достаточной для практики точностью заменены изолиниями $s_m(T_1^*, p) = \text{const}$, нанесенными на бланки аэрологической диаграммы (или любого другого графика аналогичного назначения). Значения постоянной c^* , определяющие условия образования облачных следов за самолетами, для различных f_1 , согласно табл. 16.15, следующие:

f_1 % . .	100	95	90	80	70	60	50	40	30
c^* ‰/‰ . .	0,33	0,25	0,22	0,19	0,17	0,16	0,15	0,13	0,12

Для определения слоя атмосферы, в котором образуется облачный след, необходимо нанести (по данным зондирования) на бланк аэрологической диаграммы кривую стратификации. След образуется в том слое, в котором температура воздуха T_1 меньше T_1^* , т. е. там, где кривая стратификации располагается левее изограммы с приведенным выше значением c^* (при данном f_1).

Поскольку значения температуры воздуха ниже значений T_1^* , приведенных в табл. 16.15, наблюдаются (особенно в теплую половину года) преимущественно в средней и верхней тропосфере, то именно здесь чаще всего и образуются конденсационные следы. Однако зимой при сильных морозах следы за самолетом (равно как и за автомашинами) образуются и на меньших высотах (в том числе вблизи земной поверхности).

Все предыдущие рассуждения и расчеты выполнены в предположении, что относительная влажность f_1 определена по отношению к воде (как это и принято на практике). Поскольку при низких температурах капли воды (первоначально образовавшиеся в следе) быстро замерзают и след состоит из кристаллов льда, то он может существовать длительное время при относительной влажности меньше 100%. Чаще всего устойчивые следы наблюдаются тогда, когда воздух насыщен по отношению ко льду. Это означает, что при обычно наблюдаемых температурах образования следов (от -40 до -50 °C) относительная влажность f_1 составляет 60—70%, в качестве же критической изограммы (c^*), левее которой должна располагаться кривая стратификации на диаграмме, следует брать 0,16—0,17%.

Конденсационные следы под влиянием турбулентного обмена, а при пересыщении водяного пара по отношению ко льду также и за счет дополнительной сублимации атмосферного водяного пара со временем увеличиваются в размерах и нередко превращаются в достаточно плотные перистые облака (особенно в тех случаях, когда на небосводе наблюдается несколько следов).

Об эффекте тепла конденсации. В заключение оценим влияние тепла конденсации на водность и температуру тумана (облака или следа), образующегося в результате смешения масс воздуха. Пусть вследствие выделившегося тепла конденсации температура воздуха (T) в зоне смешения повысилась на dT . Массовая доля (s_m) насыщенного водяного пара увеличится при этом на ds_m и будет равна $s_m + ds_m$. Удельную водность (δ_k) тумана с учетом эффекта конденсации найдем из соотношения

$$\delta_k = s - (s_m + ds_m). \quad (4.19)$$

Повышение температуры на dT вызвано конденсацией δ_k водяного пара в 1 кг воздуха. Поскольку конденсация происходит на фиксированном уровне (при постоянном давлении), то

$$L\delta_k = c_p dT \quad \text{или} \quad L(s - s_m) - L ds_m = c_p dT. \quad (4.20)$$

Разность $s - s_m$, согласно формуле (4.3), представляет собой удельную водность облака (δ) без учета тепла конденсации. Из соотношений (4.20) следует выражение

$$\frac{\delta_k}{\delta} = \frac{c_p dT}{L ds_m + c_p dT}, \quad (4.21)$$

которое, с учетом уравнения Клаузиуса—Клапейрона, принимает вид

$$\frac{\delta_k}{\delta} = \left(1 + \frac{0,622L^2}{c_p p} \frac{E}{R_a T^2} \right)^{-1}. \quad (4.22)$$

Результаты табулирования этого соотношения представлены в табл. 16.16, из которой следует, что эффект конденсации значителен при положительных и не очень низких отрицательных температурах ($\delta_k/\delta < 0,5$). Следует обратить внимание на существенное уменьшение отношения δ_k/δ при фиксированной температуре (т. е. B) с увеличением высоты.

Таблица 16.16. Значения отношения δ_k/δ

B гПа/К	p гПа					
	1000	850	700	500	300	100
0,001	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,97
0,01	0,97	0,97	0,96	0,95	0,92	0,79
0,03	0,93	0,92	0,90	0,87	0,80	0,57
0,05	0,89	0,87	0,84	0,80	0,70	0,44
0,075	0,84	0,82	0,79	0,72	0,61	0,35
0,1	0,80	0,77	0,74	0,66	0,54	0,28
0,15	0,73	0,69	0,65	0,57	0,44	0,21
0,25	0,62	0,58	0,54	0,45	0,33	0,14
0,5	0,45	0,41	0,36	0,29	0,20	0,07
0,7	0,37	0,33	0,29	0,23	0,15	0,05
0,9	0,31	0,28	0,24	0,19	0,12	0,04
1,1	0,27	0,24	0,21	0,16	0,10	0,04
1,3	0,24	0,21	0,18	0,14	0,09	0,03
1,5	0,22	0,19	0,16	0,12	0,08	0,03
2,45	0,15	0,13	0,11	0,08	0,05	0,02