

Таким образом, интегралы в уравнении (2.1) в пределах приземного слоя по меньшей мере на один порядок меньше Q'_0 (не оцененное выше конвективное слагаемое в приземном слое благодаря близости к земной поверхности, где $\omega = 0$, еще меньше, чем адвективное, и поэтому не изменяет этого заключения).

С учетом выполненных оценок уравнение (2.1) с погрешностью около 10% для приземного слоя можно записать в виде

$$-\rho k \frac{\partial s}{\partial z} = Q'_0. \quad (2.2)$$

Это уравнение показывает, что в приземном слое турбулентный поток водяного пара (так же как и тепла) приближенно можно считать постоянным по высоте. Интегрирование уравнения (2.2) при линейной зависимости k от z (см. формулы (6.1) и (6.7) главы 9) приводит к логарифмической формуле распределения массовой доли водяного пара по высоте:

$$s(z) = s_2 - \frac{Q'_0}{a\rho_0} \ln \frac{z + z_0}{z_2 + z_0}, \quad (2.3)$$

где s_2 — доля пара на высоте z_2 ; величина a определена формулой (7.2) главы 9.

Согласно формуле (2.3), доля пара падает (при $Q'_0 > 0$) или растет (при $Q'_0 < 0$) с высотой пропорционально $\ln z$.

3 Распределение влажности в тропосфере и стратосфере

Выше приземного слоя в переносе водяного пара также участвует турбулентный обмен и вертикальные токи. Однако поток водяного пара в пограничном слое в целом и тем более в тропосфере уже не остается постоянным по высоте. Физически очевидно, что под влиянием турбулентного перемешивания должна выравниваться доля пара, поскольку именно она сохраняет постоянное значение при движении частиц воздуха. При $s = s_0 = \text{const}$ давление водяного пара падало бы с высотой с такой же скоростью, как и общее атмосферное давление:

$$\frac{e}{e_0} = \frac{p}{p_0} = \exp\left(-\frac{gz}{R_c T_m}\right). \quad (3.1)$$

Однако давление пара, рассчитанное по последней формуле, уже на сравнительно малых высотах оказывается больше того давления насыщения, которое соответствует температуре на этих высотах. Это означает, что в большей части тропосферы водяной пар должен конденсироваться, вследствие чего давление водяного

пара убывает с высотой значительно быстрее, чем давление воздуха.

Первые формулы, описывающие распределение характеристик влажности по высоте, были получены в конце прошлого века по материалам наблюдений в Альпах и данным шаров-зондов. Формула Ганна (1889 г.) имеет вид

$$e = e_0 \cdot 10^{-z/6,3}, \quad (3.2)$$

где z — высота над земной поверхностью (км); e_0 — давление пара при $z = 0$.

Согласно формуле (3.2), давление водяного пара убывает в 10 раз (по сравнению с наземным) на высоте 6,3 км и в 100 раз на высоте 12,6 км (атмосферное давление на этих высотах убывает соответственно всего лишь в 2—2,5 и 4—5 раз).

Другой известный немецкий ученый Зюринг получил в 1900 г. формулы

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6} - \frac{z^2}{120}}, \quad s = s_0 \cdot 10^{-\frac{z}{9} - \frac{z^2}{120}} \quad (3.3)$$

(здесь z — высота в километрах), согласно которым давление пара убывает с высотой еще быстрее, чем по формуле Ганна. Доля пара в согласии с формулой, связывающей s с e , убывает с высотой медленнее, чем давление пара. Формула Зюринга для распределения s была подтверждена и более поздними наблюдениями за влажностью с помощью самолетов (Хргиан, 1945 г.).

К настоящему времени накоплены многочисленные данные измерения влажности в тропосфере и нижней стратосфере с помощью радиозондов. Точность единичного измерения влажности все еще недостаточно высокая, особенно при отрицательных температурах; однако при осреднении ошибки единичных измерений сглаживаются, и вследствие этого средние значения определены с удовлетворительной точностью.

Остановимся на результатах обработки материалов радиозондирования атмосферы.

В табл. 14.1 и 14.2 приведены средние значения и средние квадратические отклонения точки росы ($\bar{\tau}$ и σ_{τ}) и доли пара (\bar{s} и σ_s) по данным радиозондирования в Ленинграде и Москве.

Согласно данным табл. 14.1, точка росы в тропосфере (до высоты 9—10 км) убывает с высотой практически с такой же скоростью, как и температура воздуха: средний для всей тропосферы и за год вертикальный градиент точки росы составляет $0,61^{\circ}\text{C}/100$ м (при колебаниях от $0,65^{\circ}\text{C}/100$ м в июле—августе до $0,54^{\circ}\text{C}/100$ м в январе—феврале). В нижней стратосфере (выше уровня 250 гПа) падение точки росы резко замедляется (но все же $\gamma_{\tau} > 0$).

Таблица 14.1. Средние значения ($\bar{\tau}$) и средние квадратические отклонения (σ_{τ}) температуры точки росы ($^{\circ}\text{C}$). Ленинград, 4384 зондирования за 1963—1965 гг.

Сезон	Величина	Уровень, гПа				
		земля	850	700	500	400
Зима	$\bar{\tau}$	-9,1	-14,6	-23,8	-38,7	-48,7
	σ_{τ}	6,2	6,7	7,5	6,6	5,6
Весна	$\bar{\tau}$	-2,8	-10,5	-21,0	-35,8	-45,2
	σ_{τ}	5,7	7,2	8,6	6,7	5,1
Лето	$\bar{\tau}$	9,9	2,0	-8,6	-26,1	-35,9
	σ_{τ}	3,5	3,7	5,7	6,2	5,5
Осень	$\bar{\tau}$	2,9	-5,2	-15,7	-31,3	-41,4
	σ_{τ}	4,7	5,7	7,0	6,5	5,3
Год	$\bar{\tau}$	0,2	-7,1	-17,3	-33,0	-42,8
	σ_{τ}	5,0	5,8	7,2	6,5	5,4

Сезон	Величина	Уровень, гПа					
		300	250	200	150	100	50
Зима	$\bar{\tau}$	-59,2	-61,7	-63,2	-64,7	-67,7	-71,5
	σ_{τ}	3,7	2,9	4,5	4,9	4,1	5,0
Весна	$\bar{\tau}$	-57,0	-60,2	-59,3	-60,1	-62,0	-63,0
	σ_{τ}	3,5	2,9	4,3	3,6	3,8	3,8
Лето	$\bar{\tau}$	-49,2	-55,7	-56,7	-56,7	-57,8	-57,5
	σ_{τ}	4,1	3,3	4,5	3,5	1,8	2,5
Осень	$\bar{\tau}$	-53,6	-57,7	-60,0	-61,4	-62,1	-65,3
	σ_{τ}	3,4	3,1	4,0	3,5	2,4	2,4
Год	$\bar{\tau}$	-54,7	-58,8	-59,8	-60,7	-62,4	-64,3
	σ_{τ}	3,7	3,1	4,3	3,9	3,0	3,4

Таблица 14.2. Средние значения (\bar{s}) и средние квадратические отклонения (σ_s) доли водяного пара (%). Москва, 1961—1969 гг.

Месяц	Величина	Уровень, гПа									
		земля	850	700	500	400	300	200	150	100	50
Январь	\bar{s}	1,56	1,54	0,90	0,27	0,09	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06
	σ_s	0,91	0,84	0,55	0,17	0,05	0,01	0,02	0,03	0,03	0,05
Июль	\bar{s}	9,06	6,36	3,51	1,41	0,46	0,11	0,06	0,08	0,09	0,20
	σ_s	1,87	1,58	1,44	0,61	0,25	0,06	0,04	0,03	0,04	0,07

Доля пара в тропосфере также уменьшается с высотой. Однако в стратосфере эта характеристика влажности медленно растет с высотой, что объясняется падением атмосферного давления, от которого зависит s (давление водяного пара в стратосфере, согласно данным табл. 14.1, также падает с высотой, но более медленно, чем p). Средние значения $\bar{\tau}$ и \bar{s} на всех уровнях летом больше, чем зимой.

Средние квадратические отклонения точки росы равны нескольким градусам как в тропосфере, так и стратосфере. Довольно большие значения σ_{τ} свидетельствуют о том, что могут наблюдаться большие отклонения τ от средних значений. В теории вероятностей доказывается, что в 66 % случаев разность $\tau - \bar{\tau}$ заключена в интервале от $-2\sigma_{\tau}$ до $+2\sigma_{\tau}$, а в 97 % случаев — от $-3\sigma_{\tau}$ до $+3\sigma_{\tau}$. Таким образом, реальные значения τ , например, на уровне 850 гПа летом могут колебаться (в 97 % случаев) между $-9,1$ и $13,1^{\circ}\text{C}$ при среднем значении 2°C .

Эти данные показывают, что для реального распределения влажности характерно большое разнообразие: слои убывания влажности могут чередоваться со слоями ее возрастания. Так, зимой в нижней тропосфере (до 1,5—2 км) доля пара, как правило, растет с высотой (в это время наблюдается также и инверсионное распределение температуры воздуха).

Большой интерес представляют данные о распределении влажности с высотой в ясную (облачность 0—2 балла) и пасмурную (облачность 8—10 баллов) погоду.

Согласно данным табл. 14.3, доля пара в тропосфере в пасмурную погоду на всех уровнях больше, чем в ясную. Особенно ве-

Таблица 14.3. Средние значения (\bar{s}) и средние квадратические отклонения (σ_s) доли водяного пара (%) в ясную и пасмурную погоду. Москва, 1961—1969 гг.

Величина	Погода	Уровень, гПа									
		земля	850	700	500	400	300	200	150	100	50
Январь											
\bar{s}	Ясно	0,78	0,92	0,46	0,18	0,07	0,02	0,03	0,04	0,04	0,06
	Пасмурно	2,13	1,98	1,08	0,30	0,10	0,03	0,03	0,04	0,04	0,06
σ_s	Ясно	0,52	0,40	0,20	0,13	0,05	0,01	0,03	0,03	0,04	0,06
	Пасмурно	0,88	0,80	0,57	0,17	0,05	0,01	0,02	0,03	0,03	0,06
Июль											
\bar{s}	Ясно	8,47	5,76	2,79	0,82	0,33	0,09	0,04	0,06	0,08	0,17
	Пасмурно	9,46	7,08	4,31	1,31	0,51	0,10	0,07	0,09	0,10	0,22
σ_s	Ясно	1,74	1,48	1,13	0,38	0,14	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05
	Пасмурно	1,44	1,49	1,28	0,71	0,31	0,06	0,04	0,03	0,04	0,08

лико различие зимой: в нижней половине тропосферы (до уровня 500 гПа), где наиболее часто образуются облака, доля пара в январе в облачную погоду более чем в 2 раза больше, чем в ясную. Интервал изменения доли пара (между экстремальными значениями) в пасмурную погоду тоже больше, чем в ясную. Так, в 97,5 % случаев доля пара в средней тропосфере (500 гПа) заключена зимой в доверительном интервале 0,05—0,86‰ в пасмурные дни и 0,05—0,65‰ в ясные; летом эти интервалы соответственно равны 0,29—3,36 и 0,18—2,32‰. Только в июле вблизи земли σ_s в пасмурную погоду несколько меньше, чем в ясную, что можно объяснить влиянием суточных колебаний влажности.

Приведем еще данные о связи между температурой и влажностью воздуха. Количественной мерой такой связи служит коэффициент взаимной корреляции $r_{T,s}$. Чем больше $r_{T,s}$, тем теснее связь между температурой и влажностью. Как следует из табл. 14.4, коэффициенты взаимной корреляции $r_{T,s}$ на всех уровнях положительные. Это означает, что всюду рост температуры сопровождается увеличением доли пара. Однако теснота связи существенно различна, прежде всего летом и зимой. В холодный период года относительная влажность, как правило, достаточно высокая — воздух близок к состоянию насыщения. Поэтому увеличение температуры сопровождается ростом доли пара: коэффициенты корреляции $r_{T,s}$ в январе всюду, и особенно вблизи земли, велики. Летом связь между T и s почти на всех уровнях, и особенно вблизи земли, слабее, чем зимой. Зимой $r_{T,s}$ в пасмурную погоду несколько больше, чем в ясную. Эту же закономерность подтверждают данные табл. 14.5: в нижней тропосфере, и особенно у земли, связь между изменениями (во времени) температуры воздуха и точки росы в январе значительно теснее, чем в июле.

Таблица 14.4. Коэффициенты взаимной корреляции между температурой и долей пара на одном и том же уровне при разной погоде. Москва, 1961—1969 гг.

Месяц	Погода	Уровень, гПа									
		земля	850	700	500	400	300	200	150	100	50
Январь	Ясно	0,94	0,58	0,57	0,72	0,70	0,58	0,84	0,84	0,84	0,86
	Пасмурно	0,97	0,80	0,66	0,80	0,71	0,64	0,84	0,84	0,86	0,85
	Все дни	0,95	0,71	0,57	0,65	0,61	0,60	0,86	0,86	0,87	0,86
Июль	Ясно	0,47	0,78	0,30	0,36	0,53	0,58	0,90	0,62	0,51	0,61
	Пасмурно	0,18	0,75	0,26	0,43	0,56	0,43	0,80	0,41	0,30	0,37
	Все дни	0,40	0,72	0,33	0,40	0,58	0,66	0,81	0,66	0,63	0,62

Сведения о влажности воздуха в стратосфере малочисленны. Массовые измерения влажности с помощью радиозондов уже в верхней тропосфере обладают низкой точностью. По этой при-

Таблица 14.5. Коэффициенты взаимной корреляции между синхронными изменениями температуры воздуха и точки росы за 12 ч (244 зондирования в 1963 г.). Архангельск

Месяц	Уровень, гПа					
	земля	850	700	500	300	200
Январь	0,99	0,78	0,67	0,60	0,68	0,69
Апрель	0,77	0,67	0,66	0,59	0,78	0,69
Июль	0,65	0,73	0,76	0,53	0,68	0,69
Октябрь	0,71	0,79	0,77	0,57	0,71	0,85

чине измерение влажности в стратосфере осуществлялось в последние десятилетия с помощью специальной аппаратуры (инфракрасных гигрометров, конденсационных гигрометров и пр.). Установлено, что выше тропопаузы абсолютная и относительная влажность воздуха, как правило, принимают очень низкие значения. Однако в стратосфере могут встречаться слои с повышенной влажностью, в частности, в области перламутровых облаков. Анализ измерений массовой доли водяного пара в стратосфере позволил наметить два типа ее распределения.

1. Выше тропопаузы s резко уменьшается до 0,001—0,01‰ вблизи 16 км; выше этого уровня доля пара растет и на предельных высотах (около 30 км), до которых выполнены измерения, достигает значений, в 10—100 раз превышающих s вблизи тропопаузы. Среднее распределение s в тропосфере и стратосфере удовлетворительно описывается формулами:

$$s(z) = s_0 \exp(-\alpha_0 z), \quad 0 \leq z \leq z_1,$$

$$s(z) = s_1 \exp[\alpha_1 (z - z_1)], \quad z_1 \leq z \leq z_{\text{макс}}, \quad (3.4)$$

в которых s_0 колеблется от 1,6 до 17,5‰, α_0 — от 0,42 до 0,84 км⁻¹, s_1 — от 0,002 до 0,005‰, z_1 — от 8 до 15 км и α_1 — от 0 до 0,31 км⁻¹.

2. Доля пара мало изменяется с высотой ($\alpha_1 \approx 0$), но сравнительно высока во всем слое выше тропопаузы (примерно 0,01—0,05‰).

Сведения о влажности воздуха в верхней стратосфере и мезосфере еще более малочисленны. Однако, поскольку здесь наблюдается турбулентное перемешивание, водяной пар может поступать из нижних слоев и в эти слои, о чем свидетельствует образование серебристых (мезосферных) облаков, которые, как принято сейчас считать, состоят из ледяных кристаллов.

Обобщение приведенных здесь формул распределения характеристик влажности с высотой на случай учета вертикальных движений, выпадения осадков и др. дано в главе 17.