

4 Распределение и суточный ход характеристик влажности в пограничном слое атмосферы

Вертикальные профили характеристик влажности в пограничном слое также разнообразны, как и профили температуры. С целью выявления наиболее общих закономерностей и исключения ошибок измерения проводится осреднение опытных данных зондирования.

Из табл. 14.6 видно, что доля пара зимой практически не изменяется с высотой. Во все другие сезоны года она убывает с высотой — быстрее летом и весной и медленнее осенью. Вертикальные градиенты ($-\partial s/\partial z$) доли пара летом также изменяются в более широких пределах, чем зимой.

Таблица 14.6. Средние за сезон значения доли водяного пара (%).
Московская область

Сезон	Высота, м										
	2	50	100	150	200	300	400	500	600	700	800
Зима	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9
Весна	3,7	3,5	3,4	3,3	3,2	3,0	3,0	2,9	2,8	2,6	2,3
Лето	9,2	8,4	8,1	8,0	7,8	7,6	7,5	7,4	7,4	7,4	7,4
Осень	4,6	4,6	4,5	4,4	4,4	4,3	4,2	4,1	4,0	—	—

Распределение средних за сезон значений доли пара и относительной влажности отдельно в ясные и пасмурные дни приведено в табл. 14.7. Относительная влажность убывает с высотой во все сезоны года в ясные дни и практически постоянна в пасмурные (исключение составляет осень). Доля пара в ясные дни зимой медленно растет с высотой, в другие сезоны убывает. В случае облачного неба доля пара практически не изменяется с высотой зимой и более медленно, чем в ясные дни, убывает с высотой в другие сезоны года. Относительная влажность в пасмурные дни во все сезоны и на всех высотах больше, чем в ясные. Доля пара на всех уровнях существенно больше в пасмурные дни осенью и особенно зимой.

Суточный ход характеристик влажности по экспериментальным данным. Изменение температуры и турбулентного обмена обуславливает хорошо выраженный суточный ход характеристик влажности. Наиболее значительные суточные изменения гигрометрических характеристик наблюдаются в теплую половину года над материками.

В суточных колебаниях давления водяного пара и абсолютной влажности (равно как и доли пара) отмечают два максимума

Таблица 14.7. Средние за сезон значения относительной влажности и доли пара на различных высотах. Свердловск

Сезон	f %					s % _с					число случаев
	высота, м										
	0	120	220	320	420	0	120	220	320	420	
Ясные дни											
Зима	67	64	59	55	51	0,73	0,90	0,92	0,92	0,93	36
Весна	64	63	61	60	59	3,76	4,51	4,50	4,43	4,21	27
Лето	55	50	48	48	48	7,59	6,87	6,40	6,41	6,19	27
Осень	68	58	54	52	52	4,92	4,68	4,65	4,51	4,50	18
Пасмурные дни											
Зима	81	81	82	82	82	1,93	1,91	1,91	1,91	1,75	70
Весна	70	70	72	72	72	4,15	3,98	4,11	3,98	3,82	26
Лето	80	80	78	78	78	7,64	7,64	7,32	7,18	6,99	46
Осень	86	81	78	76	75	6,13	5,90	5,77	5,59	5,36	31

(в 7—10 и 19—22 ч) и два минимума (перед восходом Солнца и в 15—17 ч). Суточный ход абсолютной влажности над сухой почвой иллюстрирует рис. 14.1.

В утренние часы после восхода Солнца температура земной поверхности начинает расти. Увеличивается скорость испарения,

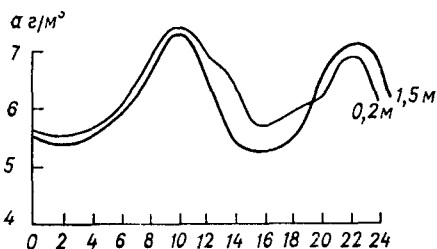


Рис. 14.1. Суточный ход абсолютной влажности на высоте 0,2 и 1,5 м. Арысь (Казахская ССР).

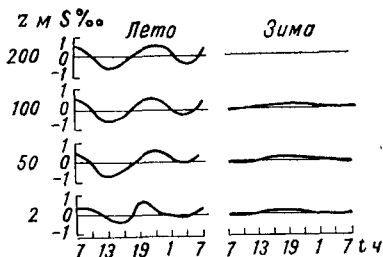


Рис. 14.2. Суточный ход массовой доли водяного пара на разных высотах. Московская область.

а вместе с ней и влажность воздуха. Но этот рост продолжается лишь до 9—10 ч. В околополуденные часы сильно возрастает интенсивность турбулентного обмена, под влиянием которого водяной пар переносится в более высокие слои.

Если почва недостаточно увлажнена, то этот отток водяного пара не компенсируется испарением влаги с почвы, вследствие чего в нижних слоях абсолютная влажность в околополуденные часы уменьшается. В вечерние часы под влиянием ослабления тур-

булентного обмена она вновь начинает увеличиваться. Ночью абсолютная влажность медленно уменьшается вследствие конденсации водяного пара (в виде росы, тумана).

Данные аэростатического зондирования в Подмоскowie и под Ленинградом позволяют заключить, что основные черты суточного хода доли пара и на более высоких уровнях (до высоты 800 м) в основном такие же, как и вблизи земной поверхности (рис. 14.2). Различие наблюдается лишь в экстремальных значениях доли пара и во времени их наступления. Так, в Подмоскowie до высоты 100 м более глубокий минимум наблюдается в послеполуденные

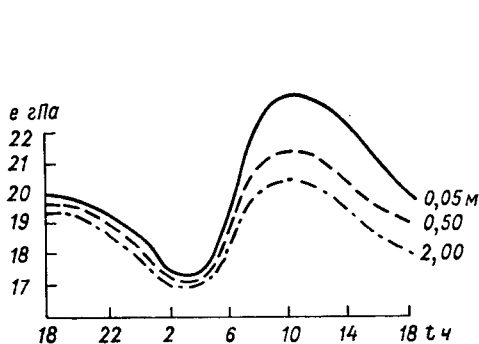


Рис. 14.3. Суточный ход давления водяного пара над сильно увлажненной почвой.

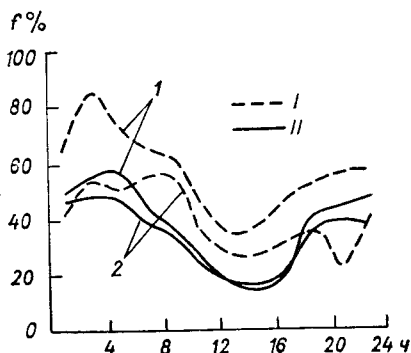


Рис. 14.4. Суточный ход относительной влажности на высоте 2 м (I) и 50 м (2).

I — Пахтаарал; II — Голодная Степь.

часы, а выше 200 м, наоборот, ночной минимум более глубок, чем дневной. Максимумы доли пара наступают на высотах несколько позже (около 10 и 22 ч) по сравнению с земной поверхностью, где они отмечаются около 7 и 19 ч. Поскольку усиление турбулентного обмена ведет к выравниванию вертикального профиля доли пара, над сухой почвой в то время, когда в нижнем слое (до 200—250 м) наблюдается минимум s , в верхней части пограничного слоя доля пара достигает максимума.

Зимой, а над водой и сильно увлажненной поверхностью суши в течение всего года, наблюдается другой тип суточного хода влажности (рис. 14.3). В этом случае кривая суточного хода доли пара и абсолютной влажности имеет один минимум (в конце ночи). Объясняется это тем, что зимой и над сильно увлажненной поверхностью интенсивность турбулентного обмена не так сильно увеличивается днем, как над сухой почвой летом; к тому же перенос водяного пара вверх компенсируется усиливающимся испарением.

Рассмотрим суточный ход относительной влажности $f = 100e/E$. В этой дроби величины в числителе и знаменателе имеют хорошо выраженный суточный ход. В околополуденные часы летом e уменьшается, а E сильно растет за счет повышения температуры. Вследствие этого f в послеполуденные часы резко уменьшается и достигает минимума в 15—17 ч. Максимальные значения f наблюдаются ночью при минимуме температуры (рис. 14.4).

5 Испарение

Скоростью испарения или *испарением* называют массу воды, которая испаряется за единицу времени с единичной поверхности. Это тот поток водяного пара Q'_0 , который уже был введен и рассматривался в предыдущих главах. Единица скорости испарения в системе СИ — $\text{кг}/(\text{с} \cdot \text{м}^2)$. На практике испарение рассчитывается за более длительный промежуток времени (час, сутки, месяц) и чаще всего в миллиметрах слоя воды, который испарился за этот промежуток. Поскольку плотность воды практически не отличается от $1 \text{ г}/\text{см}^3$, то легко понять, что существует простая связь:

$$Q'_0 \text{ г}/(\text{с} \cdot \text{см}^2) = 0,1Q'_0 \text{ мм}/\text{с} \text{ и } Q'_0 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{м}^2) = Q'_0 \text{ мм}/\text{с}.$$

Эти соотношения справедливы для любой единицы времени.

Тепло, затрачиваемое на испарение воды с поверхности земли, представляет собой одну из важнейших составных частей теплового баланса деятельного слоя земли и атмосферы. На скорость испарения оказывают влияние много факторов: 1) скорость ветра, 2) шероховатость испаряющей поверхности, 3) стратификация приземного слоя, 4) размеры испаряющей поверхности, 5) характер растительного покрова и др.

К настоящему времени разработана методика расчета испарения с водной поверхности (море, океан, озеро, водохранилище). В непосредственной близости к водной поверхности водяной пар, как уже указывалось, находится в состоянии насыщения, и это обстоятельство значительно облегчает решение вопроса. Принято делить все водоемы на три группы: 1) малые водоемы (диаметром $d < 1 \text{ км}$); 2) ограниченные водоемы ($1 \text{ км} < d < 100 \text{ км}$); 3) неограниченные водоемы ($d > 100 \text{ км}$). На суше влажность воздуха в непосредственной близости к ее поверхности неизвестна, и ее трудно измерить. Однако, если измерена влажность хотя бы на двух высотах (градиентные измерения), то по излагаемой ниже методике можно рассчитать скорость испарения и с поверхности суши.

Над большими (неограниченными) водоемами температура и влажность воздуха, скорость ветра сравнительно медленно (при