

М. И. БУДЫКО и О. А. ДРОЗДОВ

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ВЛАГООБОРОТА В АТМОСФЕРЕ

(Представлено академиком В. В. Шулейкиным 20 III 1953)

В предшествующих исследованиях (^{1, 3-5}) рассматривались физические закономерности влагооборота в атмосфере. В настоящем сообщении, развивающем результаты указанных работ, излагается вывод детальных уравнений влагооборота, используемых для установления некоторых новых закономерностей влагооборота.

Рассмотрим баланс водяного пара в атмосфере над ограниченной территорией суши. Будем считать, что поток водяного пара, приносимого воздушными течениями на данную территорию, равен $w\bar{u}$, где w — среднее влагосодержание атмосферы на наветренном контуре рассматриваемой территории, \bar{u} — средняя скорость прямолинейного движения потоков воздуха, переносящих водяной пар над территорией.

Очевидно, что поток водяного пара, уносимого воздушными течениями с данной территории, будет равен $w\bar{u} - (r - E)M$, где r — сумма осадков, E — сумма испарения за рассматриваемый период времени, M — масштаб территории.

Общий поток водяного пара, переносимого над выбранной нами территорией, составляется из потока внешнего (адвективного) водяного пара, образованного испарением вне данной территории, и потока местного водяного пара, образованного местным испарением.

Первый поток на наветренном контуре территории будет равен $w\bar{u}$, а на подветренном контуре (при уходе за пределы территории) $w\bar{u} - r_A M$, где r_A — сумма осадков, образованных из внешнего (адвективного) водяного пара. Второй поток равен нулю на наветренном контуре, а на подветренном контуре (при уходе потока с данной территории) равен $(E - r_M)M$, где r_M — сумма осадков, выпадающих из водяного пара местного происхождения. Таким образом, в среднем над рассматриваемой территорией имеется поток внешнего водяного пара, равный $w\bar{u} - 1/2 r_A M$, и поток местного пара $1/2 (E - r_M)M$, дающие в сумме общий поток $w\bar{u} - 1/2 (r - E)M$. При этом $r_A + r_M = r$.

Так как молекулы водяного пара местного и внешнего происхождения полностью перемешиваются турбулентным обменом в атмосфере, то очевидно, что отношение сумм осадков, образованных из местного и внешнего водяного пара, равно отношению количеств соответствующих молекул пара в атмосфере. Иначе говоря, мы можем считать, что

$$\frac{r_A}{r_M} = \frac{w\bar{u} - 1/2 r_A M}{1/2 (E - r_M) M} \quad (1)$$

Отсюда можно получить следующие два уравнения:

$$r_A = r \frac{1}{1 + EM/2u\bar{w}}, \quad r_M = r \frac{1}{1 + 2u\bar{w}/EM} \quad (2)$$

Из соотношения (1) можно также определить величину коэффициента влагооборота K , равную отношению общей суммы осадков к количеству осадков внешнего (адвективного) происхождения:

$$K = \frac{r}{r_A} = 1 + \frac{EM}{2\bar{u}\bar{w}}. \quad (3)$$

Использование формул (2) и (3) в расчетах составляющих влагооборота приводит, в общем, к тем же результатам, что и расчеты по методам, разработанным в исследованиях, указанных в начале этой статьи. Значение полученных формул заключается в том, что они позволяют проанализировать зависимости характеристик влагооборота от основных факторов, влияющих на влагооборот.

Так, в частности, из формулы (3) следует, что коэффициент влагооборота не зависит непосредственно ни от сумм осадков, ни от сумм речного стока, тогда как в некоторых предшествующих исследованиях делались попытки определения его значений только по этим двум величинам. Отметим также установленную формулами (2) и (3) зависимость сумм внешних осадков, местных осадков и коэффициента влагооборота от масштаба рассматриваемой территории. С ростом масштаба M увеличиваются суммы местных осадков и коэффициент влагооборота и уменьшаются суммы осадков, образованных водяным паром внешнего происхождения. При этом действительная зависимость коэффициента влагооборота от масштаба для не слишком малых территорий не является линейной — с ростом территории несколько уменьшается средняя скорость прямолинейного движения \bar{u} , о чем подробно будет сказано ниже.

Формулы (2) и (3) должны выполняться во всех случаях, кроме условий территорий настолько больших, что в их пределах внешний водяной пар успевает полностью израсходоваться на образование осадков. В этом случае поток внешнего водяного пара, уходящего за пределы территории $\bar{w}\bar{u} - r_A M = 0$, что соответствует величине масштаба территории $M_1 = \frac{\bar{w}\bar{u}}{r - 1/2E}$. Для более крупных территорий, при $M > M_1$, уходящий с территории поток водяного пара будет равен потоку только местного пара, т. е. $\bar{w}\bar{u} - (r - E)M = (E - r_M)M$. На основании этого можно получить следующие уравнения:

$$r_A = \frac{\bar{w}\bar{u}}{M}, \quad r_M = r - \frac{\bar{w}\bar{u}}{M}, \quad K = \frac{rM}{\bar{w}\bar{u}}. \quad (4)$$

Уравнение (4) выполняется при условии $M > M_1$. Расчеты величины M_1 по приведенной выше формуле показывают, что в условиях климата умеренных широт масштабы наибольших существующих равнинных территорий континентов (где перенос влаги не ограничивается горами) в среднем меньше M_1 . Однако в условиях влажного экваториального климата, где разность сумм осадков и испарения очень велика (бассейны Амазонки и Конго), масштабы равнинных территорий, могут, повидимому, превосходить величину M_1 . В этих случаях для расчетов влагооборота следует использовать формулу (4).

Отметим, что даже при условии $M > M_1$ величина коэффициента влагооборота всегда остается меньшей значения $\frac{r}{r - E}$. Последнее значение достигается только в пределе при $M_1^* = M_2^* = \frac{\bar{w}\bar{u}}{r - E}$, когда весь водяной пар, переносимый на рассматриваемую территорию и образующийся в ее пределах, расходуется на покрытие разности

между осадками и испарением. Расчет величины M_2 показывает, что в реальных средних условиях климата умеренных широт подобное явление наблюдаться не может.

Дадим теперь расчет схемы влагооборота для территории Европейской части СССР (без горных районов), причем выполним подсчеты месячных значений составляющих влагооборота. Для этой территории величина среднего линейного масштаба, определенного как корень квадратный из площади, равна 2300 км. Величина влагосодержания в атмосфере w для каждого месяца может быть получена либо из аэрологических данных, либо (приближенно) по наземным значениям абсолютной влажности, пересчитанным на влагосодержание в столбе атмосферы по имеющимся формулам.

Величины средних сумм осадков r по месяцам и за год получены по данным Главной геофизической обсерватории, месячные суммы испарения E рассчитаны по эмпирической формуле Б. В. Полякова и проверены в годичной сумме по уравнению водного баланса как разность осадков и стока.

Вычисление \bar{u} потребовало дополнительных исследований. За эффективную высоту переноса водяного пара нами принято, согласно прежним исследованиям, 1,25—1,50 км. Для малых масштабов $\bar{u} = u$ — средней скорости ветра на высоте переноса, для очень больших масштабов величина \bar{u} , уменьшаясь, приближается к равнодействующей скорости преобладающего переноса (в среднем по модулю для всей площади). Для промежуточных масштабов в силу кривизны траекторий переноса отдельных частиц воздуха $\bar{u} = nu$, где $n < 1$. Значение n было нами определено для условий Европейской части СССР по учету скорости прохождения воздушных частиц, движущихся на разной высоте, с помощью карт барической топографии. При этом средняя величина n оказалась для года равной 0,78. Используя для определения величин u аэрологические данные, в результате расчета по формулам (2), (3) была получена табл. 1. Величины K , r_A , r_M для года, полученные осреднением по месяцам, и полученные из среднегодовых исходных величин, точно совпадают друг с другом и мало отличаются от полученных ранее (1, 3, 4), что подтверждает надежность выполненных ранее расчетов.

Таблица 1
Годовой ход составляющих влагооборота для Европейской части СССР

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
E , см/мес	0,5	0,5	1,0	3,6	5,0	5,4	5,0	3,9	2,2	1,1	0,7	0,5	29,4
w , см	0,4	0,4	0,6	0,9	1,5	2,0	2,3	2,2	1,6	1,2	0,8	0,5	1,2
\bar{u} , м/сек	7,7	7,8	7,8	7,2	6,6	6,2	5,8	6,3	6,9	7,5	7,7	7,6	7,1
K	1,07	1,08	1,13	1,24	1,22	1,19	1,17	1,12	1,08	1,05	1,05	1,06	1,126
r , см/мес	2,7	2,3	2,4	2,8	3,8	5,5	6,3	5,9	5,1	4,9	3,8	3,2	48,7
r_A , см/мес	2,5	2,1	2,1	2,3	3,1	4,6	5,4	5,3	4,7	4,7	3,6	3,0	43,4
r_M , см/мес	0,2	0,2	0,3	0,5	0,7	0,9	0,9	0,6	0,4	0,2	0,2	0,2	5,3

Расчеты величин r_A и r_M определяют влияние местного испарения на состав выпадающих осадков, однако не решают вопроса о влиянии местного испарения на общее количество выпадающих осадков. Очевидно, что сумма осадков зависит от интенсивности влагооборота. Последнюю величину можно охарактеризовать показателем $i = \frac{rM}{2wu + EM}$.

Величина i зависит от нескольких факторов. К этим факторам относятся, прежде всего, относительное увлажнение воздуха над терри-

торией. Образование и внутримассовых и фронтальных осадков не происходит при очень высоком уровне конденсации. Осадки в пустынях прекращаются при низкой относительной влажности, но при довольно большом содержании пара в атмосфере. Местное испарение, поддерживающее влажность воздушной массы на достаточно высоком уровне, стимулирует увеличение как местных, так и внешних осадков.

Однако наличие влаги в атмосфере само по себе еще не определяет величин сумм осадков, так как показатель i в значительной степени зависит также от форм циркуляции, вертикальных и горизонтальных градиентов температуры и влагосодержания, орографии и шероховатости подстилающей поверхности. Все эти факторы определяют скорость потери водяного пара воздушной массы, связанной с образованием осадков. Указанные факторы могут увеличить общую сумму осадков на материке лишь при наличии неиспользованных запасов водяного пара в атмосфере; в других же случаях они способствуют лишь перераспределению осадков.

Точных данных о зависимости количества осадков от относительного увлажнения и влагосодержания воздуха пока нет. В результате эмпирического исследования (2) для летних условий юга Европейской территории СССР была получена зависимость месячных сумм осадков от температуры и относительной влажности воздуха, которая подтвердилась в дальнейшем и для ряда других районов (4). Используя эту зависимость и принимая во внимание данные табл. 1, можно оценить влияние местного испарения на образование общего количества осадков Европейской территории СССР. В табл. 2 приведены средние величины температуры t и относительной влажности воздуха h для рассматриваемой территории, а также абсолютные и относительные значения величины Δr , на которую уменьшатся суммы выпадающих осадков при полном прекращении местного испарения.

Таблица 2

Влияние местного испарения на суммы осадков

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
t°	-10,9	-8,5	-3,6	4,3	12,0	16,5	18,8	16,3	11,3	11,0	-2,7	-6,5	3,6
$h, \%$	87	84	80	75	63	67	70	76	78	83	88	88	78
$\Delta r, \text{ см/мес}$	0,2	0,2	0,4	1,8	2,4	3,4	3,6	1,6	0,6	0,2	0,2	0,2	14,7
$\Delta r/r, \%$	7	9	17	64	63	62	57	27	12	4	5	6	31

Данные табл. 2 подтверждают ранее высказанное положение (1, 2, 4) о том, что влияние местного испарения на общие суммы осадков значительно больше влияния местного испарения на состав осадков (на отношение «местных» и «внешних» осадков). Эта закономерность была фактически учтена в выполненных расчетах влияния мелиорации на режим осадков (2, 4). Материалы этой таблицы также полностью подтверждают известное высказывание А. И. Воейкова о большом влиянии испарения (особенно в первой половине лета) на общие суммы осадков, выпадающих на обширных территориях суши.

Поступило
13 X 1952

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ М. И. Будыко, О. А. Дроздов, Сборн. Вопросы гидрометеорологической эффективности полесаживного лесоразведения, 1950. ² О. А. Дроздов, там же. ³ К. И. Кашии, Х. П. Погосян, там же. ⁴ Х. П. Погосян, под ред., Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР, 1952. ⁵ С. П. Хромов, Изв. Всесоюзн. географ. об-ва, в. 2, 117, в. 5, 500, 531 (1951).